



Universidade Estadual de Campinas



Instituto de Geociências

Curso de graduação em Geologia

Trabalho de Conclusão de Curso

Caracterização mineralógica de regolitos em área  
com histórico de escorregamento em Santos-SP

Discente: Jéssica Katley Miranda Ferreira

Orientador: Prof. Dr. Alfredo Borges de Campos

Campinas, SP

Fevereiro de 2014



Universidade Estadual de Campinas

Instituto de Geociências

Curso de graduação em Geologia

Trabalho de Conclusão de Curso



Caracterização mineralógica de regolitos em área  
com histórico de escorregamento em Santos-SP

Jéssica Katley Miranda Ferreira

Trabalho de Conclusão de Curso para  
obtenção de título de Bacharel em  
Geologia, pelo Instituto de  
Geociências da Unicamp

Examinadores:

Prof. Dr. Jefferson Picanço

Dr. Sergio R. Christofolletti

Dedico este trabalho à minha família, especialmente às minhas avós Jupira e Teresinha, aos meus pais Audrey e Gilmar, irmãos Jennifer e Allyson, em memória de meus avôs Walter e Waldomiro, e à minha tia Yorraina.

## Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus e as forças do Universo que nos ajudam. Agradeço a toda minha família que amo muito, são pessoas maravilhosas e por si só já são uma motivação. E também a Susse, minha cachorrinha, que também faz parte da família. Ao Bruno, que foi meu companheiro por nove anos.

Agradeço ao Professor Alfredo pela orientação, pela ideia de trabalho num momento em que me faltaram e também pela leitura dos difratogramas. Ao Professor Perobelli também por ajudar a sugerir o trabalho em Santos.

Agradeço o apoio da Defesa Civil de Santos, especialmente ao Marcos Bandini e à Márcia Thaís por todo o acompanhamento nos dias em Santos, pela sugestão dos locais de campo, pela agradável hospedagem, pelo fornecimento do relatório de 1979 do IPT e pela gentil recepção e apoio técnico. Também não esqueci do Castro, Ernesto e demais.

Lúcia e Dailto por me ajudarem e explicarem os procedimentos nos laboratórios. À Cida também e aos funcionários do IG.

Rogério Marcon por várias coisas: material, ensinamento, leitura de lâminas no difratômetro do LPCM do IFGW, e grande gentileza para tudo isso. Também agradeço a Professora Maria José por fazer a ligação com o Marcon e por se mostrar sempre atenta em ajudar.

Ao Chico (Professor Francisco Ladeira) pelo acolhimento nas aulas de pedologia, prontidão para tirar dúvidas, pelo empréstimo gentil da Carta Munsell. Também ao Gustavo e a Ana Carolina Assis, pela disposição em ajudar, pelas aulas de pedologia também e fornecimento de um ótimo material do assunto.

Aos Professores do IG durante a graduação: Wanilson, Chico, Robertinho, Sueli, Maria José, Lena, Ticiano, Jefferson, Elson, Giorgio, Batezelli, Perobelli, Jacinta, Sílvia, Celso, Pedro, Lobão, Frésia, Vidal, Alfonso, Emilson, Álvaro, Beto, Alfredo, Dailto, Zaupa, Herrmann, Newton, Sérgio, Trabanco, Adriana e ao Cristiano.

A quem foram meus monitores nas disciplinas, até colegas e de quem muito precisei: Rafael Assis, Bruno, Carol, Lobinho, Lucíola, Júlio, Téó, Érica e dos que não lembro o nome. Os da física foram muito importantes também!

Aos colegas da geologia, especialmente Lucas, Pedro Ivo, Juninho, Mesquita, Rogério Salustiano, Burca, Levi, Léo, Rafael (Boneco), Maurício, Francisco, Victor, Carol, Maíra, Giseli, Silvana, Isadora, Lídia, Jackeline. E a todos os 07 e 08, além dos colegas mais recentes que estão sempre a vista pelos arredores do IG e da Unicamp. Ao Flávio-Pira também por dicas no início do TCC.

Também agradeço a Unicamp e ao SAE pelo apoio ao aluno. Também aos que foram meus orientadores da bolsa-trabalho: Dani, Celso, Salette, Miriam e Marcelo.

Também agradeço à Unesp de Rio Claro, que me acolheu durante o ano que fiquei lá e significou minha porta de entrada para a Unicamp. Sem esquecer das pessoas.

E posso agradecer a eu mesma por não ter desistido desse trabalho.

**Muito obrigada!**

## Sumário

1 – Introdução .....	1
1.1 – Objetivo .....	3
1.2 – Área de estudo .....	3
<b>1.2.1 – Localização geográfica e aspectos sociais</b> .....	<b>3</b>
<b>1.2.2 – Aspectos físicos</b> .....	<b>4</b>
<b>1.2.2.1 – Clima</b> .....	<b>4</b>
<b>1.2.2.2 – Geomorfologia</b> .....	<b>5</b>
<b>1.2.3 – Aspectos ambientais e de risco geológico</b> .....	<b>8</b>
2 - Materiais e Métodos .....	12
2.1 - Trabalho de campo, descrição e coleta das amostras .....	12
2.2- Preparação das amostras para identificação mineralógica .....	14
<b>2.2.1- Peneiramento e fracionamento das amostras</b> .....	<b>15</b>
<b>2.2.2 - Preparação das frações peneiradas para análise mineralógica</b> .....	<b>17</b>
2.3- Difração de raios-X e interpretação dos difratogramas .....	20
2.4- Petrografia .....	21
3. Referencial teórico .....	22
3.1 - Intemperismo e formação de minerais no solo .....	22
3.2 - Estabilidade mineral no intemperismo .....	25
3.3 – Formação e ocorrência de minerais no solo .....	27
<b>3.3.1 - Olivinas, piroxênios e anfibólios</b> .....	<b>28</b>
<b>3.3.2 – Feldspatos</b> .....	<b>28</b>
<b>3.3.3 – Micas</b> .....	<b>29</b>
<b>3.3.4 – Vermiculitas</b> .....	<b>29</b>
<b>3.3.5 – Esmectitas</b> .....	<b>30</b>
<b>3.3.6 – Cloritas</b> .....	<b>31</b>

3.3.7 - Vermiculita e Esmectita com Hidróxi-Al Entrecamadas (VHE e EHE)	32
3.3.8 - Caulinita e Haloisita	32
3.3.9 - Óxidos de Ferro	33
3.3.10 - Óxidos de alumínio	33
3.3.11 - Óxidos de Titânio	34
3.3.12 - Óxidos de Silício	35
3.3.13 - Óxidos de Manganês	36
3.4 – Técnicas analíticas físicas para mineralogia do solo	36
3.4.1 – A difratometria de raios-X	37
3.5 – Contexto geológico da área de estudo	38
3.5.1 - Geologia regional	38
3.5.1.1 – Geologia do Bloco Litorâneo descrita por Sadowski (1974)	41
3.5.1.2 – Litotipos dos morros de Santos mapeados pelo IPT (1979)	42
3.5.2 - Geologia local	44
3.5.2.1 – Litotipos dos pontos do campo com base no mapa de Sadowski (1974)	44
3.5.2.2 – Litotipos e parte estrutural dos perfis com base no mapa geológico do IPT (1979)	47
3.6 – Características geotécnicas e movimentos de massa nos morros de Santos com base em IPT (1979)	48
3.6.1 – Influência dos migmatitos, granitóides embrechíticos e granito Santos como condicionantes lito-estruturais da evolução do relevo	48
3.6.2 – Características geotécnicas dos solos e suas associações com os tipos litológicos no estudo do IPT (1979)	49
3.6.3- Tipos de movimentos de massa existentes em Santos – SP ....	50
4. Resultados	53
4.1- Resultados de campo	53
4.1.1- Descrição do Perfil Regolítico 1	53

<b>4.1.2- Descrição do Perfil Regolítico 2</b> .....	57
4.2- Resultados da preparação das amostras por peneiramento seco .....	61
4.3- Resultados das análises mineralógicas por difração de raios-X .....	62
4.4- Resultados da petrografia .....	67
<b>4.4.1- Rocha próxima do primeiro perfil</b> .....	67
<b>4.4.2- Rocha próxima do segundo perfil</b> .....	69
<b>5 – Discussão</b> .....	72
<b>6- Conclusões</b> .....	78
<b>7- Referências bibliográficas</b> .....	80
<b>8 – ANEXOS</b> .....	84
<b>ANEXO 1: Descrição Geral dos perfis com base em Lemos e Santos (2002)</b> .....	84
<b>ANEXO 2: Fotos esquematizadas do perfil 1 em campo</b> .....	85
<b>ANEXO 3: Fotos esquematizadas do perfil 2 em campo</b> .....	86
<b>ANEXO 4: Fotos e descrição complementar das amostras do perfil 1 em laboratório</b> .....	87
<b>ANEXO 5: Fotos e descrição complementar das amostras do perfil 2 em laboratório</b> .....	90
<b>ANEXO 6: Difratogramas de raios-x</b> .....	94

## Sumário de figuras

Figura 1.2.1: Imagem de satélite do município de Santos, à esquerda. A localização da baixada santista no Estado de São Paulo e os municípios integrantes desta, à direita. Fonte: Google Maps (2013) e Wikipédia (2013 a). .....	3
Figura 1.2.3: Mapa geológico-geotécnico da região entre a baixada santista e a Serra do Mar. O ponto em vermelho é a localização aproximada dos perfis na área dos morros de Santos. Fonte: Paula et al. (2008). .....	7
Figura 1.2.3.1: Localização dos pontos de campo na carta geotécnica elaborada pelo IPT em 1979. Imagem confeccionada através da sobreposição da carta geotécnica na imagem de satélite. Fonte: Software Google Earth e IPT (2013b). .....	11

Figura 2.1 – Pontos escolhidos para o trabalho de campo nos morros de Santos -SP. O ponto 1 fica no Morro do Jabaquara e o ponto 2 no Morro São Bento. Localização em proximidade de áreas de movimento de massa recente. Fonte: Google Earth. ....	13
Figura 2.2: Desenho esquemático dos procedimentos realizados na etapa de laboratório. ....	15
Figura 2.2.1: Fotos do procedimento de desagregação e das frações obtidas no peneiramento mecânico .....	16
Figura 2.2.2: Fotos do moinho de uma bola e do pó montado no porta-amostra .....	17
Figura 2.2.2.1: Fotos do procedimento da dispersão da fração silte+argila como preparo para a separação granulométrica e concentração da argila na centrífuga. ....	18
Figura 2.2.2.2: Fotos dos tubos de centrífuga com amostras centrifugadas e, pipetagem da argila em lamínula. ....	19
Figura 3.2: Série de estabilidade para minerais primários das frações areia e silte. Fonte: adaptada de Goldich (1938 segundo Kämpf et al., 2009 a) .....	25
Figura 3.4.1: Esquema de difração de raios-X nos planos paralelos de estrutura cristalina mineral. 1, 2 e 3 são raios incidentes, e 1', 2' e 3' são raios difratados, $\Theta$ é o ângulo de incidência dos raios-X, d é a distância entre os planos atômicos. Fonte: Bleicher & Sasaki (2000). ....	37
Figura 3.5.1: Zona de falhamento de Cubatão separando os blocos Jquitiba e Litorâneo. Em detalhe a área dos morros de Santos. Fonte: Sadowski (1974). ....	40
Figura 3.5.2.1: Sobreposição do mapa geológico de Sadowski (1974) sobre imagem de satélite para localização dos litotipos dos perfis regolíticos. Fonte: Sadowski (1974) e Google Earth. ....	46
Figura 3.5.2.2: Localização dos pontos dos perfis regolíticos sobre o mapa geológico do IPT (1979), a partir da sobreposição em imagem de satélite. Fonte: IPT (1979) e Google Earth. ....	47
Figura 4.1.1 – Esquema geral do perfil 1. São mostradas as profundidades e feições das camadas, a posição das amostras coletadas e a correspondência das amostras do perfil 1 com as camadas pedológicas e com as camadas de alteração da proposta de Pastore e Fontes (1998) .....	54
Figura 4.1.2 – Esquema geral do perfil 2. São mostradas as profundidades, limites e feições das camadas, a posição e nome das amostras coletadas e a correspondência das amostras do perfil 2 com as camadas pedológicas e com as camadas de alteração da proposta de Pastore e Fontes (1998) .....	58
Figura 4.2.1: Percentual das frações obtidas no peneiramento seco das amostras do perfil 1. ....	62
Figura 4.2.2: Percentual das frações obtidas no peneiramento seco das amostras do perfil 2. ....	62
Figura 4.3.3: Difratoograma da amostra P1.3 na fração argila e no estado natural. Nos picos são indicados o espaçamento d em angstrom e o nome do mineral. Abaixo se encontra a listagem dos picos e seus dados .....	65
Figura 4.3.4: Difratoograma da amostra P2.3 na fração argila e no estado natural. Nos picos são indicados o espaçamento d em angstrom e o nome do mineral. Abaixo se encontra a listagem dos picos e seus dados. O mineral goethita (não indicado) fica sobreposto com os picos secundários de gibbsita e caulinita na posição $21^\circ(2\Theta)$ .....	66

Figura 4.4.1.1: Fotos das rochas coletadas próximo ao perfil 1. À esquerda foto da amostra P1.8.ra, e à direita foto da amostra P1.8.rb, ambas em foco de lupa de mão com aumento de 10X. ....	67
Figura 4.4.1.2: Fotos das amostras P1.8.ra e P1.8.rb em lâmina delgada sob microscópio óptico com objetiva de aumento de 2,5X. ....	69
Figura 4.4.2.1: Fotos da rocha coletada próxima ao perfil 2, amostra P2.8r. À direita foto detalhe da amostra em foco com lupa de mão de aumento de 10X. ....	70
Figura 4.4.2.2: Fotomicrografia da amostra P2.8.r com objetiva de aumento de 2,5X, à esquerda em luz natural e à direita com nicóis cruzados. Nos centros das fotos há o porfiroblasto de quartzo ou possível feldspato alterado sem macla (mesmo com nicóis cruzados), mostrando forma ocelar e sombra de pressão. Na matriz tem quartzo recristalizado e a foliação gnáissica com bandas máficas descontínuas de biotita e hornblenda ....	71

## Sumário de tabelas

Tabela 1.2.3: Total de acidentes, óbitos e pessoas afetadas por desastres naturais na UGRHI 07 no período se 2000-2011. Fonte: Brollo et al. 2011 e 2012 e CEDEC 2011 apud Brollo e Tominaga, 2012. ....	8
Tabela 3.2: Minerais primários e secundários em ordem de estabilidade. Fonte: Allen & Hajek (1989 segundo Melo et al., 2009) ....	26
Tabela 3.2.1: Sequencia de estabilidade e índices de intemperismo para minerais da fração argila de solos. Fonte: Jackson (1968, segundo Kämpf et al., 2009 a). ....	27
Tabela 3.3: Alguns minerais primários e seus possíveis produtos de intemperização, expressos em elementos liberados para a solução e minerais secundários formados. Fonte: Kämpf et al. (2009 a) ....	28
Tabela 4.1.1 – Correspondência da amostras do perfil 1 com as camadas pedológicas e camadas da proposta de Pastore e Fontes (1998). ....	56
Tabela 4.1.2: Correspondência da amostras do perfil 2 com as camadas pedológicas e camadas da proposta de Pastore e Fontes (1998). ....	61
Tabela 4.3.1: Minerais identificados através dos difratogramas para as fração argila e areia do perfil 1..	63
Tabela 4.3.2: Minerais identificados através dos difratogramas para as fração argila e areia do perfil 2..	63

## Resumo

Escorregamentos são comuns nos morros da zona insular de Santos-SP, e historicamente afetam as populações residentes nas encostas ou próximas a estes locais. São vários os condicionantes dos escorregamentos tais como o tipo de material que é submetido ao escorregamento, condições de drenagem, topografia, regime climático, intervenções antrópicas, dentre outros. Pouco se sabe sobre as características mineralógicas dos materiais superficiais e sua influência na ocorrência dos escorregamentos. O objetivo deste TCC foi caracterizar a mineralogia de dois perfis de regolitos representativos de duas situações topográficas favoráveis à ocorrência de deslizamentos. Para execução da pesquisa foram selecionados perfis localizados nos morros do Jabaquara e São Bento em Santos para estudos de detalhe em campo e laboratório. Os perfis foram descritos em campo e a seguir amostras de solo, saprolito e de rocha foram coletadas para estudos mineralógicos utilizando a difratometria de raios-X e lâminas petrográficas. Estudos foram feitos no DRX para as frações argila e areia destas amostras após separação por peneiramento e fracionamento físico. Os resultados obtidos para a fração argila indicaram a presença dos minerais caulinita, gibbsita, illita e goethita nos perfis. A presença ou associação desses minerais em determinadas camadas nos perfis regolíticos pode influenciar a ocorrência de escorregamentos do tipo translacional, rotacional ou movimentos de massa por deslocamento reconhecidos na área. A presença de minerais primários identificados na fração areia indica uma possível gênese para os minerais de argila. Conclui-se que a presença e tipo de associação dos minerais, bem como o estágio evolutivo dos processos de alteração mineralógico em cada perfil, podem influenciar a ocorrência de escorregamentos e auxiliar na adoção de medidas de prevenção e controle destes.

## Abstract

Landslides are common in the hills of the island district of Santos , SP , and historically affect residents in the hills or nearby. Several factors influence the landslides, such as the type of material that undergoes slippage, drainage conditions, topography, climate regime, human interventions, among others. Little is known about the mineralogical characteristics of the surface materials and their influence on the occurrence of landslides. The aim of this TCC is to characterize the mineralogy of two profiles of regolith representing two geographical situations favorable to landslides. To conduct the research two profiles located in the hills of Jabaquara and Sao Bento in Santos were selected for detailed studies in the field and laboratory. The profiles were described in the field and then soil, saprolite and underlying bedrock samples were collected for mineralogical studies using X-ray diffraction and petrographic thin sections. Detailed studies were made in XRD for the clay and sand fractions of these samples after separation by sieving and physical fractionation. The results obtained for the clay fraction indicated the presence of the mineral kaolinite, gibbsite, illite and goethite in the profiles. The presence or association of these minerals in certain layers in the regolith profiles may influence the occurrence of translational, rotational-type landslides or mass movements by rock displacement already recognized in the area. The presence of primary minerals in the sand fraction indicates a possible genesis for the clay minerals. It is concluded that the presence and type of association of minerals as well as the evolutionary stage of the weathering processes with mineralogical changes in each regolith profile may influence the occurrence of landslides and assist in the adoption of measures to prevent and control them.

## 1 - Introdução

Escorregamentos em encostas naturais ou modificadas pela ação antrópica são processos geológicos-geomorfológicos que afetam a vida de milhares de pessoas no mundo e causam danos severos a edificações urbanas e rurais, sendo um assunto atualmente muito discutido pela mídia e de grande interesse científico e técnico. Os materiais que suportam as encostas podem ser constituídos por rochas, solos residuais ou transportados e mesmo aterros ou depósitos de lixo. Assim a ocorrência e tipos de escorregamentos são influenciados pelas características desses materiais, por isso é importante que se conheça as propriedades mecânicas, geoquímicas e mineralógicas destes para fins tanto de classificação dos tipos de escorregamentos, como também para adoção de medidas de prevenção e de contenção em áreas sujeitas a processos de escorregamento.

Perfis de regolitos com diferentes graus de evolução e comportamentos mecânico, geoquímico e mineralógico distintos são encontrados em ambiente tropical brasileiro e podem influenciar a ocorrência de escorregamentos, conforme diversos estudos têm demonstrado (por exemplo, Furian et al., 1999; Guimarães et al., 2003; Lopes, 2013). Embora escassos, estudos anteriores têm apontado que a mineralogia e a distribuição vertical e lateral dos minerais nos perfis de regolitos são fatores importantes para a compreensão do processo de escorregamento (Furian et al., 1999; Ferreira et al., 2004; Xavier e Coelho Neto, 2006; Perdomo e Ladeira, 2010). Por exemplo, Furian et al. (1999) estudaram processos de escorregamentos na Serra do Mar e associaram a presença de horizontes de solos ricos em caulinita e gibbsita como fator controlador desses processos. Segundo esses autores, horizontes ricos em gibbsita são encontrados no terço superior das encostas. Estes são intercalados por horizontes com caulinita pouco porosos e impermeáveis que por sua vez são sobrepostos por horizontes porosos e permeáveis pertencentes a um Latossolo. Essa distribuição dos horizontes no perfil do regolito resulta na ocorrência de escorregamento, devido à rápida saturação do horizonte permeável durante episódios chuvosos que provoca o deslizamento deste sobre o horizonte caulínico subjacente.

Na área dos morros da parte insular do município de Santos, que é densamente habitada, é comum a ocorrência de escorregamentos, sendo que alguns já fizeram dezenas de vítimas fatais como os escorregamentos históricos de 1928 no Monte Serrat

e de 1956 nos Montes Santa Teresinha e do Marapé (IPT, 1979). Estudos anteriores relacionados ao entendimento, prevenção e controle dos escorregamentos nos morros de Santos já foram elaborados, como o do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A- IPT (1979). Para elaboração desse relatório o IPT elaborou um levantamento detalhado do meio físico das áreas dos morros nos municípios de Santos e São Vicente, além dos aspectos históricos e sociais a fim de analisar os fatores condicionantes dos escorregamentos e elaborar um mapa geotécnico das áreas afetadas por estes. Os tipos de movimentos de massa que ocorrem nos morros foram subdivididos pelo IPT (1979) adotando-se a classificação de Varnes. De acordo com IPT (1979), os tipos de movimentos mais frequentes nos morros de Santos são os escorregamentos translacionais e os rastejos, este tendo ocorrência generalizada nas encostas dos morros.

Ainda segundo o IPT (1979), os escorregamentos translacionais nesses morros ocorrem em encostas retilíneas, predominantemente, ou convexas, com inclinações superiores a 30° e desenvolvidas sobre migmatitos e granitóides embrechíticos. Já os escorregamentos rotacionais ocorrem sobre o migmatito estromatítico nos mesmos tipos de encostas. No granito Santos ocorrem queda de blocos, associada a problemas estruturais ou por descalçamento de base em matacões superficiais. Esses fatores predisponentes geológico-geomorfológicos juntamente com os climático-hidrológicos dependem dos fatores efetivos climáticos e antrópicos, e dos efeitos imediatos que desencadeiam o movimento de massa, sendo os maiores agentes a chuva intensa e as mutilações e vibrações no substrato.

Nos estudos elaborados pelo IPT (1979) para a confecção da carta geotécnica de Santos é evidente a importância de se conhecer as características litológicas, estruturais, geomorfológicas, dos tipos de solos, movimentos de massa, erosão, drenagem, ocupação, vegetação, etc. presentes na área. Embora também seja relevante, não se encontrou na literatura disponível trabalhos sistemáticos relativos à mineralogia dos materiais de alteração, sobretudo solos e saprolito, que são as principais massas movidas.

O presente estudo poderá contribuir para uma melhor compreensão dos processos de escorregamento que ocorrem nos morros de Santos e dessa forma auxiliar na adoção de medidas preventivas dos escorregamentos.

## 1.1 - Objetivo

O objetivo deste Trabalho de Conclusão de Curso foi caracterizar a mineralogia das camadas de dois perfis de regolitos localizados em área com histórico de escorregamento nos Morros Jabaquara e São Bento em Santos-SP.

Como meta pretendeu-se caracterizar a mineralogia primária e secundária das frações areia e argila, respectivamente, de cada horizonte ou camada dos dois perfis de regolitos selecionados, através da difratometria de raios-X.

## 1.2 – Área de estudo

### 1.2.1 – Localização geográfica e aspectos sociais

O município de Santos localiza-se no litoral do Estado de São Paulo e é a sede da Região Metropolitana da Baixada Santista - RMBS (Fig. 1.2.1) que é composta por nove municípios. A estimativa da população para Santos em 2013 foi de 433.153 habitantes contra 419.400 de 2010, a densidade demográfica foi de 1.494,26 hab/km<sup>2</sup> (IBGE, 2013).



Figura 1.2.1: Imagem de satélite do município de Santos, à esquerda. A localização da baixada santista no Estado de São Paulo e os municípios integrantes desta, à direita. Fonte: Google Maps (2013) e Wikipédia (2013 a).

A RMBS também constitui uma unidade de gerenciamento de recursos hídricos – UGRHI, a de número 7, e tem perfil industrial, diferentemente das outras duas UGRHI da Zona Costeira que têm vocação para a conservação da biodiversidade, além

do potencial turístico dessas três unidades. A UGRHI 07 abriga 72% da população das três UGRHI litorâneas, ocupando cerca de 13% do território paulista, o que evidencia o grande adensamento populacional. As regiões UGRHI 07 e 03 também vivem a expectativa da chegada das atividades da exploração de petróleo na camada pré-sal da Bacia de Santos (São Paulo, 2012).

O território de Santos é dividido nas partes continental e insular possuindo uma área de 280,674 km<sup>2</sup> (IBGE, 2013), ficando praticamente toda a população concentrada na ilha que é centro urbano e abriga o maior complexo portuário da América do Sul (São Paulo, 2012). Já a parte continental constitui área de preservação e deve ser protegida. Na parte insular existe uma porção de morros que constituem um único corpo desenvolvido sob a direção norte-sul e que ocupam 6,5 km<sup>2</sup> (IPT, 1979). Esses morros foram irregularmente ocupados e por constituir área de risco geológico tem sido foco de preocupação para a prevenção de tragédias pelo município, particularmente pela Defesa Civil que atua diretamente nessas áreas. A entrada para os Morros Jabaquara e São Bento pode ser feita pelo bairro Jabaquara, localizado na porção central da ilha limitando a encosta norte desses morros.

### **1.2.2 – Aspectos físicos**

A geologia regional e local, assim como os tipos de solos relacionados a estes serão tratadas no referencial teórico.

#### **1.2.2.1 - Clima**

Segundo Gutjahr et al. (2010) o clima de Santos é tropical litorâneo úmido com precipitação média anual de 3207 mm. Os verões são quentes e úmidos, com o mês de janeiro tendo temperaturas médias variando entre 23 e 30°C e pluviosidade acima de 250 mm, já os invernos possuem temperaturas mais amenas e menor incidência de chuvas, com temperaturas variando entre 17 e 24° C no mês de julho e, pluviosidade de 55 mm em agosto.

Segundo IPT (1979), através de análises de alguns episódios de chuva, foi observado que os escorregamentos nos morros de Santos já ocorreram nas seguintes situações: índices pluviométricos superiores a 300 mm num episódio de chuva intensa; índices baixos entre 150 e 200 mm ou chuvas intermitentes de longa duração associados a um período anterior de alta pluviosidade; em épocas de baixos índices pluviométricos

e períodos antecedentes também, os escorregamentos estão associados à interferência humana modificando o quadro de equilíbrio natural das encostas.

### **1.2.2.2 – Geomorfologia**

A área insular do município de Santos está inserida na Província geomorfológica Costeira de Almeida (1964, segundo Paula et al. 2008). Esta província constitui o rebordo do Planalto Atlântico e é separada desse pela Serra do Mar, e corresponde à área do Estado drenada diretamente para o mar.

Almeida (1953, segundo Paula et al. 2008) citou o nome genérico de Serra do Mar e a parte dessa escarpa no município de Santos como Serra de Cubatão, atingindo altitudes superiores a 1200 m. A Serra do Mar apresenta unidades de relevo de escarpas abruptas (de espigões digitados) e festonadas com anfiteatros sucessivos, ambas tem topos angulosos, vertentes com perfis retilíneos, drenagem de alta densidade e vales fechados. Apresenta em planta larguras de 3 a 5 km em média e desnível da ordem de 800 a 1.200 m. Para zona da baixada litorânea existem as unidades de relevo: morros isolados, terraços marinhos, planícies aluviais, mangues e planícies costeiras. Os morros isolados sobressaem no relevo plano da planície costeira e são constituídos de rochas cristalinas, com topos arredondados, vertentes ravinadas de perfis convexos a retilíneos, drenagem com densidade média a alta, padrão dentrítico e vales fechados.

Segundo o IPT (1979) o maciço dos morros de Santos e São Vicente atingem no máximo 200 m de altitude e pertencem ao mesmo conjunto definido para a Serra do Mar. Na compartimentação do relevo feita pelo IPT (1979) existem os alvéolos e as encostas, sendo que estas se distinguem em dois grupos: as encostas voltadas para planícies alveolares e as encostas voltadas para a planície costeira ou encostas marginais. Ambas as encostas têm em geral topo convexo com declividades menores que 20°, limitado por uma ruptura de declive positiva, seguido por unidades morfológicas retilíneas e/ou convexas com declividade entre 30 e 40°.

As encostas dos alvéolos são pouco susceptíveis aos processos de movimentação coletiva dos solos, mas desenvolvem expressivo manto de alteração que é comumente explorado como material de empréstimo e que expõe esses solos e causam processos de erosão laminar e ravinamento por ocasião de chuvas sazonais. Nas encostas marginais o elemento convexo do topo apresenta solos de alteração e solos coluvionares com

espessuras consideráveis, enquanto o trecho retilíneo da encosta apresenta solos rasos, exposições de paredes rochosas ou de campos de matacões. Depósitos detríticos são comuns na base das encostas marginais tendo o contato superior marcado por uma ruptura de declive negativa e foram classificados em três tipos de depósitos detríticos.

As rampas de colúvio tem predominância das frações argila, silte e areia, são corpos de baixa declividade no sopé das encostas, assim suavizando o contato com a planície costeira. Os corpos de tálus tem predominância de blocos e matacões decimétricos até métricos, e ficam das partes médias até o sopé das encostas formando superfícies de declividade acentuada, onde pode ocorrer ruptura de declive e formar rampas de colúvio. Os depósitos de meia encosta, com predominância das frações argila, silte, areia e seixo, e subordinadamente blocos e matacões, dispõem-se nas partes altas a médias das encostas acompanhando a superfície topográfica e podem ter continuidade para a base da encosta na forma de depósito de tálus, sendo que ambos caracterizam áreas instáveis por comumente apresentarem movimentos de rastejo e escorregamentos.

Em Paula et al. (2008) foi realizado um mapa geológico-geotécnico em escala 1:50.000 de uma área de 480 km<sup>2</sup> na Serra do Mar e baixada santista com base em bibliografia, mapa geológico, fotointerpretação e campo complementar, na qual a principal ferramenta foi a compartimentação do relevo. Foram distinguidas 15 unidades nesse mapa (Fig. 1.2.3), na qual os morros de Santos foram caracterizados como a unidade geológico-geotécnico 10 – UGG-10 na Zona da Baixada Litorânea. Essa unidade tem como características do meio físico: uma geologia de morros isolados; geomorfologia de topos arredondados, vertentes ravinadas, perfis convexos e retilíneos, vales fechados e ocorrem isolados na planície costeira; os solos são de composição variada indo de argiloso até arenoso, e espessuras variadas, desde 0,5 até 10m; a hidrologia apresenta drenagem de média a alta densidade e padrão dendrítico; na hidrogeologia o nível de água fica entre 0,5 e 10m; e os processos geológicos e comportamentos geotécnicos são de forte entalhe erosivo das vertentes, rastejo, escorregamento de solo e queda de bloco em taludes de corte.

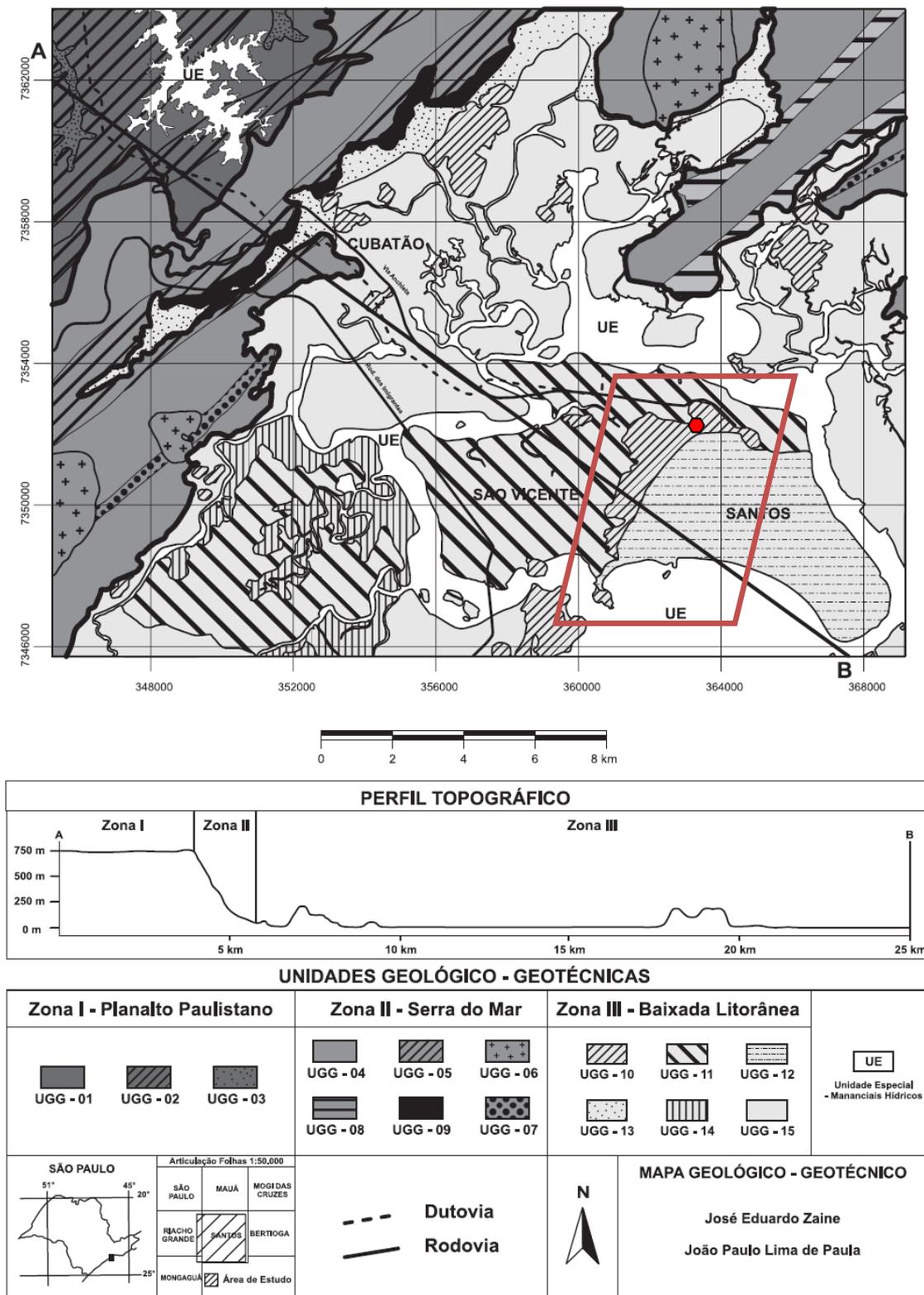


Figura 1.2.3: Mapa geológico-geotécnico da região entre a baixada santista e a Serra do Mar. O ponto em vermelho é a localização aproximada dos perfis na área dos morros de Santos. Fonte: Paula et al. (2008).

### 1.2.3 – Aspectos ambientais e de risco geológico

Os morros de Santos constituem áreas de risco por apresentarem encostas íngremes, receberem alta pluviosidade, ocupação irregular das encostas e interferência humana modificando o quadro de equilíbrio natural das encostas. Existe atualmente um monitoramento constante dessas áreas de risco nos morros da área insular pela Defesa Civil de Santos.

A tabela 1.2.3 mostra o número de acidentes ocorridos num período de 12 anos (2000 – 2011) na RMBS. Nesses acidentes estão inseridos outros tipos de desastres além dos escorregamentos, como inundações e alagamentos, erosão, raios, desabamentos de casas, vendavais, etc. e são dados de cadastro de vistorias e atendimentos emergenciais dos arquivos da Coordenadoria Estadual da Defesa Civil (São Paulo, 2013b). Embora não sejam dados dos morros de Santos, é um registro de que acidentes decorrentes de desastres naturais sempre ocorrem na região e podem afetar milhares de pessoas num curto período de tempo.

Tabela 1.2.3: Total de acidentes, óbitos e pessoas afetadas por desastres naturais na UGRHI 07 no período se 2000-2011. Fonte: Brollo et al. 2011 e 2012 e CEDEC 2011 apud Brollo e Tominaga, 2012.

Total de acidentes e consequências relacionadas a desastres naturais na UGRHI 07 – Baixada Santista													
	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2000-2011
Total acidentes	11	1	4	9	19	18	16	5	6	15	31	16	156
Óbitos	0	1	0	1	0	1	4	4	3	2	0	1	17
Pessoas afetadas	0	0	82	10	432	128	38	287	1.391	6.527	2.106	328	11.329

No Decreto do Zoneamento Ecológico-Econômico do Setor da Baixada Santista (São Paulo, 2013a), os morros de Santos inserem-se na unidade territorial da zona 5 – Z-5, a qual apresenta a maior parte dos ecossistemas primitivos degradados ou suprimidos e possuem organização funcional eliminada. A subzona dos morros é a Z5TE que corresponde a uma zona terrestre especial, que tem uma restrição maior do que a Z5 e foi enquadrada nesta subzona pelas seguintes características: tem áreas sem ocupação que se mostram de interesse para o desenvolvimento e expansão urbana; tem proximidade a equipamentos e infraestrutura urbana; interesse urbanístico ligado à conexão viária; e tem proximidade a equipamentos urbanos com vocação regional. Na

gestão dessa subzona devem ser seguidas as diretrizes de incentivo à criação de áreas verdes e conservação ou recuperação, incluídas as de preservação permanente e as de uso público, otimização da ocupação dos empreendimentos já aprovados e estimular à ocupação dos vazios urbanos, garantindo a melhoria da qualidade ambiental. Como meta os planos e programas de gestão precisam atender 100% da área ocupada com abastecimento de água potável, coleta e tratamento do esgoto e coleta e disposição adequada de resíduos sólidos. Os usos e atividades permitidos são de empreendimentos industriais de baixo impacto; comércio e prestação de serviços; armazenamento, embalagem, transporte e distribuição de produtos e mercadorias; e parques tecnológicos.

O município de Santos, juntamente com outros do litoral paulista, foram os primeiros do Estado a receber e colaborar com a criação do Plano Preventivo de Defesa Civil - PPDC para deslizamentos no Estado de São Paulo. O PPDC foi o pioneiro no Brasil como uma articulação do poder estadual para prevenir acidentes em decorrência dos escorregamentos no Estado. Através de estudos sistemáticos do IPT, IG, Instituto Florestal e Instituto Botânico foram definidos critérios para que os municípios pudessem monitorar as áreas de risco. Sendo a chuva o principal agente deflagrador dos escorregamentos, são monitorados os valores acumulados em três dias como principal fator, dada a relação obtida de que os escorregamentos ocorrem quando esse valor varia entre 80 e 120 mm dependendo da região. A partir do monitoramento do acumulado de chuva em 3 dias, a previsão meteorológica e as vistorias de campo, as defesas civis municipais enquadram a área de risco nos estados de observação, atenção, alerta ou alerta máximo. Esse PPDC foi elaborado em 1988 e sua duração vai sempre de 1º de dezembro até 30 de abril, de forma que o principal objetivo é o esforço de diminuir o número de vítimas fatais causadas por escorregamentos inicialmente no litoral paulista (Macedo et al., 2004).

Para um monitoramento adequado dos locais com maiores probabilidades de escorregamentos no Estado de São Paulo tem sido elaborados mapeamentos de áreas de risco, sobretudo após o decreto de criação do Programa Estadual de Prevenção de Desastres Naturais e de Redução de Riscos Geológicos – PDN, em 2011 (Brollo e Tominaga, 2012). Em Canil (2010) são explorados os fatores indicativos de probabilidade, vulnerabilidade e consequência para uma estimativa qualitativa do grau de risco aos processos de escorregamento na região dos Morros de Santos, o qual foi realizado pelo IPT em 2005 por meio do Plano Municipal de Redução de Riscos (PMRR). Até julho de 2012 apenas 19 municípios do Estado possuíam PMRR (Brollo e

Tominaga, 2012). Segundo IPT (2005, segundo Canil 2010) foram mapeadas 19 áreas de risco nos morros de Santos, nas quais os escorregamentos estão associados a processos de instabilização em cortes/aterros seguidos aos de encostas naturais como quedas e rolamento de blocos rochosos. Essa setorização identifica a vulnerabilidade dessas áreas e é um meio de subsídio para a política municipal de desenvolvimento urbano e ambiental, inclusão social, habitação e gerenciamento de riscos (Canil, 2010).

Uma atualização desse PMRR foi concluído em novembro de 2012 pelo IPT, onde dentro das 22 áreas de risco analisadas foram identificados 104 setores de riscos, dos quais 22 foram identificados e classificados como de risco muito alto (R4), 44 de risco alto (R3), 37 de risco médio (R2) e um de risco baixo (R1), totalizando cerca de 11,4 mil moradias (IPT, 2013). A Prefeitura de Santos incorporou as informações desse levantamento no Sistema de Informações Geográficas de Santos (SIG Santos) (IPT, op. cit), que é um software desenvolvido especialmente para a gestão municipal e que foi iniciado em 2005, e integra informações socioeconômicas e geográficas, encontra-se em constante aperfeiçoamento e colabora para a tomada de decisões estratégicas (Prefeitura de Santos, 2013).

Segundo Prefeitura de Santos (2013 b) nesse estudo do IPT em 2005 foram apontadas soluções ou intervenções desde simples limpeza, proteção superficial, drenagem, alteração da geometria, contenção, obras de infraestrutura, reparos até relocação de moradias, estimando um custo de 63 milhões de reais para intervenção nos 66 setores com risco R3 e R4.

Em Oliveira (2011) estão as ações necessárias para minimização dos riscos de acordo com a análise preliminar do IPT (2005) para os Morros de Santos. No Morro do Jabaquara, área de interesse do presente estudo, foram indicados 3 setores R4, 5 setores R3 e 2 setores com R2, o número de obras e ações foi de 16 com as seguintes medidas: escadas d'água, canaletas de drenagem, muros de contenção, remoção de uma moradia e de blocos. No Morro São Bento, também área de interesse do presente estudo, foram indicados 6 setores R3, com 7 obras e ações necessárias entre limpeza de talude, canalização de drenagem natural, muros de arrimo, escadas d'água, remoção de blocos e drenagens superficiais.

Na carta geotécnica (IPT, 1979) foram divididos os tipos de áreas em dois grandes grupos: as áreas passíveis de ocupação urbana desde que obedecidas as recomendações e especificações indicadas; e as áreas impróprias à ocupação urbana. O primeiro grupo foi subdividido em I, II e III, e o segundo grupo em IV, V e VI, de

acordo com suas potencialidades e limitações. Na figura 1.2.3.1 os pontos descritos e amostrados no trabalho de campo desse TCC situam-se sobre o grupo 2, tipo IV b, que corresponde a encostas retilíneas com inclinações maiores de  $40^\circ$  e devido aos riscos geológico-geotécnicos a que estão submetidas não comportam nenhum tipo de ocupação, devendo ser reflorestadas. O primeiro ponto fica próximo ao tipo V b (cor roxa), que corresponde a depósitos detríticos de encosta de situação instável, devendo ser impedida a ocupação e anulada qualquer interferência antrópica. Já no ponto 2, em campo trata-se de topo de morro, considerando-se que a sobreposição da imagem não está exata, a área em verde próxima ao ponto 2 trata-se de tipo de área II b, que tem inclinação abaixo de  $20^\circ$  e inclui topos de morros e zonas mais planas com problemas impostos pelas áreas de montante, como falta de integração dos diversos sistemas de drenagem para águas pluviais, servidas, lixos, acessos e também pela possibilidade de ser atingida por eventual queda de material (IPT, 1979).



Figura 1.2.3.1: Localização dos pontos de campo na carta geotécnica elaborada pelo IPT em 1979. Imagem confeccionada através da sobreposição da carta geotécnica na imagem de satélite. Fonte: Software Google Earth e IPT (2013b).

## 2 - Materiais e Métodos

Na área de estudo foram selecionados dois locais com perfis de regolitos desenvolvidos *in situ* a fim de se identificar os minerais que compõe o manto de alteração original desses locais. Para a pesquisa foram realizadas duas etapas de trabalho, a primeira etapa foi de campo para seleção dos perfis regolíticos, caracterização e coleta dos materiais de alteração e rochas presentes nos perfis, e uma etapa de laboratório com a finalidade de preparar esses materiais para identificação mineralógica por meio da difratometria de raios-X, além do uso da microscopia óptica para a descrição das amostras de rochas.

### 2.1 - Trabalho de campo, descrição e coleta das amostras

Os materiais utilizados nesta etapa de campo foram canivete, martelo, lupa, bússola, GPS, mapa geotécnico dos morros de Santos (IPT, 1979), trena, pá, sacos plásticos, barbante, caneta marcadora, ficha de descrição de solo do IBGE (2007), manual de solos de Lemos e Santos (2002) e classificação de camadas de Pastore e Fontes (1998).

O trabalho de campo teve a duração de dois dias (20 e 21/03/2013), sendo o primeiro para a seleção dos perfis e o segundo para a coleta e descrição dos materiais. A seleção dos perfis regolíticos a serem estudados teve a participação e sugestão do geólogo Marcos Bandini e, participação de campo da geóloga Márcia Thaís, ambos da Defesa Civil de Santos. Os perfis foram selecionados com base na proximidade de locais onde ocorreram movimentos de massa recentes e também na posição topográfica e desenvolvimento dos perfis regolíticos (Fig. 2.1).

A primeira análise dos perfis regolíticos foi de caráter tátil-visual e consistiu em separar as diferentes camadas ou horizontes dos perfis com base principalmente nos critérios de cor, resistência à penetração da faca no horizonte, além de diferenças na textura, estrutura e estágio de alteração dos horizontes do solo ou camadas de saprolito (no caso do perfil 1), quando o critério de cor não era suficiente. Em campo foi usada a ficha de descrição morfológica do IBGE (2007), que foi preenchida com as observações das características dos horizontes de solos no campo. Vale lembrar que alguns atributos como cor, textura e consistência foram complementados pós-campo (em laboratório) e utilizados na descrição morfológica final dos perfis conforme modelo de Lemos e Santos (2002) e apresentada no item 4.1 sobre resultados do campo.



Figura 2.1 – Pontos escolhidos para o trabalho de campo nos morros de Santos -SP. O ponto 1 fica no Morro do Jabaquara e o ponto 2 no Morro São Bento. Localização em proximidade de áreas de movimento de massa recente. Fonte: Google Earth.

A divisão das camadas do regolito teve como base o procedimento padrão dos manuais de descrição de solo em campo, de caráter pedológico e elaborados com base em Lemos e Santos (2002), como também o procedimento proposto por Pastore e Fontes (1998) voltado para descrição e classificação de perfis de alteração no âmbito da Geologia de Engenharia e que dividem melhor as camadas que não são solos, como os saprolitos e rochas.

Para distinguir as camadas do regolito utilizou-se a proposta de Pastore e Fontes (1998), a qual divide um perfil de alteração completo em sete horizontes: solo orgânico, solo laterítico, solo saprolítico, saprolito, rocha muito alterada, rocha alterada e rocha sã, pois esta classificação separa melhor os materiais de alteração presentes no perfil regolítico que são de interesse para compreensão dos processos de escorregamento. Complementarmente, para fins de classificação do solo segundo critérios pedológicos, foi utilizada a classificação da Embrapa (2006).

Após a separação dos horizontes do solo e camadas do saprolito, foram coletadas amostras deformadas de cada material dos horizontes ou camadas com pá, martelo ou canivete como também amostras das rochas aflorantes nas proximidades dos perfis. Os diferentes materiais dentro de uma mesma camada, se esta não for uniforme, se refere, por exemplo, a coloração diferenciada entre amostras no mesmo horizonte, como no

caso das amostras P1.4a e P1.4b, ambas pertencentes ao horizonte Cr2. Outro exemplo seriam as amostras da camada C/R, onde as amostras P2.6.0 e P2.6.3 são de saprolito e rocha alterada, respectivamente. Os nomes das amostras seguiram a sequência crescente na numeração de camadas em cada perfil, sendo a amostra P1.1 representando a primeira camada do perfil 1.

As amostras coletadas em campo foram acondicionadas em sacos plásticos para posteriormente serem preparadas para fins de identificação dos minerais por meio da difratometria de raios-X, assim como para realizar uma descrição mais detalhada das amostras complementar aquela feita na etapa de campo. Vale lembrar que a textura das amostras de saprolito e rocha alterada podem ter tido seus tamanhos influenciados pela escavação da amostra com a pá e o tempo de armazenamento nos sacos plásticos antes de serem secas (cerca de 40 dias).

Também foram medidas as atitudes das estruturas geológicas presentes nos afloramentos rochosos e nos perfis regolíticos.

## 2.2- Preparação das amostras para identificação mineralógica

A etapa de laboratório consistiu essencialmente de uma separação granulométrica através de peneiramento de amostra seca para posterior preparo para análise mineralógica por difração de raios-X. A primeira fase de laboratório foi realizada no Laboratório de Preparação de Amostras do Instituto de Geociências da Unicamp e, a segunda fase, para a organização do material a ser levado para a difratometria de raios-X, foi realizada no Laboratório de Raios-X do mesmo instituto. A figura 2.2 resume os procedimentos realizados na etapa de laboratório e que serão apresentados em sequência.

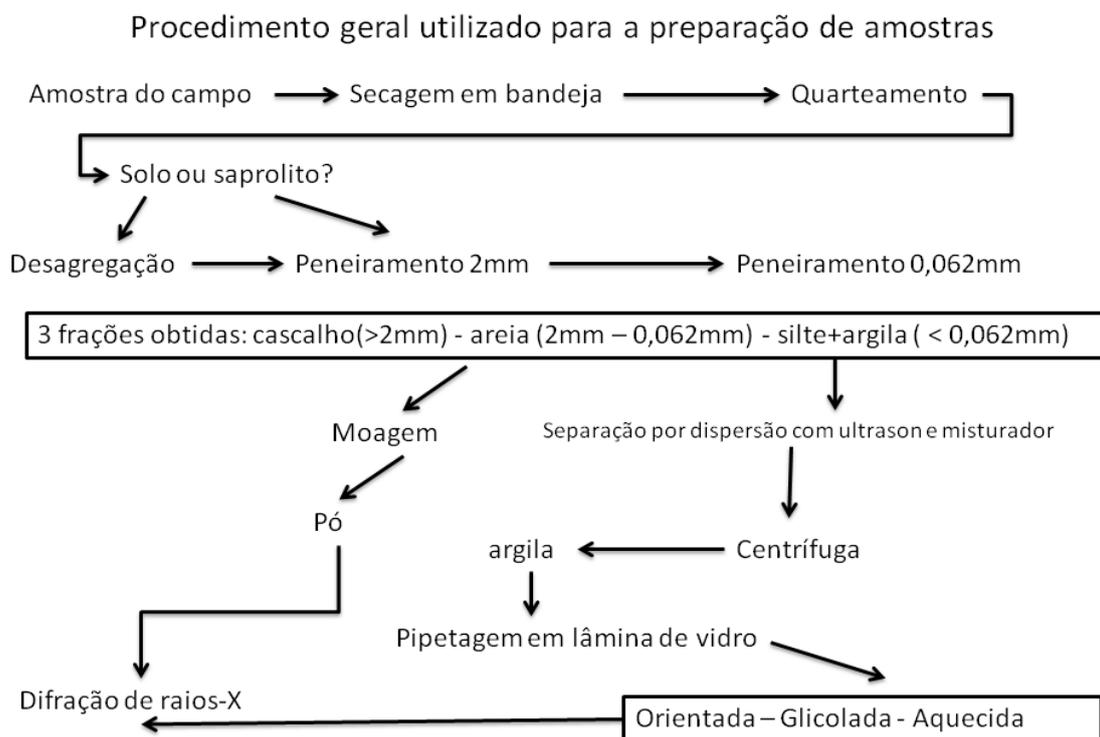


Figura 2.2: Desenho esquemático dos procedimentos realizados na etapa de laboratório.

### 2.2.1- Peneiramento e fracionamento das amostras

Os materiais utilizados nessa etapa foram bandejas, papel de seda, pistilo de madeira, armação de peneira de tela removível, telas de *nylon* de abertura de 2mm e 0,062 mm (marca Tenyl Tecidos Técnicos Ltda., *nylon*, malha 250 mesh, 62 $\mu$ m), peneirador mecânico (marca Produtest), sacos plásticos pequenos, papel manteiga, régua, fita crepe, caneta marcadora e balança analítica.

As amostras de solo e de saprolito coletadas em campo foram dispostas em bandejas para secagem a temperatura ambiente por no mínimo sete dias, sendo ocasionalmente reviradas para uma secagem melhor. Cada material foi quarteado para utilização da metade do mesmo. Como as amostras constituíam materiais diferenciados apenas os solos foram desagregados com pistilo para que durante o peneiramento a fração mais fina fosse separada (Fig. 2.2.1). Já o saprolito e a rocha alterada foram diretamente peneirados, até mesmo para se evitar a quebra da fração mais grosseira (>2mm) e também porque raramente havia agregados.

O peneiramento de cada amostra foi realizado em duas aberturas, sendo uma em tela/malha de *nylon* de 2mm e feito à mão, e a fração menor de 2mm foi levada ao peneirador mecânico em malha de 0,062mm. Assim obteve-se as frações cascalho

(>2mm), areia (entre 2 e 0,062mm) e silte+argila (<0,062mm) com o objetivo de se quantificar por massa as diferentes frações e identificar os minerais presentes nestas.

Para a separação da fração silte+argila (<0,062mm) o peneirador era programado para uma intensidade do reostato em 8 numa escala que vai até 10, e num tempo com intervalos variando de 10 a 30 minutos, onde observava-se a quantidade que passava pela peneira. De modo geral quando o peso dessa fração fosse menor do que 2 gramas num tempo final de 10 minutos, ou quando já se havia passado tempo excessivo, considerado um total de 1 hora, cessava-se o peneiramento da amostra. Assim cada amostra foi peneirada totalizando um tempo médio de uma hora e vinte minutos, variando para cada amostra.

Observa-se que esse método de separação não é efetivo para a separação total das frações areia da silte+argila, pois sempre resta uma fração fina que fica retida na peneira junto com a fração areia (Fig. 2.2.1). Porém o método utilizado foi suficiente para a obtenção de material que atendesse a proposta desse trabalho.



Figura 2.2.1: Fotos do procedimento de desagregação e das frações obtidas no peneiramento mecânico.

A escolha do tamanho da abertura da peneira de 0,062mm se deu pela disponibilidade dos materiais do laboratório e coincide com os limites estabelecidos pela escala de Wentworth usada na sedimentologia, que adota como 0,063mm o tamanho para o limite do silte e determina os tamanhos das partículas segundo uma progressão logarítmica com base 2, onde a argila fica com tamanho menor do que 0,004mm (Nichols, 1999). A abertura de 2 mm para o limite superior de areia é concordante na escala de Wentworth e aquelas adotadas na ciência do solo, onde a fração menor do que 2 mm é chamada de terra fina (Embrapa, 1997).

### 2.2.2 - Preparação das frações peneiradas para análise mineralógica

Os materiais utilizados nessa etapa foram papel manteiga, régua, balança analítica, moinho de bolas (planetary mill pulverisette 5 - marca Fritsch), moinho de uma bola (marca mlw), almofariz/gral de ágata com pistilo, britador de mandíbula, lamínulas de vidro, porta amostra para pó, pipetas de plástico, ultrassom, centrífuga de mesa marca mlw eletronic modelo T62.2, misturador, béquer de 200ml, espátula, tubos de centrífuga e água destilada.

Para a análise de minerais das frações areia e argila de cada amostra houve uma preparação específica. Para a fração areia, as amostras foram quarteadas até se obter o peso necessário para serem levadas ao moinho planetário, e então moídas numa intensidade de 200 rpm por vinte minutos, sendo que em algumas amostras essa moagem foi repetida e em outras tiveram uma segunda moagem no moinho de uma bola para que a cominuição do pó fosse mais efetiva (Fig. 2.2.2). Utilizou-se esse procedimento também com as amostras de rocha, que foram primeiramente britadas.

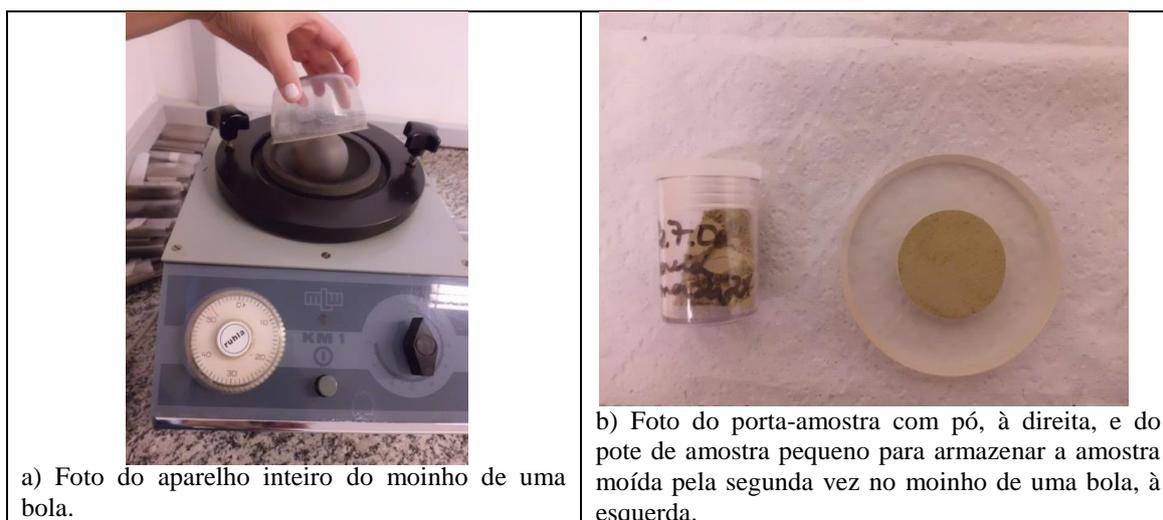
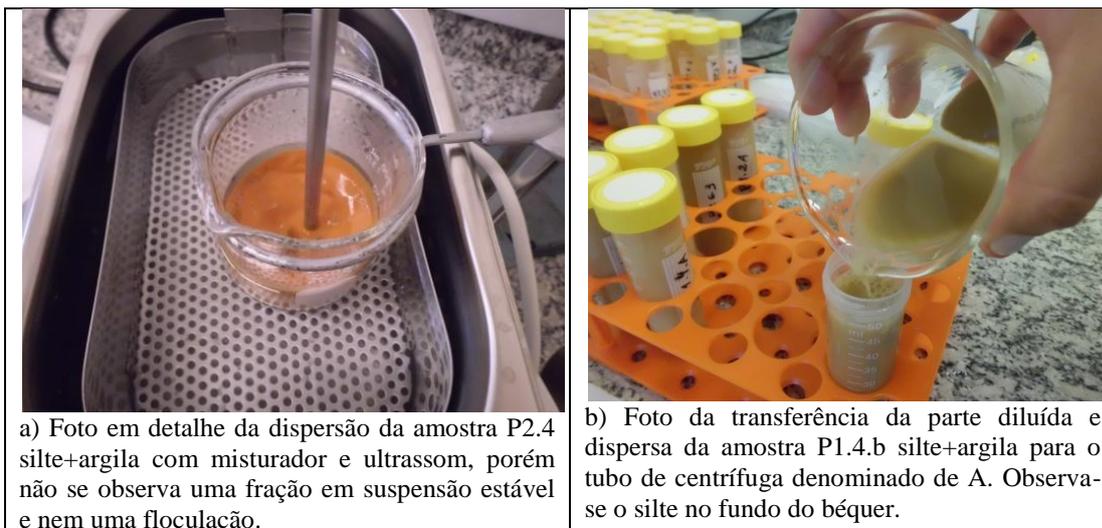


Figura 2.2.2: Fotos do moinho de uma bola e do pó montado no porta-amostra.

Para a fração silte+argila separou-se a argila por meio totalmente físico segundo uma adaptação do método utilizado no Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello da Petrobrás – CENPES (Alves, 1987). De modo simplificado, o procedimento padrão do CENPES consiste em dispersar uma amostra de 5 a 15g após moagem e pré-tratamentos, dependendo da litologia, em um tubo de ensaio de vidro de 50 ml com água destilada por 3 minutos num ultrassom de ponta, usando lavagem e defloculante se necessário. Em seguida a amostra é levada para a centrifugação para a separação da fração menor de 0,002mm. O tempo e velocidade da centrífuga de coroa fixa é de 7 minutos a 750 rpm primeiramente, para a separação da

fração menor de 0,002mm que fica como a fração sobrenadante e é transferida para outro tubo que, é então concentrado a 3000 rpm por no mínimo 30 minutos.

Nesse TCC utilizou-se esse método sem o uso de defloculante, pois houve separação satisfatória das frações silte e argila após a etapa de dispersão física e concentração por centrifugação sem o uso de defloculante e lavagem, até mesmo por questões operacionais e laboratoriais. Da fração silte+argila, que estava bem homogeneizada, foi retirada uma alíquota de 10g com a espátula e colocada num béquer com capacidade de 200ml que foi preenchido com água destilada até atingir um volume de 100ml. Em seguida o béquer foi colocado dentro do ultrassom por cerca de 4-5 minutos juntamente com um misturador, para a dispersão das partículas. Imediatamente após o desligamento dos aparelhos dois tubos de centrífuga de 50 ml eram preenchidos, o primeiro com a parte mais dispersa ou diluída da amostra e denominado de tubo A e o outro com a parte restante do béquer que continha as partículas mais pesadas e grosseiras dessa amostra, principalmente silte (Fig. 2.2.2.1).



a) Foto em detalhe da dispersão da amostra P2.4 silte+argila com misturador e ultrassom, porém não se observa uma fração em suspensão estável e nem uma flocculação.

b) Foto da transferência da parte diluída e dispersa da amostra P1.4.b silte+argila para o tubo de centrífuga denominado de A. Observe-se o silte no fundo do béquer.

Figura 2.2.2.1: Fotos do procedimento da dispersão da fração silte+argila como um preparo para a separação granulométrica e concentração da argila na centrífuga.

As amostras nos denominados “tubos A” foram agitadas e levadas para a centrífuga por 7 minutos a 800 rpm, sendo imediatamente transferida a parte diluída para outro tubo de centrífuga, denominado de “tubo B”, e preenchido com água destilada até o volume de 50ml. No método do CENPES esse passo corresponderia a separação granulométrica da fração 2 micra como o sobrenadante dessa primeira centrifugação, ficando a fração maior concentrada no fundo do tubo A. Os “tubos Bs” foram centrifugados por 30 minutos a 3000rpm, conforme especificado pelo método descrito em Alves (1987). Após a centrifugação a parte líquida ficava praticamente

limpa e sem sobrenadante e a fração argila foi totalmente concentrada no fundo do tubo, sendo que alguns tubos apresentaram um zoneamento de cores podendo indicar uma segregação granulométrica e mineral (Alves, 1987). Algumas vezes, quando a parte líquida possuía material, era transferida para outros tubos denominados de C. Optou-se então por considerar a fração argila como a parte concentrada na base do tubo B e, se presente a parte decantada no tubo C também (Fig. 2.2.2.2).

As argilas dos “tubos B” foram então usadas para a confecção das lamínulas assim como o material coletado do tubo C quando disponível. Para complementação da quantidade de amostra necessária para a confecção da lâmina, quando necessário foi também retirada parte do material superficial do tubo A. A parte líquida limpa era descartada e a argila do fundo do tubo era então novamente dispersa com o ultrassom e o uso da espátula, homogeneizando o resíduo do fundo do tubo. A fração argila foi então transferida por meio do método da pipetagem para as lamínulas e deixadas para secar ao ar, a fim de serem levadas para a leitura no difratômetro de raios-X. Durante a secagem os cristais de argila foram decantando e se orientando (Fig. 2.2.2.2).

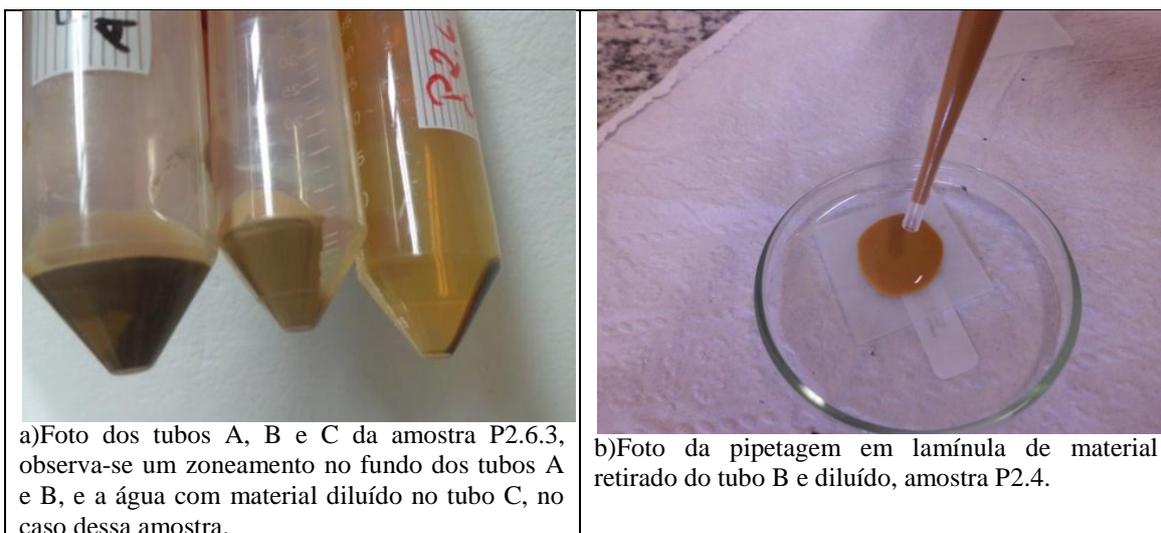


Figura 2.2.2.2: Fotos dos tubos de centrifuga com as amostras centrifugadas e, pipetagem da argila em lamínula.

Ainda em acordo com o método utilizado no CENPES, após as leituras nas lamínulas com argila natural, foram realizadas mais duas leituras no difratômetro. Uma leitura com amostra ambientada ao etilenoglicol por pelo menos 15h para que os minerais expansivos aumentassem a distância interfoliar, e outra de amostras aquecidas a 450°C por 5h para que a estrutura de certos minerais fossem colapsadas e alteradas para fins da identificação mineralógica no difratograma obtido posteriormente. O método do CENPES prevê um aquecimento de 490°C, mas por razões técnicas e

operacionais de pré-programação da mufla do Laboratório de Preparação de Amostras do IG/Unicamp foi utilizado a temperatura de 450°C.

As adaptações do procedimento realizado no CENPES foram resumidamente: o não uso de defloculante; o ultrassom comum ao invés ultrassom de ponta do CENPES; a não obtenção do sobrenadante e sim de uma parte diluída durante a centrifugação; o uso do dessecador com etilenoglicol estar sem vácuo; a utilização da técnica da pipetagem ao invés do esfregaço para a orientação dos argilominerais na lamínula; a diferença de temperatura de 40°C na mufla; e o fato de que o procedimento do CENPES foi desenvolvido para amostras de rocha sedimentar cominuídas. Entretanto, com base nos resultados obtidos considera-se que a adaptação realizada atendeu aos objetivos da pesquisa.

### 2.3- Difração de raios-X e interpretação dos difratogramas

Para identificação mineralógica das frações areia e argila foi utilizado inicialmente o difratômetro de raios-X do Laboratório de Raios-X do IG/Unicamp e complementarmente o difratômetro do Laboratório de Preparação e Caracterização de Materiais do Instituto de Física Gleb Watagin da Unicamp (LPCM/IFGW) para fins de comparação de leituras duvidosas.

O difratômetro do IG é da marca Bruker modelo D2 Phaser, de anodo de Cu, sendo o responsável por sua utilização o Dr. Dailto Silva, técnico do Laboratório de Raios-X do IG. O difratômetro utilizado no LPCM/IFGW foi o Philips PW1050 também de anodo de Cu, que foi programado pelo técnico e geólogo Rogério Marcon. Ambos equipamentos foram programados para um ângulo  $2\theta$  indo de 2° a 60°, que é suficiente para detectar os picos de 1ª, 2ª e 3ª ordens e com intervalo de leitura superior a aquela empregada no CENPES, onde o ângulo para argilominerais vai até 32° e para mineralogia total (pó) até 45°.

Os difratogramas das frações areia e argila foram analisados utilizando-se o programa X'Pert High Score v1.0b com o intuito de identificação mineralógica através do banco de dados de minerais do programa. A lista de minerais sugeridos pelo *software* como tendo probabilidades mais altas de constarem na amostra foram selecionados considerando a mineralogia típica de regolitos e solos tropicais, além da geologia local. Também utilizou-se tabelas e valores dos picos diagnósticos dos minerais de acordo com Resende et al. (2011) para auxiliar na identificação dos minerais primários e

secundários. O método utilizado no CENPES de comparação entre os difratogramas da amostra seca ao ar ou amostra natural, aquecida e glicolada também foi usado na identificação dos argilominerais, assim como se consultou algumas fontes bibliográficas para essa comparação.

#### 2.4- Petrografia

Para as amostras das três rochas coletadas próximas aos dois perfis regolíticos foi realizada uma descrição macroscópica com lupa de mão e complementarmente uma descrição microscópica em microscópio petrográfico com luz transmitida.

### 3. Referencial teórico

Será apresentado um embasamento teórico que possibilite discutir a proposta desse trabalho e os resultados obtidos. Assim, foram escolhidos para revisão os temas intemperismo e formação de minerais no solo; principais minerais encontrados em solos tropicais; a geologia regional e a local; a caracterização dos solos e produtos de alteração das rochas, e movimentos de massa caracterizados nos estudos do IPT em 1979.

#### 3.1 - Intemperismo e formação de minerais no solo

O processo intempérico é o responsável pela alteração da rocha e geração do manto de alteração ou regolito, e também pela pedogênese que origina o solo. O intemperismo é comumente dividido em dois tipos de acordo com o mecanismo predominante de atuação: químico, físico e biológico. No intemperismo físico os principais agentes de alteração são a variação de temperatura e o transporte sem a presença da água, desagregando e fragmentando a rocha antes coesa. No biológico, a alteração ocorre tanto de forma física, por organismos vivos e por raízes, quanto de forma química, por meio de ação da matéria orgânica proveniente de decomposição de organismos, e é mais atuante na porção superficial do regolito, interferindo diretamente na pedogênese. Já no intemperismo químico o principal agente de transformação dos minerais é a água, assim é o processo de alteração mais atuante em climas tropicais e subtropicais úmidos, que é o caso da área de estudo desse TCC.

Conforme Kämpf et al. (2009 a) o intemperismo químico envolve não apenas a dissolução de minerais, mas também a nucleação e o crescimento de novas fases que são os chamados minerais secundários os quais predominam na fração argila dos solos. Estes são frequentemente compostos por aluminossilicatos, também chamados de argilominerais, e por óxidos, hidróxidos e oxihidróxidos, principalmente de Fe, Al e Mn. Já os minerais primários são originários das rochas e se encontram nas frações areia e silte dos solos.

No intemperismo químico a entrada de água através de poros, fissuras e clivagens dos minerais e das rochas dissolve os constituintes mais solúveis dos minerais primários assim liberando principalmente K, Ca, Mg, P, Fe, Mn, Cu e Zn para a solução do solo (Melo et al., 2009). A solução de ataque ou solução do solo é ácida, principalmente por causa dos ácidos carbônico e orgânico. Como o solo é um sistema

aberto que permite a transferência/ lixiviação das soluções, as reações progridem, pois o equilíbrio entre as reações químicas não é alcançado e a solução não fica saturada para estabilizar as reações. Assim, para a formação de um mineral secundário é necessário que certos íons estejam presentes, enquanto outros excedentes sejam eliminados do sistema ou ambiente do solo. Dessa forma, são definidas as reações congruentes e incongruentes, na primeira o mineral dissolvido mantém na solução as mesmas proporções estequiométricas da sua composição e não gera novas fases sólidas. Já na reação incongruente, a precipitação de novas fases a partir da solução saturada é o principal mecanismo, sendo mais comum do que a dissolução congruente (Kämpf et al., 2009 a).

No intemperismo químico os processos atuantes na fase aquosa e que envolvem a dissolução e formação de um novo mineral são distinguidos em: hidratação, solução, hidrólise, oxidação-redução, além de complexação. Nesse tipo de intemperismo a formação de novos minerais pode ser a partir da estrutura mineral remanescente não dissolvida (resíduo) ou a partir de íons liberados para a solução (neoformação) (Kämpf et al., 2009 a).

A hidratação consiste na associação de moléculas de água ou de grupos OH com os minerais, sendo a reação inversa chamada de desidratação. A solução é o processo que forma soluções iônicas através da dissolução de sais simples. A complexação ocorre quando compostos orgânicos se ligam a íons metálicos, podendo aumentar a decomposição de minerais do solo e a solubilidade de Fe, Al, elementos-traço e metais pesados potencialmente tóxicos.

A oxidação e redução são reações que ocorrem tanto na fase sólida quanto em solução, e são importantes nos minerais que tenham certo teor de Fe, sendo estes apresentados no item 3.3.9 sobre óxidos de Fe que ocorrem no solo. A oxidação colore as rochas alteradas de cores avermelhadas e amareladas, pela oxidação do  $Fe^{2+}$  para os óxidos de  $Fe^{3+}$ . Quando a oxidação acontece na estrutura do mineral, como nos piroxênios, cátions oxidados ou não são liberados e precipitam como óxidos, enquanto a estrutura remanescente do mineral fica instável e continua a se desintegrar pelo processo de hidrólise gerando silicatos secundários. Já em micas e anfibólios, onde o Fe é um constituinte menor, a oxidação altera pouco a estrutura, como na biotita que torna liberação do K mais difícil e na esmectita que aumenta sua estabilidade pela diminuição da carga da camada e da CTC. Em minerais onde Fe é o constituinte maior pode haver desintegração completa da estrutura, originando novos minerais, como a hematita ou

maghemita em sua superfície. Já os óxidos de Fe e Mn, assim como os minerais secundários em geral, são pouco solúveis em condições oxidantes (Kämpf et al., 2009 a).

Reações de redução ocorrem quando o material está saturado em água e existe pouco oxigênio, sendo também favorecida pela presença de compostos orgânicos complexantes redutores. Os elementos reduzidos na estrutura mineral, como o  $Fe^{2+}$  e o  $Mn^{2+}$ , tornam as fases sólidas instáveis sob redução podendo dissolver o mineral. Os elementos em solução quando precipitarem constituirão fases sólidas mal cristalizadas e com grande reatividade como ferrihidrita, lepidocrocita, birnessita e a todorokita (Kämpf et al., 2009 a).

A hidrólise consiste no rompimento das ligações nos silicatos e carbonatos e substituição de íons alcalinos por  $H^+$ , proveniente da dissociação da água. Essa substituição desintegra a estrutura, dissolvendo o mineral na solução e posteriormente precipitando formas secundárias, como no caso de feldspato gerando caulinita. Porém, a natureza dos novos minerais formados depende da intensidade da hidrólise e da lixiviação nesse mineral primário, que perde Si e cátions. Dessa forma, os três níveis de hidrólise são: lixiviação fraca, acentuada e muito forte. Na lixiviação fraca, o Si que permanece no sistema permite a neogênese de argilominerais 2:1 do tipo esmectita, chamado também de processo de bissialitização, como por exemplo a albita originando beidelita. Na lixiviação acentuada a perda de Si é moderada e permite formar argilominerais 1:1 do tipo caulinita, chamado também de processo monossialitização ou caulinitização. Na lixiviação muito forte ocorre perda total de Si e permanece apenas o Al no sistema, cujo processo é chamado de alitização, gerando, por exemplo, gibbsita. Associando essas lixiviações ou fluxo de água com ambientes, a bissialitização ocorre em climas mais secos e posições de relevo mal drenadas como solos de sopés e depressões, já a alitização ocorre em regiões tropicais e subtropicais de chuvas intensas e relevo com boa drenagem e fluxo rápido da água. Por fim a monossialitização permite um maior abrangência de ambientes, e por isso a caulinita é o mineral mais frequente em solos tropicais e subtropicais ocorrendo em solos de posições mais elevadas e bem drenadas (Kämpf et al., 2009 a).

Conforme Azevedo & Torrado (2009) os argilominerais 2:1 imprimem suas características físicas, químicas e morfológicas nos solos, mesmo que presentes em pequena quantidade. No uso agrícola e em obras de engenharia, se os solos tiverem argilominerais 2:1 do tipo expansível (vermiculita e esmectita) estes irão requerer

práticas adequadas para tratamento desses solos. Os minerais com capacidade de expandir tem área superficial específica aumentada, assim sua reatividade, adesão (quando o solo está molhado) e coesão (solo seco) também. Essas argilas conferem aos solos altos valores de plasticidade e pegajosidade, e também aumenta a capacidade de troca catiônica. Nos argilominerais 2:1 com o espaço entrecamadas ocupados, como a vermiculita e esmectita com hidróxi entrecamadas (VHE e EHE) e cloritas, esses efeitos são comprometidos mas a resistência ao intemperismo aumenta.

### 3.2 - Estabilidade mineral no intemperismo

Kämpf et al. (2009 a) coloca que a estabilidade ou a resistência ao intemperismo de um mineral depende de: dureza, clivagem, coeficiente de expansão, defeitos do cristal, tamanho do grão ou sua área superficial específica e solubilidade no ambiente em questão. Já os fatores que determinam a intemperização dos minerais são: a estabilidade estrutural intrínseca do mineral, o pH da solução, a presença de ligantes complexantes (ácidos orgânicos, ânions inorgânicos), área superficial específica do mineral e eficiência da remoção dos produtos solúveis por precipitação, lixiviação, etc.

A série de estabilidade relativa de Goldich (1938, segundo Kämpf et al., 2009 a) para minerais primários silicatados mais comuns foi desenvolvida ao se analisar as assembléias minerais de tamanho areia e silte em sedimentos sob variadas condições ambientais (Fig. 3.2). Essa relação resulta do desequilíbrio entre as condições de formação do mineral em altas temperaturas com as condições de baixa temperatura na superfície onde ocorre o intemperismo (Kämpf et al., 2009 a). Assim, os primeiros minerais primários a se formarem serão também os primeiros a se intemperizarem.

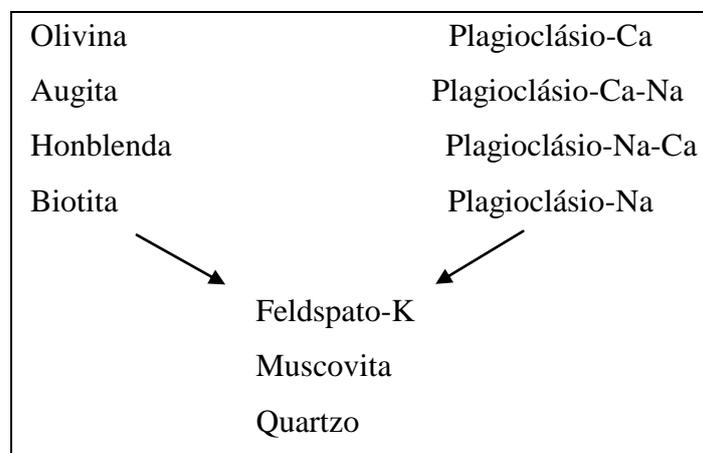


Figura 3.2: Série de estabilidade para minerais primários das frações areia e silte. Fonte: adaptada de Goldich (1938 segundo Kämpf et al., 2009 a)

Melo et al. (2009) coloca que no intemperismo os cátions básicos e a sílica são progressivamente lixiviados, e o Al e Fe concentram-se por serem elementos de baixa solubilidade, então ficam no sistema residual, que é empobrecido em nutrientes devido a não-renovação de minerais primários no solo. Na tabela 3.2 são apresentados a ordem de estabilidade de minerais primários, tanto essenciais quanto acessórios, e de minerais secundários, que podem indicar a evolução mineralógica do solo com o intemperismo (Melo et al., 2009).

Tabela 3.2: Minerais primários e secundários em ordem de estabilidade. Fonte: Allen & Hajek (1989 segundo Melo et al., 2009)

Minerais em ordem provável de estabilidade decrescente	
Primários	Zircão, Rutilo, Turmalina, Ilmenita, Granada, Quartzo, Epídoto, Esfeno, Muscovita, Microclínio, Ortoclásio, Plagioclásio Na, Hornblenda, Clorita, Augita, Biotita, Serpentina, Vidro vulcânico, Apatita, Olivina
Secundários (autigênicos)	Anatásio, Gibbsita, Hematita (e goethita), Caulinita, Vermiculita com Al-hidróxi nas entrecamadas, Esmectita, Vermiculita, Ilita, Haloisita, Sepiolita (e paligorskita), Alofana (e imogolita), Calcita, Gipso, Pirita, Halita (e outros sais de solubilidade similar)

Com a evolução dos solos o material de origem passa a influenciar menos a composição mineral do solo, que dependem mais do ambiente de intemperização. Assim, as associações de argilominerais nos solos indicam o grau de desenvolvimento desse. Comumente a fração argila dos solos é composta por três a cinco minerais dominantes e a idade do solo não é temporal, mas sim determinada pela quantidade de água que lixiviou no perfil. A tabela 3.2.1 abaixo apresenta uma sequência em ordem crescente de estabilidade de minerais mais frequentes na fração argila, e que é indicativa do estágio de intemperização de um solo através do número índice (Kämpf et al., 2009 a).

Até o índice 5 os solos estão ligeiramente intemperizados, mas em condições favoráveis isso pode ocorrer rapidamente. Dos índices 6 ao 9 os minerais intemperizam lentamente, e do 10 ao 13 são muito resistentes, pois já são produtos desse ambiente. No caso da haloisita e caulinita, a primeira é metaestável, e se for encontrada no horizonte C e caulinita no A e B indica transformação de haloisita para caulinita (Kämpf et al., 2009 a).

Tabela 3.2.1: Sequencia de estabilidade e índices de intemperismo para minerais da fração argila de solos. Fonte: Jackson (1968, segundo Kämpf et al., 2009 a).

<b>Índice de intemperismo</b>	<b>Mineral</b>
	<b>Estádios recentes (solos jovens)</b>
1	Gipso, halita, sais solúveis
2	Calcita, dolomita, apatita
3	Olivina, anfibólios, piroxênios
4	Biotita, glauconita, clorita, nontronita
5	Albita, plagioclásios, microclínio
6	Quartzo, cristobalita, tridimita
	<b>Estádios intermediários</b>
7	Muscovita, illita
8	Vermiculita
9	Esmectitas (montmorilonita, beidelita)
9	Clorita-Al pedogênica, vermiculita e esmectita com hidróxi-Al entrecamadas
	<b>Estádios avançados (solos altamente intemperizados)</b>
10	Caulinita, haloisita
11	Gibbsita
12	Óxidos de ferro (goethita, hematita)
13	Óxidos de titânio (anatásio, rutilo, ilmenita), zirconita, coríndon

### 3.3 – Formação e ocorrência de minerais no solo

Nos estádios iniciais de intemperização dos saprólitos os minerais secundários podem substituir pseudomorficamente os minerais primários, como no exemplo de Murphy et al. (1998 segundo Kämpf, 2009 a) em que no centro de um grão de biotita ocorre uma transformação progressiva em direção a borda, com biotita alterada, haloisita e depois caulinita, onde num estágio avançado resta apenas caulinita nos vazios e sem orientação cristalográfica com a mica. Geralmente o mineral secundário herda a química do material original na forma da maior abundância dos elementos essenciais.

No progresso da intemperização ocorre a pedoturbação, onde a pseudomorfose tende a desaparecer e ser substituída pela massa fina (plasma) composta por argilominerais (filossilicatos) e óxidos (Fe, Al, Mn, Ti) que caracterizam os horizontes A e B. A pedoturbação causa redistribuição e acumulação dos minerais através dos fluxos percolantes, do processo de expansão e contração do solo (umedecimento e secagem) e pela bioturbação. Nessa matriz do solo, unida em agregados estruturais, e interagindo com as soluções do solo, é onde o intemperismo atua nas diferenciações

pedológicas através dos horizontes, o que permite a caracterização dos perfis pedológicos e uma posterior classificação de solos (Kämpf et al., 2009 a)

Na tabela 3.3 há alguns minerais primários e seus produtos da intemperização, expressos em elementos liberados na solução e minerais secundários.

Tabela 3.3: Alguns minerais primários e seus possíveis produtos de intemperização, expressos em elementos liberados para a solução e minerais secundários formados. Fonte: Kämpf et al. (2009 a)

Mineral primário	Principais elementos liberados	Mineral secundário
Olivinas	Si, Al, Mg <sup>2+</sup> , Fe <sup>2+</sup>	Serpentina, esmectita, goethita, caulinita, haloisita
Piroxênios e anfibólios	Si, Al, Mg <sup>2+</sup> , Ca <sup>2+</sup> , Fe <sup>2+</sup>	Clorita, esmectita, calcita, talco, goethita
Feldspatos	Si, Al, K, Na, Ca	Micas, esmectitas, haloisita, caulinita, gibbsita
Micas (biotita, muscovita)	Si, Al, Mg, Fe <sup>2+</sup> , K	Ilita, interstratificado mica-vermiculita, vermiculita, esmectita, interstratificado mica-caulinita, caulinita, haloisita, goethita, hematita, gibbsita
Cloritas	Si, Al, Mg, Fe <sup>2+</sup>	Vermiculita, interstratificado clorita-esmectita, esmectita, ilita, caulinita, haloisita
Esmectitas (secundária)	Mg, Fe <sup>2+</sup>	Esmectita com hidróxi entrecamadas, interstratificado caulinita-esmectita, caulinita, goethita
Vermiculitas (secundária)	Si, Al, Mg	Vermiculita com hidróxi entrecamadas

A seguir serão apresentados os aspectos de intemperização, formação e ocorrência dos minerais mais comuns nos solos.

### 3.3.1 - Olivinas, piroxênios e anfibólios

Esses minerais ferromagnesianos são muito susceptíveis à intemperização e raramente são encontrados nos solos. As olivinas podem alterar para serpentinas ou esmectitas trioctedrais, nontronita e materiais não-cristalinos, se a lixiviação for moderada, e para esmectita mal-cristalizada, caulinita, haloisita, goethita, hematita e ferrihidrita, se for intensa. Já os piroxênios e anfibólios tendem a originar clorita e esmectita, até calcita se a taxa de liberação de Ca for maior do que a de dissolução completa do piroxênio. Com a eliminação completa do Ca e Mg e parcial do Si, são obtidos caulinita, haloisita e óxidos de Fe (Kämpf et al., 2009 a).

### 3.3.2 - Feldspatos

Estão presentes nas frações areia e silte de muitos solos, dependendo da rocha de origem, e também podem estar ausentes em solos muito intemperizados. A persistência dos feldspatos nos solos está relacionada com sua natureza (como tamanho, composição

química, irregularidades na superfície do cristal, etc.), clima, relevo, grau de lixiviação, ação de compostos orgânicos complexantes e outras variáveis. No grupo dos termos potássicos, o microclínio é mais estável do que os ortoclásios devido a sua simetria triclinica, onde os átomos de O ocupam menor volume em comparação à simetria monoclinica. Os produtos da intemperização podem ser montmorilonita (em clima árido e bacias mal drenadas) ou, caulinita, haloisita e até gibbsita, dependendo do clima e eficiência da drenagem, sendo que um fluxo intenso gera os últimos produtos. Produtos intermediários podem ser materiais não-cristalinos (Kämpf et al., 2009 a).

### **3.3.3 - Micas**

Todas as espécies de mica podem ocorrer nos solos devido ao seu caráter detrítico e de ser mais abundante em sedimentos do que em outros tipos de rochas. As micas trioctedrais são mais abundantes nas rochas e mais susceptíveis ao intemperismo, justamente por serem as primeiras a cristalizar no magma, porém em fase de mais baixa temperatura podem ser transformadas em micas dioctedrais como muscovita ou clorita. Nos solos predominam as micas dioctedrais, mais semelhantes a muscovita, chamadas de illita quando na fração argila, já as do tipo biotita tendem a ocorrer apenas nas frações mais grosseiras de solos pouco intemperizados (Kämpf et al., 2009 a).

As micas são os minerais com K mais comuns nos solos, e quando este é liberado, são transformadas em vermiculita e esmectita, ou interstratificações com esses minerais. A velocidade e intensidade de liberação do K e conseqüentemente da susceptibilidade a alteração é maior nas micas trioctedrais por causa de aspectos estruturais como o comprimento da ligação K-O ser maior e, existir repulsão entre cátions que faz o K ter uma ligação mais fraca também. A neoformação de caulinita também ocorre até como pseudoforma da biotita (Kämpf et al., 2009 a).

### **3.3.4 - Vermiculitas**

Vermiculitas macroscópicas (geralmente interstratificadas com biotita ou flogopita) ocorrem em rochas máficas e ultramáficas, gnaisses, xistos, mármore e rochas graníticas. Em solos e sedimentos forma-se a partir da alteração da mica, compreendendo várias etapas e condições envolvendo os elementos estruturais (perda de K das entrecamadas e a diminuição da carga na camada). Também pode se formar por alteração da clorita, e até mesmo a partir do feldspato. Geralmente não tende a ser

um argilomineral dominante no solo e podem ter outras denominações: vermiculitas aluminosas ou cloritizadas, clorita-vermiculita, e vermiculita com hidróxi-Al entrecamadas (VHE) que seria um estágio de intemperismo mais intenso do que a vermiculita (Kämpf et al., 2009 a; Azevedo & Torrado, 2009).

Sua ocorrência é favorecida em clima mais seco, material original com mica, relevo que permita alta atividade de sílica em solução e bases, e moderado a curto tempo de intemperismo de minerais micáceos (Kämpf et al., 2009 a; Azevedo & Torrado, 2009).

### 3.3.5 - Esmectitas

As esmectitas mais comuns nos solos são montmorilonita, beidelita e nontronita, sendo todas esmectitas dioctaedrais. Podem ter as seguintes origens: herdadas do material de origem, principalmente folhelhos, argilitos e calcários; produtos da transformação de micas, vermiculitas e cloritas máficas; ou neogênicas, precipitadas diretamente da solução. As esmectitas herdadas do material de origem costumam ser do tipo trioctaedral com os minerais hectorita, saponita e sauconita. A transformação consiste em mudanças na estrutura e na carga na camada de micas, sem ocorrência de dissolução e reprecipitação, saindo K das entrecamadas da mica e substituição de algum Al tetraedral por Si, podendo a vermiculita ser uma fase intermediária nessa transformação (Kämpf et al., 2009 a; Azevedo & Torrado, 2009).

São argilominerais característicos de Vertissolos, mas podem estar presentes em outros como Planossolos, Plintossolos, Chernossolos, Luvisolos, Gleissolos, Neossolos Litólicos, Espodossolos, Argissolos, Cambissolos e Neossolos Flúvicos (Kämpf & Cury, 2003 segundo Kämpf et al., 2009).

Sua formação e conservação são favorecidas em climas mais secos e nos ambientes de solos onde a drenagem é restrita (terrenos planos e partes baixas dos terrenos levemente ondulados, como terraços aluviais e fundos de bacias, assim como em zonas de descontinuidade geológica que podem barrar a água, ou qualquer lugar de drenagem imperfeita), existam soluções ricas em Si, Al, Mg, Fe e lixiviação mínima. Esses elementos necessários na solução têm maior abundância em rochas ígneas básicas. Na cristalização a partir de soluções do solo, meios ligeiramente ácidos (pH < 6,7) ou alcalinos (pH >8) tendem a solubilizar o Al e favorecer a formação de beidelita, enquanto valores intermediários de pH com ausência de Al favorecem a formação da montmorilonita (Kämpf et al., 2009 a; Azevedo & Torrado, 2009).

Geralmente as esmectitas estão saturadas com Ca e Mg, mas em meios ácidos liberam Al da estrutura formando Al-OH que precipitam nas entrecamadas. Com aumento da taxa de lixiviação e dessilicação originam caulinita e óxidos de Fe (no caso da nontronita) podendo ou não ter um estágio intermediário com caulinita-esmectita interestratificada (Kämpf et al., 2009 a).

No perfil de solo o maior teor de esmectitas pode ser encontrado nos horizontes mais profundos e tendem a diminuir em direção à superfície, pois as condições de intemperismo são mais acentuadas, ocorrendo o contrário quando as entrecamadas estão ocupadas por polímeros hidróxi (Azevedo & Torrado, 2009).

O tipo de esmectita formada também depende do material de origem. Esmectitas magnesianas como saponita podem ser formadas a partir de serpentinito (rocha ultrabásica rica em Mg) e materiais vulcânicos. Beidelitas a partir de rochas que contém micas e cloritas. Nontronita a partir de alterações de rochas vulcânicas, formação hidrotermal ou na superfície de fundo oceânico e manguezais (Azevedo & Torrado, 2009).

Quando em grandes teores nos solos as esmectitas conferem um comportamento plástico e pegajoso, e as forças de coesão e adesão são mais pronunciadas devido ao pequeno tamanho e grande área superficial. Assim solos com esmectitas quando úmidos têm a capacidade de aderir a qualquer superfície de contato, e quando secos ficam extremamente duros, dificultando sua mobilização e infiltração de água. A esmectita também aumenta a capacidade de troca catiônica, favorecendo a retenção de íons. Esses solos são pouco ácidos e com alta concentração de cátions básico em solução (Azevedo & Torrado, 2009).

Solos esmectíticos tem grande variação de volume de acordo com a umidade e pode provocar danos nas estruturas construídas e instabilidade de taludes e encostas, sendo componentes frequentes em movimentos de massa (Azevedo & Torrado, 2009).

### **3.3.6 - Cloritas**

Nos solos as cloritas podem ser primárias ou secundárias, se herdadas de rochas metamórficas ou ígneas, ou se forem produtos de alteração de minerais ferromagnesianos como hornblenda, biotita, piroxênio, granada e olivina. A frequência e teor desse mineral no solo são baixos, devido a sua pouca estabilidade e pequena quantidade quando frente a presença de caulinita, vermiculita e esmectita. A susceptibilidade de cloritas máficas à alteração é maior com o teor de  $Fe^{2+}$ . A dissolução

completa se dá em ambientes ácidos com  $\text{pH} < 4,5$  com alta concentração de ácidos orgânicos complexantes. Em condições menos ácidas, são vermiculitizadas. Também pode ocorrer transformação para esmectita (Kämpf et al., 2009 a).

As cloritas primárias dissolvem rapidamente em ambientes ácidos, assim sua presença está associada a climas áridos de intemperismo fraco, solos associados a ambientes de deposição recente e às rochas já citadas.

### **3.3.7 - Vermiculita e Esmectita com Hidróxi-Al Entrecamadas (VHE e EHE)**

Esses minerais são os 2:1 HE e formam uma solução sólida entre esmectita e vermiculita, em um extremo, e no outro a clorita aluminosa (Azevedo & Torrado, 2009). Esses argilominerais ocorrem comumente em solos ácidos e tendem a aumentar de concentração nos horizontes superficiais do perfil de solo, sendo que a biociclagem de Si também pode contribuir com isso. As condições favoráveis para sua formação são: intemperismo ativo (clima quente e úmido) para liberar íons Al; ambiente moderadamente ácido com pH em torno de 5; baixo teor de matéria orgânica para evitar a complexação do Al; ambiente oxidante; relevo que permita concentração média a alta de Si e Al; e umedecimento e ressecamento frequentes. As VHE são termodinamicamente mais estáveis do que caulinita, podendo estar associada a gibbsita. A presença de esmectita nos horizontes superficiais pode ser uma transformação da EHE dos horizontes subsuperficiais por despolimerização do Al entrecamadas através da complexação com ácidos orgânicos (Kämpf et al., 2009 a).

### **3.3.8 - Caulinita e Haloisita**

A caulinita é o argilomineral mais abundante e comum nos solos brasileiros, principalmente pelo clima quente e úmido que favorece o processo de dessilicação parcial e formação e estabilidade desse mineral nos solos. Sua ocorrência também se deve ao fato de se formar a partir de muitos minerais desde que haja remoção parcial de cátions básicos e Si. Em saprolitos podem ocorrer macrocaulinitas por transformação pseudomórfica de biotita e muscovita (Kämpf et al., 2009 a).

A haloisita tem baixa frequência em solos brasileiros por ser menos estável do que a caulinita e ocorrer com mais frequência em solos de depósitos vulcânicos e em estádios incipientes de intemperismo (Kämpf et al., 2009 a).

### 3.3.9 - Óxidos de Ferro

É um termo geral dado aos óxidos e hidróxidos de  $\text{Fe}^{3+}$  precipitados a partir da intemperização de minerais fonte. Em minerais primários como olivinas, piroxênios, anfibólios, micas e outros, o  $\text{Fe}^{2+}$  da estrutura é oxidado antes ou depois de sua liberação do mineral. São encontrados em quase todos os solos, representados principalmente por goethita, que é o mais comum e frequente, e hematita, que dão colorações bruno-amareladas e avermelhadas aos solos, respectivamente. Em suas formações admitem substituição do  $\text{Fe}^{3+}$  por  $\text{Al}^{3+}$ , a goethita admite mais do que a hematita, e isso está associado ao grau de dessilicação do ambiente (Kämpf et al., 2009 a). As condições distintas de formação desses minerais encontram-se logo abaixo.

Em ambientes mal drenados, com microrganismos anaeróbios, os óxidos de Fe podem ser submetidos a ciclos de oxidação e redução, originando precipitados de baixa cristalinidade na forma de ferrihidrita ( $\text{Fe}_5\text{HO}_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ), que é o precursor da hematita e lepidocrocita. A maghemita origina-se pela oxidação do óxido primário magnetita e por aquecimento, de 300 a 425°C, de goethita e ferrihidrita em presença de matéria orgânica (Kämpf et al., 2009 a).

#### Goethita

Sua presença é favorecida em ambientes mais úmidos e/ou mais frios, com teores relativamente elevados de matéria orgânica que atuam na complexação de Fe, pH mais baixo, baixo teor de Fe na rocha original e posições mais côncavas na paisagem que favorecem maior período de residência da água e taxa mais baixa de liberação de Fe (Kämpf et al., 2009 a).

#### Hematita

Requer ambientes mais secos, com baixa concentração de matéria orgânica, pH próximo de 7, relevo suavizado que eleva a taxa de liberação de Fe, alto teor de Fe na rocha original e longo tempo de intemperismo desses minerais (Kämpf et al., 2009 a).

### 3.3.10 - Óxidos de alumínio

Dentre os seis minerais hidróxidos e oxihidróxidos de  $\text{Al}^{3+}$  conhecidos, apenas a gibbsita [ $\text{Al}(\text{OH})_3$ ], e menos frequentemente a boehmita ( $\text{AlOOH}$ ), são encontrados em solos e lateritas. Quando em elevados teores facilitam a estrutura granular muito pequena, pois dificultam o ajuste face a face das placas de caulinita, dessa forma ocasionando maior infiltração de água, maior porosidade e menor densidade do solo. Os

microagregados fortes e estáveis, conhecidos como estrutura pó-de-café ou pseudo-areia se devem ao efeito flocculante dos óxidos de Al e de Fe que favorecem a permeabilidade, a drenagem e o preparo do solo. Os microagregados são resistentes à dispersão e por isso é comum ocorrer uma subestimação dos teores de argila determinados em laboratório (Kämpf et al., 2009 a, b).

### **Gibbsita**

Forma-se a partir da dissolução de qualquer aluminossilicato primário ou secundário em ambiente de forte intemperização (clima quente e úmido, rápido fluxo de água) com intensa lixiviação de Si (dessilicação extrema) e rápida mineralização da matéria orgânica. Compostos orgânicos podem complexar o Al impedindo sua formação (Kämpf et al., 2009 a, b).

No perfil de solo é comum a gibbsita ocorrer nos horizontes mais superiores do solo, onde o intemperismo e lixiviação são mais intensos. No entanto, o contrário também pode ocorrer. Kämpf et al. (2009 b) cita exemplos de estudos de outros autores que indicaram que em clima temperado isso se deu pela posição do solo em declives íngremes que favorecem a remoção da água e do Si da zona de intemperismo intenso próximo a rocha, e no caso de clima quente e úmido diversas causas como biociclagem de Si estabilizando caulinita nos horizontes superiores, deposição de fluxos de lama silicosas sobre materiais bauxíticos e a formação de solos cauliniticos na desintegração da bauxita.

A posição na paisagem também influencia a distribuição de gibbsita nos solos, já que o teor aumenta nas áreas bem drenadas. Isto é explicado pelo equilíbrio do mineral na atividade da água e ao tamanho dos poros, estando a gibbsita associada a horizontes de solos com alta atividade da água ou poros de tamanho grande, enquanto da caulinita é o contrário (Kämpf et al., 2009 b).

### **3.3.11 - Óxidos de Titânio**

São muito resistentes à intemperização persistindo nos solos como minerais pesados. Geralmente são herdados de rochas ígneas e metamórficas, que tenham como minerais acessórios rutilo ( $\text{TiO}_2$ ), anatásio ( $\text{TiO}_2$ ), ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ) e até brookita ( $\text{TiO}_2$ ), podendo estar como minerais detríticos nos sedimentos, onde o anatásio é geralmente autigênico. Também pode ter origem autigênica nos solos. Por estarem em baixo teor tem pouco efeito na química do solo e são mais importantes no estudo do desenvolvimento dos solos (Kämpf et al., 2009 a, b).

Rutilo, anatásio e ilmenita são comumente minerais residuais presentes nas frações silte e areia dos solos. O anatásio origina-se do intemperismo de silicatos que contenham Ti, principalmente por ação de ácidos orgânicos. A partir da oxidação e hidrólise da ilmenita, forma-se o pseudorutilo  $[\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{TiO}_2 \cdot m\text{H}_2\text{O}(\text{Fe}_2\text{Ti}_3\text{O}_9)]$ , o qual por dissolução pode originar rutilo ou anatásio, além de óxidos de Fe. A formação autigênica de anatásio como produto da alteração de titanita consta nas observações de Berrow et al. (1978, segundo Kämpf et al., 2009 b) em Podzóis da Escócia (Kämpf et al., 2009 a, b).

### 3.3.12 - Óxidos de Silício

Dentre os óxidos de Si, o quartzo por sua abundância funciona como diluente à atuação dos minerais mais reativos no solo, como argilominerais e óxidos de Fe e Al, e está presente praticamente em todos os solos. A atuação como diluente de minerais mais reativos se dá por sua baixa superfície específica, pouca hidratação e muito baixa ou ausência de carga. Na fração areia pode ocorrer em quase todas as cores na ausência de revestimentos superficiais (coatings). Geralmente ocorre como grãos anédricos, algo arredondados, sendo os grãos angulosos comumente resultado de fraturamento mecânico. Em contraste à maioria dos minerais no solo, são originados tanto em ambientes ígneos de alta temperatura como em ambientes aquáticos de baixa temperatura (Kämpf et al., 2009 b).

O quartzo está presente no solo principalmente como mineral primário, herdado do material de origem. Sua maior estabilidade deve-se ao fato deste se cristalizar a partir do magma próximo ao ambiente da superfície, ao empacotamento denso da estrutura cristalina e à alta resistência da ligação Si-O-Si. Devido a essa resistência ao intemperismo e ocorrência generalizada em rochas ígneas, metamórficas e sedimentares, é o mineral mais frequente na maioria dos solos. O quartzo concentra-se nas frações areia e silte e em menor teor na fração argila grossa, tendendo a concentrar nos horizontes eluviais, A e E. Solos constituídos predominantemente por quartzo e que não estão cimentados, são não-plásticos devido à fraca coesão desenvolvida entre as partículas de sílica, tem baixa capacidade de retenção de água e alta condutividade hidráulica (Kämpf et al., 2009 b).

### 3.3.13 - Óxidos de Manganês

Geralmente ocorrem em baixo teor nos solos, mas tem efeito destacado no comportamento químico destes. Neste grupo existem óxidos e hidróxidos, sendo usado o termo genérico óxidos. Existe uma grande variedade encontrada em ambiente terrestre, mas poucos foram identificados em solos. Nsutita  $[\text{Mn}^{4+}\text{Mn}^{3+}(\text{O},\text{OH})_2]$  e pirolusita ( $\text{MnO}_2$ ) não são encontrados em solos mas são comuns em depósitos de minério de Mn, provavelmente pela maior proporção de íons estranhos no ambiente do solo e compostos orgânicos (Kämpf et al., 2009 b).

O Mn é um dos primeiros elementos liberados dos minerais primários durante o intemperismo, por isso sua acumulação em saprólitos. O íon móvel em solução é o  $\text{Mn}^{2+}$ , sendo a oxidação para  $\text{Mn}^{3+}$  ou  $\text{Mn}^{4+}$  (predominante no ambiente de superfície) e precipitação acelerados por microrganismos. (Ghiorse, 1988 segundo Kämpf et al., 2009 b). Nos solos, o pequeno tamanho das partículas finamente dispersas e a má cristalinidade dos óxidos de Mn estão relacionados com as mudanças sazonais de umidade que alternam as condições de redução e oxidação, e com a interferência de componentes orgânicos e inorgânicos na solução do solo (Kämpf et al., 2009 b). Além dessa forma particulada, os óxidos de Mn podem ocorrer como revestimentos descontínuos na superfície de agregados ou preenchendo poros formando concreções e nódulos (Kämpf et al., 2009 b).

Nos exemplos de Kämpf et al. (2009 b) os óxidos de Mn mais frequentes em solos foram a birnessita  $[(\text{Na},\text{Ca},\text{Mn}^{2+})\text{Mn}_7\text{O}_{4.2},8\text{H}_2\text{O}]$  e a litioforita  $[\text{LiAl}_2\text{Mn}_2^{4+}\text{Mn}^{3+}\text{O}_6(\text{OH})_6]$ . Outros raros são hollandita, pirolusita, todoroquita, romanechita e vernadita. O critério de identificação no campo é pela efervescência quando adicionado  $\text{H}_2\text{O}_2$  na acumulação de óxidos de Mn, que tem coloração preta a brunada como característica (Kämpf et al., 2009 b).

## 3.4 – Técnicas analíticas físicas para mineralogia do solo

Fabris et al. (2009) faz uma revisão dos principais métodos correntes usados em mineralogia de solos, sendo elas: a difratometria de raios-X (XRD), a microscopia eletrônica de varredura (MEV) e de transmissão (MET), a termogravimetria e análise térmica diferencial (DTA), a espectroscopia de absorção na região do infravermelho, e a espectroscopia Mössbauer. A difratometria de raios-X é uma técnica usada

rotineiramente em laboratórios para a identificação mineral sendo uma técnica poderosa usada nos estudos de minerais do solo, principalmente da fração argila (Resende et al., 2011).

### 3.4.1 – A difratometria de raios-X

O fenômeno da difração de raios-X na estrutura cristalina foi descoberto em 1912 por Max Von Laue, e foi posteriormente estudado e simplificado pelos Bragg, pai e filho, em 1917. Laue e os Braggs foram ganhadores de prêmios Nobel de física em 1913 e 1917 cada um. O descobridor dos raios-X e primeiro ganhador desse prêmio foi W. C. Röntgen em 1901 (Fabris et al., 2009).

O fenômeno da difração dos raios-X na estrutura cristalina mineral se deve ao fato do comprimento de onda dos raios-X terem uma dimensão na ordem de nanômetros (0,01 a 10 nm) que é a mesma dos átomos e das distâncias entre planos dos átomos e das distâncias interatômicas no retículo cristalino. Isso permite que ocorra difração da radiação quando os raios atravessam um cristal regular. A radiação desviada por difração deve ter a propriedade de interferência construtiva das ondas que difratam entre as camadas da estrutura cristalina, pra que haja reforço dessa radiação emergente difratada e seja possível sua detecção (Fabris et al., 2009). A interferência construtiva é explicada pela Lei de Bragg:  $n\lambda = 2d \sin\theta$ , cuja aplicação é ilustrada na figura 3.4.1:

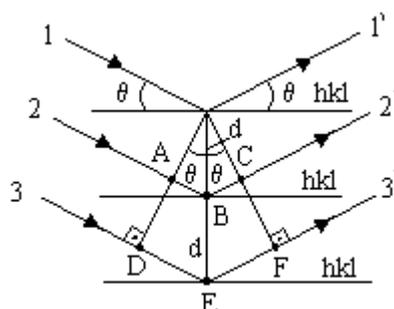


Figura 3.4.1: Esquema de difração de raios-X nos planos paralelos de estrutura cristalina mineral. 1, 2 e 3 são raios incidentes, e 1', 2' e 3' são raios difratados,  $\theta$  é o ângulo de incidência dos raios-X,  $d$  é a distância entre os planos atômicos. Fonte: Bleicher & Sasaki (2000).

Na interferência construtiva, os raios difratados devem estar em fase (por exemplo, a linha que liga os pontos C e F na figura 3.4.1 deve ter coincidência das cristas e vales). Na Lei de Bragg  $\lambda$  é o comprimento de onda dos raios-X, que é fixo para cada fonte desses raios, sendo  $n$  o número de ciclos de onda, ou de comprimentos de onda, num intervalo de interferência construtiva em um dos planos cristalinos, assim a Lei de Bragg pôde ser deduzida. Então, em certo ângulo de incidência dos raios-X (de

determinado comprimento de onda) ocorre a interferência construtiva para cada espécie mineral que tem certo espaçamento  $d$  na estrutura cristalina. Sendo os valores de  $\lambda$  e  $d$  constantes, o ângulo em que houver a interferência construtiva (ângulo de incidência  $\theta$ ) é o que será registrado pelo difratômetro e daí vem a possibilidade de identificação mineral através do  $d$  que é constante para cada mineral. O difratômetro fornece essa informação através dos difratogramas de intensidade por ângulo  $2\theta$ , dando os valores de  $d$  calculados.

Muitos difratômetros utilizam como fonte de raios-X a radiação produzida por um alvo de Cu embora existam outros alvos como Fe, Co, Ni, Mo e Cr. Cada material alvo fornece determinado comprimento de onda da radiação. A produção de raios-X ocorre quando um alvo tem seus elétrons da camada K liberados por uma alta energia fazendo com que elétrons de outras camadas, como a L (radiação Kalfa) e M (radiação Kbeta), passem a ocupar o espaço do elétron liberado dessa camada K, produzindo assim uma radiação do comprimento de onda de raios-X (Resende et al., 2011; Fabris et al., 2009; Bleicher & Sasaki, 2000). A radiação incidente, após sofrer difração, é registrada como picos em difratogramas que são interpretados e comparados com padrões difratométricos característicos para cada mineral.

### 3.5 – Contexto geológico da área de estudo

Segundo relatório do IPT (1979) a geologia regional na área dos Morros de Santos e São Vicente encontrava-se no nível de reconhecimento e envolviam grandes regiões do Pré-Cambriano de São Paulo. Estudos mais recentes sobre a geologia local não foram encontrados, se limitando a esse relatório que realizou também um mapeamento geológico nos Morros de Santos e São Vicente, à tese de doutorado de Sadowski (1974) que mapeou a área da Serra de Cubatão, e a artigos sobre a Serra do Mar na área da Falha de Cubatão. Os geólogos da Defesa Civil de Santos utilizam esse mapa geológico do IPT (1979).

#### 3.5.1 - Geologia regional

Em Almeida e Carneiro (1998) a evolução da Serra do Mar até seu estado atual deu-se por um soerguimento inicial senoniano da região entre a Bacia do Paraná e a Bacia de Santos, que foi erosionada e nivelada pela superfície de aplainamento Japi no final do Senoniano. O surgimento da Serra do Mar ocorreu no Paleoceno, junto com as

bacias tafrogênicas do sudeste e a Serra da Mantiqueira, pela deformação por flexuras e falhas da superfície Japi que soergueram o bloco ocidental da falha de Santos, sendo o bloco oriental abatido e coberto por sedimentos cenozóicos. Durante 30 a 40 milhões de anos a erosão diferencial fez recuar a encosta até a sua posição atual.

Em Sadowski (1991) é evidenciado que a falha de Cubatão, que fica na Serra do Mar localmente chamada de Serra de Cubatão, é parte integrante de um sistema maior de falhamentos denominado de Sistema de Falhamento de Cubatão ou Megafalha de Cubatão. Trata-se de um conjunto de falhas predominantemente transcorrentes com mais de 2.000 km de extensão incluindo as falhas Cubatão, Além-Paraíba e Lancinha. Apresenta várias zonas de cisalhamento extensas, geralmente miloníticas de alto ângulo, com direções oscilantes entre N30E e N70E. A falha de Cubatão atinge rochas de níveis inferiores mais a NE e nível superior a SW, que sugere um afinamento na crosta na porção SE. A evolução da falha de Cubatão é complexa, indo desde falhamento inverso até transcorrente dextral e sinistral, normal a oblíquo, recristalização mineral posterior e novas xistosidades. Uma fase de geração de milonitos ocorreu durante o Precambriano, provável Brasileiro, já que migmatitos homogêneos afetados pelo segmento de empurrão em Cubatão apresentaram 550 Ma. Já gnaisses de 660 Ma afetados pelo sistema podem ter tido sua atividade em conjunto com a nappe Socorro-Guaxupé, com progressão no Cambro-Ordoviciano e reativações em regimes sinistrais e oblíquos. As falhas afetam rochas desde o Proterozóico Médio até o Mesozóico, e as reativações afetam os sedimentos cenozóicos. A origem desse sistema seria no mecanismo de colisão brasileira entre os crátons Angolano e de São Francisco e subsequente tectônica de escape. Um sistema de lineamentos NW associado a uma sismicidade sugere uma tectônica compressiva atuante na plataforma.

Na tese de doutorado de Sadowski (1974), sobre a tectônica da Serra de Cubatão, sua área de estudo na borda do planalto paulistano desde a sinéclise do Paraná até o litoral que incluiu as folhas topográficas de Riacho Grande, Santos e Mongaguá apresenta dois grandes lineamentos: a Zona de Falhamentos de Cubatão e a faixa cataclástica Jurubatuba. O primeiro fica na encosta sudeste dos vales dos rios Mogi, Cubatão e Branco, e separa dois blocos tectônicos distintos na litologia e na estrutura, onde o bloco norte corresponderia ao Bloco Juquitiba de Hasui (1973, segundo Sadowski, 1974), e o bloco sul ao Bloco Litorâneo ou Costeiro de Coutinho (1972 segundo Sadowski, 1974). Nesse último está inserida a Faixa Cataclástica de

Jurubatuba, dada como um acidente tectônico dentro do bloco. Esta faixa passa pelo município de Santos, mas não na área dos morros de Santos (Fig. 3.5.1).

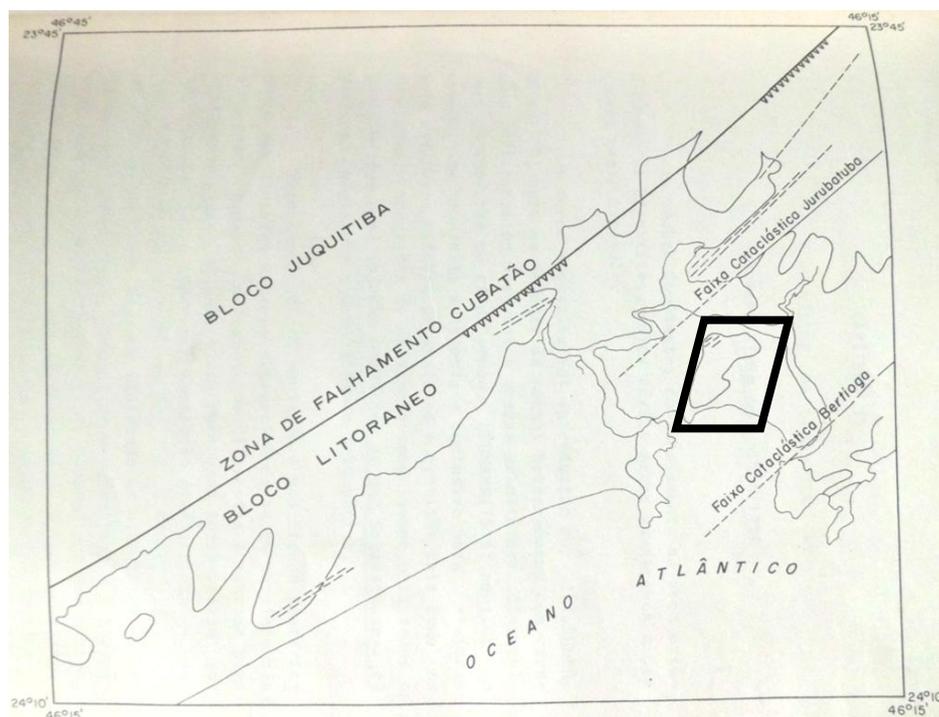


Figura 3.5.1: Zona de falhamento de Cubatão separando os blocos Juquitiba e Litorâneo. Em detalhe a área dos morros de Santos. Fonte: Sadowski (1974).

O bloco Juquitiba é constituído por ectinitos, migmatitos estromatíticos com sinais de retrometamorfismo e paleossomas xistosos. Esses ectinitos ocorrem em três faixas de núcleos sinclínrios, sendo elas compostas de metapelíticas, calcosilicáticas e uma terceira de metapelíticas, metapsmíticas, mármore e anfibolitos (Sadowski, 1974). As rochas do bloco Juquitiba pertenceriam ao Grupo Açungui (Sadowski, 1974, segundo IPT, 1979).

Já o bloco Litorâneo é constituído por migmatitos oftalmíticos do Complexo Piaçaguera (Hasui e Sadowski, 1976, segundo IPT, 1979) e de paleossoma de composição gnáissica, penetrados por vários corpos de granitos pós-tectônicos intrusivos, que ocorrem ao longo do lineamento de Cubatão (Sadowski, 1974; IPT, 1979). Em IPT (1986, segundo Paula et al., 2008) no Bloco Costeiro predominam rochas do Complexo Costeiro (Arqueano) que são recobertos por sedimentos cenozóicos da Formação Cananéia.

Quanto às características estruturais dadas em IPT (1986, segundo Paula et al., 2008) a zona de falha de Cubatão e a de Freires-Jurubatuba tem direções N50-70E e mergulhos da ordem de 75 a 90° tanto NW como SE, assim como as foliações dos

diversos tipos de rochas. Porções desses grandes falhamentos apresentam faixas de rochas cataclásticas. Os sistemas de juntas de fraturamento apresentam essa mesma direção, mas com mergulhos subvertical a vertical, outros sistemas apresentam esses mesmos mergulhos, mas com direções N00/30E e N40-60W.

### **3.5.1.1 – Geologia do Bloco Litorâneo descrita por Sadowski (1974)**

Sadowski (1974) descreve quatro litotipos principais para o bloco litorâneo: migmatitos de neossoma predominantemente álcali-cálcico (com os tipos estromatíticos e os oftalmíticos); migmatitos de neossoma predominantemente alcalino (com os tipos oftalmíticos, microlina quartzitos, neossomas discordantes e subconcordantes, anatexitos e diatexitos); granitóides; e ígneas básicas e ultrabásicas. Nos migmatitos de neossoma álcali-cálcico predominam plagioclásios e no alcalino o microclínio. Nesse bloco dominam migmatitos oftalmíticos e em proporção secundária os estromatíticos, ao contrário do bloco Juquitiba. No mapa geológico desse autor predominam nos morros de Santos as formações PE-MM e PE-MB denominadas como: oftalmitos com porfiróides de microclina e paleossoma biotita gnáissico, e estromatitos com paleossoma de hornblenda biotita gnaïsse.

Os migmatitos estromatíticos ocorrem em faixas entremeadas aos migmatitos oftalmíticos. Apresentam bandamento centimétrico de faixas brancas e pretas dobradas. Podem apresentar estruturas esparsas dos tipos dictioníticas, oftalmíticas, de schlieren e de boudinage. Leucossomas de diferentes gerações cortam concordante e discordantemente esse litotipo. O paleossoma é de biotita gnaïsse com hornblenda e o neossoma de plagioclásio andesina e microclina.

Os migmatitos oftalmíticos têm porfiroblastos de microclina dominante e também de plagioclásio andesina, que quando estão em superposição a microclina envolve o plagioclásio. A matriz é constituída por quartzo, biotita e plagioclásio, com alguma hornblenda em borda de reação com a biotita. Acessórios são zircão, apatita, opacos e titanita. A leste do bloco os oftalmitos contêm hornblenda e biotita verde, epidoto e titanita euédrica milimétrica envolvendo opacos.

Microclina-quartzitos ocorrem como lentes e camadas nas cristas das serras, como a de Jurubatuba, intercaladas nos oftalmitos. Anatexitos e diatexitos ocorrem nas zonas mais costeiras como na ilha de Santo Amaro e nas proximidades de Mongaguá. Nos anatexitos se misturam as estruturas nebulíticas, oftalmíticas e menos frequentemente as estromatíticas. Granitóides formam vários corpos concentrados nos

espigões vizinhos ao falhamento de Cubatão. São stocks de aspecto semelhante formando os maciços de vários morros do Bloco Litorâneo. Ígneas básicas e ultrabásicas constituem diques e sills de diabásio provavelmente Mesozóicos. São diques de decímetros a alguns metros de espessura, sendo o da Ilha Porchat o de maior espessura, com 15m. Lamprófios ocorrem nos costões da Ilha de Santo Amaro e em Santos e são corpos tabulares de espessura menor do que 1 metro.

A sedimentação quaternária da baixada litorânea é constituída por sedimentos fluviais dos rios que descem as encostas das serras, por sedimentos lagunares e marinhos e pelas manchas de solos coluvionares e tálus e cones de dejeção das encostas da Serra. Já os sedimentos costeiros, são areias de praias, dunas e de cordões litorâneos ou retingas, que chegam a 9 metros acima do nível do mar e são ligeiramente consolidados por cimento argiloso e húmico de caráter mangrovítico, ocorrendo principalmente entre a Praia Grande e o continente.

Dentre esses litotipos os que predominam na parte insular do município de Santos são os sedimentos quaternários, mas na área dos morros de Santos e São Vicente são os migmatitos oftalmíticos alcalinos e os estromatitos álcali-cálcicos, além do Granito de Santos e uma pequena porção no limite sul da faixa dos morros com ultrameláfios ankaratríticos e diques de diabásio.

### **3.5.1.2 – Litotipos dos morros de Santos mapeados pelo IPT (1979)**

No relatório do IPT (1979) um mapeamento geológico mais detalhado foi realizado nos morros de Santos e São Vicente e atribui mais litotipos e nomenclaturas nessa área: migmatitos de paleossoma dominante; migmatitos estromatíticos; granito com megacristais orientados; milonitos recristalizados; granito Santos; rochas intrusivas básicas e coberturas sedimentares como sedimentos marinhos, aluvionares e coluvionares.

Os migmatitos de paleossoma dominante (PEMg) têm essa denominação por terem um aspecto gnásissico em que o neossoma deixa de aparecer. Essa unidade forma faixas alongadas de comprimento e largura variáveis, desde decimétricos até centenas de metros. Sustentam relevos mais baixos do que os granitóides embrechíticos e a espessura do solo é variável, em geral mais espessos do que das outras unidades, e o horizonte de rocha alterada é gradual com feições de exfoliação, porém não é frequente o desenvolvimento de matacões. Nessa unidade predomina os hornblenda-biotita-gnaisses, de cor cinza médio a escuro, granulação média a fina, aspecto homogêneo e

forte orientação. A constituição mineral é oligoclásio, microclina micropertítica, quartzo, biotita e hornblenda, tendo como acessórios titanita, zircão, apatita, epidoto, allanita e opacos, já os secundários são clorita e carbonatos. As texturas predominantes são granolepidoblástica e granonematoblástica, existe plagioclásio zonado com bordas mais albíticas e parcialmente sericitizado, mirmequita e porfiroblastos orientados de microclina acima de 1 cm principalmente próximos aos contatos de tipo discordante. Existem zonas em que passam a ter um aspecto bandado milimétrico, caracterizando estromatitos de paleossoma gnáissico; restritamente passam a ocorrer intercalações de quartzitos compactos feldspáticos e friáveis (alto do Morro Marapé); uma zona de estrutura flebítica na rua da Boa Vontade no Morro São Bento, em que há veios de quartzo-feldspato brancos, anastomosados; zonas oftalmíticas aparecem pontualmente.

Migmatitos estromatíticos (PEMe) ocorrem em corpos sublenticulares alongados com larguras métricas até decamétricas e são mais frequentes na porção nordeste dos Morros de Santos. São bandados de coloração cinza médio, granulação média a fina e forte orientação gnáissica. A composição mineral é de microclina micropertítica, quartzo e oligoclásio, este pode ocorrer também nas faixas de paleossoma junto com os acessórios biotita, moscovita, zircão, apatita e opacos. As texturas presentes são gnáissica, granoblástica, em flaser, associações mirmequíticas e cristais milimétricos isorientados de microclina de forma ocelar a lenticular entre os agregados quartzo-feldspáticos. O neossoma é orientado e pode estar dobrado e venulado. Localmente aparecem granitóides embrechíticos, quartzitos e o paleossoma, este tem largura variando de centimétrica até poucas dezenas de metros e composto de hornblenda-biotita gnaisse. O solo de alteração tem espessuras consideráveis, podendo atingir mais de dez metros e, a ocorrência de matacões é ocasional.

O granito com megacristais orientados (PEYo) ou embrechítico é a unidade mais frequente nos Morros e tem essa denominação pela frequência em que aparece as interpenetrações de migmatitos oftalmíticos em migmatitos de paleossoma dominante, ao longo de fraturas e da foliação da encaixante, estabelecendo uma relação de contato ora gradual ora intrusivo. O termo embrechítico foi usado no lugar de oftalmítico, pois define rochas homogêneas com megacristais orientados e outro se aplica a rochas xistosas e gnáissicas. Esses megacristais podem chegar até 3 cm de eixo maior, tendem a formas elipsoidais e subidioblásticas e formados por microclina branca a rósea. A matriz é cinzenta, de granulação média a grossa e as texturas são porfiroblástica, granoblástica e gnáissica. A composição mineral é de microclina micropertítica a

perítica, quartzo, oligoclásio e biotita, já os acessórios são honblenda, muscovita, titanita, zircão, apatita, fluorita e opacos, clorita e sericita são secundárias e mirmequita é comum. Os solos originados dessa rocha são pouco espessos, com matacões esparsos e exposição de grandes lajes na crista das elevações, apenas menores do que suportadas pelo granito Santos.

Os milonitos recristalizados (rochas cataclásticas) foram mapeados apenas em três faixas estreitas de 10 m nas regiões dos Morros do Pacheco, Boa Vista e Penha. As intrusivas básicas ( $\Delta\beta$ ) são corpos tabulares e subverticais com espessuras variando de alguns centímetros até poucos metros e não serão apresentados aqui.

O granito Santos (Ys) é intrusivo, não orientado, de coloração bege a rósea, granulação fina a média e textura granular hipidiomórfica. Sustenta os Morros de Santa Terezinha, José Menino e Votoruá e três pequenos stocks mais a norte. A composição mineral é de microclina micropertítica, quartzo e oligoclásio, e como acessórios comuns biotita e muscovita, além de zircão, epídoto e opacos. Pegmatitos e aplitos são comuns no maciço e nas encaixantes, sendo o núcleo desses veios grosseiros e compostos por feldspato, muscovita e granada. Os solos desenvolvidos são pouco espessos e sustentam áreas acima de 150 m de altitude.

Existem três tipos de coberturas sedimentares nos morros. Os sedimentos marinhos (Qm) que são depósitos extensos, arenosos, maduros de antigas praias e sedimentos de mar raso, que podem ter restos de conchas, e caracterizam uma fase de transgressão marinha. Podem estar cobertos por depósitos de mangue, areias marinhas ou solos arenosos. Os sedimentos aluvionares (Qa) ficam sobre as planícies alveolares dos altos dos morros com espessuras de decímetros até poucos metros, sendo esses sedimentos imaturos e mais grosseiros nas bordas dos alvéolos. Já os sedimentos coluvionares (Qc) bordejam as encostas externas dos morros, tem sedimentos imaturos também, mal selecionados e de material coluvionar e de tálus.

### 3.5.2 - Geologia local

#### 3.5.2.1 – Litotipos dos pontos do campo com base no mapa de Sadowski (1974)

No mapa geológico de Sadowski (1974) os dois perfis regolíticos estudados localizam-se sobre as unidades de migmatitos essencialmente oftalmíticos de composição gnáissica a granítica das formações migmatíticas do bloco litorâneo. Tanto

o perfil 1 quanto o 2 foram localizados em mapa sobre na formação PE-MB, porém próximo do limite entre as formações PE-MM e PE-MB que dominam os morros de Santos (Fig. 3.5.2.1). Essas formações foram associadas com as unidades descritas em Sadowski (1974) e mais detalhes são apresentados abaixo.

A formação PE-MM são ofalmitos com porfiróides de microclina e paleossoma biotita gnáissico, tratando-se dos migmatitos oftalmíticos de neossoma predominantemente alcalino. Os porfiroblastos de microclina ocorrem em cristais anédricos a subédricos centimétricos, de coloração dominante rósea, e raramente branca. É comum uma quantidade subsidiária de porfiroblastos de plagioclásio parcialmente sericitizados e que frequentemente constitui restos disformes envoltos por microclina poiquiloblástica, que tem quantidade de inclusões variáveis e diminuindo nas porções costeiras. Em Cubatão e Santos foi notada a passagem para porções estromatíticas locais ou de dominância repentina do paleossoma por alguns metros. A matriz tem textura granular a foliada e granulação média a grossa composta por quartzo, biotita, oligoclásio-andesina e ocasionalmente hornblenda. O máfico predominante é biotita, frequentemente da variedade verde e está orientada e contornando os porfiróides. Hornblenda verde, anédrica a subédrica, milimétrica a submilimétrica ocorre como grãos colunares esparsos. A muscovita, quando presente, ocorre intercrescida em bandas com o quartzo, que é em geral achatado, anédrico e com extinção ondulante. O plagioclásio é quase sempre poiquiloblástico subédrico envolvendo quartzo e biotita, mas também forma massas disformes inclusas, com borda de reação, dentro da microclina. Augita em borda de reação com hornblenda foi constatada em restos de paleossoma semi-digerido de anatexitos em Mongaguá. Acessórios comuns são apatita, zircão, opacos e titanita, que é o mais frequente e pode ocorrer envolvendo em borda de reação aos cristais de ilmenita.

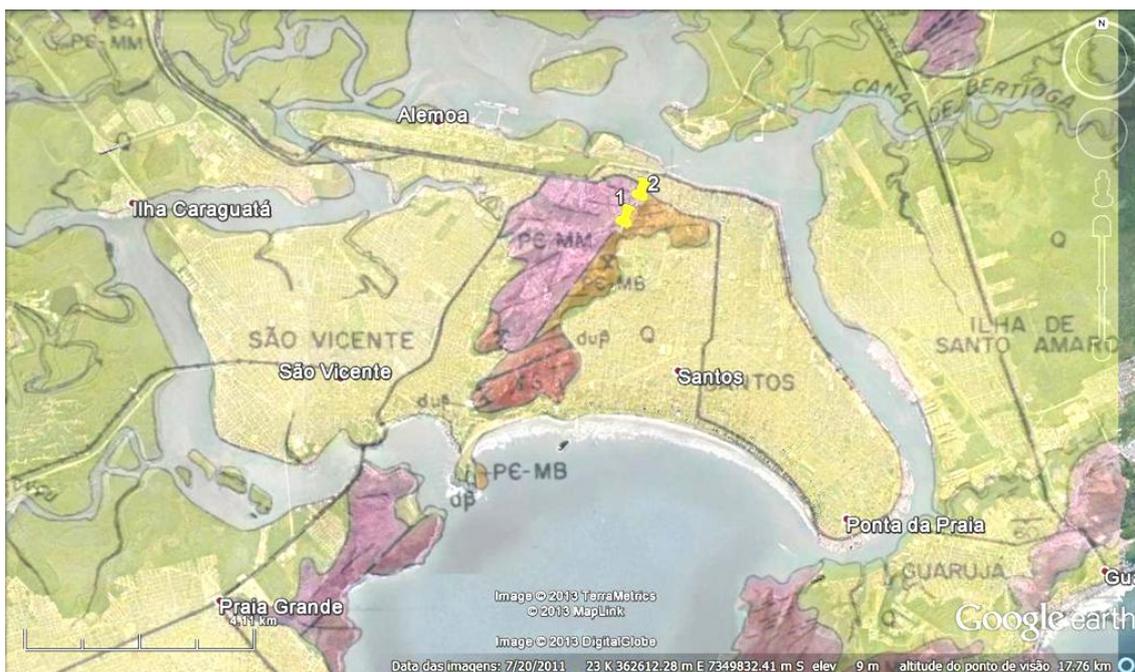


Figura 3.5.2.1: Sobreposição do mapa geológico de Sadowski (1974) sobre imagem de satélite para localização dos litotipos dos perfis regolíticos. Fonte: Sadowski (1974) e Google Earth.

A formação PE-MB são estromatitos com paleossoma de hornblenda biotita gnaíse. Os migmatitos estromatíticos apresentam paleossoma com pequenos restitos xistosos isolados de faixas biotíticas e anfibolíticas, apresentando forma lenticular ou de camadas centimétricas boudinadas. Apresentam foliação nítida, pela orientação das biotitas, são rochas pretas e a granulação é média a fina. A composição essencial é de biotita (verde sob nicóis descruzados) e hornblenda, com plagioclásio e quartzo como secundários. Os acessórios comuns são apatita, titanita e acessórios. O membro gnáissico é considerado quando o plagioclásio ultrapassa 25% em volume do paleossoma, e aparece como grãos poiquiloblásticos subédricos levemente sericitizados. Variação com paleossoma calcossilicáticos ocorrem mais ao sul do bloco litorâneo. O neossoma são bandamentos claros dobrados junto ao paleossoma e apresentam granulação média e textura granular. O plagioclásio principal é andesina ocorrendo na forma intersticial ou em porfiroblastos poiquiloblásticos de dimensões milimétricas e contornos irregulares, pouco distintos na matriz clara. Está frequentemente sericitizado. Microclina pode ocorrer da mesma forma e os contatos dos dois feldspatos ocorrem mirmequita e bordas de reação.

### 3.5.2.2 – Litotipos e parte estrutural dos perfis com base no mapa geológico do IPT (1979)

No mapa geológico do IPT (1979) o perfil regolítico 1 localiza-se sobre a unidade PEYo próxima de um ponto com unidade PEMg. Já o perfil 2 se sobrepõe na unidade PEMe, que aparece como um corpo lenticular contendo uma zona de cisalhamento composta por falhamento de gravidade, e esta lente é envolta pela unidade PEYo (Fig. 3.5.2.2). Esses litotipos já foram descritos no item 3.5.1.2.

Um controle lito-estrutural na geomorfologia dos morros na área de estudo é dado pelos migmatitos e granitóides, que têm uma foliação subvertical a vertical que se desenvolve em forma de arco, mostrando inflexão das estruturas locais que variam de N40-80E na porção central do maciço até N80-60W na parte nordeste, e num contexto mais amplo configuram as linhas de crista. Nas encostas dos Morros do Pacheco e São Bento a foliação WNW governa a orientação das cristas e o fraturamento local mais importante é o ENE. O sistema de juntas principal desenvolve-se nas direções N40-60E, com mergulhos subverticais a verticais, associando-se a outros de importância secundária localizadamente (IPT, 1979).

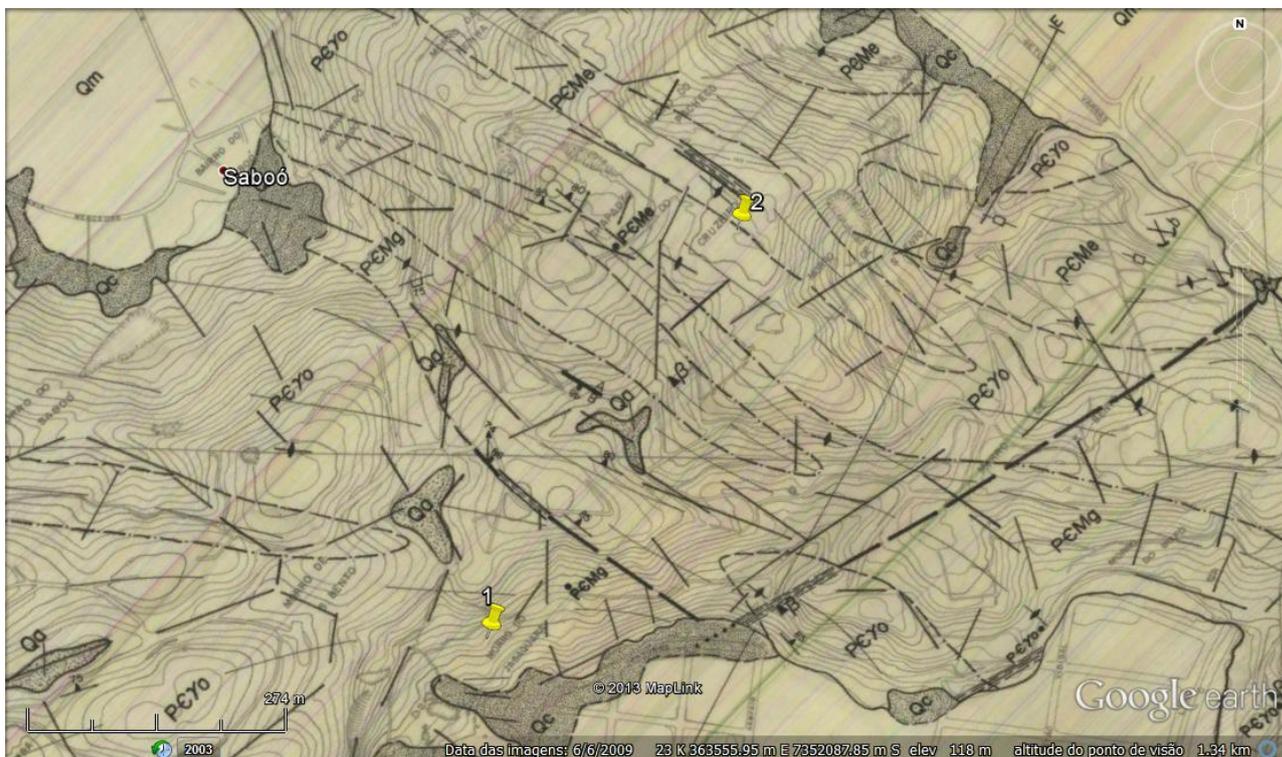


Figura 3.5.2.2: Localização dos pontos dos perfis regolíticos sobre o mapa geológico do IPT (1979), a partir da sobreposição em imagem de satélite. Fonte: IPT (1979) e Google Earth.

### 3.6 – Características geotécnicas e movimentos de massa nos morros de Santos com base em IPT (1979)

#### **3.6.1 – Influência dos migmatitos, granitóides embrechíticos e granito Santos como condicionantes lito-estruturais da evolução do relevo**

Os migmatitos dos morros são rochas que apresentam anisotropia e permitem uma profunda atuação do intemperismo químico propiciando o desenvolvimento de consideráveis espessuras de solos de alteração no topo dos morros. Os solos de alteração dos migmatitos de paleossoma dominante são argilo-siltosos, muito micáceos e com poucos blocos, apresentando contatos transicionais com a rocha sã subjacente. Já os solos dos migmatitos estromatíticos são areno-silto-argilosos, com grânulos de quartzo e feldspato, com maior quantidade de blocos. Por sua baixa resistência relativa à erosão sustentam as partes mais rebaixadas do relevo dos morros, mas quando estão nas partes mais altas originam formas extremamente suavizadas e arredondadas. Quando na meia encosta permitem o desenvolvimento de feições menores como patamares e reentrâncias que facilitam o acúmulo de materiais detríticos gerando depósitos instáveis, em outros casos geram uma série de rupturas de declive, produzindo encostas bastante segmentadas (IPT, 1979).

O granitóide embrechítico é a litologia dominante que sustenta o maciço rochoso dos morros. O produto de sua alteração gera um horizonte superior de solo de alteração areno-silto-argiloso, com considerável quantidade de blocos imersos nessa matriz, e por um horizonte mais profundo localmente rico em blocos e matacões de rocha alterada. Por sua maior resistência a erosão sustentam as partes mais elevadas no setor central e nordeste dos morros. As áreas de ocorrência estão associadas a exposições do maciço rochoso, na forma de paredes ou campos de matacões (IPT, 1979).

O Granito Santos é uma rocha equigranular e isótropa, domina o setor sudoeste dos morros, apresenta maiores altitudes, topos arredondados e formas dômicas. Os solos gerados são espessos nos topos dos morros, e menos nas encostas de alta declividade, chegando a expor o maciço rochoso. Em declividades intermediárias a espessura do solo chega até pouco mais de uma dezena de metros. Por sua isotropia e granulação média a fina faz com que o condicionamento da drenagem seja devido a discontinuidades como fraturas e falhas. Essas facilitam o intemperismo desenvolvendo uma matriz de solo ao redor de matacões e blocos de cantos arredondados. Além das

fraturas subverticais ocorrem juntas de alívio subparalelas às encostas. Os fenômenos de queda de blocos e desprendimento de lascas são muito mais comuns do que os escorregamentos nesse litotipo, devido a associação de espessuras reduzidas de solo com horizontes de matações e, o controle estrutural pela conjugação dos sistemas de juntas verticais com o de juntas de alívio sub-horizontais, formando planos favoráveis ao desprendimento de blocos e lages (IPT, 1979).

### **3.6.2 – Características geotécnicas dos solos e suas associações com os tipos litológicos no estudo do IPT (1979)**

No estudo do IPT (1979) foram coletadas 16 amostras de solo superficial e solo de alteração (saprolito ou saibro) para os seguintes ensaios: determinação da densidade dos grãos, limites de Atterberg e da distribuição granulométrica. Os resultados mostraram uma relação entre os solos e a rocha matriz, principalmente na granulometria que tem maior influência com os componentes mineralógicos.

De modo geral, os solos de alteração apresentaram uma pequena porcentagem de argila e conseqüente ausência de limites de Atterberg. No migmatito de paleossoma dominante predominou areia fina e silte; no granitóide embrechítico e granito Santos areia média fina; e no migmatito estromatítico areia fina a média.

Nos solos superficiais o comportamento não depende da rocha de origem, pois a porcentagem suficiente de finos fornece um comportamento argiloso, ligado ao próprio estágio de evolução do solo. A rocha matriz interfere na espessura do solo e no percentual de argila, sendo mais argilosos os solos do migmatito de paleossoma dominante, e o menos argiloso o proveniente do granito Santos, já os do migmatito estromatítico são argilosos e mais espessos.

Na amostra 6, de solo de alteração coletado a 1 m de profundidade sobre granitóide embrechítico no morro Jabaquara, a caracterização tátil visual foi de areia, com raízes, cor amarela e predominância de areia média e fina, com apenas 2% de argila e 5 % de silte. Na amostra 11, de solo de alteração coletado a 1 m de profundidade sobre migmatito estromatítico no morro São Bento, a caracterização tátil visual foi de areia, pouco siltosa, pouco argilosa, cor marrom e predominância de areia fina e média, com 11 % de argila e 15 % de silte (IPT, 1979).

No relatório do IPT (1979) é concluído que as diferenças nas características físicas entre os solos superficiais e de alteração impõe comportamentos diferentes. A predominância de escorregamentos translacionais tem ligação com as características

próprias do solo superficial e da acentuada descontinuidade entre este material e o subjacente, associados ao clima, topografia abrupta e litologia.

### **3.6.3- Tipos de movimentos de massa existentes em Santos – SP**

Na classificação dos tipos de movimentos de massa que ocorreram nos morros de Santos foi utilizada pelo IPT (1979) uma subdivisão da classificação de Varnes, que se baseia na velocidade do movimento. Nessa, os mais rápidos são os desmoronamentos, seguidos pelos escorregamentos e então pelo fluimento, que é o de menor velocidade.

Os desmoronamentos são típicos de taludes rochosos, mas podem ocorrer em solos de forte inclinação dos taludes. São pouco comuns nos morros de Santos, estando associado a um tipo litológico. Os processos de desmoronamento foram divididos pelo IPT (1979) em queda de blocos por problemas estruturais (R1) e colapso em rocha muito alterada (R2). A queda de blocos é controlada por falhas, diáclases, xistosidade ou qualquer outro tipo de descontinuidade, que em certa posição podem formar blocos isolados que podem ter sua resistência alterada tanto por causas internas (alteração, argila em fraturas) como externas (pressão de água nas fraturas, sobrecarga nos blocos, solapamento de apoios, pressão de raízes, etc.). No granito Santos ocorre devido ao encontro das fraturas de alívio com as subverticais associadas à subpressões. Nas encostas do granitoide embrechítico ocorre nos blocos rochosos envolvidos por solo, devido a erosão constante do material terroso descalçando o bloco, sendo que isso também pode ocorrer nos depósitos detríticos associados a mutilações e concentrações de águas pluviais servidas. Já o colapso em rocha muito alterada é pouco comum e ocorre quando a rocha está muito alterada e compartimentada com núcleo menos alterados e envolvido ou não por solo de alteração, e o colapso se dá por aumento da pressão de águas nos interstícios da estrutura, abalos mecânicos ou alteração da geometria do talude.

Os escorregamentos são comuns em solos, caracterizados por um deslocamento rápido de variado volume de material. As causas podem ser divididas em internas e externas, dependendo das forças resistentes e solicitantes, respectivamente. As causas internas estão associadas ao aumento da pressão hidrostática, diminuição da coesão e do ângulo de atrito do material por processos de alteração, sem que haja mudanças geométricas do talude. As causas externas são as que provocam um aumento das tensões de cisalhamento, como aumento da inclinação do talude, deposição de materiais

na parte superior deste, vibrações, etc. Os processos de escorregamento foram classificados como raso ou translacional (R3), clássico ou rotacional (R4), ruptura segundo planos de fraqueza (R5), escorregamento devido a colapso de estrutura de contenção (R6) e escorregamentos em depósitos de lixo, envolvendo às vezes solo local (R7).

A ruptura rasa ocorre de maneira generalizada nos morros de Santos e se desenvolve preferencialmente próximo ao contato entre materiais com características diferentes como solos superficiais e de alteração, e entre solos superficiais e horizontes rochosos. A ruptura rotacional é característica de solos homogêneos, espessos, sem estrutura da rocha matriz e desenvolvem-se através de uma superfície curva. São pouco comuns na área, mas tem caráter catastrófico como os ocorridos em 1928 e 1956 no Monte Serrat. Foi constatado pelo IPT (1979) que ocorrem sobre migmatitos estromatíticos no contato transicional com o granitoide embrechítico. Já o tipo ruptura segundo plano de fraqueza ocorrem em solos de alteração ou em rochas em avançado estágio de alteração, sendo os principais condicionantes as estruturas residuais da rocha gerando planos de instabilidade no maciço. Os escorregamentos associados a colapsos de estrutura de contenção tem como causas problemas de drenagem e/ou fundações da obra. Os escorregamentos em depósitos de lixo tem ocorrência restrita a áreas habitadas, podendo assim ter consequências catastróficas. As principais causas são a fácil saturação do lixo e sua localização em áreas fortemente inclinadas, além de estar associado a esses lixões a presença de ratos que propiciam maior afofamento do lixo e do solo superficial.

O rastejo é um movimento descendente lento e ocorre nas camadas superficiais do solo, pode ser sazonal ou contínuo, estando este último associado como fator preparatório para o escorregamento translacional. É sazonal quando causado por variações sazonais de temperatura e umidade, proporcionando expansões e retrações cíclicas da camada superficial do solo, que se traduz em movimento encosta abaixo pela assimetria de esforços solicitantes pela ação da gravidade. O rastejo contínuo é de causa gravitacional e atinge profundidades maiores não solicitadas pela variação sazonal. Este movimento é acelerado quando a camada de solo é interceptada por obras civis como cortes e escavações para fundações.

Esses movimentos dependem dos fatores predisponentes geológico-geomorfológicos, e juntamente com os climático-hidrológicos dependem dos fatores efetivos que desencadeiam o movimento de massa, sendo eles os climáticos e os

antrópicos, este composto por desmatamento, alterações nas drenagens e mutilações no terreno. Os fatores efetivos imediatos são os que provocam diretamente os escorregamentos, sendo os maiores agentes a chuva intensa e as mutilações e vibrações no substrato.

## 4. Resultados

Os resultados obtidos nas etapas dessa pesquisa serão descritos a seguir e encontram-se divididos entre os trabalhos de campo e laboratório. Nos resultados de campo constam os esquemas, as descrições gerais (Anexo 1) e morfológicas dos perfis regolíticos, e as fotos de campo esquematizadas (Anexos 2 e 3). Os resultados de laboratório referem-se às descrições das amostras pós-campo (Anexos 4 e 5), aos dados obtidos no peneiramento seco e da identificação dos minerais dominantes nas frações argila e areia de cada material do regolito, através dos difratogramas de raios-X, além da petrografia para as rochas.

### 4.1- Resultados de campo

Os dois perfis regolíticos usados neste trabalho serão apresentados a seguir e estão descritos morfológicamente conforme critérios de Lemos e Santos (2002), estando a parte de descrição geral dos perfis no anexo 1.

Nos esquemas dos perfis (Fig. 4.1.1 e Fig. 4.1.2) estão representados algumas estruturas de solo, textura da camada, presença de raízes e algumas características principais do horizonte e que podem ser conferidas na descrição morfológica, nas fotos esquematizadas dos perfis, fotos das amostras e anotações complementares sobre cada amostra nos anexos 2, 3, 4 e 5, respectivamente. As divisões das camadas estão representadas tanto do ponto de vista pedológico como da geologia de engenharia através de Pastore e Fontes (1998).

#### 4.1.1- Descrição do Perfil Regolítico 1

O perfil regolítico 1 encontra-se em porção central de parte da vertente norte do Morro Jabaquara, mais exatamente na Rua São Bernardo s/n. Esse perfil é apenas uma parte de 6m no meio dessa vertente íngreme e onde a erosão deve ser forte.

O perfil é homogêneo e dominado predominantemente por camadas saprolíticas, onde muitos minerais originais da rocha parental estão visíveis, porém sem coesão. Muitos grãos da rocha apresentam-se na maior parte soltos como minerais individuais quando estes são porfiroblastos, por exemplo, ou em fragmentos e pequenos blocos da rocha, conferindo um aspecto cascalhento ao perfil, como também uma textura predominantemente arenosa. A figura 4.1.1 apresenta as principais feições que caracterizam esse perfil, assim como a correspondência de horizontes pedológicos e de camadas de alteração de Pastore e Fontes (1998), que se aplica melhor nas camadas que

não são solos. No caso do perfil 1 essa proposta generalizaria os horizontes de saprolitos rochosos da pedologia, pois na geologia de engenharia teriam um comportamento semelhante.

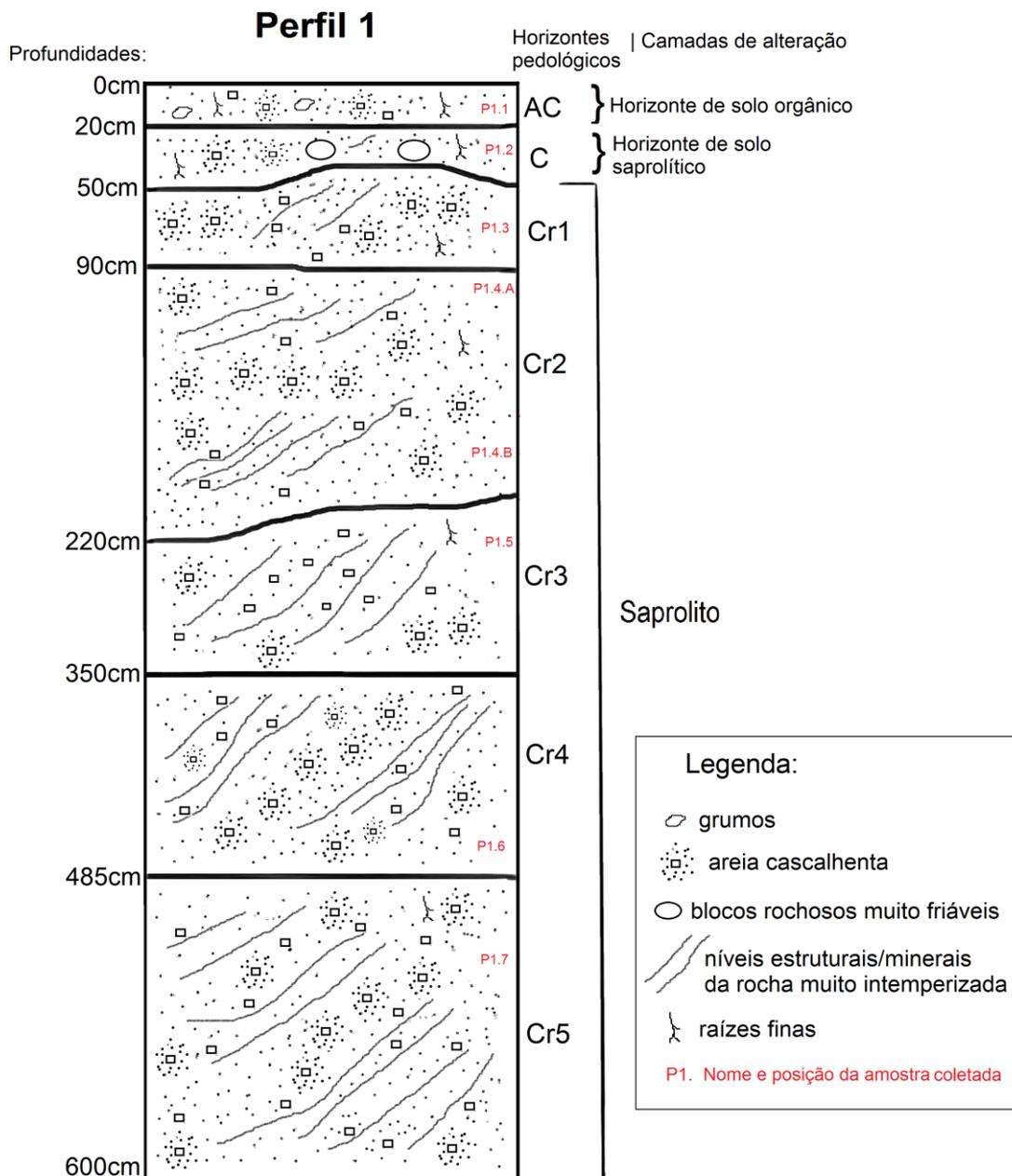


Figura 4.1.1 – Esquema geral do perfil 1. São mostradas as profundidades e feições das camadas, a posição das amostras coletadas e a correspondência das amostras do perfil 1 com as camadas pedológicas e com as camadas de alteração da proposta de Pastore e Fontes (1998).

O perfil regolítico 1 descrito segundo critérios pedológicos de Lemos e Santos (2002) fica do seguinte modo:

**Descrição Morfológica:**

AC 0-20cm, Bruno-acinzentado-escuro (10YR 4/2, úmida e úmida amassada) e cinzento-brunado-claro (10YR 6/2, seca) e bruno-avermelhado-claro (2,5YR 6/3, seca triturada), cascalhos comuns médios e distintos esbranquiçados; franco siltosa com cascalho; moderada médios a muito grandes grumos; ligeiramente dura, muito friável, plástica e ligeiramente pegajosa; transição ondulada e clara.

C 20-50cm, Bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/3 úmida) e cinzento-claro (2,5Y 7/2 seca) na matriz, com mescla de cores esbranquiçadas e pretas de material muito-alterado; areia franca cascalhenta; grãos simples com blocos de rocha muito alterada; solta, muito friável, não plástica e não a ligeiramente pegajosa; transição ondulada e abrupta.

Cr1 50-90cm, Bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/4 úmida e úmida amassada) e amarelo-claro-acinzentado (2,5Y 7/3 seca) na matriz, com mescla de cores esbranquiçadas e pretas de material semi-alterado; areia cascalhenta; estrutura original da rocha alterada com intercalações com níveis finos de minerais de origem máfica e possível formato de boudin; grãos simples; solta, muito friável, não plástica e ligeiramente a não pegajosa; transição plana e clara.

Cr2 90-220cm, Bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/3 úmida amassada) e cinzento-claro (10YR 7/2 seca), e bruno-oliváceo (2,5Y 4/4 úmida) e amarelo-claro-acinzentado (2,5Y 7/3 seca) na parte inferior do perfil (amostra P1.4.b), ambos na matriz, com mescla de cores esbranquiçadas e pretas de material semi-alterado; areia franca cascalhenta em cima e areia cascalhenta na parte inferior do perfil; estrutura original da rocha alterada com minerais máficos mais dispersos e porções irregulares argilosas e quartzosas, de cores alaranjadas e esbranquiçadas, com a parte argilosa formando bolsões; solta, muito friável, não plástica e não pegajosa, a ligeiramente pegajosa na parte inferior; transição plana e gradual.

Cr3 220-350cm, Bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/3 úmida amassada) e bruno-amarelado-claro (2,5Y 6/3 seca) na matriz, com mescla de cores esbranquiçadas de material cascalhento da rocha semi-alterada; areia cascalhenta; estrutura original da rocha com abundância de cascalhos, e minerais de biotita (10%) , feldspato (30%) e

quartzo (60%) vistos no perfil; solta, muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e difusa.

Cr4 350-485cm, Bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/4 úmida e úmida amassada) e bruno-amarelado-claro (2,5Y 6/3 seca) na matriz, com mescla de cores esbranquiçadas e alaranjadas de material cascalhento da rocha alterada; areia cascalhenta; estrutura original da rocha com coloração mais avermelhada; solta, não plástica e ligeiramente a não pegajosa; transição plana e difusa.

Cr5 485-600cm+, Bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/3 úmida) e bruno-amarelado-claro (2,5Y 6/3 seca) na matriz, com mescla de cores esbranquiçadas de material cascalhento da rocha alterada; areia cascalhenta; estrutura original da rocha com fina camada de máficos que podem definir um boudin; superfície de fricção na foto ou foliação, ou plano de fratura com atitude 158/85 e na parte superior do boudin 202/43; solta, não plástica e não pegajosa.

Raízes – Comuns finas nos horizontes AC e C, principalmente entre os pedaços de rocha intemperizados; poucas finas no Cr1, Cr2 inferior e Cr3; raras no Cr5.

Observações - A estrutura do horizonte AC é condicionada por raízes.

- O cascalho predomina em todo perfil, só aparecendo grãos com tamanho maior de 2 cm a partir do Cr3. Pedacos/blocos de rocha totalmente alterados estão presentes em todo perfil e aparecem quando há raízes unindo os grãos, porém sempre friáveis.

- O horizonte Cr2 teve duas amostras coletadas, uma na parte superior mais quartzosa e outra na parte inferior mais argilosa, amostras P1.4.a e P1.4.b, respectivamente.

- Atividade biológica de inseto lacraia no Cr3 (visto na amostra em laboratório).

Apesar da pouca diferença entre os horizontes, estes foram divididos pelas características a seguir: cor; textura e quantidade de grãos grosseiros; grau de alteração da rocha para o saprolito; friabilidade; resistência à penetração da faca; preservação da estrutura original da rocha; segregação mineral no material parental dando alterações diferentes, como presença de minerais máficos.

As fotos de todas as amostras em laboratório constam no anexo 4, junto com observações adicionais de cada material.

#### 4.1.2- Descrição do Perfil Regolítico 2

O perfil encontrava-se numa parede no alto do Morro São Bento no limite com o Morro Pacheco. Sua superfície foi escavada, pois estava sendo encoberta pela vegetação. Este perfil apresentou-se mais evoluído com dois horizontes B muito argilosos, embora não fosse muito profundo com apenas 1,7 m de solo sobre a rocha.

Esse regolito apresenta quase todas as camadas definidas para um manto de alteração, indo do solo orgânico e passando pelos horizontes argilosos bem desenvolvidos até a rocha alterada. Nesse caso, a proposta de Pastore e Fontes (1998) representa de maneira mais clara a camada de rocha do que a caracterização pedológica, onde é apenas a camada R com algum material de C, estando na divisão da geologia de engenharia as camadas de rocha muito alterada, alterada e sã. Mas nesse caso a camada R/C correspondeu à rocha muito alterada. A proporção de blocos de rocha é levada em conta nessa proposta, no entanto para a camada de solo laterítico não individualiza os horizontes Bs da pedologia. A figura 4.1.2 esquematiza esse perfil com a indicação das profundidades, limites e feições das camadas, correspondência dessas propostas de divisão de camadas, e nome e posição das amostras coletadas e que representam materiais diferenciados.

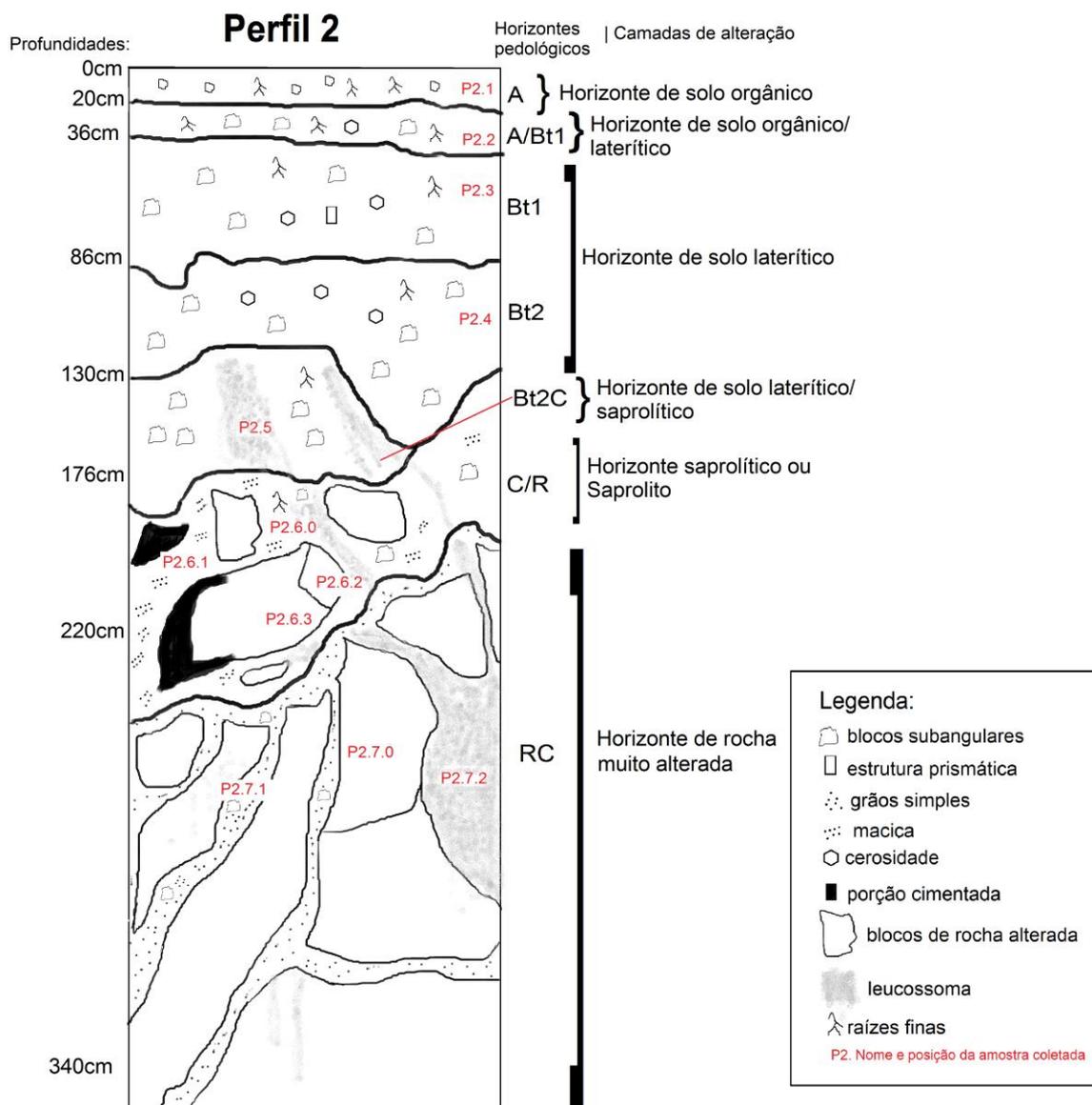


Figura 4.1.2 – Esquema geral do perfil 2. São mostradas as profundidades, limites e feições das camadas, a posição e nome das amostras coletadas e a correspondência das amostras do perfil 2 com as camadas pedológicas e com as camadas de alteração da proposta de Pastore e Fontes (1998).

### Descrição Morfológica:

A 0-20cm, Bruno-amarelado-escuro (10 YR 4/4 úmida e 10YR 4/6 úmida amassada), bruno-escuro (10YR 3/3 seca); argila; moderada média a muito grande granular; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.

A/Bt1 20-36cm, Bruno-forte (7,5YR 5/6 úmida, 7,5YR 4/6 úmida amassada e 7,5YR 5/6 seca) e bruno-amarelado-escuro fora do torrão (10 YR 4/6 úmida) e bruno-forte

(7,5YR 5/8) dentro do torrão; muito argilosa; moderada média blocos subangulares; poros poucos muito pequenos; cerosidade pouca; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e gradual.

Bt1 36-86cm, Bruno-forte (7,5YR 5/8 úmida e úmida amassada) e vermelho-amarelado (5YR 5/6 seca); muito argilosa; moderada média blocos subangulares a prismática; cerosidade comum; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e pegajosa; transição plana e gradual.

Bt2 86-130cm, Vermelho-amarelado (5YR 5/6 úmida e 5YR 4/6 seca); argilossiltosa; moderada média a grande blocos subangulares; cerosidade abundante; macia a ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e pegajosa; transição ondulada e gradual.

Bt2C 130-176cm Bruno-forte (7,5YR 4/6 úmida, úmida amassada e seca) com porção isolada de material semi-alterado comum médio e proeminente esbranquiçado; franco-argilossiltosa com cascalho; moderada média blocos subangulares; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e pegajosa; transição ondulada e abrupta.

C/R 176-220cm, Bruno-amarelado (10YR 5/6 úmida, úmida amassada e seca) no saprolito, bruno-amarelado-escuro (10YR 3/6 seca) na matriz da parte cimentada (amostra P2.6.1) com porções pretas com brilho também por fora e no centro do torrão, e bruno-amarelado (10YR 5/6 seca) no centro do torrão, bruno-acinzentado muito escuro (10YR 3/2 úmida e úmida amassada) e bruno-amarelado-escuro (10YR 4/4 seca) na parte da rocha mais alterada (amostra P2.6.2); franco-siltosa no saprolito, areia-franca na parte cimentada e areia cascalhenta na rocha mais alterada; maciça e também blocos pequenos a médios pouco coesos; macia, muito friável, não plástica e ligeiramente pegajosa, já o material cimentado era extremamente duro a duro, firme, não-plástico e ligeiramente pegajoso, e o bloco de rocha alterado era de solta, não plástica e não pegajosa; concreção pouco grande (3 cm), duro, irregular, preto e parte interna amarela natureza composição férrica(?). De estrutura irregular a concêntrica e associada a rocha; transição ondulada e abrupta.

RC 220-340cm+ Bruno-oliváceo-claro (2,5Y 5/6 úmida ou igual a seca) e bruno-amarelado (10YR 5/6 seca) no saprolito das fraturas; areia-franca; grãos simples e

também fraca pequena blocos subangulares; muito friável a solta, solta a muito friável, não plástica e ligeiramente pegajosa.

Raízes – Muitas finas (submilimétricas) no horizonte A, também com matéria orgânica em decomposição como folhas e galhos. Muitas finas em A/Bt1 com cerca de 2mm de diâmetro. Comuns finas e diminuindo em Bt1, Bt2 e Bt2C. Poucas finas em C/R.

Fatores biológicos – Cupins no horizonte A.

Observações - Espessura do solum até 1,3m.

- Raízes sustentam agregados nos dois primeiros horizontes.
- No horizonte Bt2C a estrutura reliquiar assemelhava-se a um veio ou parte do leucossoma de um migmatito. Havia pouco quartzo nessa estrutura que estava envolta por matriz argilosa.

- Os dois horizontes finais apresentavam blocos rochosos alterados e com com material saprolítico desenvolvido apenas entre os blocos, ou seja, nos fraturamentos.

- No horizonte C/Rc foram coletadas quatro amostras, uma da matriz saprolítica (P2.6.0), uma do material concrecionário de cor negra na borda de um bloco (P2.6.1), outra de um bloco de rocha diferenciado e de forma quadrada com 15 cm (P2.6.2) e outro do bloco rochoso representativo (P2.6.3), onde o material negro fica na borda.

- No penúltimo horizonte C/Rc havia cerca de 50% de blocos rochosos alterados, e na matriz saprolítica havia pedaços e indícios do mesmo material de leucossoma. Esses blocos tinham formato ondulado lembrando “*augen*” e “*boudin*” e seus tamanhos variavam entre 10 e 40 cm de comprimento.

- No horizonte RC foram coletadas três amostras, uma do bloco rochoso acinzentado representativo (P2.7.0), uma da matriz saprolítica entre os blocos (P2.7.1) e outra da parte rochosa diferenciada, do possível leucossoma de migmatito (P2.7.2).

- É estimado cerca de 90% de blocos rochosos na camada RC.

- Na mesma parede desse perfil foram medidas as seguintes atitudes de fratura: 80/65 e 160/75.

As fotos de cada amostra em laboratório constam no Anexo 5, junto com descrições e observações adicionais de cada material.

## 4.2- Resultados da preparação das amostras por peneiramento seco

Nas figuras 4.2.1 e 4.2.2 são mostradas as porcentagens obtidas no peneiramento em malha de 2mm e 0,062mm para cada amostra coletada e que inclui todos os tipos de materiais amostrados (solo, saprolito e rocha alterada). Essas porcentagens tiveram resultados muito parecidos, algumas vezes até repetitivos apesar das diferenças de materiais. Nos dois perfis a fração areia sempre resultou em maior proporção ficando em média entre 50 e 90%, já a fração silte+argila variou entre 2 e 15%, e o cascalho variou em cada amostra de cada perfil.

É importante ressaltar que a fração cascalho (ou maior que esta) é a que deve ter sua proporção mais próxima da real, pois é mais fácil de individualizar as partículas durante o peneiramento seco. Porém para as amostras de rocha, que foram escavadas e fragmentadas durante sua coleta em campo, o tamanho real dos fragmentos foi alterado.

Para o perfil 1 a proporção de cascalhos variou de 4 a 37%, até mesmo por tratar-se de um saprolito com estado de alteração próximo da rocha alterada. O silte+argila variou entre 4 e 10%, e a areia entre 56 e 86%.

Para o perfil 2 a proporção de cascalho variou de 0 a 66%, já que o perfil incluiu desde camadas de solos muito argilosos até a rocha muito alterada. Essa proporção de 0% é em peso, o que não exclui a obtenção dessa fração no peneiramento. O silte+argila ficou entre 2 e 15% e, a areia entre 31 e 87%, já que esse peneiramento seco não foi muito efetivo para separar frações mais finas.

Nas figuras abaixo é possível ver as porcentagens para cada amostra e a variação que ocorre ao longo do perfil, observando que a granulometria tende a aumentar com a profundidade. A proporção de cascalhos aumenta nas camadas inferiores, enquanto que as frações areia e silte+argila diminuem. E apesar desse peneiramento não obter proporções reais das frações mais finas (areia sempre com maior proporção), esse gráfico permitiu dar uma ideia geral do comportamento granulométrico do perfil, o que fica menos evidente no gráfico por histograma e também na curva/reta granulométrica.

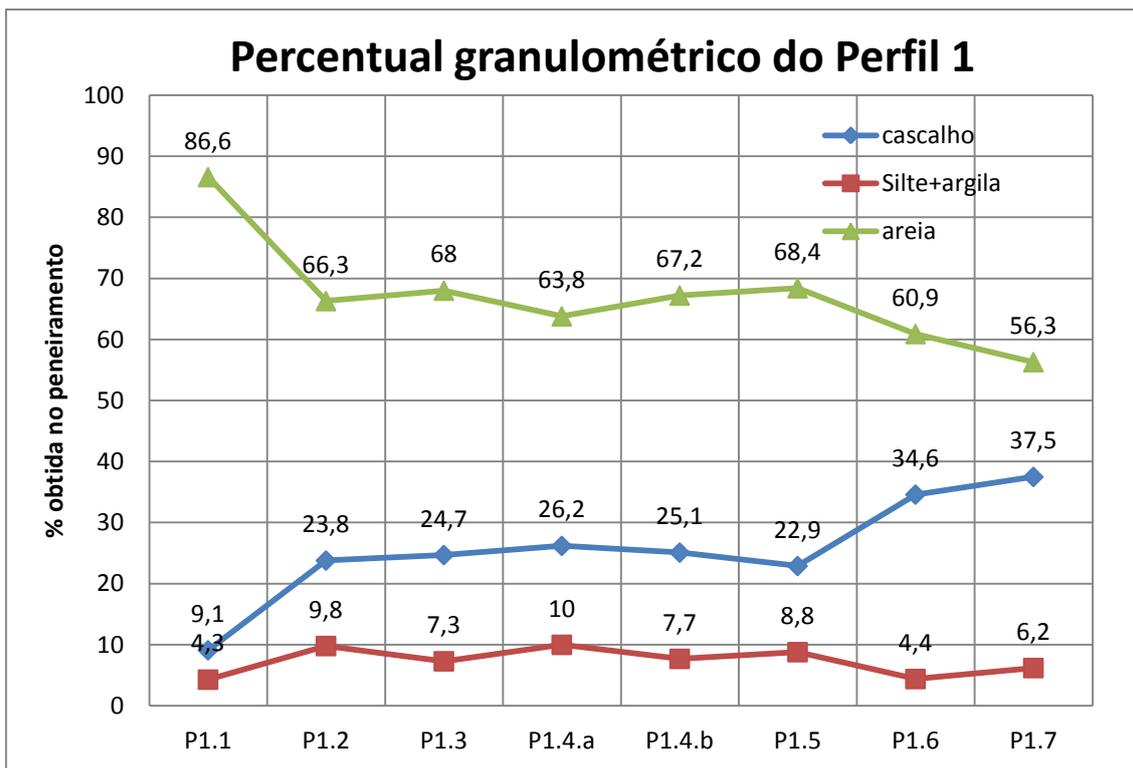


Figura 4.2.1: Percentual das frações obtidas no peneiramento seco das amostras do perfil 1.

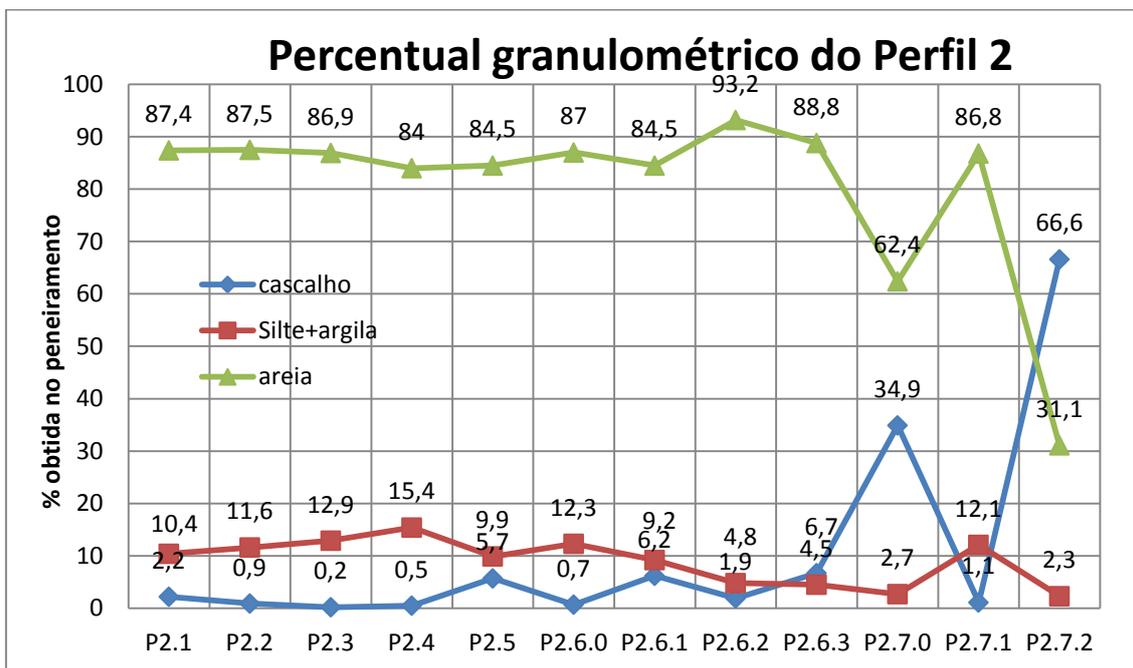


Figura 4.2.2: Percentual das frações obtidas no peneiramento seco das amostras do perfil 2.

#### 4.3- Resultados das análises mineralógicas por difração de raios-X

Todos os difratogramas das análises por difração de raios-X encontram-se no anexo 6. De forma sumarizada os minerais identificados nas frações argila e areia para os perfis 1 e 2 constam nas tabelas 4.3.1 e 4.3.2, respectivamente.

Na fração argila do perfil 1 foram identificados os argilominerais caulinita, gibbsita e ilita, e no perfil 2 caulinita, gibbsita e goethita. No primeiro perfil ilita ocorre a partir da amostra P1.3, deixando de aparecer gibbsita após essa amostra. No perfil 2 os minerais ocorrem uniformemente.

Na fração areia, que são os minerais menores do que 2mm e que não é chamada de fração total em decorrência do peneiramento fino realizado, foram selecionados minerais primários. Estes não apresentaram uma variação evidente ao longo dos perfis, mas são importantes para se correlacionar com os minerais secundários. De modo geral ocorre quartzo generalizadamente, feldspatos alcalinos e sódico-cálcicos, micas, zircão, óxidos de Ti e Mn, titanita, grafita, anfibólio e piroxênio.

Tabela 4.3.1: Minerais identificados através dos difratogramas para as fração argila e areia do perfil 1.

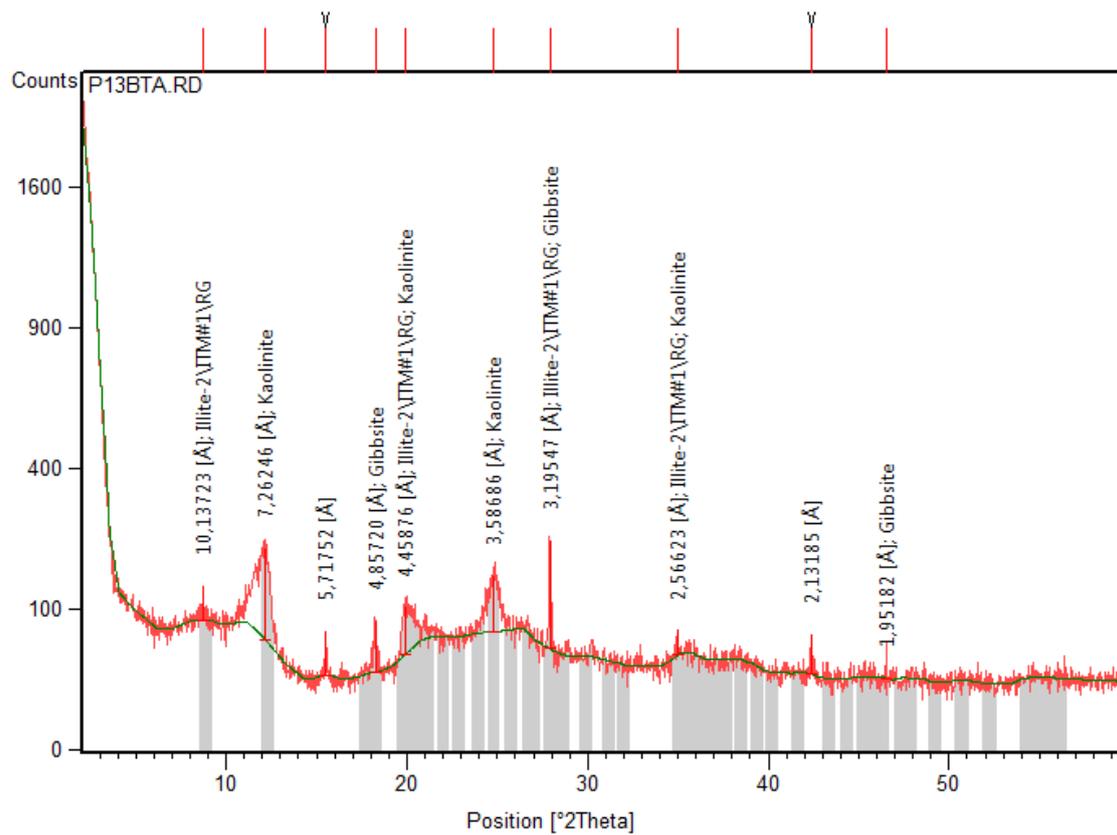
<b>Minerais identificados nos difratogramas - Perfil 1</b>		
<b>Amostra</b>	<b>Fração argila</b>	<b>Fração areia</b>
<b>P1.1</b>	caulinita, gibbsita	quartzo, ortoclásio, labradorita, muscovita
<b>P1.2</b>	caulinita, gibbsita	quartzo, microclinio, albita, biotita
<b>P1.3</b>	caulinita, gibbsita, ilita	quartzo, microclinio, albita, biotita
<b>P1.4.a</b>	caulinita, ilita	quartzo, microclinio, albita, muscovita
<b>P1.4.b</b>	caulinita, ilita	quartzo, zircão, anortoclásio, albita, muscovita
<b>P1.5</b>	caulinita, ilita	quartzo, K-feldspato, albita, muscovita
<b>P1.6</b>	caulinita, ilita	quartzo, albita, anortoclásio, ortoclásio, microclinio, flogopita
<b>P1.7</b>	caulinita, ilita	quartzo, microclinio, albita, biotita

Tabela 4.3.2: Minerais identificados através dos difratogramas para as fração argila e areia do perfil 2.

<b>Minerais identificados nos difratogramas - Perfil 2</b>		
<b>Amostra</b>	<b>Fração argila</b>	<b>Fração areia</b>
<b>P2.1</b>	caulinita, gibbsita, goethita	quartzo, muscovita, ilmenita, rutilo
<b>P2.2</b>	caulinita, gibbsita, goethita	quartzo, rutilo, magnetita
<b>P2.3</b>	caulinita, gibbsita, goethita	quartzo, magnetita, birnessita, rutilo
<b>P2.4</b>	caulinita, gibbsita, goethita	quartzo, birnessita, magnetita, rutilo
<b>P2.5</b>	caulinita, gibbsita, goethita	quartzo, birnessita, magnetita
<b>P2.6.0</b>	caulinita, gibbsita, goethita	quartzo, ortoclásio, labradorita, tremolita, muscovita
<b>P2.6.1</b>	caulinita, gibbsita, goethita	grafita, ferroactinolita, quartzo, muscovita
<b>P2.6.2</b>	caulinita, gibbsita, goethita	albita, quartzo, actinolita, anortoclásio, titanita, flogopita
<b>P2.6.3</b>	caulinita, gibbsita, goethita	quartzo, actinolita, albita, clinopiroxênio, muscovita

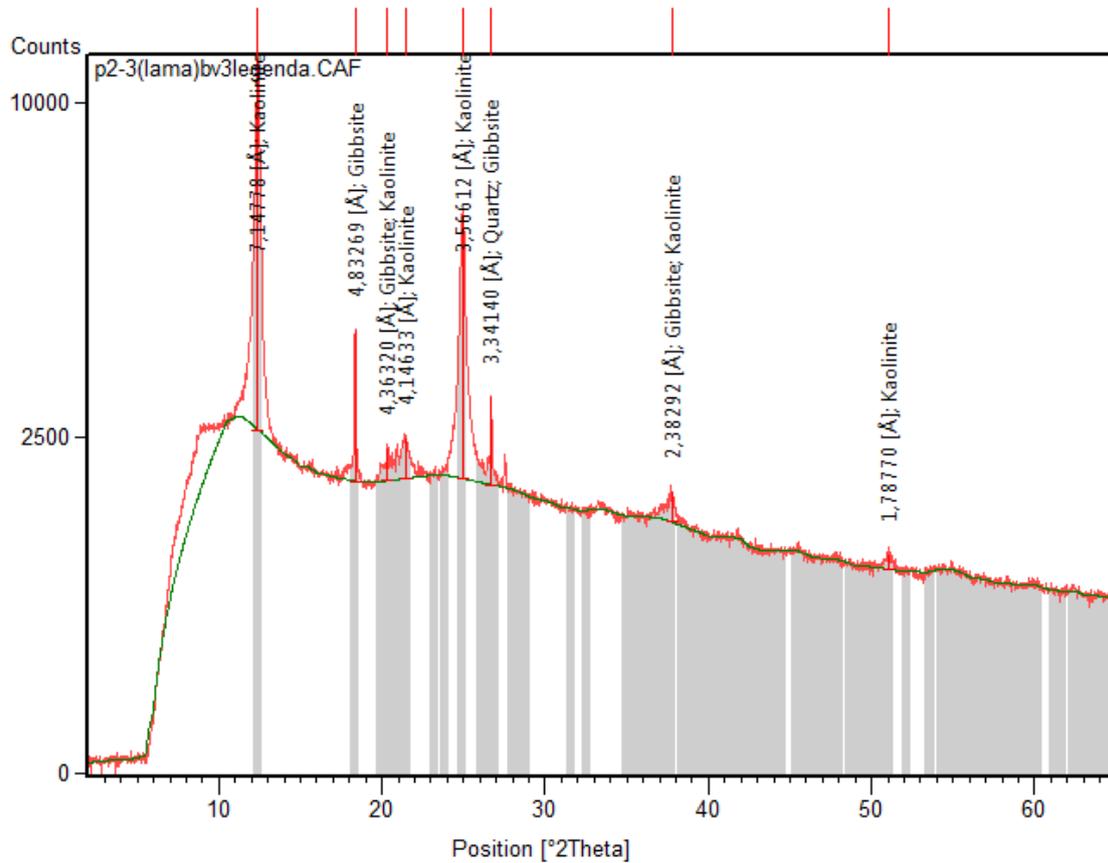
<b>P2.7.0</b>	gibbsita	quartzo, albita, actinolita, ortoclásio, muscovita
<b>P2.7.1</b>	caulinita, gibbsita, goethita	quartzo, ortoclásio, biotita, albita, anfibólio
<b>P2.7.2</b>	caulinita, gibbsita, goethita	quartzo, albita, ortoclásio, flogopita, enstatita

Esta interpretação de minerais resultou em associações parecidas, pois optou-se por selecionar apenas os minerais de picos mais característicos, até mesmo para não se arriscar uma interpretação equivocada. Nas figuras a seguir estão dois difratogramas, da fração argila com amostra natural, representativos dos dois perfis. Na figura 4.3.3 está representada a amostra P1.3, que inclui os minerais illita, gibbsita e caulinita. Na figura 4.3.4 a amostra selecionada para exemplificar os minerais da fração argila do perfil 2 foi a amostra P2.3 com gibbsita, caulinita e quartzo, sendo que goethita fica sobreposta com os picos secundários de gibbsita e caulinita na posição  $21^\circ(2\Theta)$ . O *software* não associou goethita, mas sua presença é dada por um espaçamento interatômico de cerca de 4,21 Å na posição  $21,25^\circ(2\Theta)$  em seu pico principal, verificado nas fichas de padrão de minerais do *software* utilizado e de Resende et al. (2011).



Pattern List		Scan List		Peak List		Anchor Scan Data	
No.	Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]		
1	8,7590	16,03	0,9446	10,09579	9,00		
2	12,1362	165,77	0,2952	7,29289	93,08		
3	15,5035	28,15	0,2362	5,71568	15,81		
4	18,2824	49,92	0,1181	4,85269	28,03		
5	19,8462	58,27	0,2952	4,47372	32,72		
6	24,8233	79,16	0,4723	3,58686	44,44		
7	27,9218	178,10	0,1181	3,19547	100,00		
8	42,4238	20,06	0,2160	2,12897	11,27		

Figura 4.3.3: Difratoograma da amostra P1.3 na fração argila e no estado natural. Nos picos são indicados o espaçamento d em angstrom e o nome do mineral. Abaixo se encontra a listagem dos picos e seus dados.



Pattern List	Scan List	Peak List	Anchor Scan Data				
No.	Pos. [°2Th.]	Height [cts]	FWHM [°2Th.]	d-spacing [Å]	Rel. Int. [%]	Tip width [°2Th.]	Matched by
1	12,3835	8810,24	0,2558	7,14778	100,00	0,2600	80-0885
2	18,3586	2488,74	0,0787	4,83269	28,25	0,0800	29-0041
3	20,3540	460,51	0,1181	4,36320	5,23	0,1200	29-0041; 80-0885
4	21,4309	579,79	0,3149	4,14633	6,58	0,3200	80-0885
5	24,9698	5011,91	0,2362	3,56612	56,89	0,2400	80-0885
6	26,6790	1305,03	0,0787	3,34140	14,81	0,0800	85-0930; 29-0041
7	37,7524	369,24	0,3149	2,38292	4,19	0,3200	29-0041; 80-0885
8	51,0478	144,04	0,5760	1,78770	1,63	0,4800	80-0885
9	68,1130	173,60	0,0432	1,37664	1,97	0,0360	

Figura 4.3.4: Difratoograma da amostra P2.3 na fração argila e no estado natural. Nos picos são indicados o espaçamento  $d$  em angstrom e o nome do mineral. Abaixo se encontra a listagem dos picos e seus dados. O mineral goethita (não indicado) fica sobreposto com os picos secundários de gibbsita e caulinita na posição  $21^\circ(2\theta)$ .

É válido dizer que essa interpretação de minerais aqui adotada não é a única possível para os picos e espaçamentos secundários que não são característicos de uma única espécie mineral, variando intensidades e casas decimais e centesimais nas posições e em espaçamentos. A interpretação exata exige conhecimentos concretos e experiência sobre análise de difratogramas e, também a realização tratamentos químicos específicos para se definir com toda credibilidade cada fase mineral. Contudo é possível

ter uma boa estimativa dos minerais constituintes desses solos tropicais com base na pesquisa bibliográfica, campo e laboratório realizados.

#### 4.4- Resultados da petrografia

Neste item encontram-se as descrições das rochas coletadas próximas aos dois perfis estudados. Essa descrição foi realizada com amostra de mão e microscopia óptica em lâmina delgada. Não é dito que pertencem aos perfis, pois no primeiro não foi encontrada rocha alterada, e no segundo a rocha coletada no afloramento próximo mostrou-se muito diferenciado da rocha alterada encontrada no perfil, e do qual não foi realizada petrografia. Mas acredita-se que na mineralogia sejam semelhantes àquelas que originaram os perfis.

Também estão listadas as atitudes de diversas estruturas medidas nos afloramentos dessas rochas.

##### 4.4.1- Rocha próxima do primeiro perfil

Das amostras coletadas próximas ao perfil 1, duas pareciam sutilmente diferentes, uma mais alterada e com uma foliação pouco evidente, outra sã e sem foliação evidente, e foram denominadas P1.8.rb e P1.8.ra, respectivamente (Fig. 4.4.1.1).

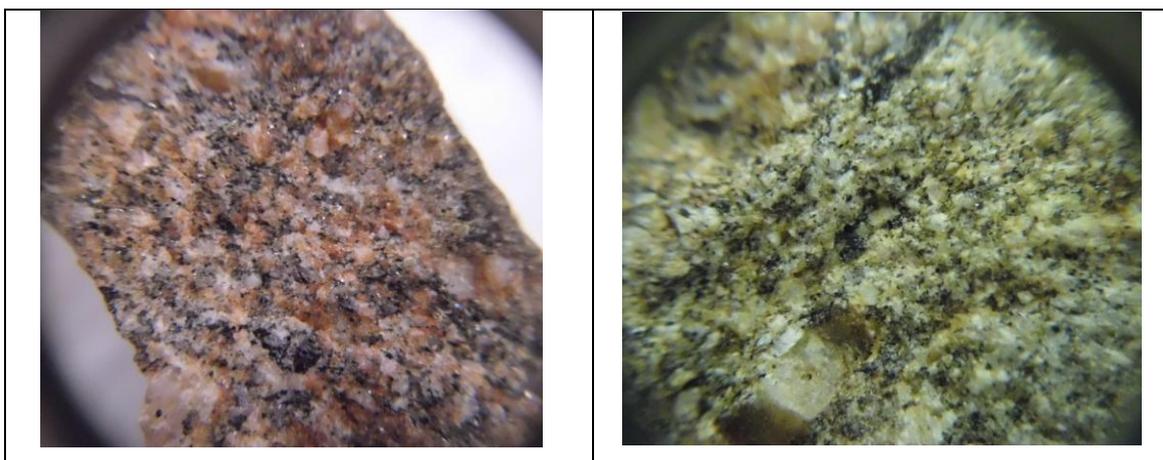


Figura 4.4.1.1: Fotos das rochas coletadas próximo ao perfil 1. À esquerda foto da amostra P1.8.ra, e à direita foto da amostra P1.8.rb, ambas em foco de lupa de mão com aumento de 10X.

Em geral é uma rocha fanerítica fina, cinza esbranquiçada, mesocrática com textura seriada e porfirítica. Os fenocristais perfazem cerca de 20% da rocha; são cristais euédricos, brancos, com dimensões entre 5 e 10 mm de feldspato. A foliação é pouco nítida (Fig. 4.4.1.1, à direita) e é visualizada por alguns fenocristais e os máficos

da matriz orientados. A matriz é cinza, possui granulação menor do que 1 mm, contém quartzo, feldspato, biotita e menor quantidade de hornblenda, magnetita e titanita. A porcentagem macroscópica de quartzo é 40%. Do total de feldspatos, o feldspato alcalino ocorre em quantidade 20% e o plagioclásio aproximadamente 10%. Entre os minerais máficos, a biotita é o mais abundante de todos.

Alterações: Minerais máficos acham-se alterados em óxidos-hidróxidos, pela cor de alteração alaranjada tingindo os minerais félsicos.

Classificação: Granito (ou biotita-granito orientado)

No afloramento dessas rochas, em uma estreita drenagem, as atitudes obtidas de diversas estruturas, na maioria fraturas foram: 104/72, 16/50, 194/30, 32/47, 96/90, 228/90, 162/90 20/70 de fraturas; 132/75 de deslocamento ou esfoliação; 208/07 de falha ou fratura penetrativa.

### **Feições microscópicas:**

Na amostra P1.8.ra o mineral titanita tem maior tamanho entre os máficos e é subédrico. Foram observadas as seguintes texturas: seriada, porfirítica, micropertítica, mirmequítica, quartzo recristalizado (Fig. 4.4.1.2 a e b) e em subgrãos. A biotita era verde, enquanto na amostra P1.8.rb era laranja, sob o microscópio.

A porcentagem estimada de minerais máficos foi de 16% com 7% de biotita verde, 3% de opacos (magnetita), 3% titanita e 3% hornblenda. Para os félsicos foi de 82% com 20% de quartzo e 62% de feldspato, dos quais cerca de 10% era plagioclásio e 52% de K-feldspato, dos quais 22% foi microclínio e 30% ortoclásio. Os minerais acessórios foram zircão e apatita com 1% cada.

Na amostra P1.8.rb as mesmas texturas foram identificadas, porém a proporção de hornblenda e apatita foi maior, além da nítida alteração. Alguns fenocristais de feldspato encontravam-se fraturados nas direções da clivagem e outros alterados do centro para fora. Titanitas e magnetitas estavam mais próximas de euédricas. Minerais opacos ocorriam nas bordas da titanita (Fig. 4.4.1.2 c e d). É possível epidoto próximo às zonas fraturadas na matriz. A porcentagem mineral estimada para os máficos foi de 25%, com 12% de biotita, 5% de hornblenda, 4% de magnetita e 4 % de titanita.

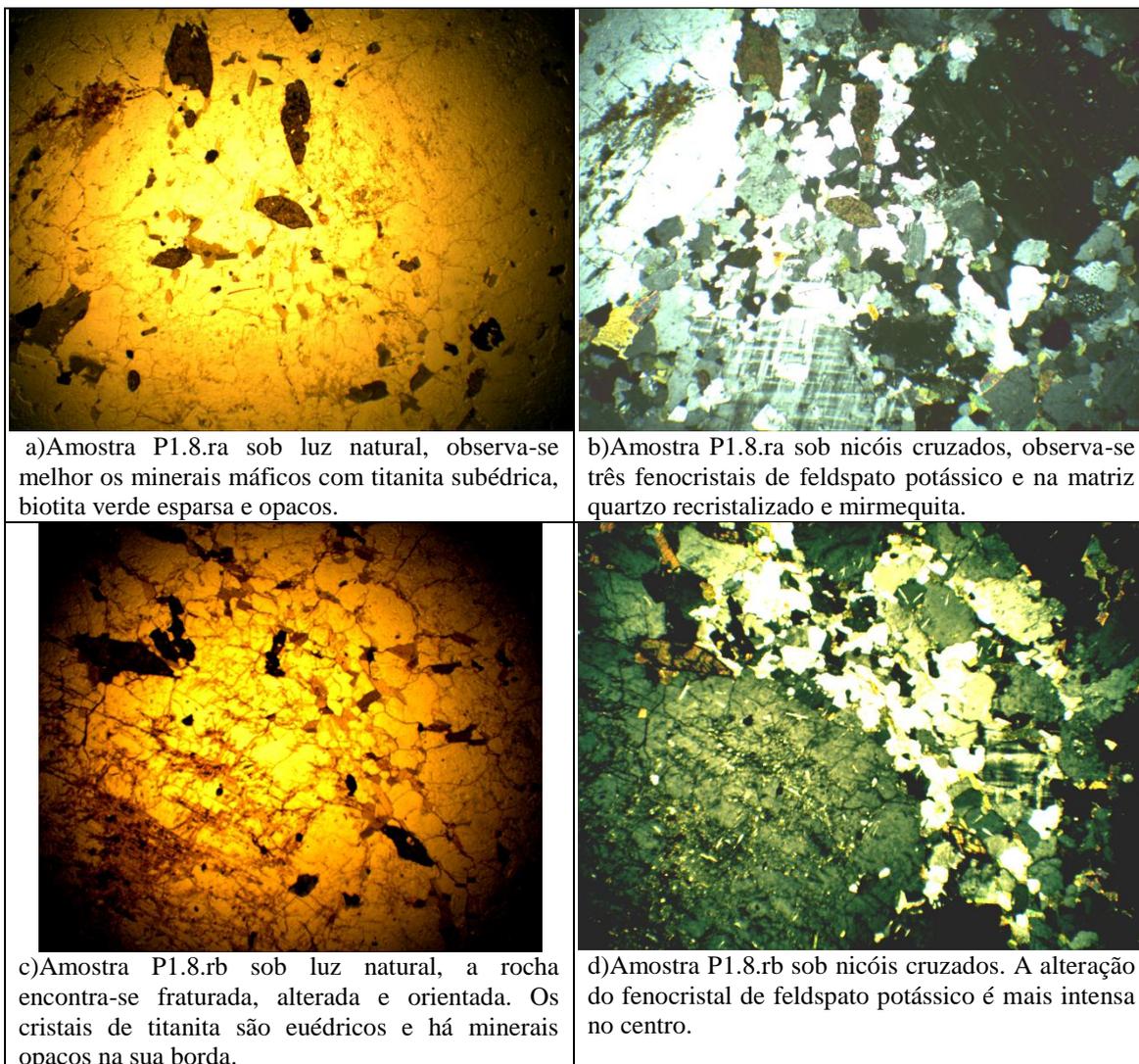


Figura 4.4.1.2: Fotos das amostras P1.8.ra e P1.8.rb em lâmina delgada sob microscópio óptico com objetiva de aumento de 2,5X.

#### 4.4.2- Rocha próxima do segundo perfil

Esse afloramento distancia 130 m do segundo perfil e localiza-se no topo do mesmo morro. Foi coletada por mostrar-se aparentemente milonitizada (Fig. 4.4.2.1) e posteriormente foi constatado no mapa geológico do IPT (1979) uma zona de falhamento, porém a foliação ao microscópio foi identificada como gnáissica.



Figura 4.4.2.1: Fotos da rocha coletada próxima ao perfil 2, amostra P2.8r. À direita foto detalhe da amostra em foco com lupa de mão de aumento de 10X.

É uma rocha de foliação milonítica/gnáissica, granulação muito fina, de cor cinza amarronzada (pelo estado alterado), mesocrática com textura granular e porfiroblástica. Essa foliação é evidenciada por um bandamento submilimétrico com níveis máficos e félsicos. Os porfiroblastos perfazem cerca de 20% da rocha; são cristais subédricos, brancos, de tamanho variando entre 1 e 15 mm dos seguintes minerais félsicos: feldspato e quartzo. A matriz é cinza, possui granulação submilimétrica, contém quartzo, feldspato, biotita, anfibólio e menor quantidade de magnetita. Observa-se a olho nú cristais de magnetita estirados e outros arredondados, formando bandas submilimétricas. Macroscopicamente a porcentagem de quartzo foi estimada em 45%, feldspato em 25%, biotita 25% e magnetita 5%. Alterações de cor amarronzada são dos minerais máficos para óxidos-hidróxidos de ferro.

Classificação: Gnaiss (ou hornblenda-biotita gnaiss recristalizado)

A parte inferior desse afloramento parecia um gnaiss porfiroblástico visto do outro lado do topo desse morro, voltado para encosta marginal norte. Dessa forma, poderia se tratar do granito com megacristais orientados, pelo aspecto e posição no mapa geológico do IPT (1979). As seguintes atitudes foram obtidas: 16/09 e 13/50 (fraturas?) e 125/85 (foliação).

### Feições microscópicas:

Além das características já descritas como foliação gnáissica com porfiroblastos e granulação fina, os cristais apresentaram formas subidioblásticas. As texturas identificadas foram: nematoblástica, lepidoblástica, quartzo ribbon e recristalizado, mirmequita e alguma sombra de pressão (Fig. 4.4.2.2). Os minerais identifiicados e suas respectivas porcentagens foram: quartzo (50%), biotita (20%), hornblenda (10%), feldspato (11%), opacos de provável magnetita (5%), titanita (3%), apatita (1%). Não havia nenhum tipo de macla no feldspato, podendo ser o potássico ao invés do plagioclásio. A forma da hornblenda varia de subédrica a anédrica e tem inclusões de quartzo, já a biotita é subédrica. Alguns cristais de biotita e hornblenda estão consumidos por quartzo. O quartzo é subédrico, granular, fraturado, tem alguma extinção ondulante e os porfiroblastos estão fraturados. Titanita ocorre nas bordas da hornblenda. Os opacos tem forma colunar e também arredondada.

Há porfiroblastos de possível feldspato (não tem macla) com invasão da biotita da foliação. Os minerais da principal foliação foram biotita, hornblenda e magnetita. Os anteriores a deformação foram quartzo, feldspato, hornblenda e titanita. Pós-deformação foram quartzo e magnetita.

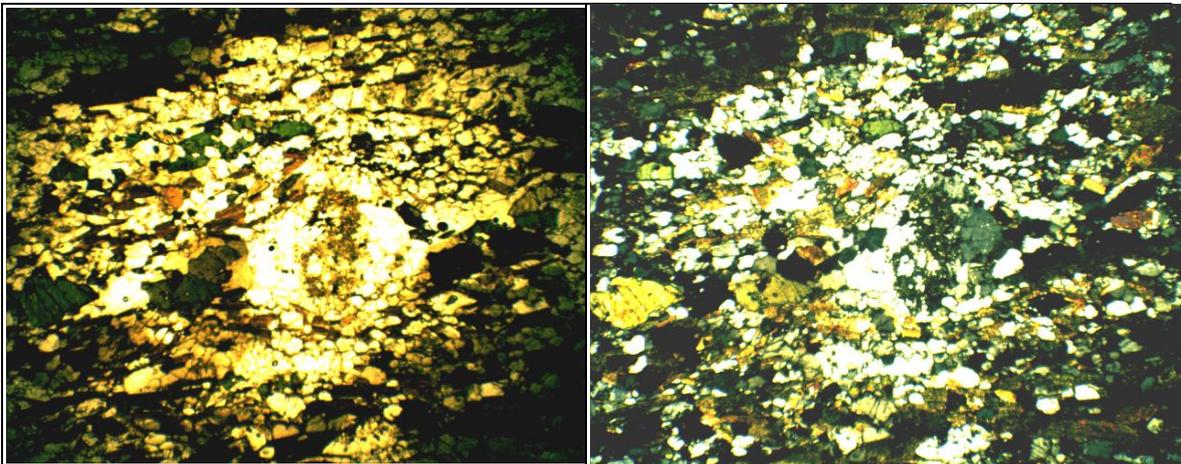


Figura 4.4.2.2: Fotomicrografia da amostra P2.8.r com objetiva de aumento de 2,5X, à esquerda em luz natural e à direita com nicóis cruzados. Nos centros das fotos há o porfiroblasto de quartzo ou possível feldspato alterado sem macla (mesmo com nicóis cruzados), mostrando forma ocelar e sombra de pressão. Na matriz tem quartzo recristalizado e a foliação gnáissica com bandas máficas descontínuas de biotita e hornblenda.

## 5 – Discussão

As diferenças entre os dois perfis regolíticos constatadas em campo foram principalmente quanto à posição nos morros e o grau de intemperismo entre os perfis. Enquanto o perfil 1 fica na encosta marginal linear, o perfil 2 localiza-se em topo de morro voltado para encosta alveolar. Em IPT (1979) esses topos são elementos convexos com declividades menores de 20° e as encostas alveolares são pouco susceptíveis a movimentos de massa embora desenvolvam expressivo manto de alteração. Já as encostas marginais lineares, onde ocorrem formas retilíneas ou convexas, tem declividades entre 30 e 40° sendo unidades dinâmicas do relevo e as espessuras dos solos são delgadas ou expõe partes rochosas. Essas características da compartimentação do relevo se encaixa bem no que se constatou em campo, sendo o perfil 1 menos evoluído do que o 2, já que predominam camadas do saprolito no perfil 1, e um solo mais desenvolvido no perfil 2 decorrente dos processos presentes nesses compartimentos.

O desenvolvimento pedológico desses perfis possivelmente está relacionado com a forma como se dá a infiltração da água superficial nestes, a qual deve ser vertical no perfil 2 (topo de morro) conferindo a este uma infiltração mais efetiva e provável lixiviação também. Já no perfil 1 a água deve ter pouca infiltração pois o escoamento superficial, favorecido pelo alto declive, deve predominar contribuindo para expor o horizonte rochoso por erosão do solo, e no caso de haver matacões causar seu descalçamento e conseqüente acidente, o que ocorre bastante nessas encostas.

A forma como a infiltração da água ocorre nos perfis está diretamente ligada à posição no relevo, como dito acima, e também é um fator responsável pela transição entre camadas do regolito ou o desenvolvimento deste. Pela classificação das camadas dos perfis de alteração completos, com base em Pastore e Fontes (1998), o perfil 1 apresenta três horizontes: o horizonte de solo orgânico, devido a presença de matéria orgânica decomposta e correspondência com o A pedológico; o horizonte de solo saprolítico por ter estrutura reliquiar da rocha e até 10% de blocos; e o saprolito, por ser uma transição entre o maciço de solo e a rocha, com camadas de diferentes estágios de alteração, indo de 10 a 90% de blocos rochosos. No perfil 1 não existe o horizonte laterítico, que corresponderia ao B pedológico, e nem o de rochas nos diferentes estágios de alteração. Também não foram vistos blocos de rocha isolados na faixa do

perfil, o que reforça o indício da pouca infiltração de água e predominância do escoamento superficial, porém não indica a ocorrência de descalçamento de blocos, que costuma ocorrer no local.

A formação de blocos nas partes mais superiores da encosta foi observada onde há maior infiltração de água, como ilustrado na amostra P1.2 do perfil 1 (ver foto Anexo 1). Nesta camada foi verificado um pequeno bloco em meio a matriz de solo saprolítico e os horizontes inferiores foram caracterizados por terem maior desagregação da rocha, o que indicaria uma grande proporção de intemperismo físico. Esse saprolito poderia ter sido classificado como rocha muito alterada também, por ser pouco afetado pelo processo pedogenético, mas devido à fácil escavação e presença de raízes foi colocado como saprolito. Classificou-se o perfil 1 como Neossolo, segundo a classificação pedológica.

Na identificação das camadas do primeiro perfil, segundo os perfis de alteração definidos por Pastore e Fontes (1998), não foi identificada uma camada de rocha muito alterada devido ao forte grau de friabilidade do material, já que o conceito de rocha implica em uma certa consistência rígida embora possam estar presentes minerais primários semi-alterados. Isso não está explícito nas características colocadas pelo autor, mas entende-se que se trata de um material solto, que não formou blocos rochosos, apenas camadas de rocha em diferentes estágios de alteração.

O perfil 2 representou um perfil de alteração quase completo adotando-se a classificação de Pastore e Fontes (1998), com presença até de camadas de transição. As ausências observadas foram das camadas de rocha alterada e rocha sã. A rocha muito alterada estava em média a 2,20 m de profundidade e mostrava o desenvolvimento de blocos a partir da maior alteração nas discontinuidades, sendo uma destas representada por veios do neossoma do migmatito (Fig. 4.1.2). Assim, também reforça a presença de blocos onde há maior infiltração de água, no topo do morro, o que fez esse perfil ser mais evoluído e antigo, em termos pedológicos, do que o perfil 1.

O perfil 1 tem como minerais predominantes da fração argila a caulinita e a illita, com presença de gibbsita nas camadas superiores a qual em profundidade deixa de aparecer dando lugar a illita. Gibbsita ocorre nas três primeiras camadas e illita a partir da terceira até a base. A presença de illita geralmente indica pouca lixiviação, mas este não

é o caso desse perfil, pois o mesmo se situa em encosta onde a infiltração é pequena, embora tenha permeabilidade grande devido à textura arenosa e cascalhenta desse saprolito/ rocha desagregada. Assim, a illita formada pela alteração recente de minerais micáceos deve dar origem à caulinita com o avanço do intemperismo, e esta por sua vez pode se transformar em gibbsita (Kämpf et al., 2009 a; Azevedo & Torrado, 2009).

Gibbsita ocorrendo na parte superior do perfil 1 indica uma lixiviação grande nesses horizontes orgânico e saprolítico, desaparecendo abaixo. Essa terceira camada pode indicar um plano de fraqueza, pois o horizonte superior é mais lixiviado do que o de baixo. Tal plano de fraqueza pode favorecer o deslocamento de massas de solo ou deslizamentos rasos translacionais, assim como queda de blocos e rupturas nos solos de alteração, que são frequentemente observados no morro do Jabaquara.

Na fração areia do perfil 1 foram identificados apenas os minerais primários, com destaque para o quartzo, feldspatos potássicos (ortoclásio, microclínio), albita e feldspatos sódico-cálcicos (labradorita e anortoclásio), muscovita, biotita e zircão. Já a mineralogia identificada pela petrografia da rocha próxima ao perfil 1, classificada como biotita granito, apresentou ainda os minerais acessórios titanita, hornblenda, apatita e opacos, e com excessão da muscovita. De modo geral, esses minerais são concordantes com o do granitoide embrechítico da geologia regional, dado pelo mapa geológico do IPT (1979), neste o plagioclásio foi dado pelo oligoclásio e ainda alguma presença dos minerais acessórios fluorita, epidoto, allanita, clorita, carbonatos e sericita secundárias.

Os movimentos de massa que costumam ocorrer no granitoide são escorregamentos translacionais, sendo que o tipo ruptura segundo planos de fraqueza também é possível, pela grande quantidade de fraturas no maciço e os solos de alteração, assim como os desmoronamentos por queda de blocos por problemas estruturais e colapso em rocha muito alterada, que é menos comum nos morros. Assim, associando a mineralogia das argilas predominantes nesse perfil aos processos de escorregamento descritos na literatura, as camadas com gibbsita sobrepostas a camadas com illita representam um contato entre materiais e podem controlar a drenagem subsuperficial favorecendo a saturação diferencial dos materiais e a ocorrência de deslizamentos translacionais, conforme foi também observado por Furian et al. (1999) para a região da Serra do Mar. Em campo esse contato se apresenta como uma transição

entre os horizontes de solo saprolítico com saprolito, ou seja, existe uma rigidez maior devido ao aumento da proporção rochosa em relação ao solo de alteração.

A mineralogia da fração argila no perfil 2 é dominada por caulinita, gibbsita e goethita em todos os materiais do perfil. A gibbsita indica uma intemperização intensa do perfil ou de determinado horizonte de solo, pois para sua formação houve a dessilificação do material, com intensa lixiviação ou formação de poros de tamanho grande, restando o Al para precipitar como hidróxido. Sua associação com outros minerais, como a caulinita, na mesma amostra indica o avanço do intemperismo sobre os demais minerais.

Gibbsita ocorreu sozinha na amostra P2.7.0, referente a rocha alterada. Esse mineral indica uma alteração intensa dos aluminossilicatos presentes e significa que esse bloco de rocha é muito lixiviado. A albita parece ser o primeiro mineral primário a ser alterado para gibbsita dentre os minerais dessa rocha.

A formação de goethita ocorre em ambientes úmidos e de pH mais baixo, o que é um fator interessante para ser associado ao movimento de massa. Assim, camadas mais úmidas indicam acumulação de água ou infiltração lenta, o que confere condições de hidromorfia e encharcamento favorecendo o movimento de massa desse material pela diminuição do atrito entre as partículas, especialmente no contato solo-rocha.

Dessa forma, no perfil 2 ocorre uma homogeneidade de minerais secundários numa condição de hidromorfia e em área de topo de morro com horizonte rochoso raso, o que pode contribuir para a movimentação conjunta do regolito. Na literatura (IPT, 1979) o escorregamento rotacional, que tem caráter catastrófico é associado a esses solos mais homogêneos, espessos e desenvolvidos, e se dá nos solos do migmatito estromatítico no contato transicional com o granitóide embrechítico o que está de acordo com o litotipo desse ponto segundo o mapa geológico do IPT (1979).

Assim, pode ser acrescentado que nesses solos a gibbsita, que proporciona uma estrutura granular ao solo e facilita a infiltração da água por tornar o solo poroso e menos denso, tem ao mesmo tempo a abundância de caulinita e goethita que diminuem essa porosidade e conferem a esse perfil um solo argiloso, estrutura dominante em blocos subangulares, pouco permeável e úmido. Quando ocorre um encharcamento num episódio de precipitação muito intensa uma superfície susceptível à ruptura pode surgir,

e que quando de forma curva, dá origem ao escorregamento rotacional, como os que foram detectados em 1928 e 1956 no Monte Serrat, próximo desse local. Através desses dados de minerais e estruturas do solo não foi possível inferir uma provável superfície de ruptura.

Já a fração areia do perfil 2 (Tabela 4.3.2) apresentou óxidos de titânio na porção superior indo até o horizonte de solo laterítico. Ilmenita no horizonte A, e rutilo até o horizonte Bt2. Isso indica uma intensa intemperização que favoreceu a concentração desses minerais de baixo teor e permitiu a identificação destes nos difratogramas. A origem do anatásio como produto da alteração de titanita, presente nessa rocha, é possível, mas de acordo com a literatura gera anatásio e não rutilo e ilmenita (Berrow et al., 1978, segundo Kämpf et al, 2009 b). Titanita foi identificada por microscopia nas rochas coletadas dos dois perfis e é um mineral acessório muito comum nas rochas da área sendo identificada também no difratograma da fração areia da amostra de rocha P2.6.2, a qual estava intensamente intemperizada.

Outros minerais identificados na fração areia foram micas (muscovita, flogopita e biotita), magnetita, birnessita, feldspato potássico (ortoclásio), e sódico-cálcico (labradorita, albita e anortoclásio), anfibólio (tremolita, actinolita), piroxênio (clinopiroxênio e enstatita) e grafita. A muscovita é pouco comum nessas rochas, predominando a biotita, mas esta é mais susceptível ao intemperismo, daí a presença de biotita apenas no horizonte de rocha muito alterada, e flogopita no saprolito. Piroxênios também não foram encontrados na petrografia e literatura. A magnetita e anfibólios estão de acordo com as rochas da área, porém magnetita nos horizontes de solo laterítico não era esperada pelo avançado estágio de intemperização do solo, mas em contrapartida o ambiente é úmido e diminui a taxa de liberação do ferro. Os feldspatos aparecem a partir da camada de saprolito, o que evidencia sua fraca estabilidade durante o intemperismo.

Birnessita foi o óxido de Mn encontrado na fração areia dos horizontes lateríticos Bt1, Bt2 e Bt2C. O fato de ser encontrada nessa fração pode ser devido a não desagregação durante o peneiramento. Sua presença era esperada na amostra P2.6.1 (Tabela 4.3.2), que era de cor negra, mas isso não foi constatado na identificação pelo DRX. Para o material negro presente nessa amostra foi obtido mica, anfibólio e quartzo na fração areia, além de grafita. Entretanto, grafita não era esperado e não se sabe o

porquê de sua ocorrência. Aparentemente tratava-se de um material concrecionário originado da estruturação e foliação da rocha que forneceu uma concentração desses minerais, possivelmente de um metamorfismo dinâmico com componente extensional e dúctil gerando rochas com essas foliações isolando blocos com formatos de *boudins*. Como esse material foi visto só nesta amostra não deve ser importante num contexto geral dos escorregamentos, e sim, possivelmente, no metamorfismo regional.

Constatou-se que o método de peneiramento seco para separar areia de silte+argila não é efetivo para a separação total das frações, pois sempre resta uma fração mais fina que fica contida na peneira com a fração mais grossa, mas de modo geral atende a proposta inicial de buscar os principais minerais nas diferentes frações. A individualização das partículas muito finas não é possível e permanecem como agregados senão forem dispersas em meio líquido, assim o peneiramento seco sempre resulta numa quantidade menor de partículas finas do que a existente no material, porém foi suficiente para a obtenção dos minerais principais de cada fração.

A interpretação dos difratogramas não fica como definitiva, pois requereria certa experiência pessoal na interpretação de difratogramas para se minimizar possíveis ambiguidades que ocorrem quando se lida com várias fases minerais. Essas ambiguidades seriam, por exemplo, as sobreposições e intensidades relativas dos picos, o espaçamento estrutural parecidos de cada espécie mineral e que variam pouco quando são comparados entre os picos secundários das outras fases. Tratamentos químicos específicos são utilizados para se dar certeza da espécie, no entanto esse trabalho se utilizou de preparações físicas. As possibilidades de minerais indicadas pelo programa são grandes e muitas vezes de minerais incomuns, o que requer uma outra base de conhecimentos da mineralogia que se quer conhecer. Essa base seria, por exemplo, outros tipos de técnicas e análises laboratoriais como fluorescência de raios-X, ou até mesmo um referencial teórico da geologia local, uma petrografia, uma ideia dos possíveis minerais secundários da alteração dessas rochas e os minerais mais comuns de ocorrerem em solos tropicais, o que foi feito em parte nesse estudo.

## 6- Conclusões

Os perfis descritos são diferentes principalmente em relação: a posição no relevo, perfil de alteração, grau de intemperismo, material parental do regolito, movimentos de massa ocorrentes e mineralogia de alteração. O grau de intemperismo se dá pela posição topográfica que implica na quantidade de água infiltrada e que vai originar diferentes minerais de alteração e perfis regolíticos, formando blocos onde a água infiltra e mantém condições de hidromorfia. As rochas parentais são responsáveis pela mineralogia de alteração, sendo granitóide embrechítico para o perfil 1 e migmatito estromatítico de paleossoma dominante no perfil 2. No regolito do perfil 1 predomina saprolito e o perfil 2 apresenta um perfil de alteração quase completo, indo do horizonte orgânico até a rocha muito alterada, conferindo um grau de evolução e intemperismo maior neste.

Os movimentos de massa sobre esses litotipos também são diferentes em virtude desses materiais. No litotipo do perfil 1, granito com megacristais orientados, predominam escorregamentos translacionais e os causados por planos de fraqueza, além de desmoronamentos por queda de blocos por problemas estruturais e colapso em rocha muito alterada, em virtude do pequeno desenvolvimento de solo e espessura deste, assim como sua presença em encostas de maior declividade. Já no migmatito o solo é mais desenvolvido e espesso originando o escorregamento translacional.

A mineralogia da fração argila é mais responsável pelo movimento de massa do que a mineralogia da fração areia, já que argilas gibbsíticas originam um solo poroso, as argilas expansíveis contribuem para a variação de volume, e argilas caulínicas favorecem o impedimento da drenagem vertical. Já a fração areia influencia na textura do material e relação com o material parental. No perfil regolítico 1 as argilas predominantes foram caulinita, gibbsita e illita, com gibbsita nas camadas superiores e illita nas inferiores, podendo indicar um plano de fraqueza no maciço, que pode ser uma descontinuidade que ajuda no desenvolvimento dos escorregamentos.

No perfil 2 as argilas predominantes foram caulinita, gibbsita e goethita, ocorrendo em todas as camadas do regolito e até nos blocos de rocha muito alterada. A porosidade dada pela gibbsita pode ser obliterada pelo caráter menos permeável dado pela caulinita. A umidade desse regolito, indicada pela goethita, assim como a

proximidade do horizonte rochoso com esse regolito podem tornar esse material mais susceptível à movimentação em massa.

Conclui-se ainda que o método de peneiramento seco para separar areia de silte+argila não é efetivo para a separação quantitativa das frações, pois sempre resta uma fração mais fina que fica contida na peneira, já que a individualização das partículas é insuficiente e estas permanecem como agregados senão forem dispersas em meio líquido. O peneiramento seco sempre resulta numa quantidade menor do que a existente no material, porém o material coletado foi suficiente para a obtenção dos principais minerais de cada fração.

A interpretação de difratogramas exige experiência e conhecimentos concretos nessa análise, assim como tratamentos químicos específicos para se determinar com eficiência as diferentes fases minerais. A pesquisa sobre a formação de minerais nos solos sob clima tropical, a geologia local e a petrografia auxiliaram na busca sobre a principal mineralogia que esses regolitos poderiam ter e permitiram conhecer um pouco sobre esse material em que ocorrem movimentos de massa em Santos.

A experiência com a elaboração do TCC me permitiu aprender sobre: como iniciar uma proposta de pesquisa sem conhecer muito o assunto e não ter realizado um projeto de pesquisa durante a graduação; alguns procedimentos de laboratório e a técnica analítica da difração de raios-X, assim como uma introdução para a interpretação dos difratogramas; o método pouco usual de peneiramento seco; e como analisar volume grande de material trabalhado e de dados obtidos. Também proporcionou uma reflexão quanto às exigências de qualidade que se deve cumprir e os requisitos de conhecimentos necessários além da produção da pesquisa em si, como desenhar, saber fazer mapas e uma boa revisão de bibliografia como uma pequena parte para se buscar êxito no trabalho e que deve sempre ser melhorado.

## 7- Referências bibliográficas:

Almeida F. F. M. e Carneiro C. D. R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**:2: 135-150.

Alves D. B. 1987. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no Centro de Pesquisas da Petrobrás. *Boletim de Geociências da Petrobrás* , 1:2: 157-175.

Azevedo A. C. e Torrado P. V. 2009. Cap. VI – Esmectita, vermiculita, minerais com hidróxi entrecamadas e clorita. In: Melo V. F. & Alleoni L. R. (Eds). 2009. *Química e Mineralogia do Solo: Parte I – Conceitos básicos*. 1ª Ed. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo – SBCS, Viçosa – Minas Gerais, p.: 382-426.

Bleicher L. e Sasaki J. M. 2000. Introdução à difração de raios-X em cristais. Universidade Federal do Ceará, 20 p. Disponível em: <http://www.raiosx.ufc.br/site/wp-content/uploads/downloads/2013/01/apostila.pdf>. Acessado em 24 nov 2013.

Brollo M. J. e Tominaga L. K. (organizadores). 2012. Desastres Naturais e Riscos Geológicos no Estado de São Paulo : Cenário de Referência-2012. Boletim nº1 – Grupo de articulação de ações executivas (GAEE), 1ª Ed, São Paulo: Coordenadoria Estadual de Defesa Civil, 100 p. Disponível em: [http://www.defesacivil.sp.gov.br/v2010/portal\\_defesacivil/conteudo/documentos/pdn/boletimgaae27dez2012.pdf](http://www.defesacivil.sp.gov.br/v2010/portal_defesacivil/conteudo/documentos/pdn/boletimgaae27dez2012.pdf). Acessado em 13 nov 2013.

Canil K. 2010. Áreas de risco aos processos de escorregamentos no município de Santos, SP: análise e indicadores de vulnerabilidade. In: AGB, XVI Encontro Nacional dos Geógrafos, 2010. Porto Alegre. Anais, p. 1-7.

Cepagri. 2013. Clima dos municípios paulistas. Disponível em: <http://www.cpa.unicamp.br/outras-informacoes/clima-dos-municipios-paulistas.html>. Acessado em 19 out 2013.

Embrapa. 1997. Manual de Métodos de Análise de Solo. Centro Nacional de Pesquisa de Solos, Rio de Janeiro, 212 p.

Embrapa. 2006. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Embrapa-SPI, Centro Nacional de Pesquisas de Solos, Rio de Janeiro, 412 p.

Fabris J. D., Viana J. H. M., Schaefer C. E. G. R., Wypych F., Stucki J. W. 2009. Cap. X- Métodos físicos de análises em mineralogia do solo. In: Melo V. F. & Alleoni L. R. (Eds). 2009. *Química e Mineralogia do Solo: Parte I – Conceitos básicos*. 1ª Ed. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo – SBCS, Viçosa – Minas Gerais, p.: 611-695.

Ferreira S. B.; Lana M. S.; Conte Jr. A.A.; Leite L.F. 2004. Movimentos em encostas de Ouro Preto, MG - o caso da Vila São José. *Revista da Escola de Minas*, **57**:4:235-240.

Furian S., Barbiéro L., Boulet R. 1999. Organisation of the soil mantle in tropical southeastern Brazil (Serra do Mar) in relation to landslides processes. *CATENA*, **38**:1:65–83.

Google Maps. 2013. Santos. Disponível em: <https://maps.google.com.br/maps/ms?ie=UTF8&source=embed&oe=UTF8&msa=0&msid=111099725049619609882.000462aa9cb21ced090c>. Acessado em 15 nov 2013.

Guimarães R. F., Montgomery D. R., Greenberg H. M., Fernandes N. F., Gomes R. A. T., Carvalho Jr O. A. 2003. Parameterization of soil properties for a model of topographic controls on shallow landsliding: application to Rio de Janeiro. *Engineering Geology*, 69:1-2:99-108.

Gutjahr M. R., Rabello J. F. D., Gomes M. L. F., Jesus M. H. S. 2010. Estudos históricos de eventos climáticos extremos na Baixada Santista-SP, Brasil. VI Seminário Latino-Americano de Geografia Física, II Seminário Ibero-Americano de geografia Física, Universidade de Coimbra, 11 p. Disponível em: <http://www.novomilenio.inf.br/nmlogs/log/201005.pdf>. Acessado em nov 2013.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. 2013. Cidades@: São Paulo>>Santos. Disponível em: <http://cidades.ibge.gov.br/xtras/perfil.php?lang=&codmun=354850&search=sao-paulo|santos>. Acessado em 13 nov 2013.

IBGE. 2007. Manuais Técnicos em Geociências, número 4: Manual Técnico de Pedologia. 2ed. Rio de Janeiro, Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão, 316 p.

IPT. 2013. Notícias 06.03.2013. Apoio ao município santista: IPT apresenta propostas de convênio voltadas à prevenção e mapeamento em áreas de riscos à Prefeitura de Santos. Disponível em: [http://www.ipt.br/noticias\\_interna.php?id\\_noticia=651](http://www.ipt.br/noticias_interna.php?id_noticia=651). Acessado em 12 nov 2013.

IPT. 2013b. Você sabia? Que o IPT elaborou a primeira Carta Geotécnica do País? Disponível em: <http://www.ipt.br/institucional/campanhas/16.htm>. Acessado em 13 nov 2013.

Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A- IPT. 1979. Levantamento das condicionantes do meio físico e estabelecimento de critérios normativos para a ocupação urbana dos Morros de Santos e São Vicente (Carta Geotécnica). *Relatório Nº 11599*, Volume de textos. São Paulo, 162 p.

Kämpf N., Curi N., Marques J. J. 2009 a. Cap. V - Intemperismo e ocorrência de minerais no ambiente do solo. In: Melo V. F. & Alleoni L. R. (Eds). 2009. *Química e Mineralogia do Solo: Parte I – Conceitos básicos*. 1ª Ed. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo – SBCS, Viçosa – Minas Gerais, p.: 333-379.

Kämpf N., Curi N., Marques J. J. 2009 b. Cap. IX – Óxidos de alumínio, silício, manganês e titânio. In: Melo V. F. & Alleoni L. R. (Eds). 2009. *Química e Mineralogia do Solo: Parte I – Conceitos básicos*. 1ª Ed. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo – SBCS, Viçosa – Minas Gerais, p.: 573-610.

Lemos R. C. e Santos R. D. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*. 2002. 4ª Ed. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, 83 p.

Lopes F.C.A. 2013. *Avaliação da influência da distribuição espacial da espessura do solo e do nível freático na estabilidade de encosta*. Dissertação de Mestrado, UFPR, 124 p.

Macedo E. S., Santoro J., Araújo R. E. 2004. Plano Preventivo de Defesa Civil (PPDC) para deslizamentos, Estado de São Paulo, Brasil. In: Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais, 1. Florianópolis: GEDN/UFSC. Anais, p. 908-919. (CD-ROM)

Melo V. F., Castilhos R. M. V., Pinto L. F. S. 2009. Cap. IV - Reserva mineral do solo. In: Melo V. F. & Alleoni L. R. (Ed). 2009. *Química e Mineralogia do Solo: Parte I – Conceitos básicos*. 1ª Ed. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo – SBCS, Viçosa – Minas Gerais, p.: 251-332.

Nichols G. 1999. Terrigenous clastic sediments: gravel, sand and mud. In: Nichols G. *Sedimentology and Stratigraphy*. Blackwell Publishing, University of London, p.: 10-24.

Oliveira M. S. 2011. *Análise da Aplicação de Geoprocessamento no Gerenciamento de Áreas de Risco de Movimentos de Massa: Estudo de Caso de Santos/SP*. Monografia de Geografia, Universidade Federal de Viçosa, 61 p.

Pastore E. L. e Fontes R. M. 1998. Caracterização e Classificação de Solos. In: Oliveira A. M. dos S. e Brito S. N. A. de (Ed). *Geologia de Engenharia*. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE), São Paulo, p.: 197-210.

Paula J. P. L., Zaine J. E., Lima M. S., Oliveira E. M. 2008. Análise fisiográfica aplicada à elaboração de mapa geológico-geomorfológico de região da Serra do Mar e baixada santista. *Geociências*, São Paulo, Unesp, 27:2:249-264.

Perdomo C. V. e Ladeira F. S. B. 2010. Levantamento pedológico em vertente sujeita a movimentos de massa – Ubatuba (São Paulo, Brasil). *Territorium*, 17:145-150.

Prefeitura de Santos. 2013. Notícias 02.10.2013: Gestores de Bragança e impressionam com sistema da prefeitura. Disponível em: <http://www.santos.sp.gov.br/noticia/187182/gestores-de-bragan-se-impressionam-com-sistema-da-prefeitura>. Acessado em 12 nov 2013.

Prefeitura de Santos. 2013 b. Notícias 16.07.2013: Defesa Civil atende a deslizamento de bloco de rocha no São Bento. Disponível em: <http://www.santos.sp.gov.br/noticia/66312/defesa-civil-atende-deslizamento-de-bloco-de-rocha-no-s-o-bento>. Acessado em 11 nov 2013.

Prefeitura de Santos. 2013 c. Notícias 02.08.2013: Moradores dos morros conhecem plano para redução de riscos. Disponível em: <http://www.santos.sp.gov.br/noticia/32847/moradores-dos-morros-conhecem-plano-para-redu-o-de-riscos>. Acessado em 12 nov 2013.

Resende M., Curi N., Ker J. C., Rezende S. B. 2011. Mineralogia de solos brasileiros: Interpretação e Aplicações. 2ª Ed. Editora UFLA, Universidade Federal de Lavras, 206p.

Sadowski G. R. 1991. A Megafalha de Cubatão no Sudeste Brasileiro. Boletim IG-USP, Sér. Cient., São Paulo, 22: 15-28. Disponível em: <http://ppegeog.igc.usp.br/pdf/bigsc/v22/v22a03.pdf>. Acessado em 15 nov 2013.

Sadowski G. R. 1977. Reativação do embasamento da faixa de dobramento Ribeira na região da Serra do Cubatão. *Boletim IG*, Instituto de Geociências, USP, 8:67-79.

Sadowski G. R. 1974. Tectônica da Serra de Cubatão. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 159 p.

Santos A. R. 2013. A grande barreira geológica da Serra do Mar. Disponível em: <http://www.agepar.org/agrandebarreira.pdf>. Acessado em nov 2013. 4 p.

São Paulo (Estado). 2013a. Decreto Nº 58.996, de 25 de março de 2013. Governo do Estado de São Paulo. Disponível em: <http://www.ambiente.sp.gov.br/cpla/files/2011/05/DECRETO-Nº-58996-DOE.pdf>. Acessado em 16 nov 2013.

São Paulo (Estado). Organização: Barros E. C. 2013b. *Meio Ambiente Paulista: Relatório de Qualidade Ambiental 2013*. Secretaria do Meio Ambiente / Coordenadoria de Planejamento Ambiental, 215 p.

São Paulo (Estado). Organização: Figueiredo F. E. L. 2012. *Zona Costeira Paulista: Relatório de Qualidade Ambiental 2012*. Secretaria do Meio Ambiente / Coordenadoria de Planejamento Ambiental, 148 p.

Toledo M. C. M, Oliveira S. M. B., Melfi A. J. 2001. Cap. 8- Imtemperismo e formação do solo. In: Teixeira W., Toledo M C. M., Fairchild T. R., Taioli F. 2001. Decifrando a Terra. Oficina de textos, São Paulo, p: 140-166.

Vargas M. 1999. A baixada santista: suas bases físicas. *Revista USP*, São Paulo, 41:18-27.

Xavier, R.A. e Coelho Neto, A.L. 2006. Caracterização mineralógica de regolitos em uma encosta montanhosa: bacia do alto rio Fortaleza, Bananal/SP. *VI Simpósio Nacional de Geomorfologia*, Goiânia, GO, 12 p.

Wikipédia – A enciclopédia livre. 2013 a. Região Metropolitana da Baixada Santista. Disponível em: [http://pt.wikipedia.org/wiki/Regi%C3%A3o\\_Metropolitana\\_da\\_Baixada\\_Santista](http://pt.wikipedia.org/wiki/Regi%C3%A3o_Metropolitana_da_Baixada_Santista). Acessado em 15 nov 2013.

Wikipédia – A enciclopédia livre. 2013 b. Santos. Disponível em: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Santos>. Acessado em 15 nov 2013.

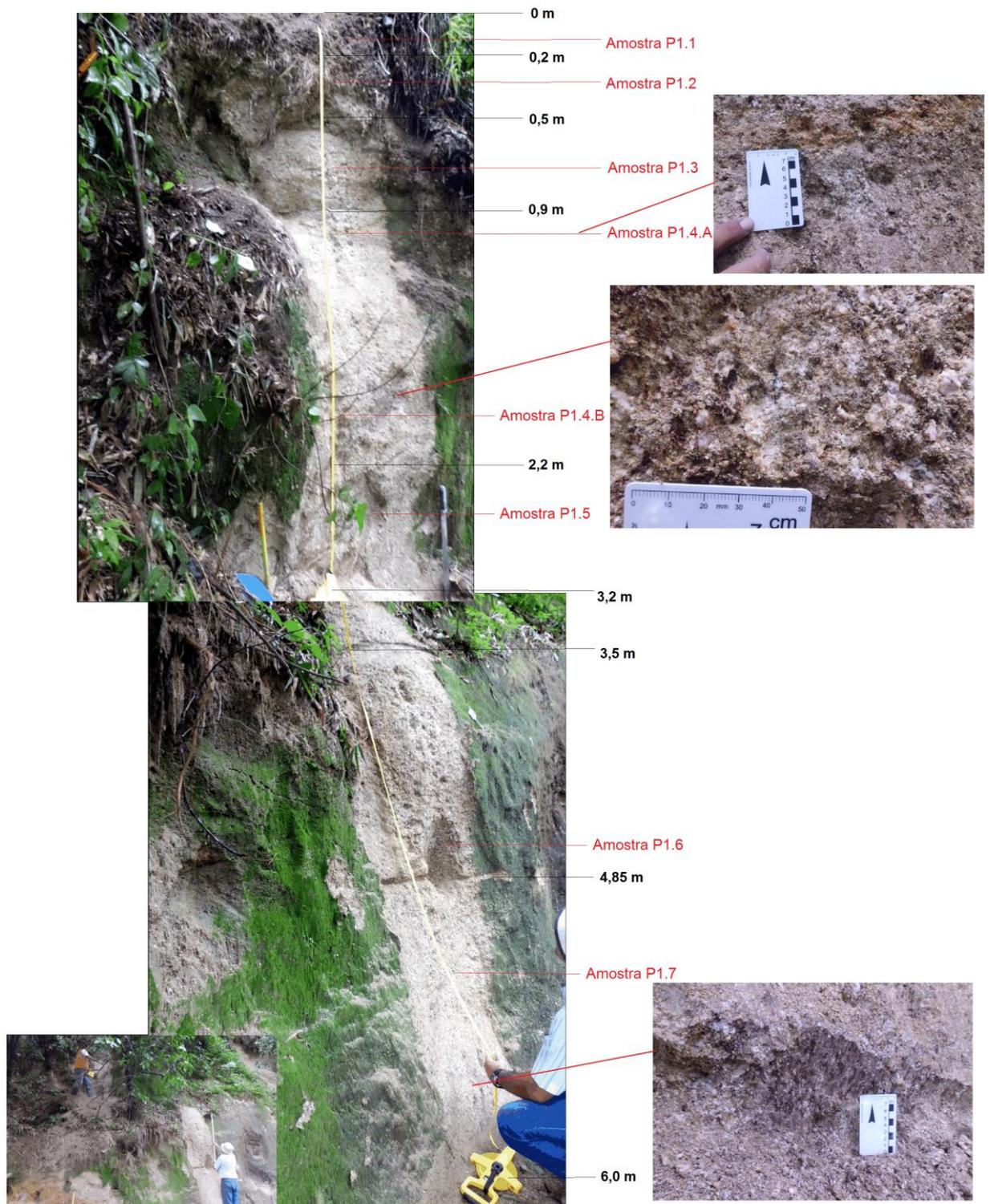
## 8 – ANEXOS

### ANEXO 1: Descrição Geral dos perfis com base em Lemos e Santos (2002):

<b>Descrição Geral</b>	<b>Descrição Geral</b>
<p>Instituição ou Projeto - TCC Jéssica            Perfil nº- Perfil 1            Data- 21/03/2013            Classificação – NEOSSOLO REGOLÍTICO            Unidade - PEYo</p> <p>Localização, Município, Estado e Coordenadas - final da Rua São Bernardo, s/nº, localizada no Morro Jabaquara próxima ao limite com o Morro São Bento, município de Santos-SP, coordenadas UTM 23K 0363377 e 7351801- Datum WGS84.</p> <p>Situação, declive e cobertura vegetal sobre o perfil: coletado em vertente íngreme na margem de rua não pavimentada, no meio da encosta com declive de cerca de 60º nesse local, vegetação preservada de mata.</p> <p>Altitude: 99 m, precisão de 12m,</p> <p>Litologia: Granito com megacristais orientados</p> <p>Formação geológica: Complexo Piaçaguera</p> <p>Cronologia: Proterozóico Inferior a Superior</p> <p>Material originário: produto da alteração do granito</p> <p>Pedregosidade – ligeiramente pedregosa (mas muito cascalhenta)</p> <p>Rochosidade – muito rochosa (afloramentos de rocha alterada desagregando)</p> <p>Relevo local – montanhoso</p> <p>Relevo regional – forte ondulado a montanhoso</p> <p>Erosão - extremamente forte, desmoronamento</p> <p>Drenagem - fortemente drenado</p> <p>Vegetação primária- floresta tropical perúmida</p> <p>Uso atual – talude de rua de terra na encosta de morro</p> <p>Clima- Af- clima tropical chuvoso</p> <p>Descrito e coletado por - Alfredo Campos, Jéssica Ferreira e Castro.</p>	<p>Instituição ou Projeto- TCC Jéssica            Perfil nº- Perfil 2            Data - 21/03/2013            Classificação- ARGISSOLO AMARELO            Unidade- PEMe</p> <p>Localização, Município, Estado e Coordenadas- atrás da quadra Milton Ruiz na Rua Santo Eduardo, s /nº, ou próximo a unidade básica de saúde da Rua São João no alto do Morro São Bento com o Morro Pacheco, município de Santos-SP, coordenadas UTM 23K 0363657 e 7352269 - Datum WGS84, Formato UTM UPS.</p> <p>Situação, declive e cobertura vegetal sobre o perfil: talude vertical em topo de morro e no limite de área urbanizada, declive de cerca de 5º no topo desse lado da encosta, sob área aberta e desmatada.</p> <p>Altitude: 203 m, precisão de 3m.</p> <p>Litologia: Migmatito estromatítico</p> <p>Formação geológica: Complexo Piaçaguera</p> <p>Cronologia: Proterozóico Inferior a Superior</p> <p>Material originário: produto de alteração da rocha supracitada</p> <p>Pedregosidade- não pedregosa até 1,3m de profundidade, mas extremamente pedregosa após os 1,7m.</p> <p>Rochosidade- ligeiramente rochosa de modo geral</p> <p>Relevo local- suave ondulado</p> <p>Relevo regional – forte ondulado a montanhoso</p> <p>Erosão – ligeira, deslizamento/erosão laminar</p> <p>Drenagem - Bem drenado</p> <p>Vegetação primária- Floresta tropical perúmida</p> <p>Uso atual- talude com vegetação baixa na superfície</p> <p>Clima- Af- clima tropical chuvoso</p> <p>Descrito e coletado por - Alfredo Campos, Jéssica Ferreira e Márcia Thaís de Souza.</p>

## ANEXO 2: Fotos esquematizadas do perfil 1 em campo

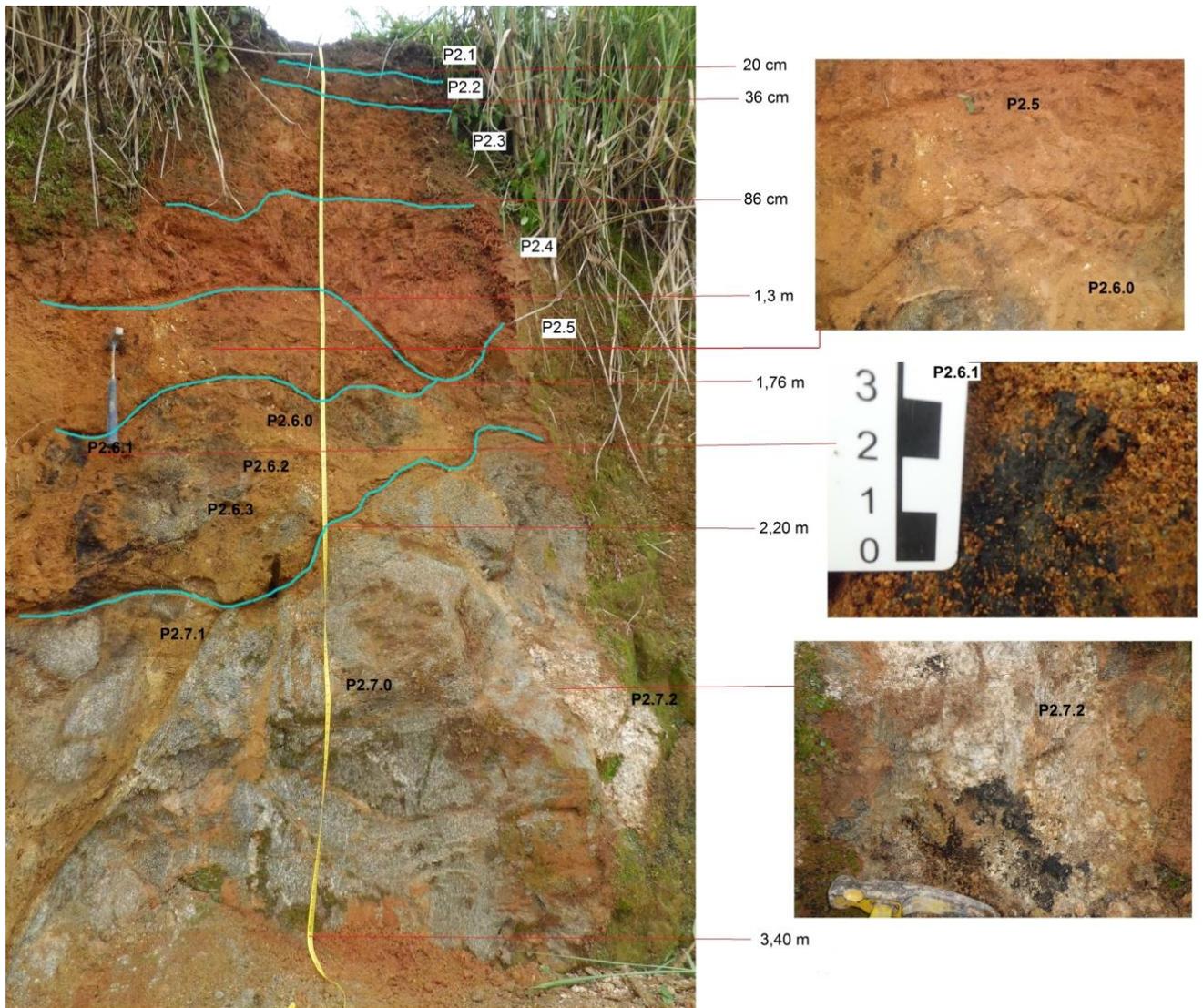
### Perfil 1



Anexo 2 – Fotos esquematizadas do perfil 1 em campo. É mostrada as profundidades das camadas, a posição das amostras coletadas e detalhes em foto do perfil, à direita. Abaixo à esquerda observa-se o desvio lateral onde o perfil tem continuidade, já que o material abaixo do primeiro segmento é um depósito de meia encosta.

### ANEXO 3: Fotos esquematizadas do perfil 2 em campo

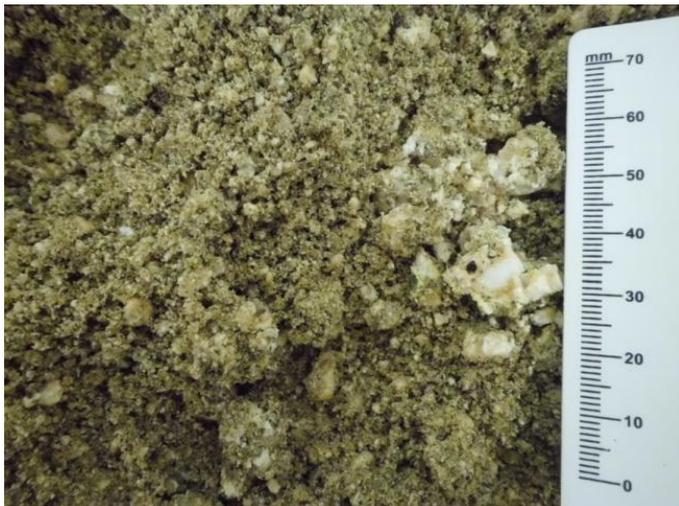
#### Perfil 2



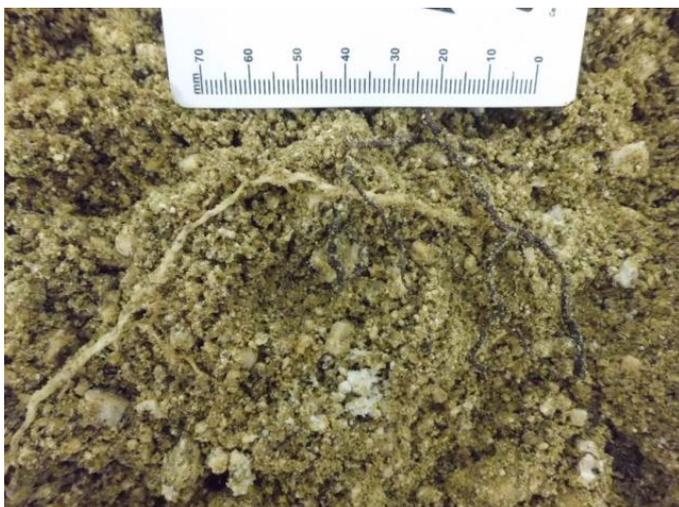
Anexo 3 – Fotos esquematizadas do perfil 2 em campo. Na foto da esquerda são mostradas as profundidades das camadas, os limites entre esses horizontes (linhas azuis), e o nome das amostras coletadas de acordo com as camadas do perfil. A partir da quinta camada é indicada a posição da coleta de amostras e detalhes em foto de alguns materiais no perfil, à direita.

#### ANEXO 4: Fotos e descrição complementar das amostras do perfil 1 em laboratório

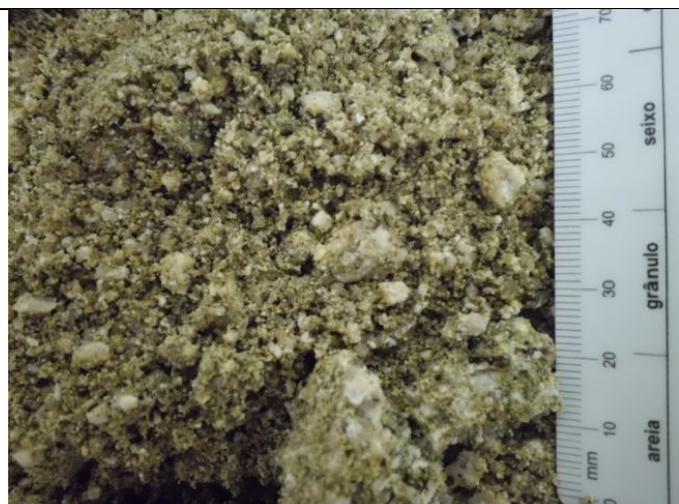
	<p>- P1.1: Material seco tem cor acinzentada, os cascalhos têm cor branca e proporção de cerca de 15% com tamanho médio de 0,5 a 1 cm. Parecem ser feldspatos da rocha intemperizada in situ. Sob a lupa de mão de aumento de 10X parece areia subangulosa e o material fino é magnético. Existem raízes finas abundantes, principalmente dentro dos blocos de solo maiores, e que têm grãos de rocha também dentro desses blocos.</p>
	<p>- P1.2: Saprolito de cor creme claro. Existem blocos de rocha muito friáveis que esboroam facilmente com a pressão dos dedos. Cerca de 30 % do material são grãos da rocha que têm tamanho desde milimétricos até cerca de 2 cm, mas predomina os feldspatos alterados de cor branca de 0,5cm a menor, a rocha deveria ter granulação média a grossa. Na matriz predomina grãos de quartzo angulosos tamanho areia e de um mineral negro magnético e parece ter formato losangular a arredondado, que quando alterado tem cor amarronzado, provavelmente magnetita. Presença de galho seco e raízes finas são comuns.</p>
	<p>- P1.3: Cor creme com muitos fragmentos ou blocos de rocha friáveis, que quebram com a pressão dos dedos e se desfazem em pó. Outros poucos não quebram. O tamanho comum desses fragmentos é de 1 cm, mas chegam a 5 e 2,5 cm. Não há torrões, é tudo solto com bastante fragmento de rocha com minerais totalmente alterados de feldspato, quartzo e do mineral magnético também, que pode aparecer junto aos grãos de feldspato. A granulometria é menor e os grãos maiores se desfazem, chegando no máximo a 1,5 cm. Há galhos finos.</p>



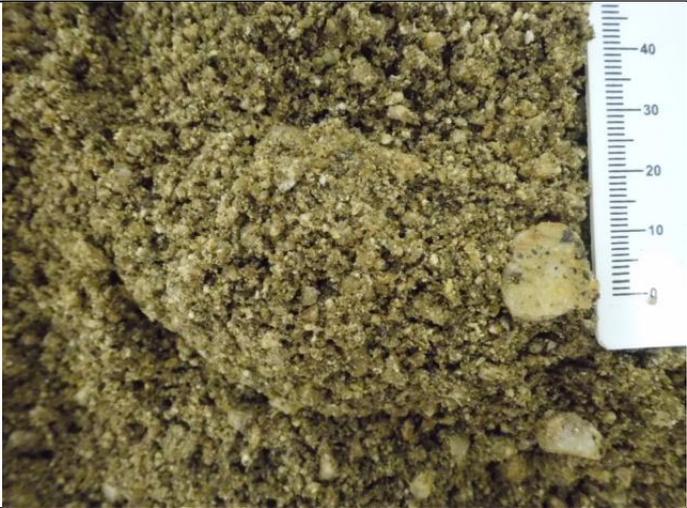
- P1.4.a: Material saprolítico, cor creme mais escuro. Cerca de 20% de fragmentos da rocha, que variam de milimétricos a 2,5 cm. Possível foliação num dos fragmentos, pois havia estiramento de um mineral negro. Esses fragmentos têm consistência seca ligeiramente dura a macia, mas os grãos menores brancos angulosos de feldspato e quartzo são duros. Na matriz vê-se com a lupa minerais angulosos de tamanho areia dos seguintes minerais: quartzo, um de cor amarela ou laranja de formato prismático, feldspato, biotita e magnetita, por tratar-se de mineral magnético. Sem raízes.



- P1.4.b: Saprolito de cor alaranjada e com brilho de certos minerais. Assemelha-se a areia de praia, porém com fragmentos maiores. Os fragmentos de rocha não passam de 2 cm, predomina o de 0,5 cm, têm resistência variável, a maioria é macio (o feldspato transformou-se em caulim), outros menores são mais duros. O quartzo predomina nesses fragmentos, já que o feldspato está mais quebradiço. Tem minerais magnéticos na parte solta de muita areia fina e os grãos são angulosos no geral. Havia quartzo subanguloso de até 1 cm. Sem biotita visível. Há grãos de feldspato alterado com partes magnéticas por causa de mineral negro encrustado. Raízes comuns médias de cerca de 2 mm de diâmetro e que podem ser provenientes da encosta e não do enraizamento em profundidade.



- P1.5: É um saprolito de cor creme amarronzada com pedaços grandes de rocha muito friáveis e macios, sendo os menores mais duros. A matriz é semelhante a areia de praia. Há grãos de feldspato de 1 cm que estão muito alterados e quebram facilmente, possível caulim, outros estão duros. Essas partes mais macias geralmente estão nos pedaços grandes de rocha alterada. Também há minerais magnéticos. As raízes são médias e comuns, com 1 a 2 mm de diâmetro, as mais úmidas tinham cor marrom avermelhada escura.

	<p>- P1.6: Saprolito de cor alaranjada escura com grãos esbranquiçados e fragmentos da rocha mais resistentes, que não quebram com a pressão dos dedos, ainda tem feldspato, biotita e magnetita além do quartzo. Material arenoso solto, que com a lupa vê-se perfeitamente os minerais da rocha.</p>
	<p>- P1.7: Maior presença de grãos grosseiros de até 2,5 cm, mas em média 1 cm. Alguns grãos estão encrustados com material negro não magnético. Cor mais amarelada do saprolito com pedaços de rocha, o resto parece uma areia de praia. Os pedaços de rocha têm consistência muito dura quando são mais quartzosos, e macia quando tem mais minerais escuros e estão mais alterados, de biotita e magnetita. Minerais vistos na lupa: quartzo, feldspato, biotita e possivelmente muita magnetita. A quantidade estimada de minerais fica em 50% de quartzo, 35% feldspato e 15% máficos. Raízes em decomposição no meio de pedaços de rocha muito alterados, também há um material negro que às vezes é a matéria orgânica decomposta, já que está encrustado e não é magnético, outras vezes deve ser mineral secundário, um pouco magnético, principalmente o que é argiloso.</p>

Anexo 4: Fotos em laboratório das amostras coletadas do perfil 1 e descrições complementares desses materiais.

## ANEXO 5: Fotos e descrição complementar das amostras do perfil 2 em laboratório

	<p>- P2.1: O torrão tem cor mais clara internamente. Foi encontrado um grão de quartzo subanguloso de 1 cm. Na lupa grãos de quartzo subangulosos a angulosos, o tamanho areia grossa é comum. Matéria orgânica em decomposição (fibras, folhas e galhos). Presença de cupins. Parece que a estrutura é sustentada por raízes que agregam o material. Poros muito pequenos e comuns. Raízes finas (de submilimétricas a 1 mm no diâmetro) são comuns a muitas.</p>
	<p>- P2.2: Cor amarelada (mais úmida) e marrom mesclados. Torrões formados por pequenas raízes que o sustentam. Presença de um grão de quartzo subarredondado de 3 mm. Muitas raízes finas de 2 mm de diâmetro e alguns galhos.</p>
	<p>- P2.3: Material de cor alaranjada. Presença de um grão de quartzo subarredondado de 4 mm. Raízes comuns e mais finas.</p>

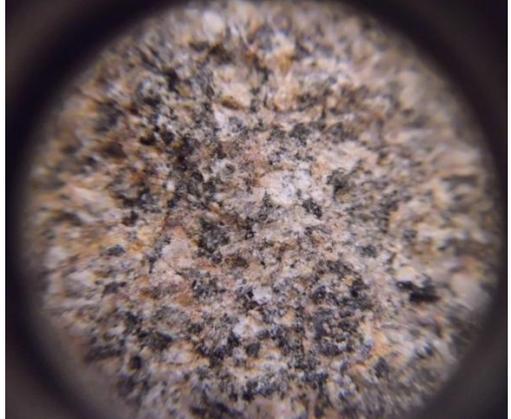
	<p>- P2.4: Cor indo para o vermelho. Raízes mais finas e comuns, mas tem menos do que no anterior.</p>
	<p>- P2.5: Cor marrom. Há fragmentos pequenos de rocha (cerca de 2 cm) em meio à massa de solo. O feldspato e a biotita se desfazem com pressão entre os dedos, pelo menos a maioria. Porções com biotita/magnetita são moderadamente magnéticas.</p>
	<p>- P2.6.0: Cor marrom amarelado. Poucas raízes finas. Poros pequenos comuns.</p>
	<p>- P2.6.1: Material negro com porções amareladas. É magnético só quando desagregado, mas predominantemente pouco magnético. Um grão ou outro de biotita visível, mas muito pequeno. Um torrão quebrado ao meio apresentou variação de cor no sentido radial: por fora e no centro negros, e uma camada interna amarela. É um pouco poroso, pois absorveu um pouco de água e poros muito pequenos. Foi muito duro para desagregar no pistilo, o material negro foi quebrado, pedaços grandes foram pressionados para desagregar.</p>



- P2.6.2: Cor marrom, magnético, parece ter agregados e ser solo, mas em campo era um bloco anguloso de uma rocha cinzenta muito alterada e de granulação fina, que foi escavada com a pá e obtido pouco material, até mesmo pelo tamanho do bloco. Ao quebrar os agregados entre os dedos forma-se areia e um material mais fino que deixa uma cor alaranjada nas mãos, a maioria quebra com certa resistência. Os grãos arenosos visto em lupa parecem fragmentos da rocha com quartzo, biotita e magnetita, talvez muscovita, feldspato que é esboroado, são angulosos e tem em média 1mm, mas chegam a 3 e 5 mm no máximo. Raiz fina rara. Parece ter uma foliação milimétrica num pedaço que parece ser agregado. Embora trate-se de uma rocha alterada, este material foi desagregado por tratar-se de minerais secundários e ser necessário separar as granulometrias.



-P2.6.3: É uma rocha alterada também e que foi escavada com a pá. Está mais solta e os maiores blocos de rocha na amostra são de no máximo 2cm. A cor do material é um cinza amarronzado, tem granulação fina a média, indo de submilimétrica a 3mm no máximo, textura granoblástica. Os minerais de biotita são confundidos com magnetita. Minerais: quartzo (50%), máficos (20%) e plagioclásio (30%), vistos em lupa de mão com aumento de 10X.

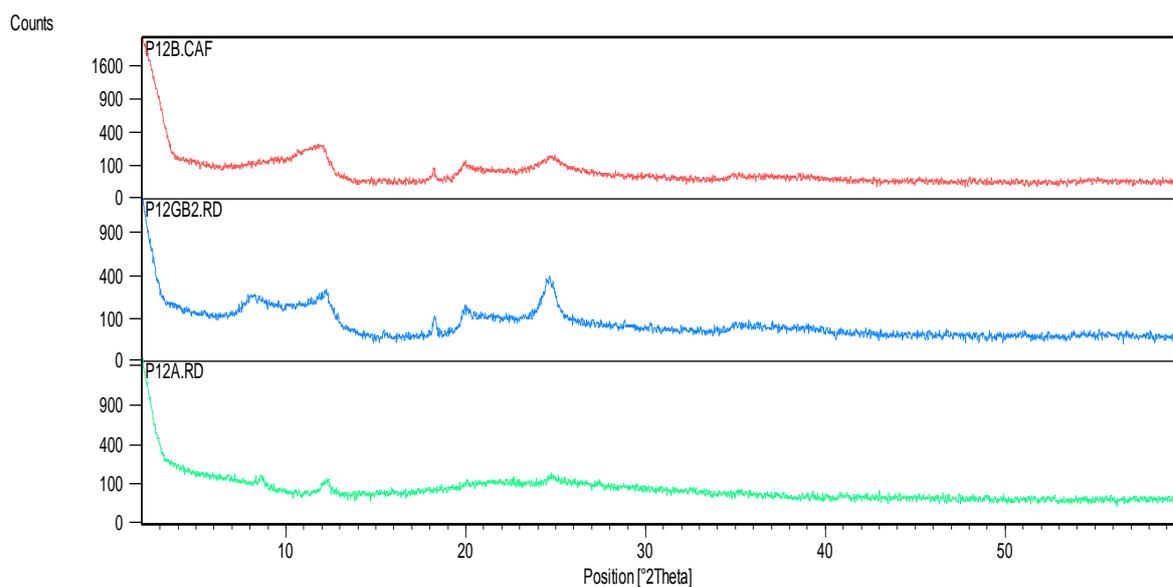
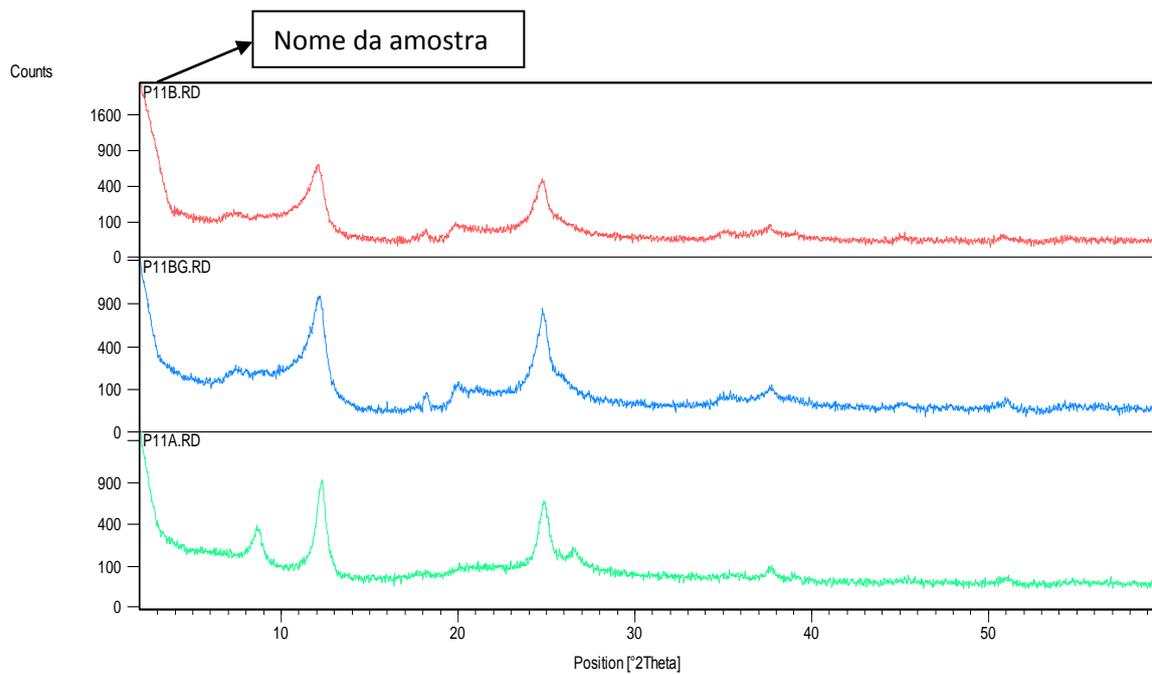
	
<p>- P2.7.0: É uma rocha alterada de cor cinzenta alaranjada. O tamanho dos blocos da amostra varia de submilimétricos a 5,5 cm, porém isso deve-se à escavação do material no momento da retirada dele do perfil. A granulação é média indo de 1 a 2 mm e a presença de foliação nesses fragmentos é duvidosa, a textura que predomina é granoblástica. Minerais: quartzo (40%), máficos (40%) e feldspato (20%) mais parecido com plagioclásio. Cores de alteração: alaranjado, branco.</p>	
	<p>- P2.7.1: Cor amarelada. Fragmentos da rocha de até 1 cm e macios com pedaços escuros um pouco magnéticos.</p>
	 
<p>- P2.7.2: Rocha alterada de cor branca, está quase sã, pois tem consistência extremamente dura. É um provável leucossoma. Os blocos escavados ficaram com tamanhos de cascalhos e calhaus. Granulação média a grossa, textura granoblástica e talvez porfiroblástica, fenocristais. Predomina cristais euédricos de feldspato alterado de até 1cm. As porções com magnetita e feldspato são fáceis de individualizar. Minerais: magnetita (10%), quartzo (40%) e feldspato (50%). Alterações de cor branca, alaranjada e preta que quase sempre não é magnética.</p>	

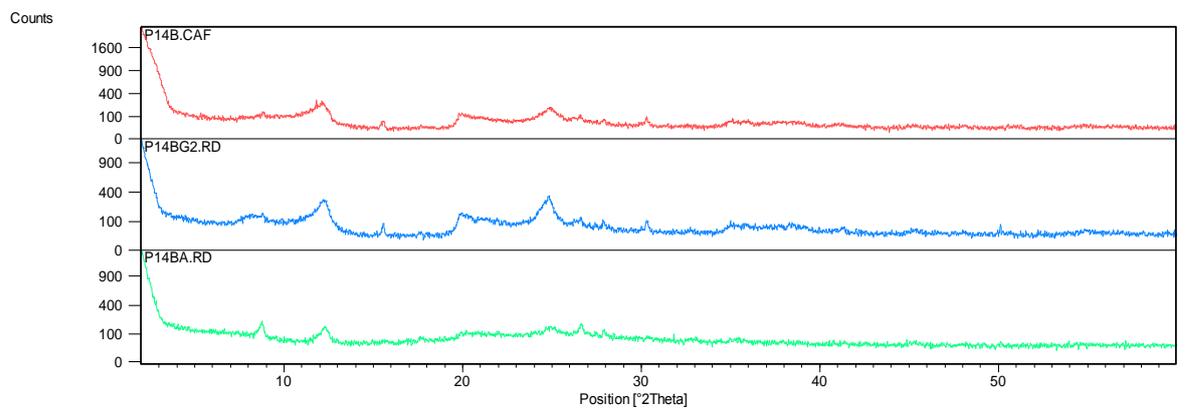
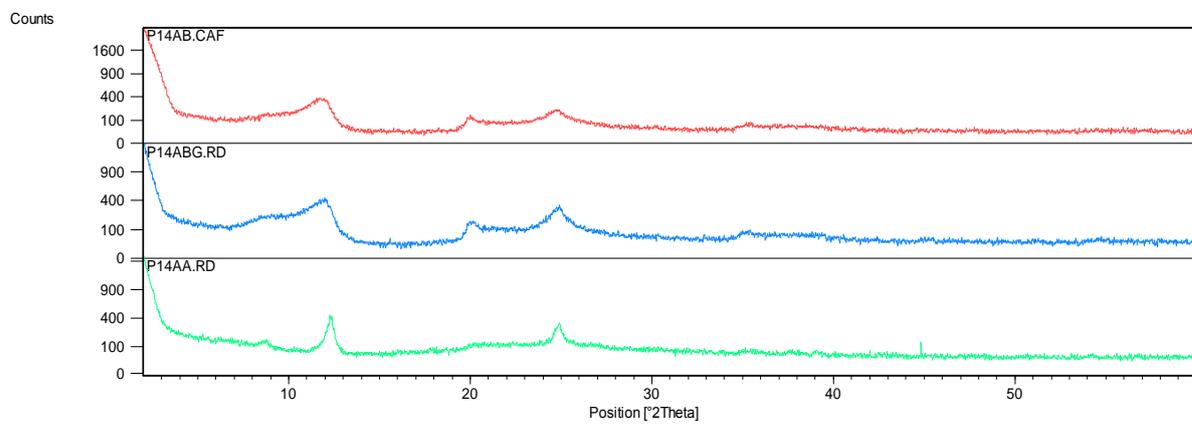
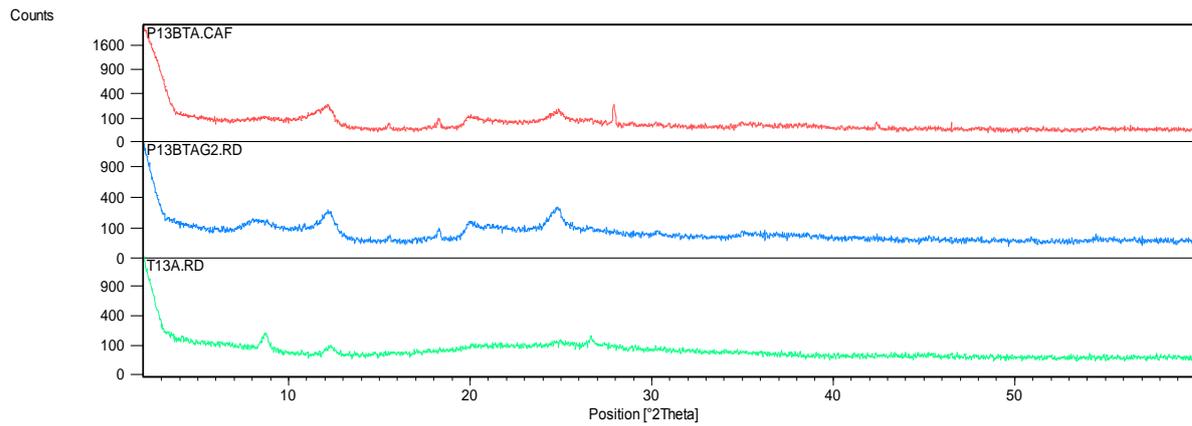
Anexo 5: Fotos em laboratório das amostras coletadas do perfil 2 e descrições complementares desses materiais.

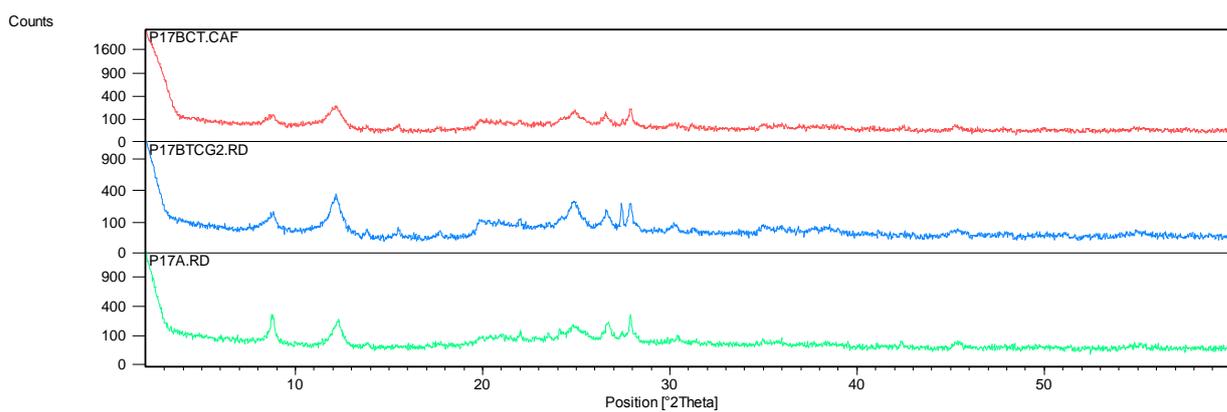
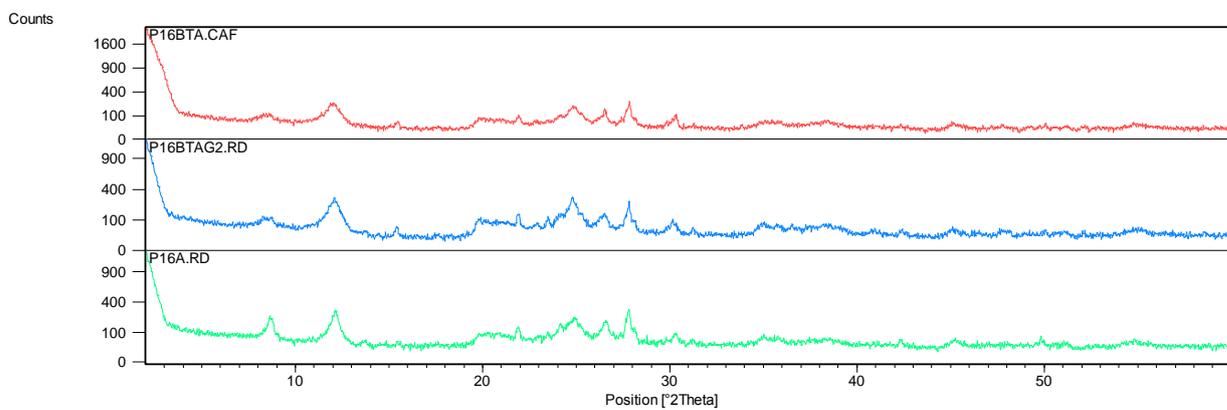
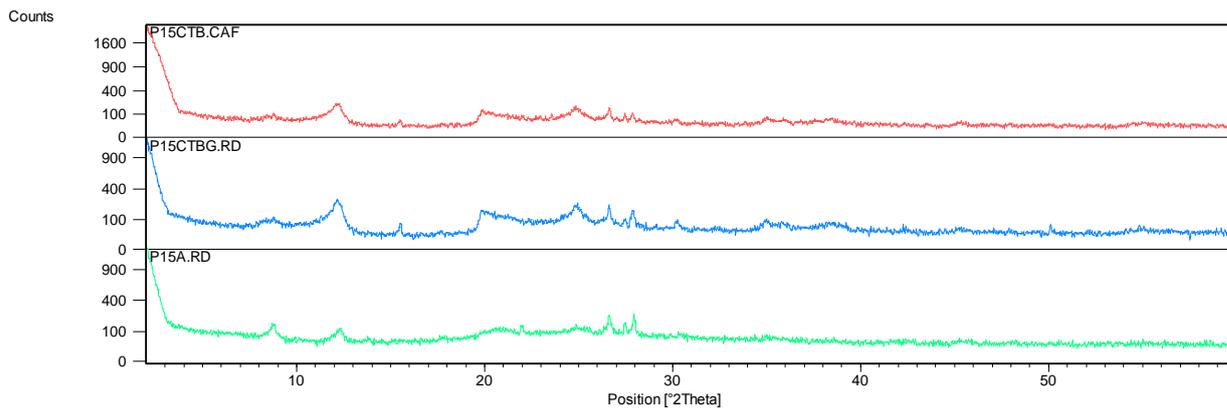
## ANEXO 6: Difractogramas de raios-x

### Perfil 1 – Fração argila

Obs.: O difratograma superior se refere à amostra natural, o segundo se refere à amostra glicolada e o de baixo à amostra aquecida.

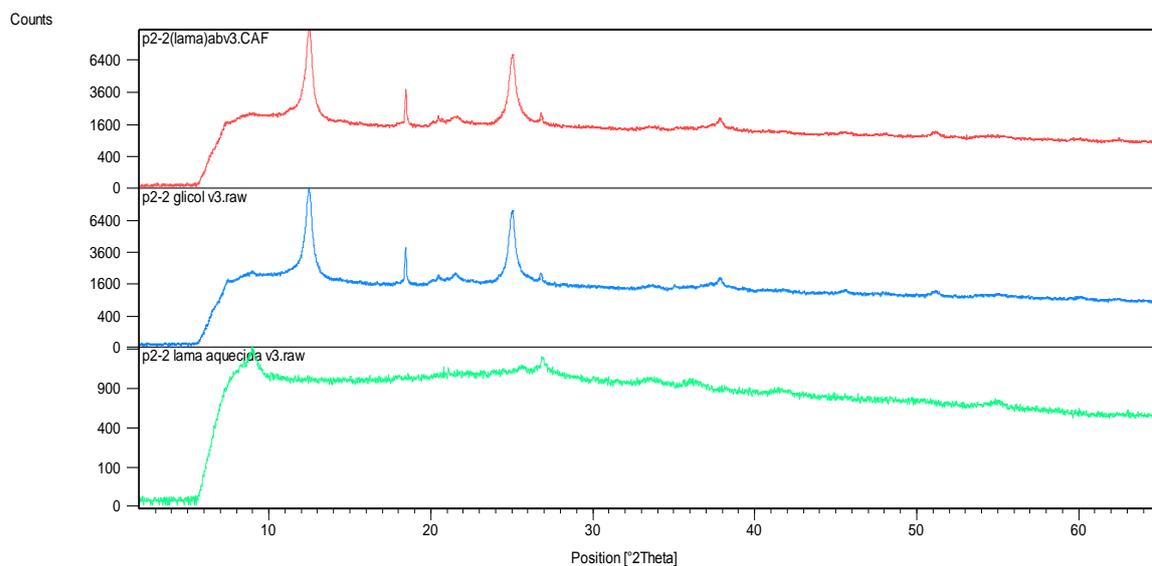
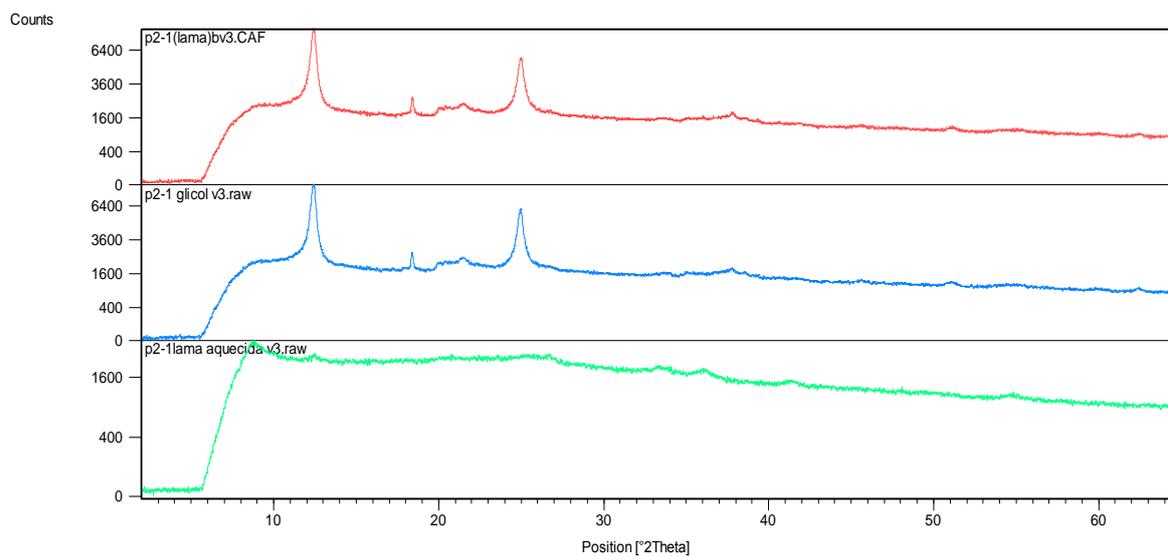


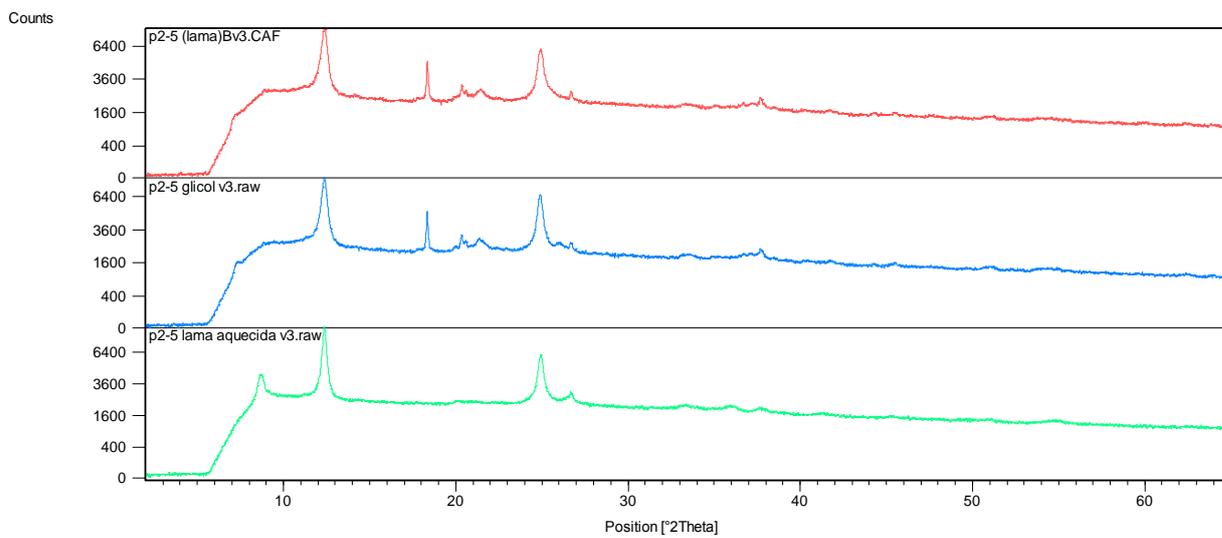
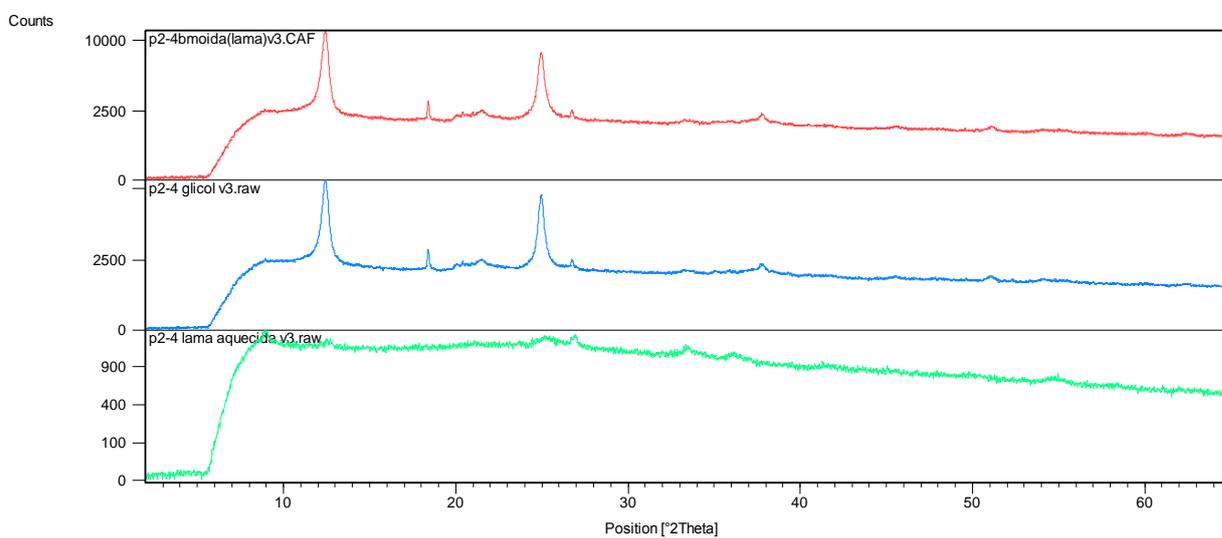
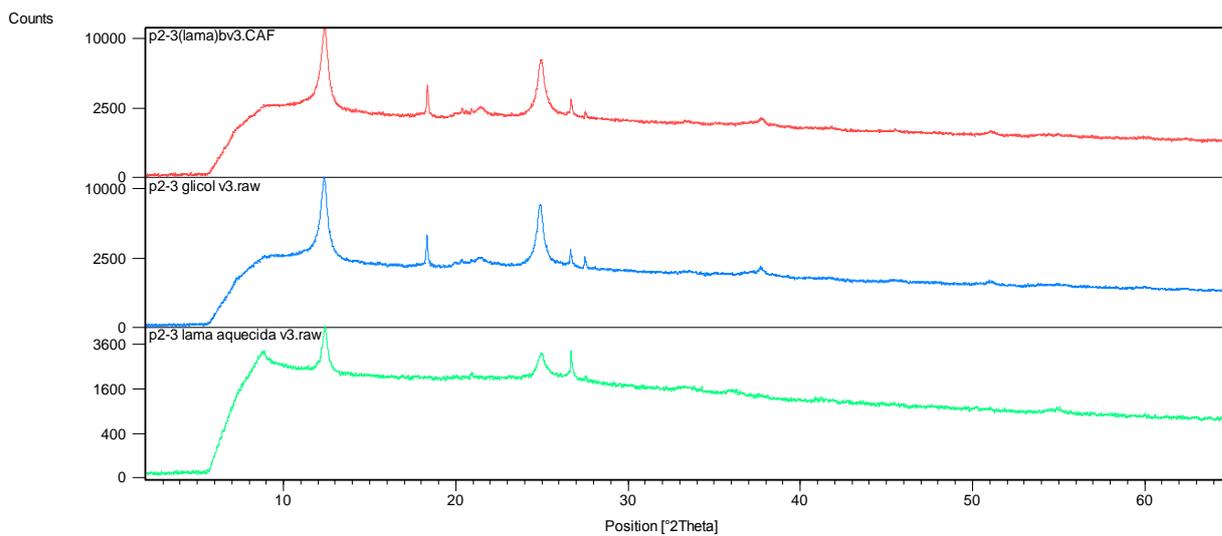


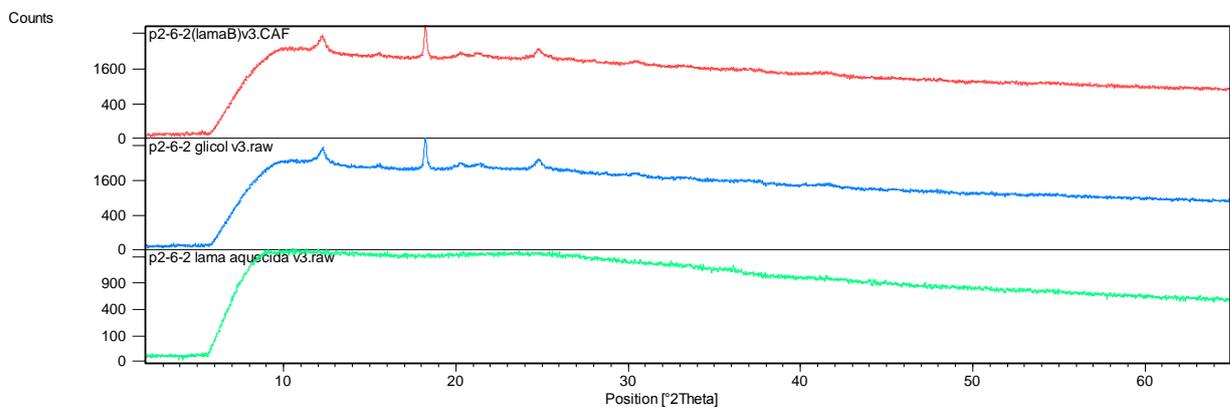
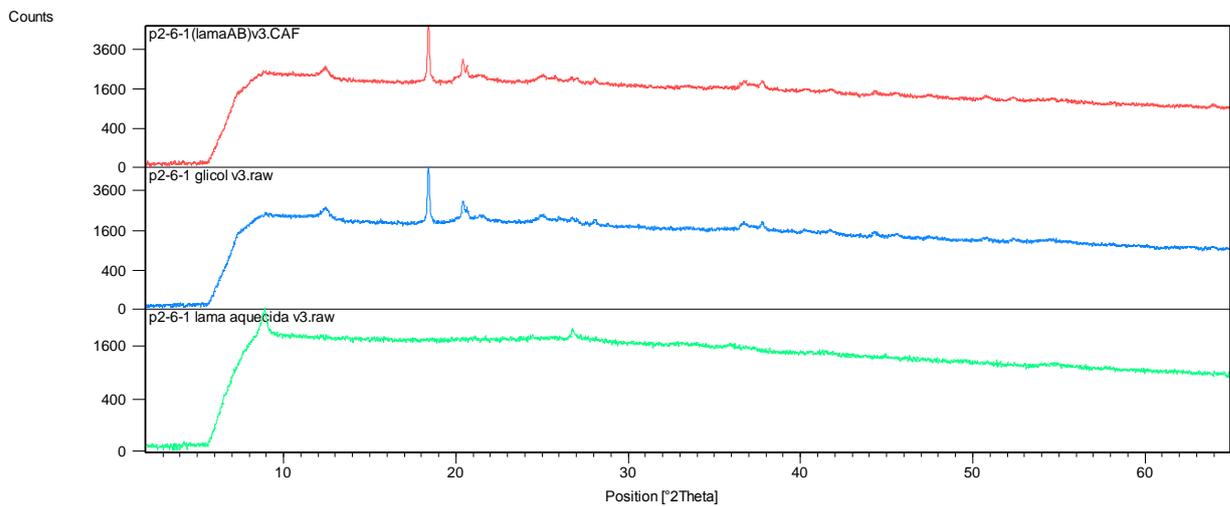
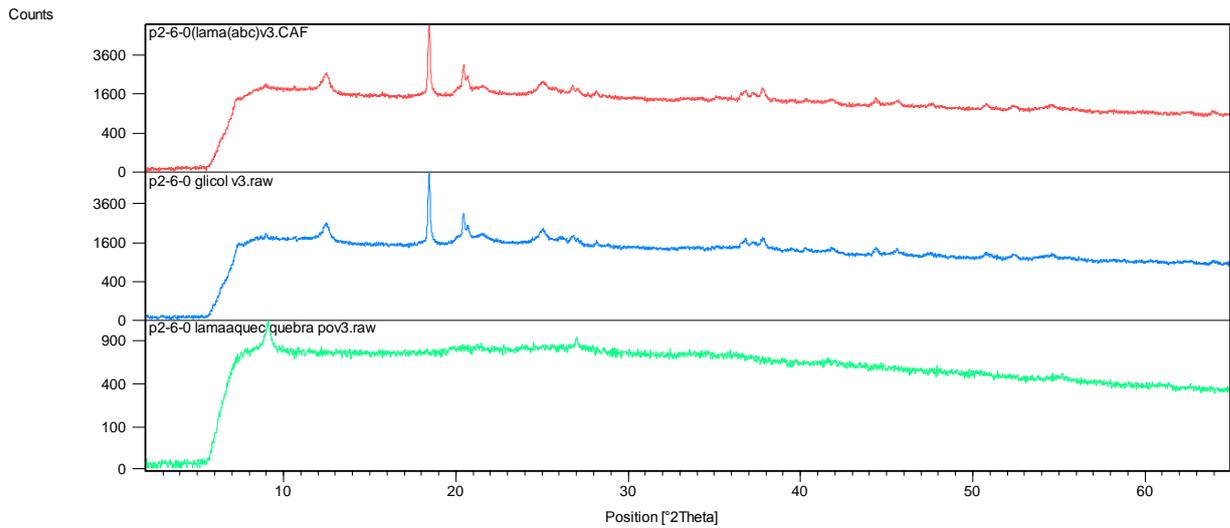


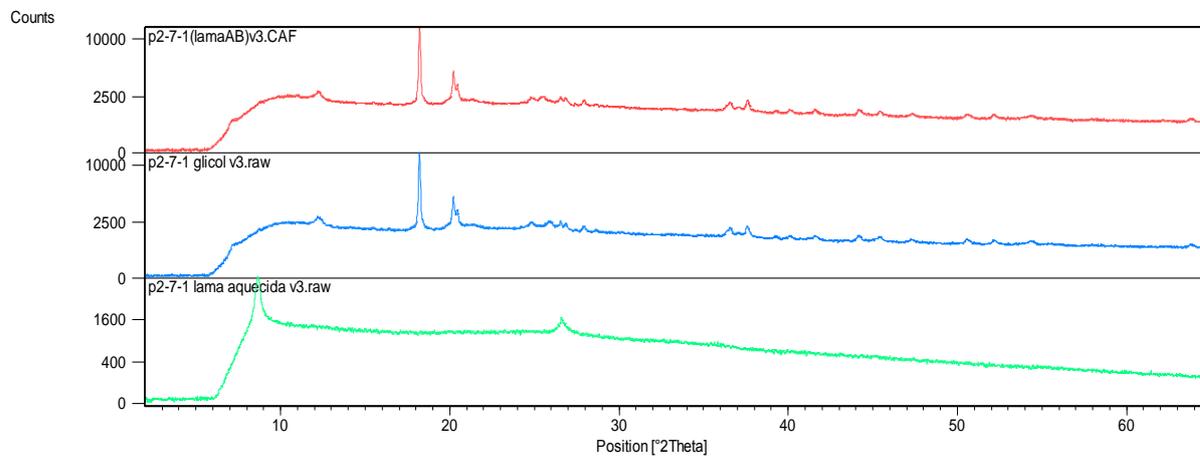
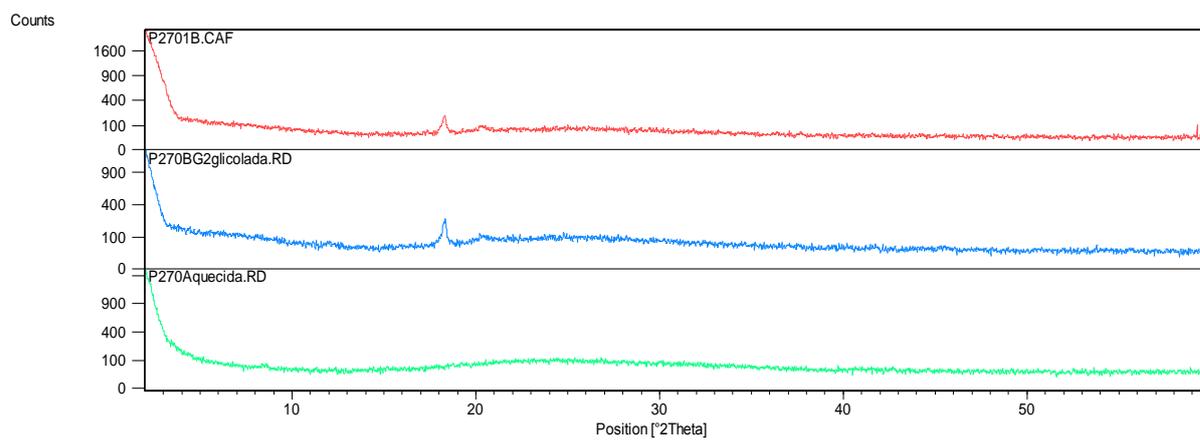
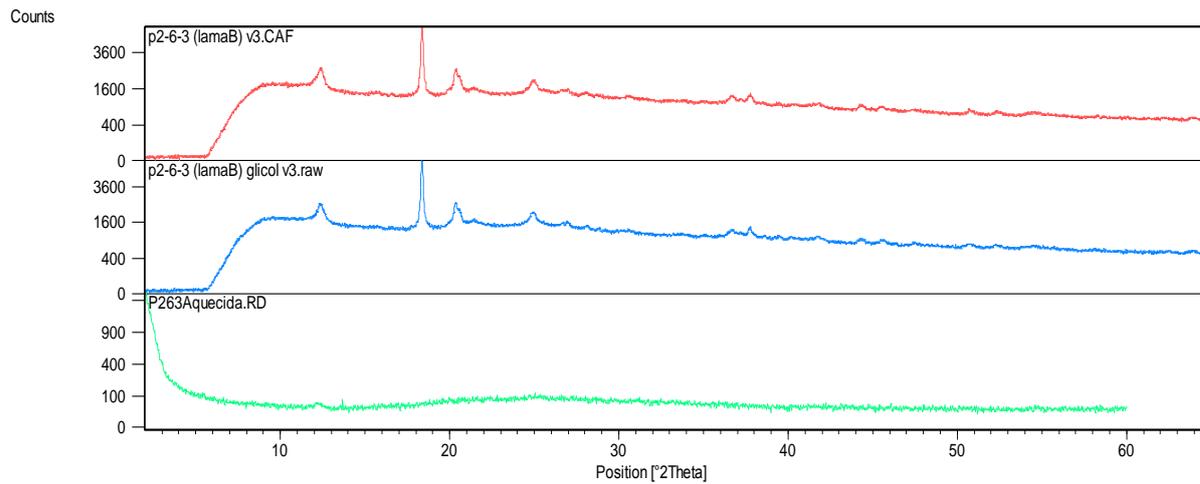
## Perfil 2 – Fração argila

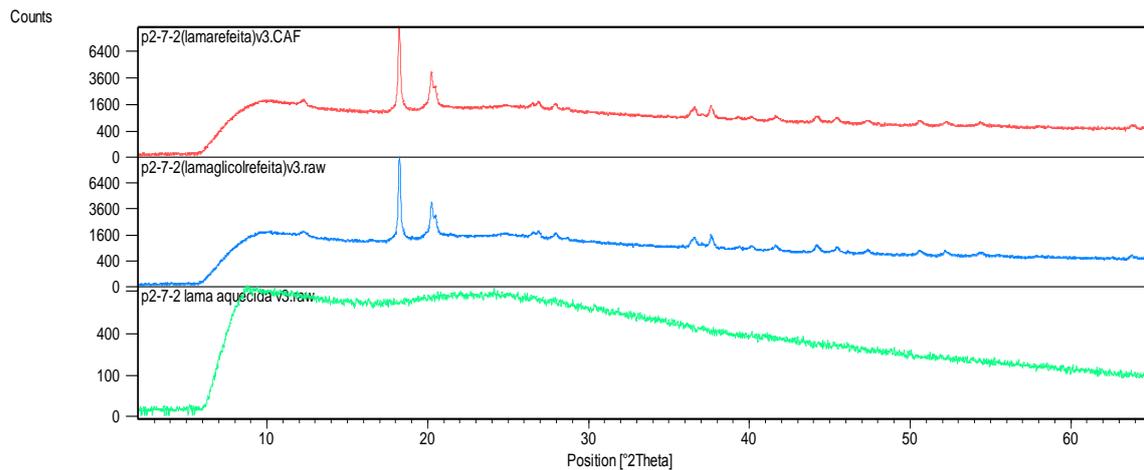
Obs.: O difratograma superior se refere à amostra natural, o segundo se refere à amostra glicolada e o de baixo à amostra aquecida.



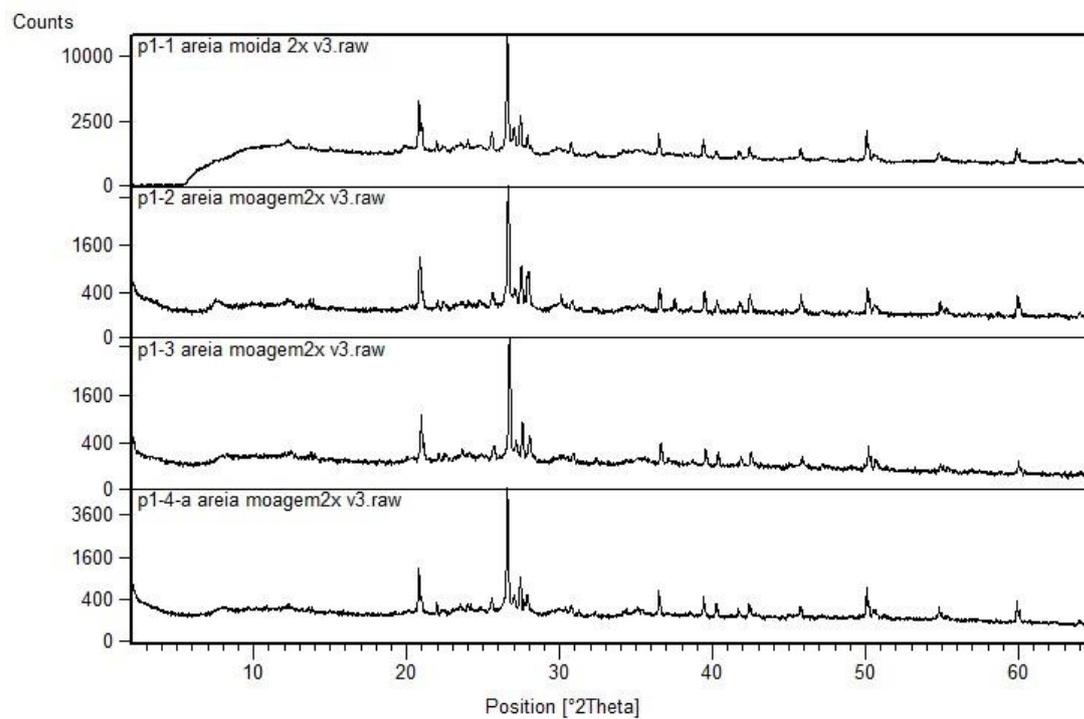


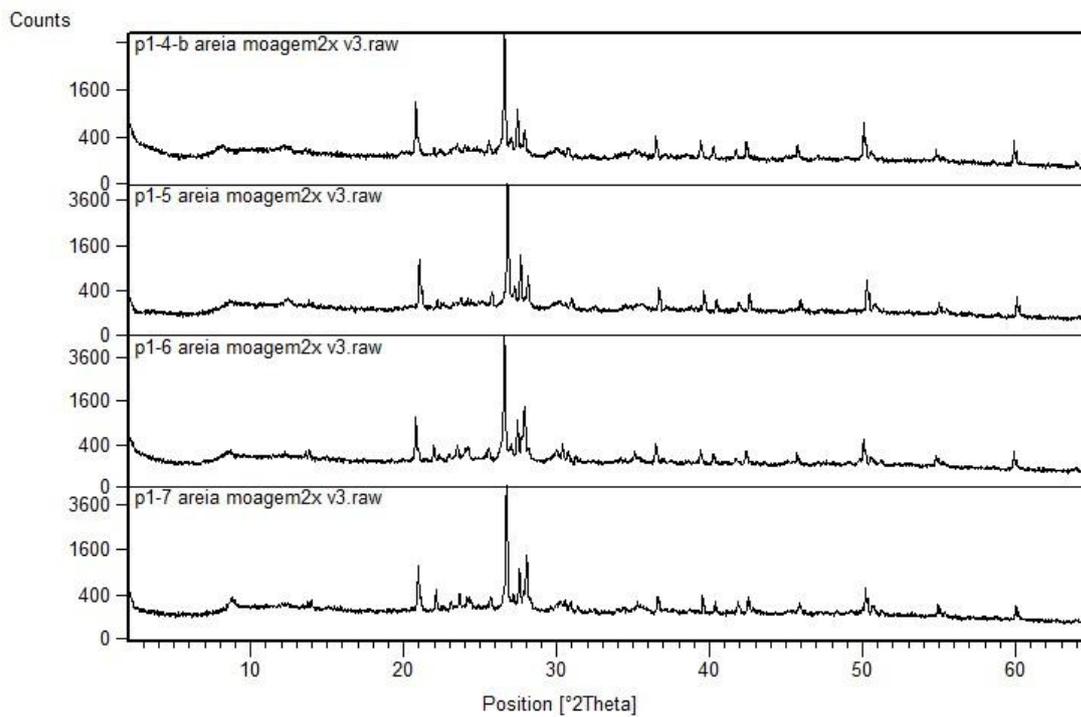






### Perfil 1 – Fração areia





### Perfil 2 – Fração areia

