



Lucas Silveira Mendes

**Caracterização físico-química, mineralógica
e estrutural de uma argila variegada da
Amazônia, BR**

Dissertação de Mestrado

Dissertação apresentada como requisito parcial para
obtenção do grau de Mestre pelo Programa de Pós-
graduação em Engenharia Civil do Departamento de
Engenharia Civil e Ambiental da PUC-Rio.

Orientador: Prof. Tácio Mauro Pereira de Campos

Co-orientadora: Elaine Cristina Gomes Barreto

Co-orientadora: Prof^a. Mariana Ferreira Benessiuti Motta

Rio de Janeiro

Abril de 2023



Lucas Silveira Mendes

**Caracterização físico-química,
mineralógica e estrutural de uma argila
variegada da Amazônia, BR**

Dissertação apresentada como requisito parcial para
obtenção do grau de Mestre pelo Programa de Pós-
graduação em Engenharia Civil da PUC-Rio.
Aprovada pela Comissão Examinadora abaixo.

Prof. Tácio Mauro Pereira de Campos

Orientador

Departamento de Engenharia Civil e Ambiental - PUC-Rio

Prof^a. Mariana Ferreira Benessiuti Motta

Co-Orientadora

UNESP

Dr^a Elaine Cristina Gomes Barreto

Co-Orientadora

Fundação Euclides da Cunha de Apoio Institucional a UFF

Prof^a. Helena Polivanov

UFRJ

Prof^a. Marina Bellaver Corte

Departamento de Engenharia Civil e Ambiental - PUC-Rio

Rio de Janeiro, 26 de abril de 2023.

Todos os direitos reservados. É proibida a reprodução total ou parcial do trabalho sem autorização do autor, do orientador e da universidade.

Lucas Silveira Mendes

Graduou-se em Engenharia Civil pela PUC (Pontifícia Universidade Católica) do Rio de Janeiro, em dezembro de 2018. Ingressou no mestrado em Engenharia Civil na área de Geotecnia na PUC-Rio em março de 2019. Principais áreas de interesse e linhas de pesquisas: Mecânica dos Solos e Geotecnia Experimental.

Ficha Catalográfica

Mendes, Lucas Silveira

Caracterização físico-química, mineralógica e estrutural de uma argila variegada da Amazônia, BR / Lucas Silveira Mendes ; orientador: Tácio Mauro Pereira de Campos ; coorientadoras: Elaine Cristina Gomes Barreto, Mariana Ferreira Benessiuti Motta. – 2023.

141 f. : il. color. ; 30 cm

Dissertação (mestrado)—Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, 2023.

Inclui bibliografia

1. Engenharia Civil e Ambiental - Teses. 2. Caracterização físico-química. 3. Microestrutura. 4. Porosimetria. 5. Argila variegada. 6. Origiminá-PA. I. Campos, Tácio Mauro Pereira de. II. Barreto, Elaine Cristina Gomes. III. Motta, Mariana Ferreira Benessiuti. IV. Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental. V. Título.

CDD:624

À minha família, meu maior orgulho, que nunca deixou de me apoiar e de me dar suporte para que eu tivesse uma formação acadêmica de excelência.

Agradecimentos

Agradeço, primeiramente, ao meu orientador Tácio Mauro Pereira de Campos, meu grande incentivador, sempre repassando todo seu profundo conhecimento do mundo geotécnico. Também agradeço à Prof. Mariana Motta e à Elaine Barreto, por todo auxílio como coorientadoras da minha pesquisa. Mas não deixo de agradecer, também, a todos os demais professores que fizeram parte da minha formação.

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001. À agência CAPES, agradeço por disponibilizar recurso de subsídio da bolsa VRAC (100%) de isenção de taxas, durante toda a minha pesquisa.

À Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro o meu muito obrigado por todas as oportunidades oferecidas e pelo ensino de excelência.

Meu agradecimento, também, para todos os colegas do mestrado em Geotecnia, que me proporcionaram muitas trocas de conhecimento.

Aos funcionários do Laboratório de Geotécnica e Meio Ambiente (LGMA) da PUC-Rio: Edson, Carlos, Amaury e Josué, meus sinceros cumprimentos por todo o auxílio prestado durante a minha campanha experimental.

Aos laboratórios parceiros das seguintes instituições: EMBRAPA Solos - Unidade Jardim Botânico, RJ (laboratório de análises químicas, responsáveis: Sebastião Caldeirano e Aluísio de Andrade), COPPE (laboratório de geologia, responsável: João Barros), UFF (Plataforma Multiusuário de Microtomografia Computadorizada de Raios X, responsável: Janine Vieira e Elaine Barreto), USP (laboratório de nanomateriais, responsável: Geraldo Frigo) e PUC-Rio (laboratório de engenharia química e de materiais, responsáveis: Tamires Machado e Eduardo Broch; laboratório de microscopia eletrônica, responsáveis: Isabel Ramos e Eliana Marin; laboratório de análises térmicas e difração de raios-X (DEQM), responsáveis: Bojan Marinkovic, Sonia Letichevsky, Thayanne Brandão, Anja Dosen e Lucas Almeida).

À Mineração Rio do Norte (MRN) por permitir e auxiliar na retirada das amostras indeformadas e amolgadas que foram utilizadas na pesquisa, e por ter dado todo suporte com a disponibilização de dados que foram de enorme contribuição para estudo.

À minha família e amigos de longa data, obrigado por sempre estarem ao meu lado me incentivando.

À ALTA Geotecnia Ambiental, empresa que teve grande influência no meu crescimento técnico e profissional, e que sempre me deu apoio para sequência da minha pesquisa.

Resumo

Mendes, Lucas Silveira; de Campos, Tácio Mauro Pereira (Orientador). **Caracterização físico-química, mineralógica e estrutural de uma argila variegada da Amazônia, BR.** Rio de Janeiro, 2023. 141 p. Dissertação de Mestrado. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro.

O conhecimento do comportamento geológico-geotécnico de solos formados em ambientes tropicais, em particular na região Amazônica, ainda é escasso tanto no país quanto no exterior. Visando contribuir para tal, o presente trabalho apresenta resultados de uma extensa campanha experimental envolvendo ensaios de laboratório em amostras amolgadas e indeformadas coletadas nos platôs dissecados do município de Oriximiná, localizado no norte do Pará, Brasil. O material foi extraído do horizonte mais inferior do perfil de solo local, chamado de argila variegada, assim definida por apresentar uma coloração variada (do vermelho ao branco). Tal tipo de solo argiloso, não saturado, constitui o principal material de fundação dos platôs de exploração e de armazenamento de rejeitos oriundos da atividade mineradora da região sendo, portanto, relevante um entendimento cientificamente embasado acerca de seu comportamento sob o ponto de vista de engenharia. Para subsidiar um melhor entendimento desse comportamento, o trabalho apresenta resultados de ensaios físicos (ensaios geotécnicos básicos tais como de granulometria, densidade relativa dos grãos e limites de Atterberg); análises químicas total e parcial, pH e de matéria orgânica; ensaios mineralógicos por difração de raios X e utilizando lupa binocular; ensaios de retenção de umidade (papel filtro) e ensaios de micro-morfologia dos solos, como de porosimetria, tomografia computadorizada e microscopia eletrônica de varredura (MEV). Os resultados obtidos sugerem que este solo é de origem residual, essencialmente composto por caulinita, com traços de gibbsita e cimentações ferruginosas, com uma microestrutura que pode explicar um caráter fortemente anisotrópico de permeabilidade, ajudando a justificar o que é evidenciado em resultados de investigações de campo efetuadas na área.

Palavras-chave

Caracterização Físico-Química; Microestrutura; Porosimetria; Argila Variegada; Oriximiná-PA.

Abstract

Mendes, Lucas Silveira; de Campos, Tácio Mauro Pereira (Advisor). **Physico-chemical, mineralogical and structural characterization of a variegated clay from Amazon, BR.** Rio de Janeiro, 2022. 141 p. Dissertação de Mestrado. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro.

Knowledge of the geological-geotechnical behaviour of soils formed in tropical environments, particularly in the Amazon region, is still scarce both in Brazil and abroad. In order to understand this behaviour, an extensive experimental campaign was carried out with laboratory tests on disturbed and undisturbed samples collected from the dissected plateaus of the municipality of Oriximiná, located in the north of Pará, Brazil. The material was extracted from the lowest horizon of the local lithological profile, called variegated clay, characterized by its varied colour (from red to white). This type of clayey soil constitutes the main foundation material of the plateaus for exploration and storage of tailings from the mining activity in the region, which demands a scientifically based understanding of its behaviour from an engineering point of view. Therefore, the work presents results of physical tests, including measurements of material suction through characteristic retention curves, chemical tests of grain composition, pH and presence of organic matter, mineralogical tests of X-ray diffraction and binocular observation, and soil micromorphology tests, such as porosimetry, computed tomography and scanning electron microscopy (SEM). The results suggest that this soil is of residual origin, essentially composed of kaolinite, with traces of gypsum and ferruginous cementations, with a microstructure that can explain a strongly anisotropic character of permeability evidenced by results of field investigations carried out in the area.

Keywords

Physico-chemical characterization; microstructure; porosimetry; variegated clay; Oriximiná-PA

Sumário

1	Introdução.....	17
1.1	Objetivo	18
1.2	Estruturação	20
2	Revisão Bibliográfica	21
2.1	Minerais e Argilominerais	21
2.1.1	Argilominerais 1:1.....	23
2.1.2	Argilominerais 2:1.....	25
2.1.3	Argilominerais 2:1:1.....	27
2.2	Solos Residuais.....	28
2.2.1	Estrutura.....	30
2.3	Solos Não Saturados.....	33
2.3.1	Sucção no solo.....	34
3	Descrição do local de estudo.....	37
3.1	Localização Geográfica	37
3.2	Características do Meio Físico	37
3.2.1	Clima	38
3.2.2	Geologia.....	39
3.2.3	Perfil litológico da jazida.....	45
3.2.4	Geomorfologia.....	47
3.2.5	Hidrogeologia	48
3.3	Caracterização Geotécnica de Campo.....	52
4	Programa Experimental	56
4.1	Retirada das amostras	56
4.1.1	Descrição tátil-visual	59
4.2	Caracterização Física.....	62
4.2.1	Massa Específica dos Grãos.....	62
4.2.2	Análise Granulométrica	63
4.2.3	Limites de Consistência	63
4.3	Caracterização Química	65
4.3.1	Análise Química Parcial	65
4.3.2	Análise Química Total	66
4.3.3	Medida de pH do solo	68
4.3.4	Teor de Matéria Orgânica	69
4.4	Caracterização Mineralógica	70
4.4.1	Lupa Binocular	70

4.4.2	Difração de Raio-X (DRX)	72
4.5	Caracterização Microestrutural.....	74
4.5.1	Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	74
4.5.2	Porosimetria por intrusão de Mercúrio	78
4.5.3	Microtomografia de Raios-X.....	79
4.6	Curva de Retenção de Umidade	84
4.6.1	Correlação entre MIP e Papel Filtro	87
5	Resultados e Discussões.....	89
5.1	Ensaio de Caracterização Física	89
5.1.1	Densidade relativa dos grãos (Gs).....	89
5.1.2	Granulometria	90
5.1.3	Limites de Consistência	91
5.2	Caracterização Mineralógica	93
5.2.1	Lupa Binocular	93
5.2.2	Difração de Raio-X (DRX)	96
5.3	Caracterização Química	101
5.3.1	Análise Química Parcial	101
5.3.2	Análise Química Total	102
5.3.3	PH do solo.....	105
5.3.4	Presença de Matéria Orgânica.....	106
5.4	Caracterização Microestrutural.....	107
5.4.1	Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	107
5.4.2	Porosimetria por Intrusão de Mercúrio	112
5.4.3	Microtomografia Computadorizada	115
5.5	Curvas Características de Retenção de Umidade do Solo.....	121
5.5.1	Correlação dos resultados de papel filtro e porosimetria	126
6	Conclusões e Sugestões	129
6.1	Conclusões.....	129
6.2	Recomendações para Trabalhos Futuros	131
7	Referências bibliográficas.....	133

Lista de Figuras

Figura 1.1 – Exemplo de resultado de ensaio CPTu com dissipação de poropressão executado na região.	19
Figura 1.2 – Exemplo do regime de fluxo com condições de contorno obtidas dos ensaios CPTu.....	19
Figura 2.1 – Estrutura da camada unitária da caulinita (adaptado de Mitchell & Soga, 2005).	24
Figura 2.2 – Diagrama esquemático da estrutura da caulinita (Mitchell e Soga, 2005), onde G = gibbsita.....	24
Figura 2.3 – Detalhe ao microscópio eletrônico de varredura. A) Caulinita mal-formada, incipiente	25
Figura 2.4 – Diagrama esquemático da estrutura da montmorilonita (Mitchell e Soga, 2005), onde G = gibbsita..	26
Figura 2.5 – Diagrama esquemático da estrutura da vermiculita (Mitchell e Soga, 2005), onde B = brucita.....	26
Figura 2.6 – Diagrama esquemático da estrutura da illita (Mitchell e Soga, 2005), onde G = gibbsita.	27
Figura 2.7 – Diagrama esquemático da estrutura da clorita (Mitchell e Soga, 2005), onde G = gibbsita e B = brucita.....	28
Figura 2.8 – Ensaio de porosimetria em amostras ao longo de um perfil de alteração	31
Figura 2.9 – (a) Intemperismo dos grãos de K-feldspato (Kfs) originando partículas de caulinita (Kln) e (b) arranjo de conexão com ligações de óxido de ferro (Fe) mostrando seu caráter estruturado associado à caulinita (Martins <i>et al.</i> , 2005).	32
Figura 2.10 – (a) Medição de sucção total do solo e (b) medição de sucção mátrica do solo (Marinho, 1994).	35
Figura 3.1 – Mapa de localização dos pontos de coleta de amostra.....	37
Figura 3.2 – Pluviometria média mensal no Platô-Saracá (1972-2020), obtida da estação pluviométrica localizada no Platô Saracá.....	38
Figura 3.3 – Mapa geológico regional destacando o Platô Saracá (adaptado de CPRM, 2008).....	39
Figura 3.4 – Seção geológica transversal da Bacia do Amazonas, modificada de	40
Figura 3.5 – Perfil geológico típico da região de Porto Trombetas (modificado de Hernalsteens, 1982, <i>apud</i> Pinto, 2019).....	41
Figura 3.6 – Seção típica de um platô de bauxita (Hernalsteens & Lapa, 1988, <i>apud</i> Pinto, 2019).	42
Figura 3.7 – Perfil litológico do Platô Saracá (MRN, 2023a).	46

Figura 3.8 – Operações para a produção de bauxita em Porto Trombetas (adaptado de MRN, 2023b).	46
Figura 3.9 – Esboço da evolução morfológica na região norte (modificado e adaptado de Horbe <i>et al.</i> , 2001 <i>apud</i> Sarges, 2007).....	48
Figura 3.10 – Mapa hidrogeológico regional (adaptado de CPRM, 2007).	49
Figura 3.11 – Bloco diagrama esquemático mostrando os diferentes padrões de fluxo e conexão hidráulica entre os sistemas aquíferos da região de Porto Trombetas (Azevedo <i>et al.</i> , 2020).....	50
Figura 3.12 – Esquema simplificado dos sistemas de fluxo subterrâneo dos platôs bauxíticos (MRN & FRASA, 2012, <i>apud</i> Azevedo, 2019).	51
Figura 3.13 – Resultados estimados para a camada de Argila Variegada pelo SBTn <i>plot</i> (<i>Soil Behaviour Type Classification Chart</i> proposto por Robertson, 1990, e atualizado por Robertson, 2009).....	52
Figura 3.14 – Compilação de dados obtidos nos ensaios CPTu.....	55
Figura 4.1 - Localização dos pontos de retirada de amostras (Fonte: Google Earth).....	57
Figura 4.2 – Extração dos blocos indeformados.	57
Figura 4.3 - Ponto de retirada das amostras <i>in situ</i>	58
Figura 4.4 – Caixas de madeira para transporte das três amostras (modal aéreo e rodoviário).	59
Figura 4.5 – Blocos de amostras indeformadas recobertos com parafina (no LGMA).....	59
Figura 4.6 – Face superior dos blocos indeformados.....	60
Figura 4.7 – Afloramentos identificados no local.	61
Figura 4.8 – Equipamento para medição do pH (a) e conjunto de execução do ensaio (b).	69
Figura 4.9 – Lupa binocular utilizada para observação.	71
Figura 4.10 – Materiais em lâminas analisados na lupa binocular.	71
Figura 4.11 – Condições geométricas para difração de raio-X segundo a lei de Bragg (adaptado de Mitchell & Soga, 2005).	72
Figura 4.12 – Lâminas preparadas com material passante na peneira #200, submetidas ao ensaio de DRX.	73
Figura 4.13 – Equipamento de DRX utilizado.....	73
Figura 4.14 – Dispositivo para extrusão dos corpos de prova para ensaio do MEV.	75
Figura 4.15 – Metalização da amostra para ensaio MEV. a) Amostra no metalizador; b) Amostras nos pinos metálicos já recobertas com ouro....	76
Figura 4.16 – Equipamento MEV utilizado no ensaio.....	77
Figura 4.17 – Corpos de prova indeformados para ensaio de porosimetria por intrusão de mercúrio.	79
Figura 4.18 – Microtomógrafo de raios-X utilizado para o ensaio.	80

Figura 4.19 – Esquema ilustrativo do fluxo de trabalho da aquisição tomográfica: (a) configuração do scanne1 de micro-CT para aquisição de imagem, (b) conjunto de projeções radiográficas individuais, (c) fatias ou pilha de imagens, o volume reconstruído. Instrumento endodôntico (acima) e ferro fundido (abaixo). (Pereira <i>et al.</i> , 2016).....	81
Figura 4.20 – Preparo das amostras e posicionamento no Microtomógrafo (1).....	82
Figura 4.21 – Preparo das amostras e posicionamento no Microtomógrafo (2).....	82
Figura 4.22 – Segmentação e classificação utilizando o <i>machine learning</i> do software <i>Fiji/ImageJ</i>	84
Figura 4.23 – Extração de anéis de corpos de prova indeformados das três amostras para ensaio de papel filtro.	85
Figura 4.24 – Procedimentos de saturação por capilaridade (a) e secagem ao ar (b) para obtenção da curva de retenção de umidade do solo.	87
Figura 5.1 – Granulometria do solo (amostras AM01, AM02 e AM03).....	90
Figura 5.2 – Carta de plasticidade de Casagrande.	92
Figura 5.3 – Observação da Amostra 01 na lupa. (a) Visão geral da amostra no centro da lâmina (aumento de 0,8x); (b) Aproximação nos grãos de quartzo e feldspato (aumento de 4x); (c) Identificação de minerais opacos com densidade mais elevada que o quartzo (aumento de 4x).	95
Figura 5.4 – Observação da Amostra 02 na lupa. (a) Visão geral da amostra na extremidade da lâmina (aumento de 0,8x); (b) Predominância dos grãos de quartzo (aumento de 4x); (c) Aproximação nos minerais opacos subangulares a subarredondados (aumento de 4x).	95
Figura 5.5 – Observação da Amostra 03 na lupa. (a) Visão geral da amostra na extremidade da lâmina (aumento de 0,8x); (b) Destaque para presença de minerais limonitizados (aumento de 2x); (c) Aproximação nos minerais opacos (aumento de 2x).	96
Figura 5.6 – Difrátograma da AM01 passante na peneira #40.	98
Figura 5.7 – Difrátograma da AM02 passante na peneira #40.	98
Figura 5.8 – Difrátograma da AM03 passante na peneira #40.	99
Figura 5.9 – Difrátograma da AM01 passante na peneira #200.	99
Figura 5.10 – Difrátograma da AM02 passante na peneira #200.	100
Figura 5.11 – Difrátograma da AM03 passante na peneira #200.	100
Figura 5.12 – Medição de pH do solo.....	106
Figura 5.13 – Microfotografias de MEV – AM01A – Plano horizontal.....	109
Figura 5.14 – Microfotografias de MEV – AM02A – Plano horizontal.....	110
Figura 5.15 – Microfotografias de MEV – AM03A – Plano horizontal.....	111
Figura 5.16 – Distribuição incremental dos poros das amostras indeformadas AM01, AM02 e AM03.....	112

Figura 5.17 – Distribuição acumulativa dos poros das amostras indeformadas AM01, AM02 e AM03.....	112
Figura 5.18 – Relação da porosidade total medida pelo ensaio de porosimetria com a porosidade obtida pelos índices físicos.	115
Figura 5.19 – Reconstrução da AM01A na microtomografia (volume e seções).....	116
Figura 5.20 – Reconstrução da AM02A na microtomografia (volume e seções).....	117
Figura 5.21 – Reconstrução da AM03A na microtomografia (volume e seções).....	118
Figura 5.22 – Vista tridimensional da rede de poros das amostras.....	120
Figura 5.23 – Curva Saturação <i>versus</i> Umidade volumétrica AM01.	122
Figura 5.24 – Curva Saturação <i>versus</i> Umidade volumétrica AM02.	122
Figura 5.25 – Curva Saturação <i>versus</i> Umidade volumétrica AM03.	123
Figura 5.26 – Curva característica de retenção de umidade - AM01.	124
Figura 5.27 – Curva característica de retenção de umidade - AM02.	124
Figura 5.28 – Curva característica de retenção de umidade - AM03.	125
Figura 5.29 – Resultados de papel filtro e porosimetria - AM01.....	127
Figura 5.30 – Resultados de papel filtro e porosimetria - AM02.....	127
Figura 5.31 – Resultados de papel filtro e porosimetria - AM03.....	128

Lista de Tabelas

Tabela 2.1 - Características químicas e mineralógicas dos argilominerais (Grim, 1968 <i>apud</i> Barreto, 2021).....	28
Tabela 3.1 - Relação entre a classificação SBT e o índice IC com as cores utilizadas para descrição do tipo de solo.....	54
Tabela 4.1 -. Tabela resumo das amostras indeformadas de argila variegada.....	57
Tabela 5.1 -. Densidade relativa dos grãos (Gs) das amostras.....	89
Tabela 5.2 -. Densidade relativa dos grãos (Gs) de alguns minerais (adaptado de Deer <i>et al.</i> , 1981, <i>apud</i> Brant, 2005).	90
Tabela 5.3 -. Tabela resumo da distribuição granulométrica.....	91
Tabela 5.4 -. Limites de Consistência.	92
Tabela 5.5 – Valores típicos de LL, LP e Ia de alguns minerais de argila (adaptado de Das, 2011).....	92
Tabela 5.6 -. Distâncias interplanares características.	97
Tabela 5.7 -. Resultado das análises químicas parciais do solo passante na peneira #40.	101
Tabela 5.8 -. Resultado das análises químicas totais (FRX) do solo passante na peneira #200.....	104
Tabela 5.9 -. Quantificação pelas análises químicas totais (FRX) do solo passante na peneira #200.....	105
Tabela 5.10 -. Medição do pH do solo e do extrato de saturação do solo.	106
Tabela 5.11 -. Resultados do teor de matéria orgânica das amostras. ...	106
Tabela 5.12 -. Distribuição dos poros em porcentagem, porosidade total e porosidade calculada dos índices físicos.	114
Tabela 5.13 – Porcentagens volumétricas da classificação da tomografia das amostras.....	121
Tabela 5.14 -. Índices Físicos.....	121
Tabela 5.15 – Parâmetros de ajuste de Fredlund & Xing (1994) para a curva característica de retenção de umidade.....	124
Tabela 5.16 - Valores de entrada de ar nos microporos e teor de umidade volumétrico residual de cada amostra.....	126

“Todas as verdades são fáceis de entender uma vez que são descobertas; o objetivo é descobri-las.”

Galileu Galilei

1

Introdução

Na região amazônica, mais especificamente no estado do Pará, concentram-se os principais depósitos de bauxita do Brasil. Em um destes depósitos, localizado em Porto Trombetas, desenvolveram-se platôs por processos de laterização e dissecação, sobre os quais, depois de explorados os minérios, são estruturadas barragens de terra para contenção dos rejeitos oriundos do processo de lavagem da bauxita. Dessa forma, passa a ser fundamental o conhecimento dos materiais que compõem a fundação dessas estruturas de terra, sob o ponto de vista geotécnico.

O presente estudo se fundamenta no comportamento dos solos residuais típicos do território brasileiro, em especial solos tropicais, que diferentemente dos solos sedimentares apresentam um comportamento *in situ* particular, uma vez que condicionantes do meio físico, fatores geológicos e geotécnicos, clima, relevo e vegetação afetam as suas propriedades. Diante do contexto geológico em que se enquadra o solo estudado, que é resultado da alteração de rochas de origem sedimentar ocorridas na Formação Alter do Chão, esses comportamentos se tornam ainda mais particulares.

Nesse sentido, compreender o comportamento desses materiais, no contexto da engenharia, representa um grande desafio para a Geotecnia. Ademais, a compreensão de duas variáveis torna-se primordial para essa finalidade: o intemperismo, que modifica continuamente a estrutura do solo, e o fato de que este encontra-se, na maioria das vezes, em condições não saturadas, visto que, sobretudo em climas tropicais, esses solos estão sujeitos a ciclos constantes de umedecimento e secagem, pela alternância das chuvas sazonais.

O perfil laterítico, que contém as bauxitas exploradas, constitui a geologia natural do platô, contendo os seguintes horizontes, da base para o topo: argila variegada; bauxita maciça, bauxita ferruginosa, laterita ferruginosa; bauxita nodular; e, por fim, cobertura argilosa (Argila de Belterra), que se caracteriza por ser estéril do processo de lavra (Hernalsteens & Lapa, 1988, *apud* Pinto, 2019).

Existem alguns trabalhos acadêmicos que foram desempenhados na região de Porto Trombetas, como Hernalsteens & Lapa (1988), Boulangé & Carvalho

(1997), Antoniassi *et al.* (2007) Antoniassi (2010), Lima (2018), Pinto (2019), Azevedo (2019), Azevedo *et al.* (2020). Neles é possível encontrar estudos de ordem química, mineralógica, hidrogeológica e geotécnica, principalmente sobre a Argila de Belterra e o horizonte bauxítico, cujos resultados serão referenciados ao longo deste documento.

Nesse contexto, o presente trabalho buscou estudar o horizonte mais profundo de fundação, a argila variegada, que exerce grande influência nos modelos de fluxo e estabilidade das estruturas existentes no local. Ela é assim chamada por se apresentar com cores variadas ao longo do perfil. Avaliou-se, pois, possíveis correlações da estrutura do solo com seu comportamento mecânico e hidráulico, auxiliando na busca de indicadores que possam justificar a existência de um fluxo vertical descendente notável nas investigações geotécnicas de campo.

Para tal, foram executadas análises físicas, químicas, mineralógicas e estruturais em condições controladas de laboratório, capazes de subsidiar interpretações sobre a gênese e a organização de partículas do solo. Ressalta-se que estudos com esse enfoque desenvolvidos em solo residual de origem sedimentar são raramente encontrados na literatura.

1.1

Objetivo

Como grande motivação do desenvolvimento desse estudo, está o regime de fluxo estabelecido nos platôs dissecados da região. Esse regime, é mencionado em algumas referências bibliográficas (como Azevedo, 2019 e Brandt, 2007), e é também embasado por uma ampla campanha de investigação geotécnica de campo no local. De forma muito peculiar, esses estudos apontam para uma condição de fluxo descendente vertical em meio à argila variegada, horizonte cujo material foi coletado para a presente pesquisa.

Esses resultados, como pode ser visto na Figura 1.1, evidenciam uma condição hidrostática (possivelmente pela existência de um lençol suspenso) até uma determinada cota da argila variegada, seguida de um decréscimo de poropressão, tendendo à nulidade. A Figura 1.2 evidencia o regime de fluxo típico da região, adotando como premissa as condições de contorno obtidas dos ensaios

CPTu existentes, onde as setas representam o sentido desse fluxo, deixando claro o que foi exposto acima.

Como objetivo secundário, buscou-se indicativos para um melhor entendimento acerca do processo de formação desse material. Há de se notar que o comportamento mecânico de um solo argiloso de origem residual (mesmo que originado de uma rocha sedimentar) será diferente daquele que é esperado para uma argila sedimentar. Nesse sentido, a caracterização física, química, mineralógica e estrutural também pode trazer informações relevantes para que se tenha um melhor entendimento desse solo, que se trata da fundação de estruturas importantes.

Portanto, a campanha escolhida para caracterização desse material buscou entender, dentre outros aspectos, os dois pontos citados acima.

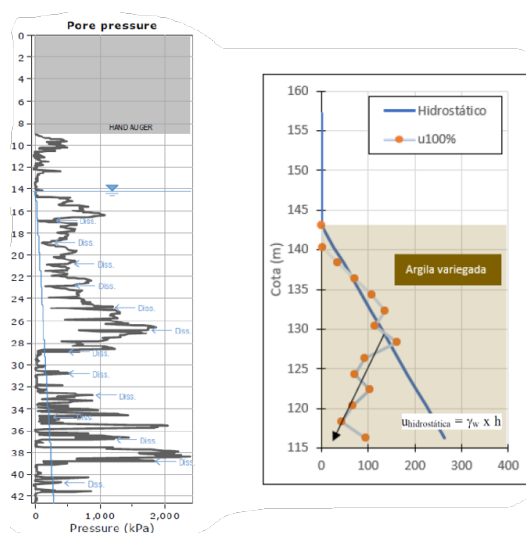


Figura 1.1 – Exemplo de resultado de ensaio CPTu com dissipação de poropressão executado na região.

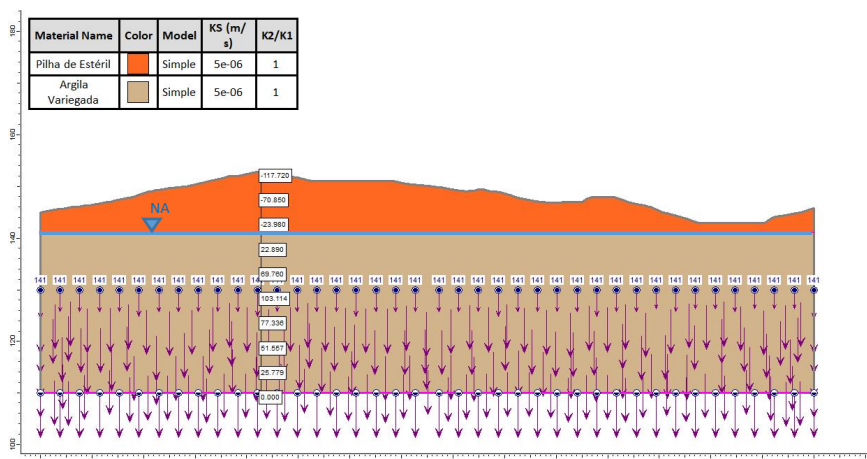


Figura 1.2 – Exemplo do regime de fluxo com condições de contorno obtidas dos ensaios CPTu.

1.2 Estruturação

O trabalho se dividiu em sete capítulos, onde o segundo capítulo faz uma revisão bibliográfica acerca de minerais e argilominerais, solos residuais e solos não saturados, mostrando a influência do intemperismo em regiões tropicais, a partir de trabalhos existentes na literatura.

O terceiro capítulo descreve o local de estudo, caracterizando a região de uma forma geral pela localização geográfica, clima, formação geológica, litologia, geomorfologia e hidrogeologia.

O Capítulo 4 descreve o programa experimental, no qual foi detalhado o procedimento para retirada das amostras, descrição tátil-visual do solo bem como os procedimentos de ensaio e preparo das amostras para cada tipo de ensaio realizado.

No Capítulo 5 são apresentados e discutidos os resultados das análises físico-químicas, mineralógicas e estruturais do solo, bem como uma correlação entre os resultados de curva de retenção de umidade obtidos pelo ensaio de papel filtro e pelo ensaio de porosimetria por intrusão de mercúrio. Por fim, as conclusões obtidas e as sugestões para trabalhos futuros são apresentadas no Capítulo 6.

2 Revisão Bibliográfica

2.1 Minerais e Argilominerais

Os solos, formados por conjuntos de sólidos, líquidos e gases (quando não saturados), podem conter minerais primários e secundários, sendo estes últimos compostos por argilominerais, carbonatos, sulfatos, óxidos, hidróxidos e oxihidróxidos de metais (Barreto, 2021). As propriedades desses componentes inorgânicos como tamanho, área de superfície e comportamento de carga afetam o comportamento dos solos.

De acordo com Camapum de Carvalho *et al.* (2015), a mineralogia é especialmente importante em perfis de solos tropicais devido à sua diversidade, que tem um impacto direto nas propriedades físico-químicas e hidromecânicas do solo ao longo desses perfis. Nessas regiões, onde a precipitação e a temperatura são elevadas, as rochas sofrem intemperismo, resultando na rápida decomposição dos feldspatos e minerais ferromagnesianos (como olivinas, piroxênios e anfibólios), com a remoção parcial de sílica e bases (como Na₂O, K₂O e MgO) (Mitchell, 1976). Em casos em que há um fluxo capilar marcante, pode ocorrer o enriquecimento absoluto de óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio.

Os minerais primários se formam diretamente a partir dos processos geológicos que ocorrem no ambiente de sua origem, como a cristalização de um magma ou a solidificação de uma rocha ígnea, metamórfica ou sedimentar, dependendo das condições de formação. Esses minerais mantêm sua composição química e estrutura cristalina desde a sua formação, sendo importantes indicadores das condições de formação da rocha original. Os minerais primários podem ocorrer em diferentes tamanhos de grãos, desde areias até frações de tamanho argila, e exemplos incluem quartzo, feldspatos, micas, anfibólios, piroxenos e olivinas (Sparks, 2003).

O quartzo é um mineral silicato que se forma a partir da sílica (SiO₂) em forma de prismas hexagonais e é comumente encontrado em rochas e solos. Já os feldspatos são os minerais primários mais prevalentes em rochas e solos. Eles são

aluminossilicatos tridimensionais que contêm sílica tetraédrica (SiO_2) e alumina tetraédrica (AlO_4) ligadas, além de cavidades que podem conter íons como Ca^{2+} , Na^+ , K^+ ou Ba^{2+} para manter a neutralidade elétrica (Barreto, 2021). Já os feldspatos são minerais silicatados em que houve substituição parcial do silício pelo alumínio e a introdução de metais alcalinos (K, Na) e alcalino terrosos (Ca, Ba) para contrabalançar o excesso de carga negativa resultante. Eles ocorrem em rochas ígneas e metamórficas e, de modo mais raro, nas rochas sedimentares. A sua persistência está relacionada à natureza do mineral e das condições de intemperismo (Camapum de Carvalho *et al.*, 2015).

Minerais secundários são formados a partir do intemperismo químico de um mineral primário, seja por alteração na estrutura cristalina ou pela reprecipitação de produtos resultantes do intemperismo (dissolução) do mineral primário. Esses minerais incluem aluminossilicatos (argilominerais), óxidos, hidróxidos ou oxihidróxidos de metais (como alumínio, ferro ou manganês), minerais de carbonato e sulfato, além de materiais amorfos (substâncias sólidas que não possuem uma estrutura cristalina ordenada e apresentam uma organização molecular aleatória, ou seja, sem um padrão definido de arranjo atômico). Geralmente, os minerais secundários são encontrados na fração tamanho argila, mas também podem ser encontrados ocasionalmente na fração tamanho silte e areia (Sparks, 2003).

Segundo Sparks (2003), carbonatos e sulfatos são altamente solúveis e são prevaescentes de regiões áridas e semi-áridas, como a calcita (CaCO_3), a magnesita (MgCO_3) e a dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Já os óxidos dos metais alumínio, ferro e manganês são componentes extremamente relevantes na química dos solos, apesar de serem encontrados em quantidades relativamente pequenas. Eles exercem efeitos significativos em diversos processos químicos do solo, incluindo a sorção. Além disso, do ponto de vista microestrutural, esses óxidos podem ser encontrados em pontos de ligação entre grãos, atuando como agentes cimentantes e contribuindo para a estabilidade estrutural das partículas do solo.

Os argilominerais são produto de intemperismo de minerais aluminossilicatos primários de estrutura cristalina tridimensional, como os feldspatos, ou bidimensional espessa, como as micas (Barreto, 2021). De acordo com Van Olphen (1963), os argilominerais são compostos principalmente por arranjos bidimensionais de tetraedros de silício-oxigênio (Si-O) e octaedros de

alumínio ou magnésio-oxigênio-hidroxila (Al-O-OH ou Mg-O-OH), cujo comprimento e largura são muito maiores que a espessura. Essas folhas tetraédricas e octaédricas são sobrepostas de várias maneiras nos argilominerais, resultando em uma variedade de tipos minerais distintos. Ainda, argilominerais podem apresentar "substituições isomórficas", que são trocas de átomos de tamanho similar em sua estrutura cristalina, sem que haja desordem na estrutura.

Por exemplo, no início da transformação do solo residual jovem em solo residual maduro por ações intempéricas, podem se formar, inicialmente, a depender da rocha de origem, argilominerais dos grupos da esmectita e da vermiculita. Estes podem ser transformados em illita e caulinita, e, com a evolução natural, a caulinita pode se tornar o argilomineral dominante, onde em condições de intemperismo intenso e boa drenagem, esta pode ser ainda decomposta, dando origem à gibbsita (Antunes, 2013 *apud* Motta, 2016).

2.1.1 Argilominerais 1:1

Os argilominerais 1:1 são formados por uma folha de sílica tetraédrica e uma folha de alumina octaédrica (a estrutura mineralógica da caulinita pode ser vista na Figura 2.2). De acordo com Sparks (2003), eles podem ser divididos entre caulinitas dioctaédricas e serpentinas trioctaédricas. As caulinitas dioctaédricas, que possuem a fórmula química $\text{Si}_4\text{Al}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, podem ser formadas por intemperismo químico em rochas ou diagênese, além de terem origem hidrotermal.

A gênese do grupo da caulinita está associada à decomposição de uma série de minerais primários silicatados pela remoção parcial dos cátions básicos e do silício em clima quente e úmido. Em geral, se formam por alteração de feldspatos. Esse grupo se caracteriza pela não expansividade (minerais estáveis em presença de água), com distância interplanar basal de aproximadamente 7,2 Å (0,72 nm), com partículas variando de 0,1 a 0,5 µm e densidade relativa dos grãos igual a 2,6 (Camapum de Carvalho *et al.*, 2015).

Segundo Santos (1975), praticamente não ocorrem substituições isomórficas de cátions dentro da estrutura cristalina eletricamente neutra da caulinita. A caulinita é sempre dioctaédrica e apresenta morfologia lamelar de perfil

hexagonal ou irregular. A Figura 2.1 apresenta a estrutura química tridimensional de uma camada unitária de caulinita.

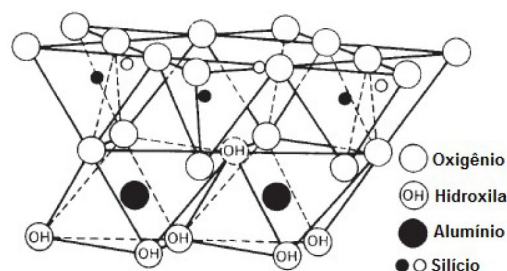


Figura 2.1 – Estrutura da camada unitária da caulinita (adaptado de Mitchell & Soga, 2005).

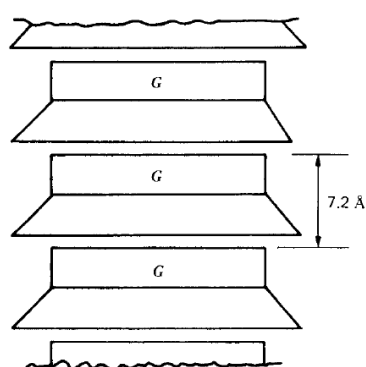


Figura 2.2 – Diagrama esquemático da estrutura da caulinita (Mitchell e Soga, 2005), onde G = gibbsita.

Em imagens obtidas por meio de MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura) no estudo de Silva (2017), observou-se a caulinita tanto em forma incipiente substituindo clastos e com placas em formação, quanto a caulinita bem formada com placas pseudo-hexagonais compondo estrutura em *booklets* (Figura 2.3).

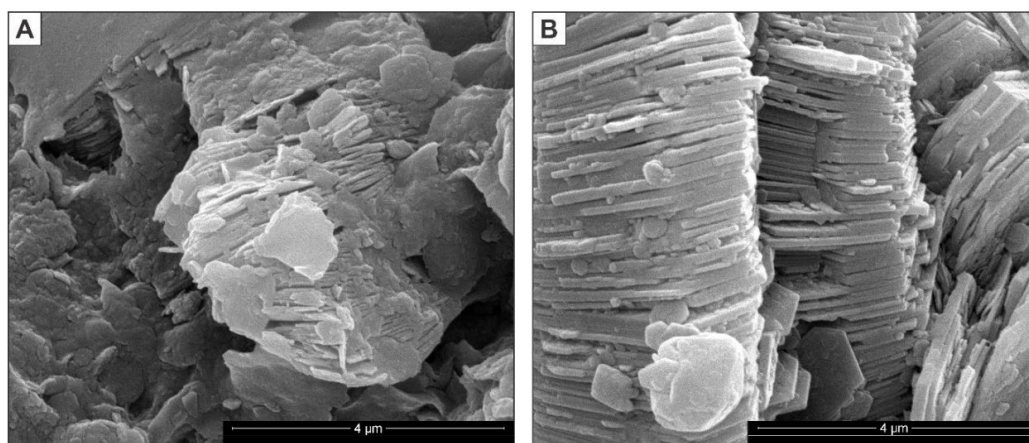


Figura 2.3 – Detalhe ao microscópio eletrônico de varredura. A) Caulinita mal-formada, incipiente substituindo mineral detrítico; B) Caulinita bem formada, estrutura típica de *booklets* (Silva, 2017).

2.1.2 Argilominerais 2:1

Nesta categoria estão os argilominerais que consistem em uma folha octaédrica com duas folhas tetraédricas de sílica. Neste grupo estão as esmectitas, as vermiculitas e as ílitas.

Entre as esmectitas dioctaédricas, a mais comum é a montmorilonita. No empilhamento das camadas unitárias que formam uma partícula de montmorilonita, os cátions trocáveis estão localizados em cada lado da camada unitária na pilha e, por isso, estão presentes não só nas superfícies externas da partícula, mas também entre as camadas unitárias.

A estrutura mineralógica da montmorilonita pode ser vista na Figura 2.4. De acordo com Sparks (2003), as camadas da montmorilonita possuem moléculas de água estrutural em seu espaço interno, o que causa a sua capacidade de expansão e contração. Na condição hidratada, o espaçamento interplanar basal da montmorilonita varia de 12 a 14 Å (1,2 a 1,4 nm), conforme relatado por Mitchell e Soga (2005). Porém, quando aquecida em mufla a 500°C, o espaçamento interplanar basal da montmorilonita é de 9,6 Å (0,96 nm).

Quando a montmorilonita entra em contato com água ocorre a penetração das moléculas de água entre as camadas unitárias, resultando na expansão intracristalina. Esse fenômeno, que depende do tipo de mineral e dos cátions adsorvidos, provoca o aumento do espaçamento interplanar basal. Conforme

explicado por Van Olphen (1963), o mecanismo de expansão osmótica é o responsável pelo grau de expansão que leva à completa separação observada nas montmorilonitas.

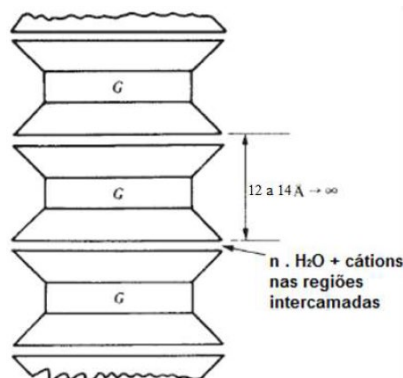


Figura 2.4 – Diagrama esquemático da estrutura da montmorilonita (Mitchell e Soga, 2005), onde G = gibbsita..

Segundo Sparks (2003), as vermiculitas são formadas a partir do intemperismo químico da mica biotita e apresentam uma morfologia de placas semelhante às micas. Entretanto, as vermiculitas possuem água entre as camadas (que não é água estrutural) e outros cátions substituem o íon K^+ encontrado entre as camadas das micas.

Conforme relatado por Mitchell e Soga (2005), quando aquecidas a 500°C em mufla, a distância interplanar basal das vermiculitas é de 10 \AA ($1,0 \text{ nm}$). Quando Mg^{2+} e Ca^{2+} estão presentes, geralmente há duas camadas de água, o que resulta em um espaçamento interplanar basal de 14 \AA ($1,4 \text{ nm}$). A Figura 2.5 ilustra esquema da estrutura da vermiculita.

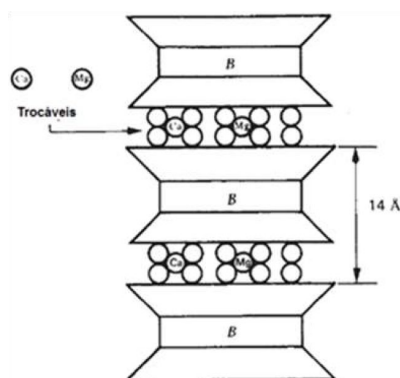


Figura 2.5 – Diagrama esquemático da estrutura da vermiculita (Mitchell e Soga, 2005), onde B = brucita.

De acordo com Mitchell e Soga (2005), as ilitas (Figura 2.6) são formadas principalmente a partir do intemperismo químico da mica muscovita. Segundo Van Olphen (1963), as ilitas podem ser distinguidas das montmorilonitas pela ausência de expansão intercamada, (por exemplo na presença de água). Os cátions que compensam a carga elétrica negativa resultante das substituições geralmente são íons de K^+ , seguidos por Ca^{2+} e Mg^{2+} , embora NH_4^+ também possa ocorrer, conforme apontado por Sparks (2003).

A distância interplanar basal das ilitas é de 10 \AA ($1,0 \text{ nm}$). Portanto, o caráter não expansivo das ilitas é atribuído à vinculação entre as camadas unitárias e aos íons K^+ fixos, conforme explicado por Van Olphen (1963).

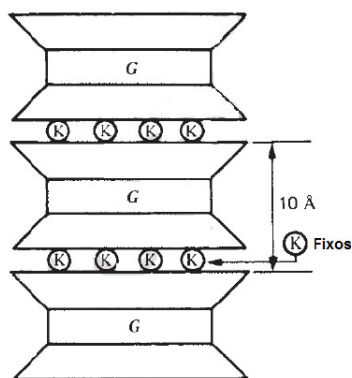


Figura 2.6 – Diagrama esquemático da estrutura da ilita (Mitchell e Soga, 2005), onde G = gibbsita.

2.1.3 Argilominerais 2:1:1

Entre os argilominerais 2:1:1, encontra-se o grupo clorita, que consiste em argilominerais 2:1 formados por duas folhas de sílica e uma folha de hidróxido do tipo gibbsita ou brucita, com uma folha de brucita intercalando as camadas, como apontado por Santos (1975) e Mitchell e Soga (2005). É importante ressaltar que a clorita é distinta dos outros argilominerais 2:1:1 por apresentar uma folha adicional de brucita entre as camadas, conferindo-lhe uma estrutura diferenciada (Santos, 1975). O espaçamento interplanar basal característico da clorita é fixo, de $14,2 \text{ \AA}$, conforme destacado por Van Olphen (1963). A Figura 2.7 ilustra esquema da estrutura da clorita.

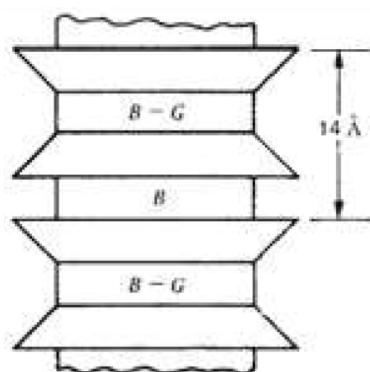


Figura 2.7 – Diagrama esquemático da estrutura da clorita (Mitchell e Soga, 2005), onde G = gibbsita e B = brucita.

A Tabela 2.1 apresenta um resumo das características químicas e mineralógicas dos argilominerais publicado por Grim (1968).

Tabela 2.1 - Características químicas e mineralógicas dos argilominerais (Grim, 1968 *apud* Barreto, 2021).

Tipo	Argilomineral	Fórmula Química de Célula Unitária	Cátions na Folha Tetraédrica	Cátions na Folha Octaédrica	Substituição Isomórfica	Ligação entre-camadas	Espaçamento Basal d	Forma	Tamanho
1:1	Caulinita	$(\text{OH})_8 \text{Si}_4 \text{Al}_4 \text{O}_{11}$	Si_4	Al_4	Pouca	O-OH, Ligação de hidrogênio, forte	7,2 Å ou 0,72 nm	Flocos de 6 lados	0,1 a 4µm x 0,05 a 2µm sozinha; a 3000 x 4000 µm empacotadas
	Haloisita	$(\text{OH})_8 \text{Si}_4 \text{Al}_4 \text{O}_{10}$	Si_4	Al_4	Pouca	O-OH, Ligação de hidrogênio, forte	7,2 Å ou 0,72 nm	Tubos	0,07 µm O.D., 0,04 I.D., 1µm long.
	Haloisita hidratada	$(\text{OH})_8 \text{Si}_4 \text{Al}_4 \text{O}_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Si_4	Al_4	Pouca	O-OH, Ligação de hidrogênio, forte	10,1 Å ou 1,01 nm	Tubos	0,07 µm O.D., 0,04 I.D., 1µm long.
2:1	Montmorilonita	$(\text{OH})_4 \text{Si}_8 (\text{Al}_{3,34} \text{Mg}_{0,66}) \text{O}_{20} \cdot n\text{H}_2\text{O}$	Si_8	$\text{Al}_{3,34} \text{Mg}_{0,66}$	Mg por Al, carga resultante sempre = 0,66-/célula unitária	O-O Moléculas polares e cátions adsorvidos hidratados resultam em expansão ou separação. Ligação muito fraca	9,6 Å ou 1,0 nm (aquecido a 500°C) e 12 a 14 Å (1,2 a 1,4 nm) até a completa separação hidratado	Flocos equidimens.	1µm x acima de 10µm
	Illita	$(\text{K}, \text{H}_2\text{O})_2 \text{Si}_8 (\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_{4,6} \text{O}_{20} (\text{OH})_4$	$(\text{Al}, \text{Si})_8$	$(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_{4,6}$	Alguns Si sempre substituídos por Al, balanceados por K entre camadas	Ligação de íons K, muito forte	10 Å ou 1,0 nm	Flocos	0,003 a 0,01µm x acima de 10µm
	Vermiculita	$(\text{OH})_4 (\text{Mg}, \text{Ca})_x (\text{Si}_8 - x\text{Al}_x) (\text{Mg}, \text{Fe})_6 \text{O}_{20} \cdot y\text{H}_2\text{O}$	$(\text{Si}, \text{Al})_8$	$(\text{Mg}, \text{Fe})_6$	Al por Si, carga resultante de 1,0 a 1,4/célula unitária	Moléculas polares e cátions adsorvidos hidratados resultam em expansão. Ligação fraca.	10,5 Å ou 1,05 nm (aquecido a 500°C) a 14 Å ou 1,4 nm hidratado	Flocos	0,003 a 0,01µm x acima de 10µm
2:1:1	Clorita	$(\text{OH})_4 (\text{Si}, \text{Al})_8 (\text{Mg}, \text{Fe})_6 \text{O}_{20} \cdot 4\text{H}_2\text{O} + (\text{Mg}, \text{Al})_5 (\text{OH})_{12}$	$(\text{Si}, \text{Al})_8$	$(\text{Mg}, \text{Fe})_6 + (\text{Mg}, \text{Al})_5$	Al por Si na camada 2:1; Al por Mg na folha entre-camadas	Ligação de hidrogênio com camada de brucita, muito forte	14 Å ou 1,4 nm	Flocos	1 µm

2.2 Solos Residuais

O solo residual é formado pela decomposição e desintegração da rocha por meio do processo de intemperismo. Segundo Ibañez (2008), o solo resultante é composto por agregados e cristais de minerais alterados, cimentos depositados, grumos de argilominerais e partículas de resistência variada.

A ação do intemperismo nas rochas varia de acordo com o tipo da rocha e das condições climáticas locais. Para Toledo *et al.* (2009), esta ação é controlada por diversos fatores, como a variação sazonal da temperatura, distribuição das chuvas, relevo, fauna, flora, rocha matriz e o tempo de exposição da rocha aos agentes intempéricos.

O intemperismo atua na ampliação e abertura das macro e micro-descontinuidades, causando a desagregação da rocha e promovendo novos caminhos para o fluxo de soluções aquosas, que desencadeiam o intemperismo químico. Este afeta a integridade mineralógica da rocha por meio de reações químicas, especialmente a hidrólise, avançando de maneira diferencial desde as superfícies expostas até partes mais profundas do maciço (Mitchell, 1976).

As áreas tropicais apresentam processos de formação de solos diferenciados devido à ação mais pronunciada do intemperismo químico. Isso resulta na grande espessura dos solos residuais, em contraste com as regiões de clima temperado, onde esses solos são pouco espessos (Motta, 2016).

O processo intempérico é dinâmico e sua ação não termina com a formação do perfil de intemperismo. Como os solos residuais podem estar em diferentes estágios de transformação, suas respectivas composições mineralógicas poderão ser diferenciadas, refletindo em diferentes propriedades, do ponto de vista de comportamento geotécnico (Antunes, 2013 *apud* Motta, 2016).

No solo residual maduro, a fração areia é representada por minerais resistentes ao intemperismo, sendo o quartzo o mais comum dentre eles. Ademais, apresenta características homogêneas em relação à cor, granulometria e composição mineralógica (composta essencialmente pelo grupo de argilominerais) (Motta, 2016).

Ainda segundo o mesmo autor, no horizonte de solo residual jovem ou saprolítico, os solos formados são heterogêneos (tanto verticalmente como horizontalmente), onde a textura e a mineralogia variam em função do grau de intemperismo a que estão submetidos. Estes solos apresentam características mineralógicas e estruturais herdadas da rocha de origem como, por exemplo, fraturas reliquias e foliações com feições mineralógicas diferenciadas.

Existem diversas tentativas de quantificar o grau de intemperismo do solo, incluindo métodos químicos, petrográficos, mineralógicos e estruturais, bem como a partir de índices físicos, de acordo com Oliveira (2006).

2.2.1 Estrutura

Este tópico tem como objetivo discutir a influência da estrutura na interpretação dos resultados dos ensaios de solos residuais provenientes de diferentes rochas. É evidente a importância de se compreender as características geomorfológicas e propriedades físicas desses solos para entender melhor seu comportamento mecânico. Autores como Polivanov (1998), Oliveira (2006) e Buback (2008) já realizaram revisões bibliográficas extensas sobre solos residuais, por exemplo, de rochas de migmatito e rocha alcalina. No entanto, estudos sobre solos residuais oriundos de rochas sedimentares como arenito e argilito são difíceis de serem encontrados na literatura.

Durante o processo de intemperismo, as partículas sólidas presentes no solo podem ser grãos minerais individuais ou aglomerados provenientes da rocha matriz, com vários graus de alteração e enfraquecimento, bem como grãos ou aglomerados formados pelo intemperismo. Isso pode resultar em uma perda de massa, resistência e rigidez, bem como na possível formação de neo-cimentação por precipitação de óxidos, silicatados, amorfos etc. (Vaughan e Kawn, 1984).

A interferência da estrutura da rocha mãe no solo depende do grau de intemperização. Em solos pouco intemperizados (solos saprolíticos), a agregação é pequena, a estrutura é influenciada pela estrutura da rocha mãe e a distribuição de poros é relativamente homogênea (mono-modal) (Camapum de Carvalho, 2004). As propriedades de engenharia do solo residual jovem são influenciadas à medida que o intemperismo evolui até a formação de uma nova microestrutura, dando origem ao solo residual maduro.

Wallace (1973) afirmou que em solos com moderado grau de alteração, alguma cimentação pode ser herdada da rocha mãe, mas em solos residuais completamente intemperizados, ela é devida, possivelmente, a efeitos de cristalização, alteração mineral e precipitação de material cimentante durante o

intemperismo. Em estágios extremamente avançados, devido ao processo de laterização intenso, características como rigidez e resistência podem aumentar, assim como o índice de vazios pode diminuir com o tempo.

Além disso, Moncada (2008) realizou ensaios de porosimetria por injeção de mercúrio em um perfil de alteração de um gnaiss facoidal e evidenciou a dupla porosidade dos solos e o aumento claro da microporosidade com o grau de alteração devido à formação e deposição de minerais secundários, concomitante com a redução dos macroporos (Figura 2.8). Portanto, em geral, o intemperismo resulta em uma estrutura porosa devido à lixiviação de elementos, o que resulta em um maior índice de vazios.

Portanto, entender a influência da estrutura na interpretação dos resultados dos ensaios em solos residuais é crucial para o sucesso de qualquer projeto geotécnico envolvendo esses materiais.

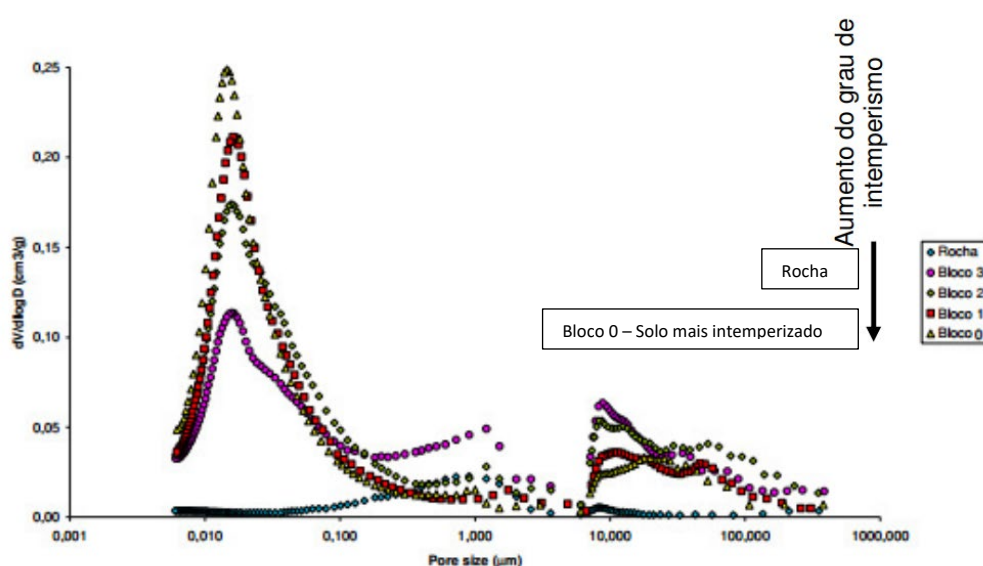


Figura 2.8 – Ensaio de porosimetria em amostras ao longo de um perfil de alteração de um gnaiss facoidal (Moncada, 2008).

A estrutura dos solos residuais apresenta várias características particulares. Nos solos jovens, a agregação é mínima, e a estrutura ainda é influenciada pela rocha e a distribuição dos poros é relativamente uniforme. À medida que o intemperismo avança, a estrutura original da rocha torna-se menos proeminente, e, nos solos maduros, ela é praticamente destruída. Nesse caso, a distribuição dos poros tende a ser mais heterogênea. Em geral, o intemperismo resulta em uma

estrutura porosa devido à lixiviação de elementos, o que gera um maior índice de vazios (Moncada, 2008).

Em termos macroestruturais, Collins (1985) identificou três formas de organização: arranjo tipo matriz que engloba toda massa de solo, formando uma matriz homogênea em grande escala; agregações, caracterizadas pelo arranjo dos elementos (grãos e grumos) que se agrupam em pacotes formando um esqueleto aberto; e por fim o arranjo tipo conexão, onde os argilominerais e óxidos atuam como pontes, fazendo a ligação entre os grãos maiores.

Martins *et al.* (2005) detectou a presença da estrutura tipo conexão (estrutura cimentada) em um solo residual do arenito Botucatu, com a ligação entre grãos sendo feita por óxido de ferro e caulinita, que confere um aspecto uniforme à matriz argilosa secundária (Figura 2.9b). Portanto, os óxidos de ferro podem ser considerados como cimentos neoformados neste solo residual. Esses cimentos sobrepõem-se ao tecido herdado da rocha-mãe, que por sua vez resultou de processos de sedimentação.

A Figura 2.9a mostra uma foto de microscopia eletrônica na qual é possível observar o processo de intemperismo que transforma um grão de feldspato em caulinita. Como resultado, grãos de feldspato do tamanho de areia são transformados diretamente em partículas de argila sem formar partículas intermediárias do tamanho de silte.

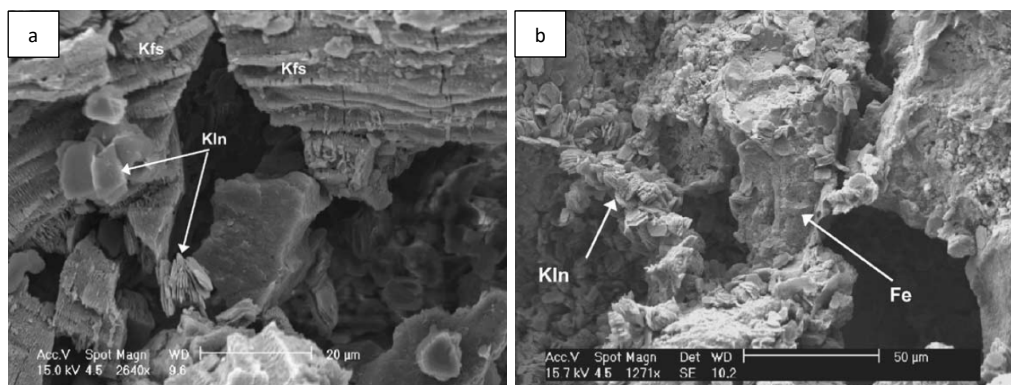


Figura 2.9 – (a) Intemperismo dos grãos de K-feldspato (Kfs) originando partículas de caulinita (Kln) e (b) arranjo de conexão com ligações de óxido de ferro (Fe) mostrando seu caráter estruturado associado à caulinita (Martins *et al.*, 2005).

Não é garantido que um solo residual apresente todos os aspectos relacionados à macro e microestrutura listados anteriormente, já que isso depende da rocha de origem, do grau de alteração e do ambiente de formação.

2.3

Solos Não Saturados

A compreensão do comportamento dos solos não saturados tem se mostrado uma área importante de pesquisa em geotecnia, pois é comum encontrá-los em diversas situações na natureza e em obras de engenharia. De acordo com Fredlund e Rahardjo (1993), os solos não saturados são caracterizados, principalmente, pela presença de duas fases, a fase sólida e a fase líquida, sendo esta última presente em uma quantidade menor do que a sua capacidade máxima de retenção (associada à fase gasosa, formada pelo ar livre).

Fredlund & Morgenstern (1977) propuseram a introdução de uma fase referente à interface solo-água, chamada de membrana contráctil. Essa película apresenta uma significativa resistência à tração, o que influencia diretamente no comportamento mecânico do solo como um todo.

Segundo esses autores, a fim de alcançar o equilíbrio entre as forças externas, a superfície do líquido se contrai e se traciona devido à propriedade conhecida como tensão superficial, que é responsável pelo fenômeno da capilaridade. Isso pode aumentar as forças entre as partículas do solo, resultando em uma coesão aparente. Como resultado, alguns solos são suscetíveis a perder resistência quando expostos à umidade.

Nos períodos de chuva, as mudanças na poropressão negativa da água são as causas de numerosas rupturas em taludes. Este fato indica a importância da poropressão negativa (sucção matricial) no controle do comportamento mecânico dos solos não saturados (Fredlund & Rahardjo, 1993). Dentre as propriedades mecânicas dos solos não saturados, a curva característica de sucção é uma das mais importantes, pois está diretamente relacionada à capacidade do solo de reter água. Segundo Vanapalli *et al.* (1996), a sucção é a força que atrai a água para o interior do solo, sendo influenciada pela tensão interfacial entre o sólido e o líquido.

Com relação às propriedades hidráulicas, a condutividade hidráulica é uma das mais importantes. De acordo com Fredlund e Rahardjo (1993), a condutividade hidráulica de solos não saturados é influenciada pelo teor de umidade, pela estrutura do solo e pela presença de ar.

2.3.1 Sucção no solo

A sucção do solo é um fator de extrema importância para diversas áreas da engenharia, como geotécnica, ambiental e agrícola. Segundo Marinho (2005), sucção pode ser definida como a energia que um elemento poroso absorve água quando está livre para se mover. A sucção existente nos solos não-saturados é reconhecida como decorrente dos efeitos combinados de capilaridade, de adsorção e de osmose.

De acordo com Marinho (2005) e Lu & Likos (2004), a sucção pode ser dividida em matricial e osmótica, onde a primeira é devido à atuação das forças de adsorção e de capilaridade, e a segunda, devido à força osmótica. A sucção total, correspondente ao trabalho total das forças, se resume à Equação 1.

$$\psi_t = \psi_m - \psi_{osm} \quad \text{Equação 1}$$

Onde:

ψ_t é a sucção total;

ψ_m é a sucção matricial;

ψ_{osm} é a sucção osmótica;

A sucção matricial, representada pela diferença entre a pressão do ar (u_a) e pressão da água (u_w), equivale à sucção total quando o líquido contido no solo é idêntico à água padrão (destilada), restando apenas o efeito da matriz do solo. Ademais, a sucção osmótica é igual à sucção total quando o solo se encontra saturado, restando apenas o efeito de diferentes concentrações de soluto (Motta, 2016).

A curva característica de solos não saturados é influenciada por diversos parâmetros do solo, como estrutura, índice de vazios, tipo de solo, textura, história

de tensões e mineralogia. No entanto, dentre esses fatores, a estrutura do solo e a história de tensões apresentam a maior influência no comportamento da curva característica de solos finos (Vanapalli *et al.*, 2002 *apud* Boszczowski, 2008).

Existem diversas técnicas utilizadas para medir a sucção no solo. Dentre os equipamentos disponíveis, é possível classificá-los em duas categorias: os que fazem medidas indiretas e os de medida direta da sucção. Como exemplo da primeira categoria, pode-se citar o método do papel filtro (utilizado neste trabalho) e a placa de pressão. Como exemplo da segunda categoria, está o tensiômetro. Uma revisão detalhada dos métodos mais tradicionais para medição de sucção pode ser vista em Marinho (1994 e 1997), Lu & Likos (2004) e Fredlund *et al.* (2012).

O princípio do método de papel filtro se baseia na hipótese de que o papel filtro entra em equilíbrio de energia com o solo com certa umidade. Segundo Marinho (1994), os níveis de sucção aplicados a esta técnica variam de 0 a 29.000 kPa, sendo possível medir a sucção total e a matricial do solo, dependendo do tipo de contato entre o papel filtro e a amostra estudada.

Na primeira configuração, quando o solo está em contato direto com o papel seco, a transferência se dá através do fluxo capilar. Neste caso, é medida a sucção matricial. Quando há um espaço de ar entre o papel e a amostra, o fluxo ocorre através de vapor de água, onde o espaço deixado fornece uma barreira para os sais. Nesta configuração, a sucção total é medida, pois neste processo o fluxo deve superar as forças osmóticas e capilares que retêm as moléculas de água no solo (Figura 2.10) (Marinho, 1994).

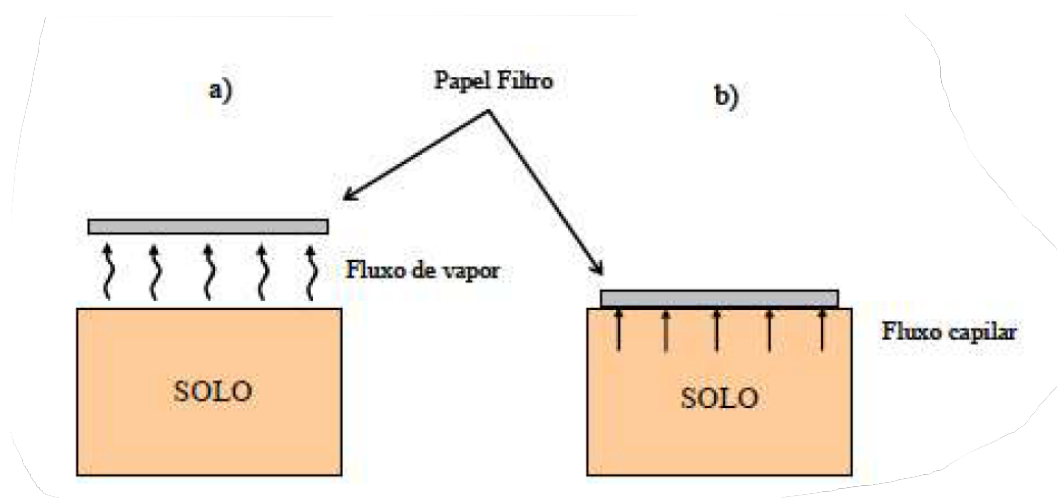


Figura 2.10 – (a) Medição de sucção total do solo e (b) medição de sucção mátrica do solo (Marinho, 1994).

A curva de calibração do papel filtro é única e válida para medição tanto da sucção total como matricial, desde que o papel filtro não tenha nenhuma sucção osmótica inicial (Marinho & Oliveira, 2006).

Para se obter valores corretos de sucção, alguns aspectos devem ser considerados, dentre eles o tempo de equilíbrio, a precisão da balança de pesagem, o manuseio correto do papel e a garantia de um sistema de isolamento durante o período de equalização (Fredlund & Rahardjo, 1993). Para Marinho (1994), o período de sete dias (para o equilíbrio das amostras) é suficiente para a medição da sucção matricial.

Durante a presente pesquisa, estas práticas foram adotadas no laboratório para execução dos ensaios de medição de sucção do solo através do método de papel filtro conforme as boas práticas existentes.

3 Descrição do local de estudo

3.1 Localização Geográfica

O Platô Saracá Oeste, posicionado ao sul de Porto Trombetas, cujo subsolo é estudado neste trabalho, está localizado na região norte do Brasil, estado do Pará. Uma espacialização multiescala, apresentada na Figura 3.1, mostra a macrolocalização do estudo, destacando, em vermelho, o local de coleta das amostras.

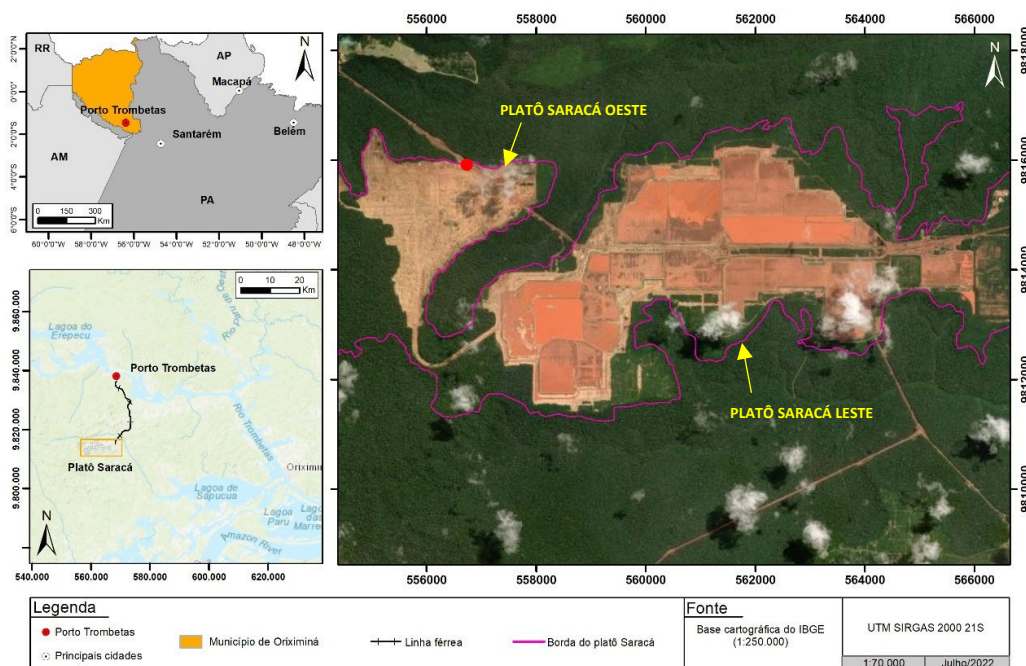


Figura 3.1 – Mapa de localização dos pontos de coleta de amostra.

3.2 Características do Meio Físico

A descrição do meio físico passa pelo clima, pela geologia, pela geomorfologia e pela hidrogeologia local. Foram utilizados trabalhos acadêmicos já realizados na área, bem como estudos de órgãos governamentais, tais como o CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais).

3.2.1 Clima

Já é de conhecimento que as condições meteorológicas da região operam de forma rigorosa, com ocorrência de eventos extremos, grande variabilidade espacial do regime de chuvas e, conseqüentemente, importantes escoamentos superficiais. Em escala mundial, a região amazônica é uma das zonas mais chuvosas.

A Figura 3.2 ilustra a pluviometria mensal média verificada no Platô Saracá no período em análise, obtida da estação pluviométrica local. Vale destacar a proporção dos valores encontrados para os meses mais chuvosos (março, por exemplo, com 376 mm) e menos chuvosos (setembro, com 57 mm). Além disso, é importante notar que, apesar do nítido padrão sazonal, todos os meses do ano registram precipitação pluviométrica relevante.

Nota-se que o regime de chuvas possui uma sazonalidade característica, definida por um período mais intenso, entre dezembro e maio, com total médio de 1.694 mm, e um menos intenso, entre junho e novembro, com uma precipitação total média de 524 mm.

Ainda, do mesmo gráfico, obtém-se a precipitação pluviométrica média anual, que é de 2.189 mm. Dos dados históricos da estação pluviométrica Saracá, observa-se que o menor acumulado anual já registrado ocorreu em 1997, equivalente a 1.264 mm, enquanto o máximo, de 3.163mm, foi verificado em 2018.

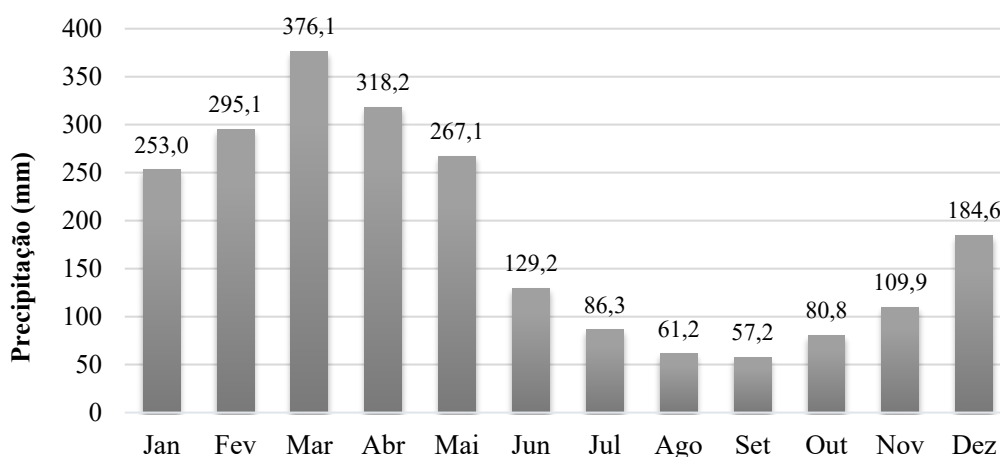


Figura 3.2 – Pluviometria média mensal no Platô-Saracá (1972-2020), obtida da estação pluviométrica localizada no Platô Saracá.

3.2.2 Geologia

Em relação ao contexto geológico regional, segundo Vasquez & Rosa-Costa (2008), a região de Porto Trombetas se situa na bacia sedimentar do Amazonas, área de abrangência das rochas sedimentares da formação Alter do Chão e coberturas lateríticas maduras. Ao norte do Rio Trombetas afloram sucessões sedimentares paleozóicas, do ordoviciano ao carbonífero, em discordância com o embasamento paleoproterozóico, conforme exibido na Figura 3.3

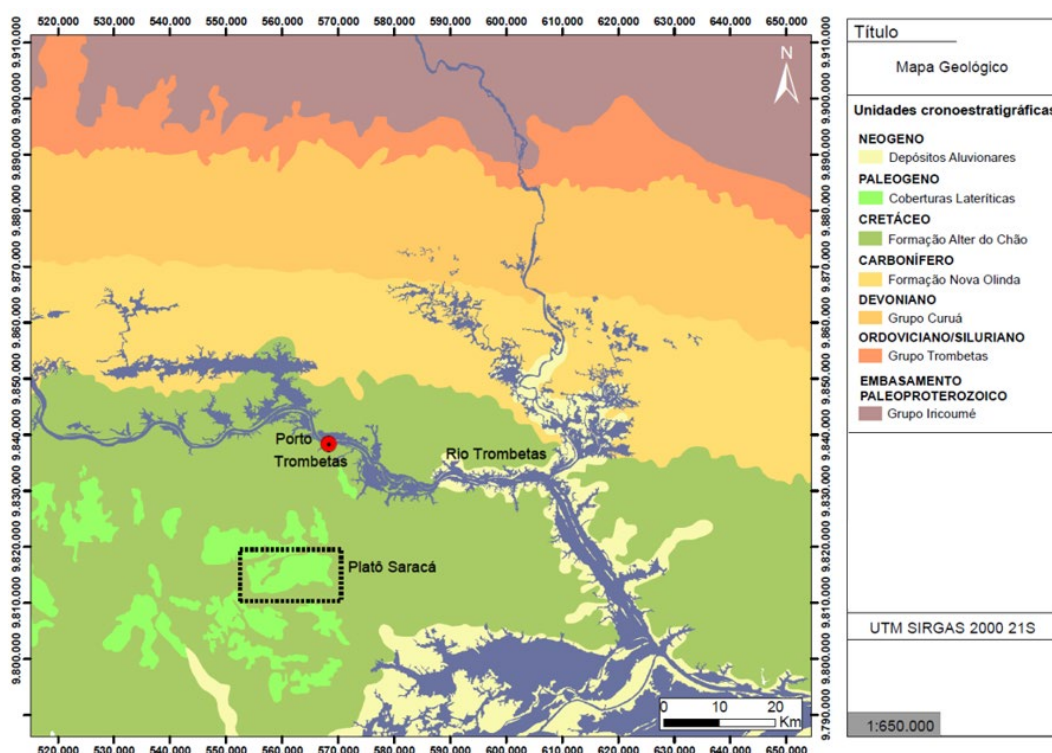


Figura 3.3 – Mapa geológico regional destacando o Platô Saracá (adaptado de CPRM, 2008).

A formação Alter do Chão é constituída por pacote superior a 600m de espessura de rochas siliciclásticas depositadas em ambiente fluvial a flúvio-lacustre de origem cretácea a cenozoica (Cunha *et al.*, 1994; Caputo, 2011), composta por arenitos feldspáticos intercalados com camadas de argilitos, siltitos e, em menor escala, conglomerados, recobrando em centenas de metros os sedimentos paleozoicos da Bacia do Amazonas (seção geológica transversal representada na Figura 3.4), além do seu embasamento (ANA, 2015).

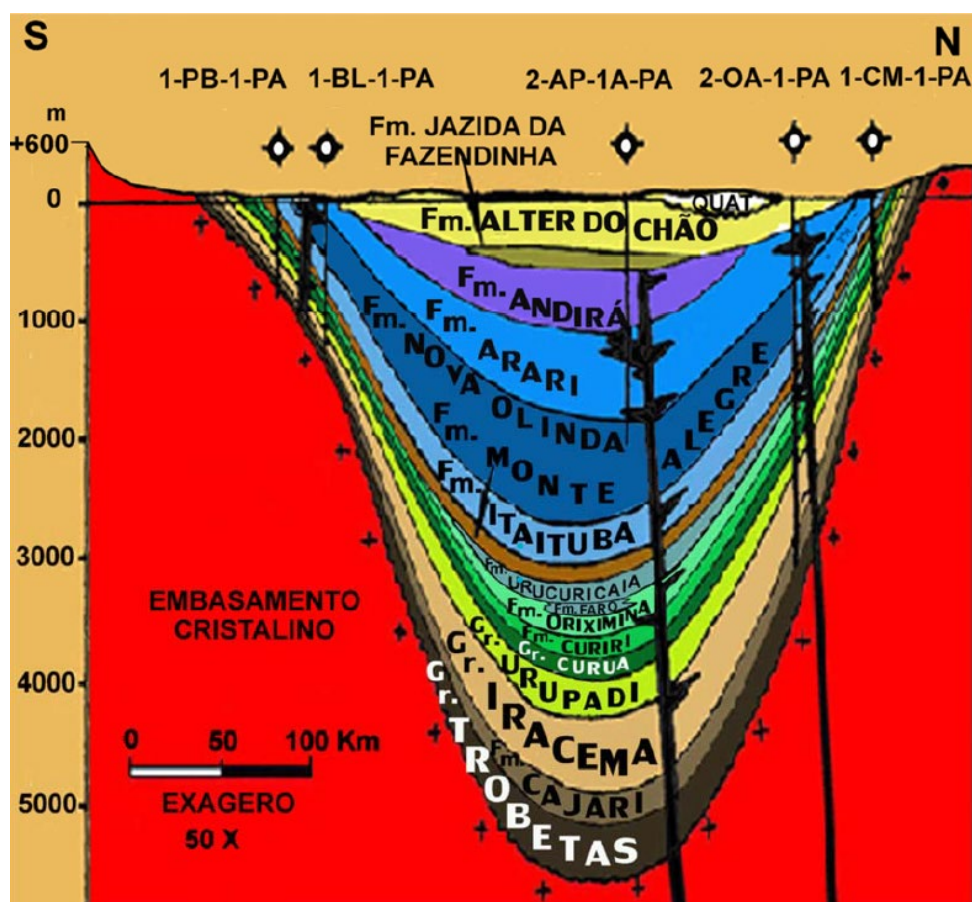


Figura 3.4 – Seção geológica transversal da Bacia do Amazonas, modificada de Caputo (1984).

Os arenitos são finos a grossos, geralmente argilosos, e apresentam coloração marrom-avermelhada. Possuem boa estruturação, por conta das estruturas sedimentares desenvolvidas. Os argilitos e siltitos, de coloração roxa a vermelha, apresentam-se maciços ou laminados (ANA, 2015).

Ao longo do cenozóico, processos de laterização atuaram nos arenitos argilosos da formação Alter do Chão, formando coberturas lateríticas maduras. Os depósitos de bauxita da região desenvolveram-se neste contexto, tendo, portanto, horizonte limitado ao intervalo paleógeno-neógeno (ANA, 2015).

Os depósitos constituem grandes corpos tabulares, ocupando a parte superior de platôs, quase sempre capeados por argila amarela a vermelha, conhecida como Argila de Belterra. Tal cobertura é comparável a latossolos ou argissolos de cor amarelada, derivados do intenso intemperismo tropical das crostas ferroaluminosas e bauxíticas in situ, sendo típico nas lateritas da Amazônia (Costa, 1991; Horbe & Costa, 1997; Horbe & Costa, 1999; Costa, 2016).

Devido ao clima equatorial, o perfil de intemperismo, em geral, é muito espesso. Hernalsteens (1982) *apud* Pinto (2019) levantou um perfil geológico esquemático da região de Porto Trombetas (Figura 3.5), mostrando sequências de sedimentos inconsolidados mais antigos que a formação Alter do Chão, constituídos de areia-argilosa, argila-arenosa e lentes de arenito, silte e areia, ocorrendo com mais de 100m de espessura. Este arenito presente nas lentes é de granulação média, cor esbranquiçada com manchas vermelhas, cimento e matriz caulínica (Hernalsteens & Lapa, 1988, *apud* Pinto, 2019).

O perfil laterítico, que contém as bauxitas existentes em Porto Trombetas, constitui a geologia natural do Platô Saracá. Possui os seguintes horizontes, da base para o topo (Figura 3.6): argila variegada; bauxita maciça, bauxita ferruginosa, laterita ferruginosa; bauxita nodular; e, por fim, cobertura argilosa (Argila de Belterra). Sobrepostos à formação Alter do Chão, podem ocorrer sedimentos aluviais e coluviais em determinadas áreas.

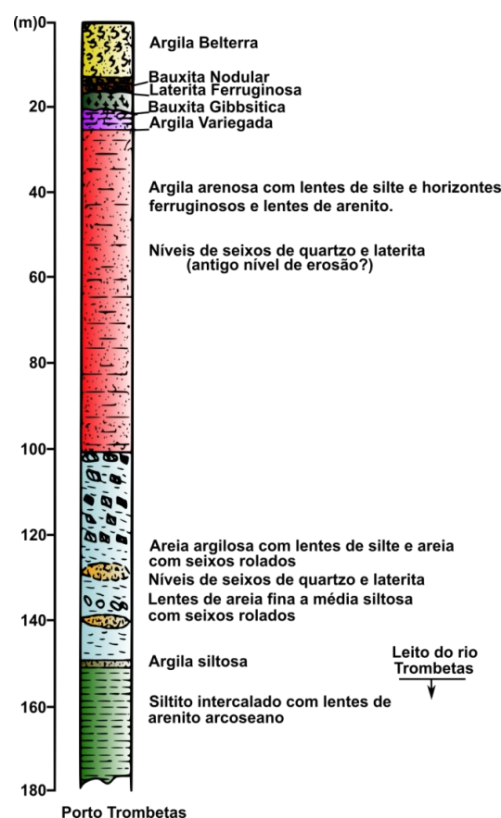


Figura 3.5 – Perfil geológico típico da região de Porto Trombetas (modificado de Hernalsteens, 1982, *apud* Pinto, 2019).

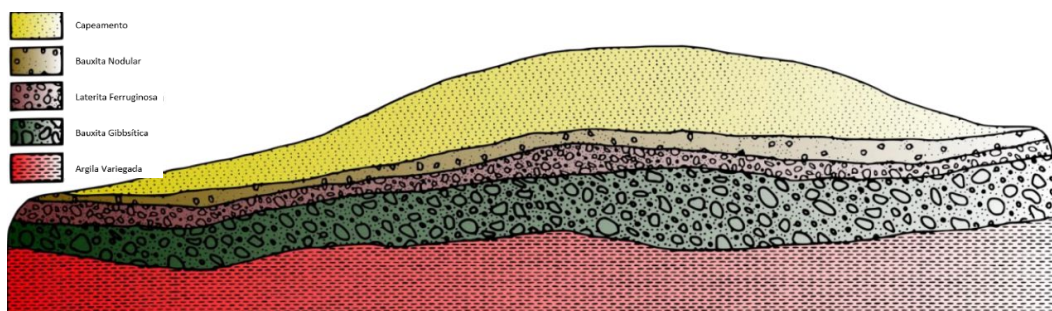


Figura 3.6 – Seção típica de um platô de bauxita (Hernalsteens & Lapa, 1988, *apud* Pinto, 2019).

A seguir, são descritas as principais características dos horizontes que ocorrem no perfil geológico da região.

- Depósitos aluviais e coluviais

Os depósitos aluviais distribuem-se, principalmente, às margens dos rios Trombetas e Amazonas e demais afluentes, ao passo que os depósitos coluviais, de composição areno-argilosa e argilo-arenosa, estão associados aos sucessivos processos denudacionais atuantes na região (Azevedo, 2019).

- Argila de Belterra

Horbe & Costa (1999) concluíram que Argila de Belterra corresponde a latossolos derivados do intemperismo tropical das crostas ferroaluminosas e bauxíticas, e que as grandes espessuras de solo podem estar associadas a movimentos de massa sucessivos nos períodos de clima mais seco.

Esta camada forma o capeamento dos perfis lateríticos, podendo alcançar até 20m de espessura. É caracterizada por material argiloso de coloração tipicamente amarela, aspecto homogêneo e textura finamente porosa, a qual confere certa permeabilidade e composição essencialmente caulínica (80%), segundo Boulangé & Carvalho (1997). Pode conter pequenos nódulos gibbsíticos e ferruginosos.

- Bauxita Nodular

A bauxita é formada por nódulos arredondados, inferiores a 5cm, de gibbsita microcristalina, englobando pseudopisólitos ferruginosos distribuídos numa matriz argilosa vermelho-amarelada, caulínica, de aparência similar à argila do

capeamento. O seu contato com a argila de Belterra é gradativo, evidenciado pela diminuição dos nódulos de bauxita à medida que se aproxima do mesmo (Boulangé & Carvalho, 1997).

Em relação ao horizonte subjacente, ou seja, no contato com a laterita ferruginosa, há um aumento da percentagem dos nódulos e uma diminuição de argila na matriz em direção à base da camada. Estes pequenos nódulos são frequentemente coalescentes, formando, ocasionalmente, verdadeiros blocos (Boulangé & Carvalho, 1997).

- Laterita/Bauxita Ferruginosa

A laterita é a zona rica em óxido e hidróxido de ferro, podendo conter, localmente, um alto teor de gibbsita, sendo designada, então, de bauxita ferruginosa. A espessura varia em torno de 1,2m, existindo variações significativas a respeito do aspecto textural. No contato com a bauxita nodular é observado um material com aspecto conglomerático, dureza elevada à medida que aumenta a profundidade. Nesta zona há presença de grandes blocos compactos, fragmentados de laterita muito ferruginosa, onde, frequentemente, evidencia-se preenchimentos de cavidades por argila amarela, algumas vezes assemelhando-se a um arenito grosseiro, com cimento muito ferruginoso e de coloração escura (Boulangé & Carvalho, 1997).

- Bauxita Maciça

Com o aumento da profundidade, há uma graduação de laterita ferruginosa para uma bauxita maciça, fato que caracteriza a substituição gradativa do ferro pela alumina. O horizonte mineralizado varia de 1 a 6m com média de 5m. A bauxita é essencialmente gibbsítica tri-hidratada. Neste horizonte podem ser definidas algumas zonas, de acordo com o seu comportamento. Assim, a parte superior é formada por uma capa dura de bauxita ferruginosa, ainda remanescente do horizonte anterior, de densidade elevada, podendo chegar a 2m de espessura (Boulangé & Carvalho, 1997).

- Argila variegada

Objeto deste estudo, o espesso perfil de argila variegada ocorre abaixo da bauxita. Segundo Boulangé & Carvalho (1997), este horizonte se trata de um saprólito majoritariamente argiloso, variegado e, por vezes, mosqueado, em que podem ocorrer também lentes mais ricas em areia.

Essa camada pode apresentar fina laminação horizontal formada provavelmente por variação do nível freático pretérito, e apresenta canalículos de diâmetros variados, em geral da ordem de milímetros, normalmente atribuídos à ação biológica, principalmente de raízes, térmitas e vermes (minhocuçu), agentes que manifestam movimentação em direção ao lençol freático, para captação de água (Brandt, 2007).

Dentre suas diversas descrições, nos boletins de sondagem existentes no local (material disponibilizado pela Mineração Rio do Norte), encontra-se argila silto-arenosa, argila-siltosa com areia, argila-arenosa e silte-argiloso com areia fina. Sua coloração é variada, com variações da cor marrom (claro, escuro, amarelado, alaranjado), cinza e roxo, confirmando o aspecto variegado do material. Os valores de N_{SPT} também possuem elevada dispersão, embora compreendidos, de uma maneira geral, entre 6 e 20 golpes.

A presença de pedregulhos e fragmentos de laterita é frequente, em geral situada exatamente no topo desta unidade, caracterizando a passagem da pilha para a argila variegada (camada denominada argila transicional/solo de transição). Por vezes, picos de N_{SPT} de até 42 são observados, justamente nesta transição. Os valores de N_{SPT} , registros fotográficos e descrições geológicas existentes nos boletins não são suficientes para confirmar a extensão das camadas de bauxita transicional que, porventura, não tenham sido exploradas. Cabe ainda destacar que em furos mais profundos (alguns casos de até 80 metros), observa-se nas camadas mais profundas um material arenoso compacto a muito compacto, com valores de N_{SPT} de até 43.

- Sedimento Basal

Segundo a ANA (2015), as camadas basais são parte da Formação Alter do Chão da Bacia do Amazonas, e são compostas por intercalações de arenitos, argilitos, siltitos e, subordinadamente, conglomerados, predominantemente

vermelhos. As camadas de granulação grosseira mostram composição ortoquartzítica, com feldspatos frequentemente alterados para caulinita. Ainda, ocorrem com frequência arenitos brancos caulínicos na região.

Segundo Boulangé & Carvalho, 1997, essa camada foi observada em uma vala aberta na borda nordeste do platô Saracá, e se apresentou como um sedimento estratificado quartzo-argiloso. O quartzo, disposto em camadas milimétricas, apresenta feições de dissolução penetradas pelo material argiloso.

3.2.3 Perfil litológico da jazida

Considerando os aspectos litológicos e morfológicos, a região da Amazônia como um todo é bastante uniforme. Segundo Melfi *et al.* (1988), os depósitos de minério bauxítico dessa região são desenvolvidos a partir de sedimentos detríticos do Grupo Barreiras, constituídos por arenitos com estratificação cruzada e argila intercalada. São sedimentos mal selecionados e normalmente apresentam uma graduação de material de grão grosso (conglomerados e areia grossa) na base para um de grão fino (areia fina e argila) no topo. Os minerais dominantes são o quartzo e a caulinita. O sub-horizonte de bauxita maciça pode atingir 6 m de profundidade e apresenta, próximo à base, bolsões de argila amarela com até 62% de caulinita (Soares *et al.*, 1984, *apud* Melfi *et al.*, 1988).

A Figura 3.7 ilustra um croqui com o perfil litológico estratigráfico agora em uma escala regional, que representa as características dos platôs Saracá de Porto Trombetas, antes da operação de lavra da bauxita.

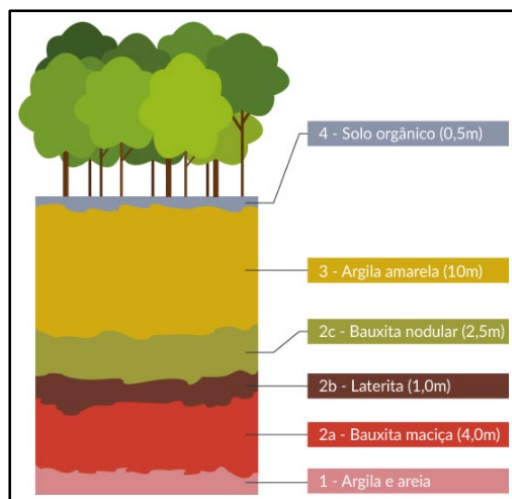


Figura 3.7 – Perfil litológico do Platô Saracá (MRN, 2023a).

A operação de lavra da bauxita consistiu em escavar o estéril (argila amarela) até o alcance do horizonte desejado (bauxita), com o auxílio de escavadeiras ou *draglines*, seguido de reaterro da cava por meio do lançamento do material removido não desejado, formando pilhas de argila amarela (a Figura 3.8 ilustra um esquema do processo de decapeamento para obtenção de bauxita em Porto Trombetas). Portanto, a argila variegada, sotoposta à bauxita, permanece em condições “sobreadensadas” e sem intervenções antrópicas.

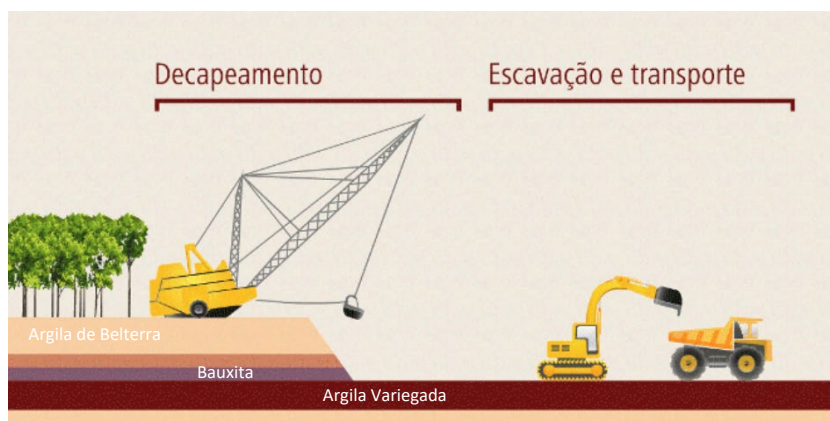


Figura 3.8 – Operações para a produção de bauxita em Porto Trombetas (adaptado de MRN, 2023b).

3.2.4 Geomorfologia

A área em estudo está inserida no domínio morfoestrutural do Planalto Dissecado Rio Trombetas-Rio Negro, o qual fora desenvolvido por processos denudacionais e tectônicos atuantes durante o cenozóico, resultando no alto grau de dissecação das rochas sedimentares da formação Alter do Chão. Este domínio apresenta duas formas de relevo, essencialmente interflúvios tabulares dissecados (platôs) e planícies fluviais inundáveis, com densidade de drenagem média a alta (Nascimento *et al.*, 1976, *apud* Sarges, 2007).

Os platôs compreendem grandes superfícies tabulares erosivas, de topo aplainado, limitados por escarpas acentuadas. As altitudes podem variar de 200 a 350m nas porções ao norte e de 200 a 50m nas porções mais próximas ao Rio Amazonas, indicando maior grau de dissecação para sul (Sarges, 2007). Nos platôs mineralizados com bauxita, é característica uma escarpa mais abrupta, com formas convexas, sendo uma feição de importante representatividade nas fotointerpretações de imagens aéreas de prospecção mineral do Projeto Trombetas.

As planícies fluviais constituem superfícies sub-horizontais compostas por depósitos arenosos ou areno-argilosos situados nos fundos de vales, sendo, periodicamente, inundáveis. Logo, é comum observar linhas de seixos (stone line) evidenciando as oscilações paleoclimáticas. A transição para os platôs pode ocorrer de forma suave, formando lagoas ou, de forma abrupta, falésias.

O controle morfodinâmico é dado pelos processos denudacionais e tectônicos relacionados às oscilações climáticas ocorridas durante o neógeno tardio induzindo, tanto a laterização, quanto a dissecação do relevo. Os processos intempéricos químicos, que levam à alteração das rochas, são extremamente vigorosos em regiões tropicais úmidas. Como resultado, formam-se os perfis lateríticos, os quais acabam sustentando o relevo composto pelos interflúvios tabulares da região, configurando os platôs (Horbe *et al.* 2001, *apud* Sarges, 2007).

A evolução dessas formas está associada à atuação de sucessivas fases de remoção e acumulação de parte destes perfis lateríticos desde o neógeno (Figura 3.9).

Os perfis lateríticos maduros, formados no intervalo Neógeno a Plio-Pleistoceno, caracterizam os regolitos nos ambientes de platôs, formados por intensos processos de intemperismo químico e lateritização, com lixiviação de sílica, induzidas por condições extremas de acidez, resultando na formação de caulinita, na segregação de quartzo e na iluviação e precipitação de óxidos e óxi-hidróxidos de Ferro e de Alumínio (Boulangé et. al., 1990; Costa, 1991).

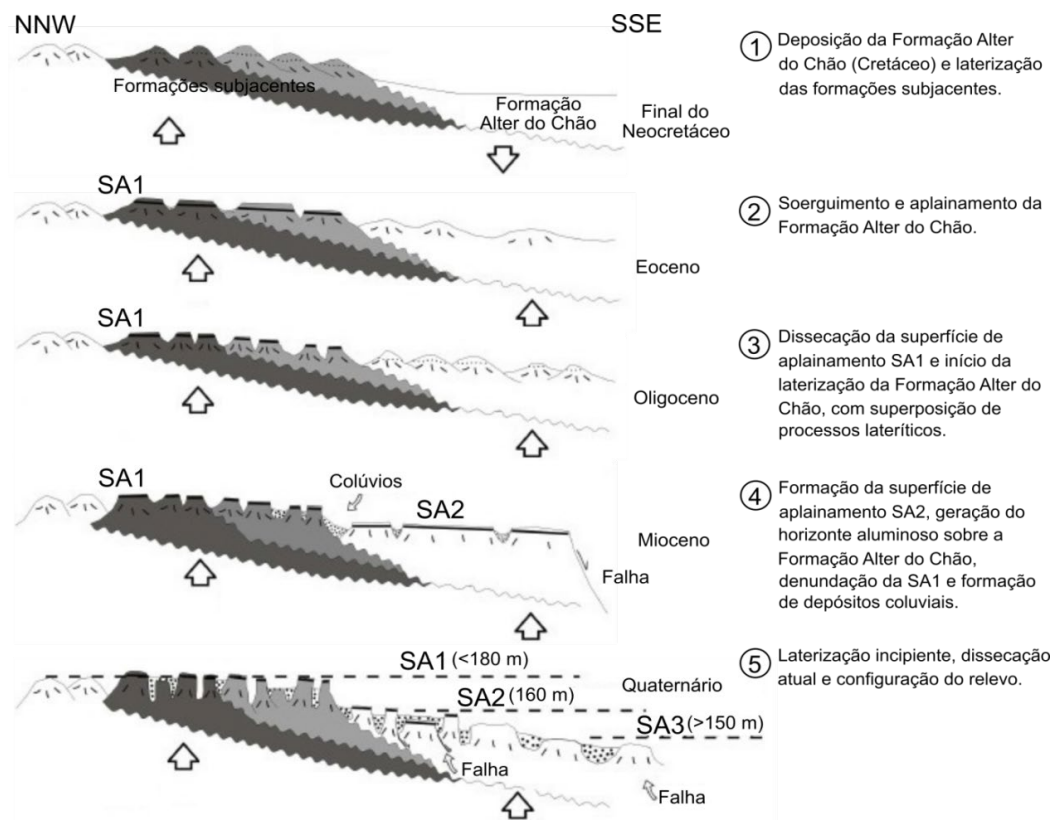


Figura 3.9 – Esboço da evolução morfológica na região norte (modificado e adaptado de Horbe *et al.*, 2001 *apud* Sarges, 2007)

3.2.5 Hidrogeologia

Em razão da configuração geológica, os aquíferos desenvolvidos na região têm a ocorrência de água subterrânea relacionada a dois diferentes tipos de domínio hidrogeológico, a saber, as formações cenozóicas e as bacias sedimentares, como evidenciado no mapa hidrogeológico da Figura 3.10 (CPRM, 2007). a Formação Alter do Chão abriga o mais importante sistema aquífero da Província Hidrogeológica Amazonas, e se caracteriza por ser aquífero complexo com distintos

comportamentos hidrodinâmicos e com variação lateral de parâmetros dimensionais (ANA, 2015; Azevedo, 2019).

As formações cenozóicas incluem depósitos de areia, silte, argila, cascalho, sedimentos colúvio-aluvionares e lateritas ferruginosas. Em geral, são depósitos com pequena espessura e continuidade, podendo alcançar elevada permeabilidade em terrenos arenosos. As vazões de exploração dependem da espessura e razão areia por argila dessas unidades, as quais atuam mais frequentemente como área de recarga ou estoque temporário dos aquíferos subjacentes.

As bacias sedimentares definem um domínio favorável para o armazenamento de água subterrânea em função da significativa espessura de sedimentos e da alta porosidade/permeabilidade dos litotipos envolvidos, constituindo os mais importantes reservatórios. Neste caso, a formação Alter do Chão, de extensão regional, compreende uma das principais unidades aquíferas da Bacia do Amazonas, permitindo a exploração de vazões significativas (Azevedo *et al.*, 2020).

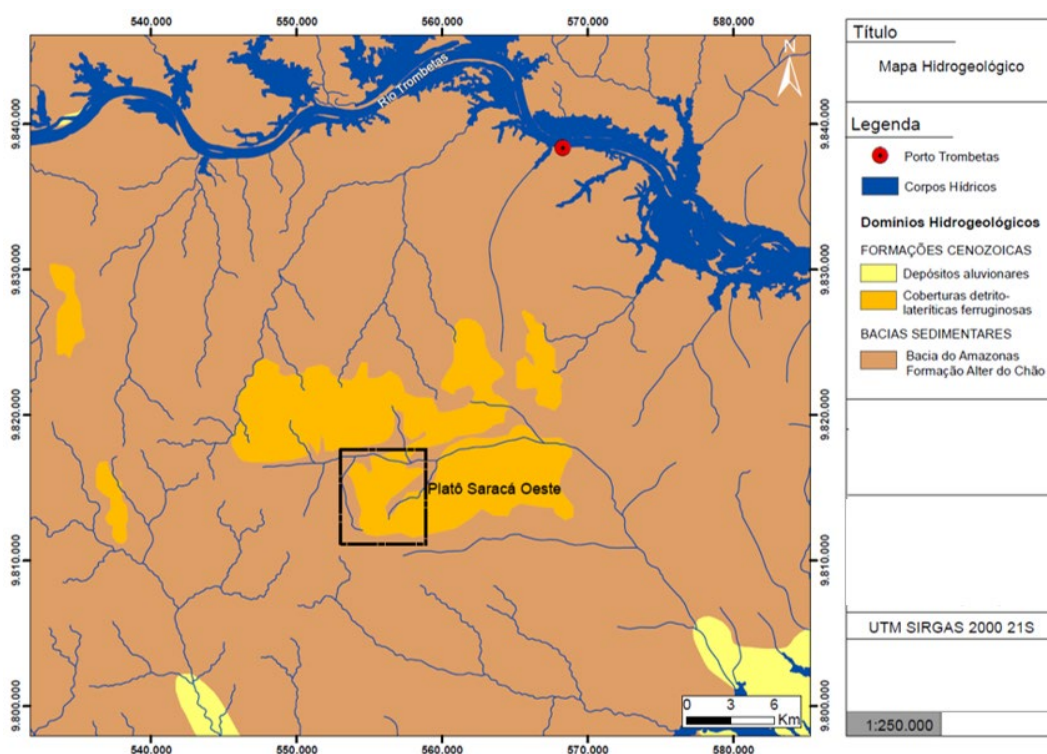


Figura 3.10 – Mapa hidrogeológico regional (adaptado de CPRM, 2007).

Estudos recentes desenvolvidos na região de Porto Trombetas registram a atuação de estruturas neotectônicas nos platôs lateríticos, evidenciadas pela

dinâmica geomorfológica e pedológica. Tais estruturas surgem como reativação de anisotropias existentes no embasamento, as quais são propagadas pelos sedimentos da Bacia do Amazonas até a superfície.

De acordo Azevedo *et al.* (2020), a atividade neotectônica (embora com eventos regionais menores que 4,0 na escala Richter) tem efeitos importantes na hidrogeologia local, uma vez que as rupturas provocadas nas crostas bauxíticas acabam resultando na maior conexão hidráulica entre a camada confinante e o aquífero sotoposto. Segundo o autor, essa atividade resulta na criação de planos preferenciais de fluxo que ampliam a drenança da água do aquítarde para o aquífero confinado, ainda favorecida pela bioturbação das raízes que podem ocorrer a profundidades maiores que 15 metros.

A Figura 3.11 exibe um modelo hidrogeológico esquemático que representa a interação das juntas e falhas no perfil laterítico e o aumento da condutividade hidráulica média e da capacidade de drenagem entre o aquífero superficial (solo, crosta ferruginosa e bauxita), o aquítarde (argila variegada) e o aquífero regional (arenitos da formação Alter do Chão).

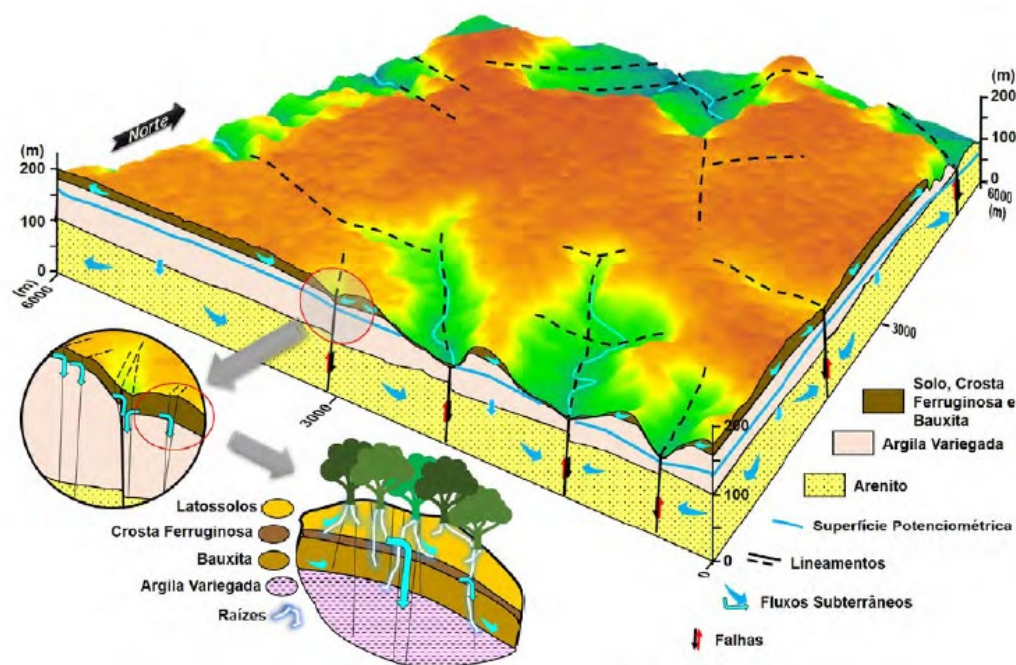


Figura 3.11 – Bloco diagrama esquemático mostrando os diferentes padrões de fluxo e conexão hidráulica entre os sistemas aquíferos da região de Porto Trombetas (Azevedo *et al.*, 2020).

O aquitarde, discriminado como o perfil de argila variegada, é constituído por camada silto-argilosa, com predomínio de caulinita, e argilito em menor quantidade (Costa, 1991; MRN & FRASA, 2012, *apud* Azevedo, 2019). Em razão deste perfil, a condição hidrogeológica nos platôs se distingue daquelas que predominam em locais onde esse sistema aquífero ocorre em perfil estratigráfico mais homogêneo. Segundo Azevedo (2019), admite-se, nessas áreas de estudo, que a condição semicondutora do aquitarde implica em ambientes de semiconfinamento do aquífero regional.

Nas camadas superiores dos platôs ocorre a zona não saturada, escoando para a parte inferior das encostas e conectando-se às bacias hidrográficas através do fluxo de base. Os topos dos platôs desempenham um papel fundamental como área de recarga regional, a partir da qual se originam fluxos radiais, movendo-se do interior para as bordas, impulsionados pelas diferenças de permeabilidade entre as várias camadas do perfil (Brandt, 2007). No aquífero não-saturado, a água existe numa condição de percolação eminentemente vertical.

A Figura 3.12 ilustra um esquema simplificado dos sistemas de fluxo subterrâneo dos platôs bauxíticos da região, a partir da seguinte configuração (de cima para baixo): aquíferos superficiais isolados, aquíferos suspensos locais, aquitarde na camada de silte e argila variegada; e aquífero regional.

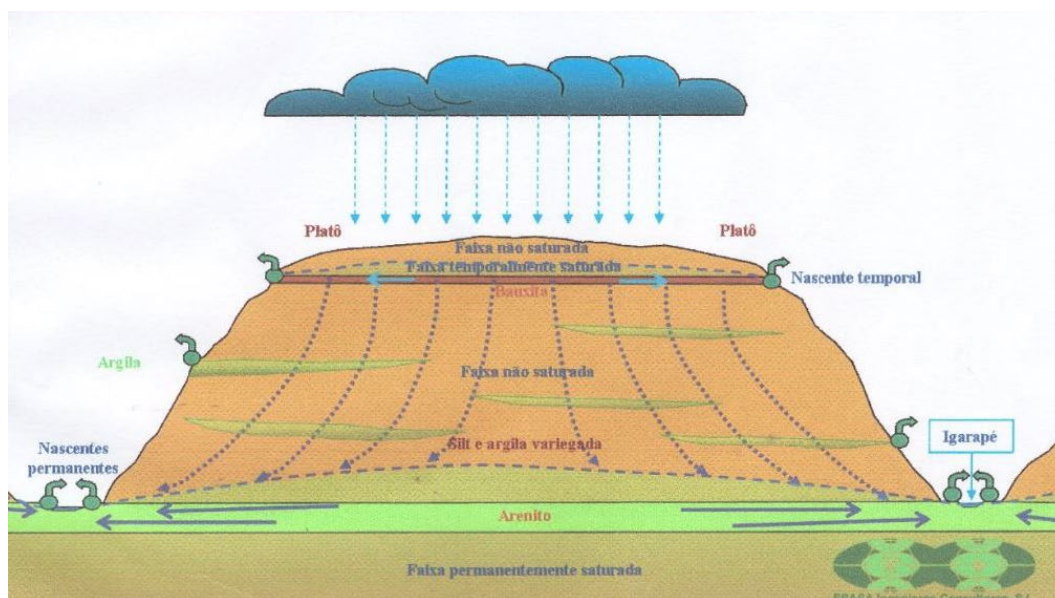


Figura 3.12 – Esquema simplificado dos sistemas de fluxo subterrâneo dos platôs bauxíticos (MRN & FRASA, 2012, *apud* Azevedo, 2019).

3.3 Caracterização Geotécnica de Campo

Para a interpretação dos dados obtidos e estimativa de parâmetros geotécnicos relacionados a cada tipo de material, foi utilizado o software CPeT-IT Basic versão 3.6.4.3 que faz uso das correlações propostas por Robertson (2015).

Por sua vez, a Figura 3.13 apresenta os resultados dos ensaios CPTu nas camadas de argila variegada no *Soil Behaviour Type Classification Chart*, proposto por Robertson (1990) e atualizado por Robertson (2009), com os parâmetros normalizados. Observa-se que o material se concentra, majoritariamente, nas zonas 3 e 4, classificando como material argiloso a mistura siltosa.

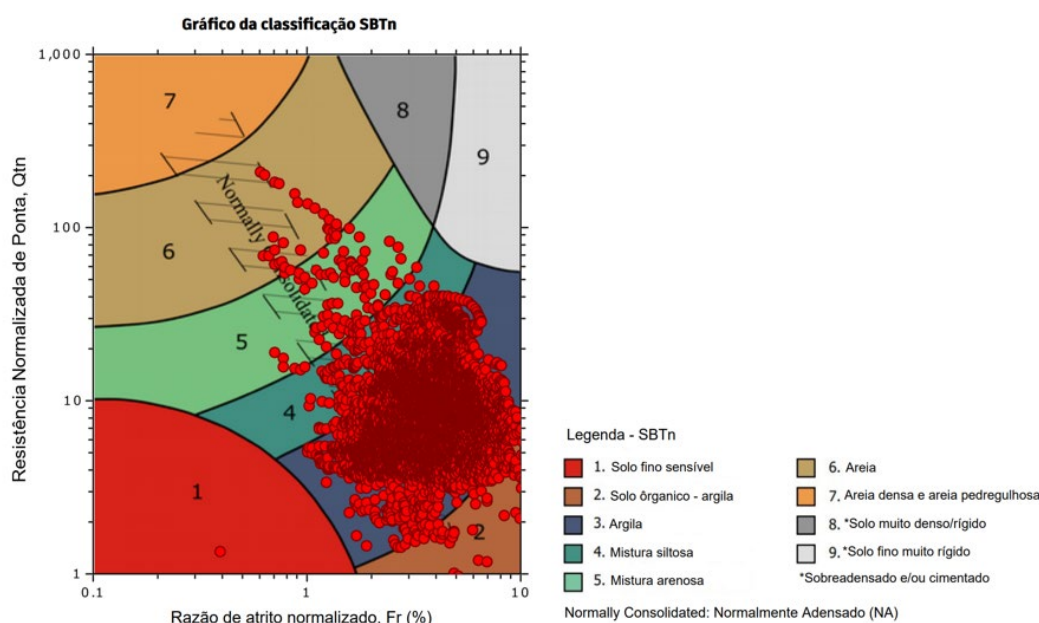


Figura 3.13 – Resultados estimados para a camada de Argila Variegada pelo SBTn plot (*Soil Behaviour Type Classification Chart* proposto por Robertson, 1990, e atualizado por Robertson, 2009)

A Figura 3.14 mostra os perfis obtidos plotados de forma superposta para avaliação das tendências de resistência de ponta corrigida (*Tip resistance* - q_t), razão de atrito (R_f), poropressão medida na base do cone durante a cravação (u_2) e Índice SBT (I_c) em função da profundidade, para ensaios realizados em áreas adjacentes ao ponto de retirada de amostra. Ressalta-se aqui que os perfis estão plotados em relação a sua cota para uma melhor análise, e que está sinalizado o trecho da argila variegada que está sendo estudada.

De acordo com o ábaco de classificação do solo SBT (*Soil Behavior Type*) atualizado de Robertson (2016), e do índice I_c , relacionado ao tipo de comportamento do solo, os perfis mostram que desde o início da sondagem os materiais apresentam comportamento relacionado aos solos finos, característicos de materiais silto-argilosos ou silto-arenosos a argilas. A escala de cor de “ I_c ” apresentada na Figura 3.14 pode ser observada na Tabela 3.1, com as informações do tipo de solo e das classes SBT. Vale ressaltar que, segundo Robertson (2016), o limite $I_c=2,6$ nem sempre é efetivo em solos com significativa influência da sua microestrutura.

De acordo com o ábaco, e com base nos perfis de CPTu gerados e nas correlações utilizando o software supracitado, observou-se que, de um modo geral, o material apresentou comportamento argiloso, onde a resistência não drenada aumenta com a profundidade, ao mesmo tempo em que há um aumento da permeabilidade com a profundidade. Em relação aos valores de N_{60} (14 golpes), pode-se observar que, em média, as tendências relatadas nos boletins de sondagem validam as estimativas feitas pelos ensaios CPTu.

Vale ressaltar a grande dispersão dos dados encontrados, sugerindo diferente composição e grau de intemperismo dos geomateriais no perfil e indicando certa heterogeneidade horizontal das camadas de argila variegada. Os resultados mostram uma resistência de ponta variando de 1 a 5 MPa (média de 2,67 MPa) com picos chegando próximo de 40 MPa (provavelmente oriundos de porções mais laterizadas), e tendência de aumento a partir de 30 m de profundidade. A razão de atrito indica uma maior densidade de valores variando de 2 a 6%, enquanto a poropressão indica um aumento de valores iniciando a 13 m de profundidade, coincidente com o topo da cama de argila variegada. Em média, foi obtido um valor de 37 para razão G_0/q_t (sendo G_0 o módulo de cisalhamento).

A título de comparação, De Mío *et al.* (2010) encontrou valores de 4 a 5 MPa para a resistência de ponta, de 2 a 6% para razão de atrito e de 22 a 55 para a razão G_0/q_t (sendo G_0 o módulo de cisalhamento) de um solo residual saprolítico de granito do Porto, Portugal; valores de 2 a 4 MPa (q_t), de cerca de 7% para razão de atrito e a razão G_0/q_t variando de 50 a 60 para o horizonte silte-argiloso de um saprólito imaturo de diabásio de Campinas, Brasil; e valores de 2 MPa (q_t) e cerca

de 2% (R_f) para a porção de argila siltosa de um solo sedimentar de transporte marinho e idade quaternária de Caravelas, Brasil.

Tabela 3.1 - Relação entre a classificação SBT e o índice IC com as cores utilizadas para descrição do tipo de solo.

Classe SBT	SBT	SBTn Ic	Cor
1	Solo fino sensível	NA	-
2	Solo orgânico - argila	$I_c > 3,6$	
3	Argila	$2,95 < I_c < 3,6$	
4	Mistura siltosa	$2,6 < I_c < 2,95$	
5	Mistura arenosa	$2,05 < I_c < 2,6$	
6	Areia	$1,31 < I_c < 2,05$	
7	Areia densa a areia pedregulhosa	$I_c < 1,31$	
8	* Solo muito denso/rígido	NA	-
9	* Solo fino muito rígido	NA	-

* sobreadensado e/ou cimentado

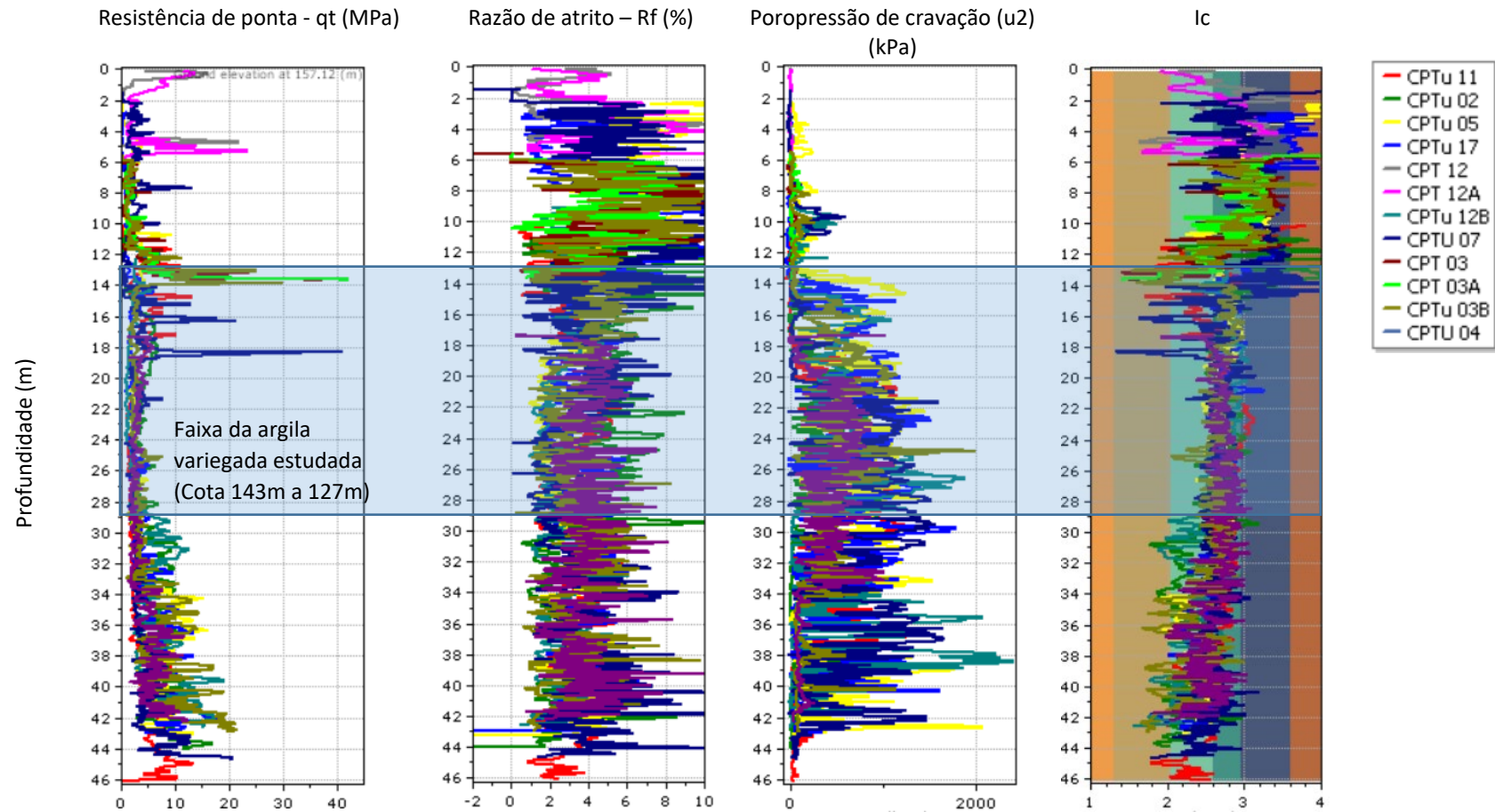


Figura 3.14 – Compilação de dados obtidos nos ensaios CPTu.

4 Programa Experimental

O presente capítulo apresenta as metodologias de amostragem e dos ensaios físicos, químicos e mineralógicos empregadas para cada um dos solos amostrados, bem como do ensaio para determinar a curva de retenção de umidade dos materiais.

4.1 Retirada das amostras

Este item apresenta a campanha de amostragem de campo do material analisado, evidenciando, também, o transporte até o Laboratório de Geotecnia e Meio Ambiente (LGMA) da PUC-Rio, onde se realizou a preparação de todas as amostras que foram ensaiadas e se executou alguns dos ensaios programados.

A Figura 4.1 exibe uma ortofoto do Platô Saracá Oeste tirada com a ferramenta do Google Earth, onde se localizam os três pontos de amostragem do estudo, detalhados na Tabela 4.1. A Figura 4.2 e a Figura 4.3 exibem imagens mais aproximadas do local de extração (sistema de coordenadas geográficas Datum Sirgas 2000 e referência vertical do Merégrafo de Imbituba-SC – altitude ortométrica).

Dentro da característica variegada de cor do material, procurou-se pontos com traços de cores distintas, de forma a entender se há alguma diferença mineralógica/química/estrutural que possa justificar alguma diferença do ponto de vista de engenharia entre os materiais.

A amostragem para execução dos ensaios de laboratório foi realizada em fevereiro de 2022 por empresa contratada da mineração à época, tomando adequado cuidado com todas as questões de segurança. Destaca-se que, para cada um dos três pontos de estudo (que variam, basicamente, na sua colocação predominante), doravante denominados pontos 01, 02 e 03, foram retirados dois blocos de amostra indeformada (A e B) com 15cm de lado, para redundância de alguns dos resultados, e 2kg de material amolgado de cada ponto.

A campanha de amostragem se concentrou no talude esquerdo aparente da borda do platô, próximo à estrada vicinal de acesso à mina, em que se caracterizou, visualmente, pertencer ao horizonte da argila variegada.

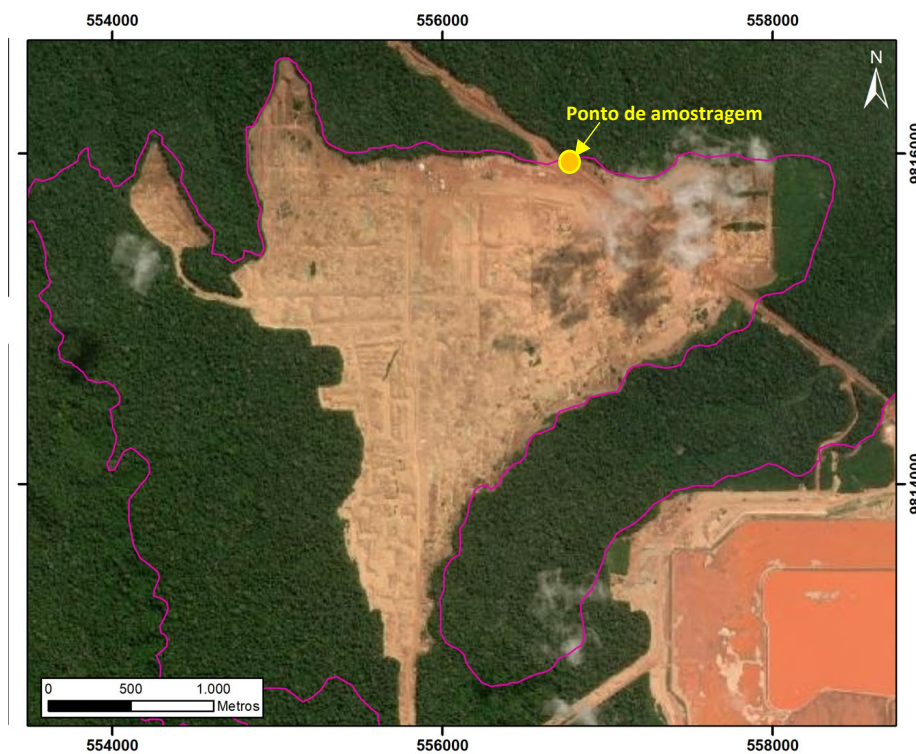


Figura 4.1 - Localização dos pontos de retirada de amostras (Fonte: Google Earth).



Figura 4.2 – Extração dos blocos indeformados.

Tabela 4.1 -. Tabela resumo das amostras indeformadas de argila variegada.

Amostra	Cor	Tamanho	Coordenada Norte	Coordenada Este	Cota (topo do bloco)
01A e 01B	Roxo	15x15x15 cm	9.815.943,328	556.640,051	131,95 m
02A e 02B	Roxo/ Vermelho	15x15x15 cm	9.815.946,657	556.631,283	131,77 m
03A e 03B	Branco/ Amarelo	15x15x15 cm	9.815.951,985	556.617,272	131,84 m

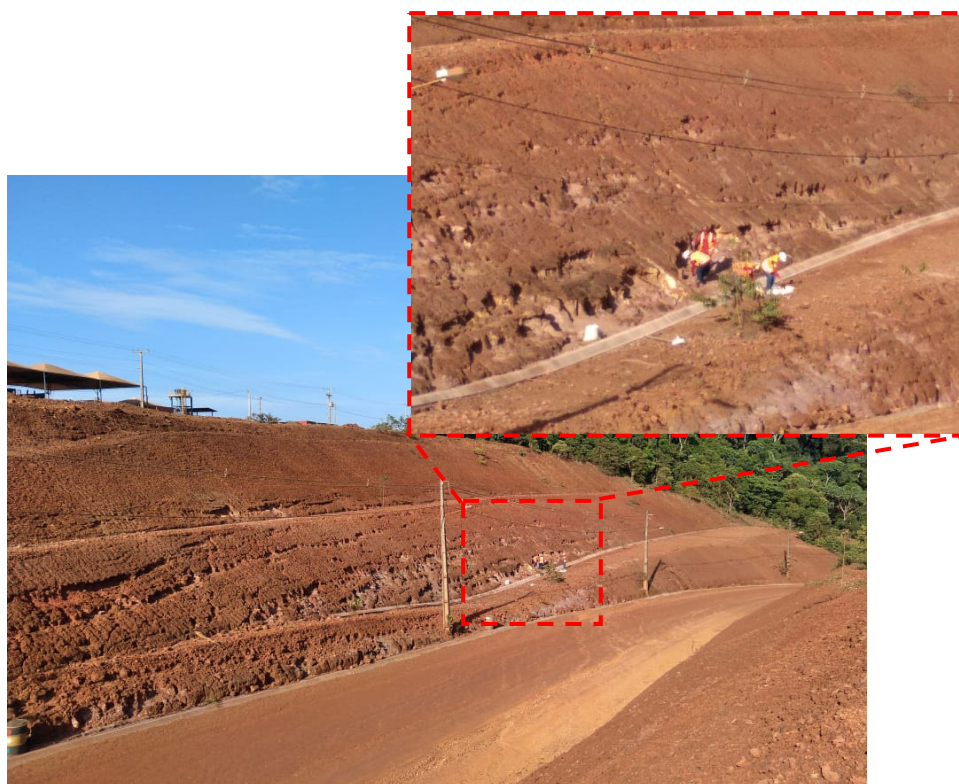


Figura 4.3 - Ponto de retirada das amostras *in situ*.

Após a extração, as faces expostas dos blocos envolvidas com faixas de talagarça (tecido) e em seguida receberam uma camada de parafina líquida aplicada com pincel, de forma a resguardar sua estrutura e umidade durante o transporte, e foram sinalizados na sua face superior. Os blocos foram, então, posicionados em caixas de madeira, que por sua vez foram preenchidas com serragem úmida de forma que o bloco ficasse bem protegido de vibrações oriundas do transporte.

Por fim, essas amostras foram transportadas na caçamba de uma caminhonete do campo até o aeroporto, onde foram destinadas de Porto Trombetas para o Rio de Janeiro por modal aéreo. Desembarcando no Rio, foram enviadas para o laboratório de geotecnia da PUC-Rio por modal rodoviário, que trafegou lentamente para evitar trepidações.

A Figura 4.4 mostra as caixas de madeira em que foram transportadas as amostras, enquanto a Figura 4.5 exhibe os blocos de amostras indeformadas já no LGMA, ainda com a camada de parafina.



Figura 4.4 – Caixas de madeira para transporte das três amostras (modal aéreo e rodoviário).

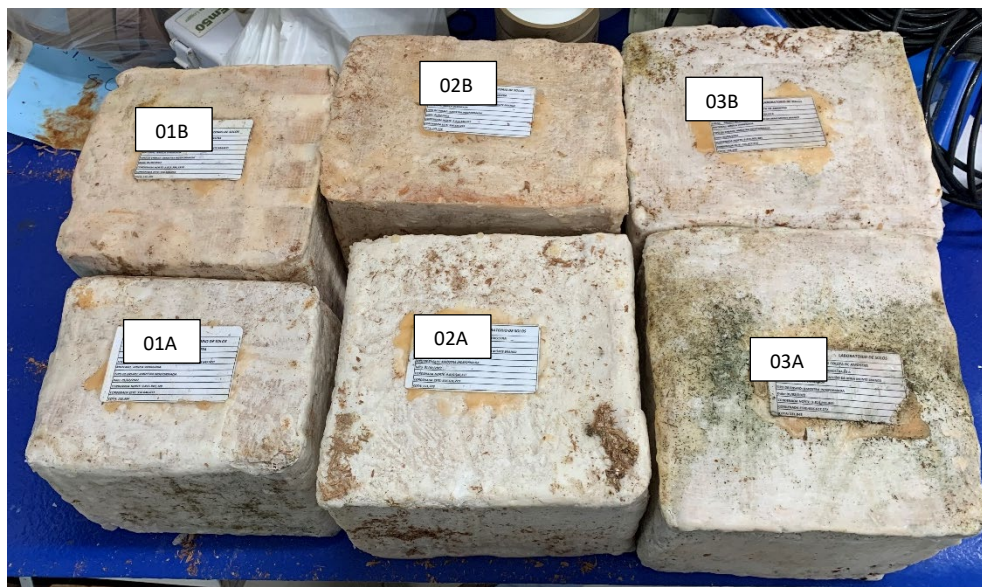


Figura 4.5 – Blocos de amostras indeformadas recobertos com parafina (no LGMA).

4.1.1 Descrição tátil-visual

O horizonte de argila variegada é composto por uma camada natural de solo, que ficava subjacente à formação da bauxita. Esse horizonte, cuja espessura é da ordem de 100m, se estende horizontalmente para a borda dos platôs, de onde foram retiradas as amostras.

No local, é possível observar algumas feições erosivas nos taludes de corte (inclinação 1H:1V), provocadas pela ação da chuva (cuja influência é muito intensa em regiões tropicais), o que pode atribuir ao material certa susceptibilidade a estes processos.

No manuseio, as amostras, não saturadas, são facilmente moldadas em blocos (Figura 4.6), e apresentam resistência a serem fragmentadas, possivelmente

por conta da influência da sucção no material. Ademais, se apresentam com presença predominante de materiais finos. Não se identificou presença de material orgânico.

A cor variegada é marcante por todo o talude exposto, e o solo, ao menos na superfície visível, não aparenta resguardar as estruturas reliquias da rocha, consequência da forte ação de processos intempéricos em climas tropicais. Ademais, a cor mais esbranquiçada, ao toque, passa um aspecto de ser um material liso e macio, sendo possível associá-lo ao que popularmente é conhecido por caulim.

Essas impressões, somado ao contexto geológico em que o material está inserido, levam ao entendimento de se tratar de um solo residual de rocha sedimentar (da formação Alter do Chão).

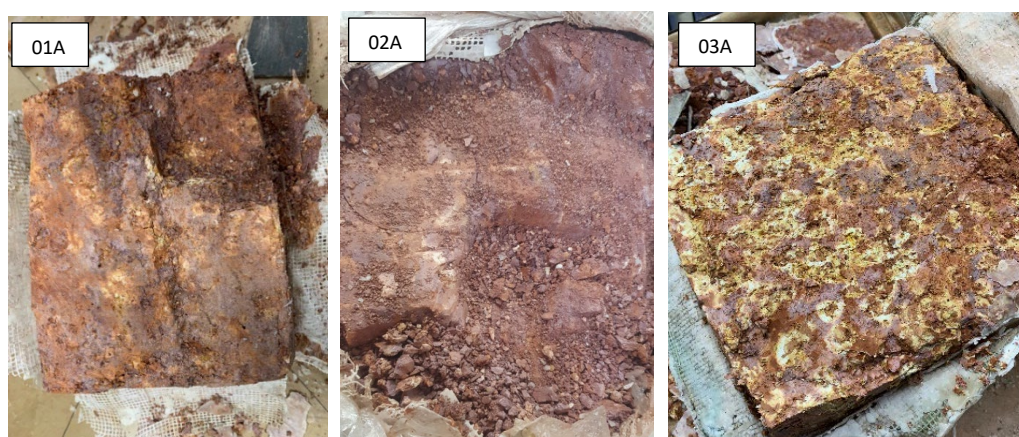


Figura 4.6 – Face superior dos blocos indeformados.

Segundo Brandt (2007), os afloramentos da camada estratigráfica do Alter do Chão ocorrem nas áreas mais baixas dos terrenos, em barrancos verticais dos rios ou em taludes provenientes de cortes de estradas ou de abertura de cavas. Nesse sentido, encontrou-se alguns afloramentos em locais próximos ao platô Saracá, evidenciados na Figura 4.7, e que mostram a variedade geológica existente, que dificulta uma correlação precisa do solo residual com a rocha mãe. Nessas imagens, porém, é possível ver o acamamento sedimentar das rochas.

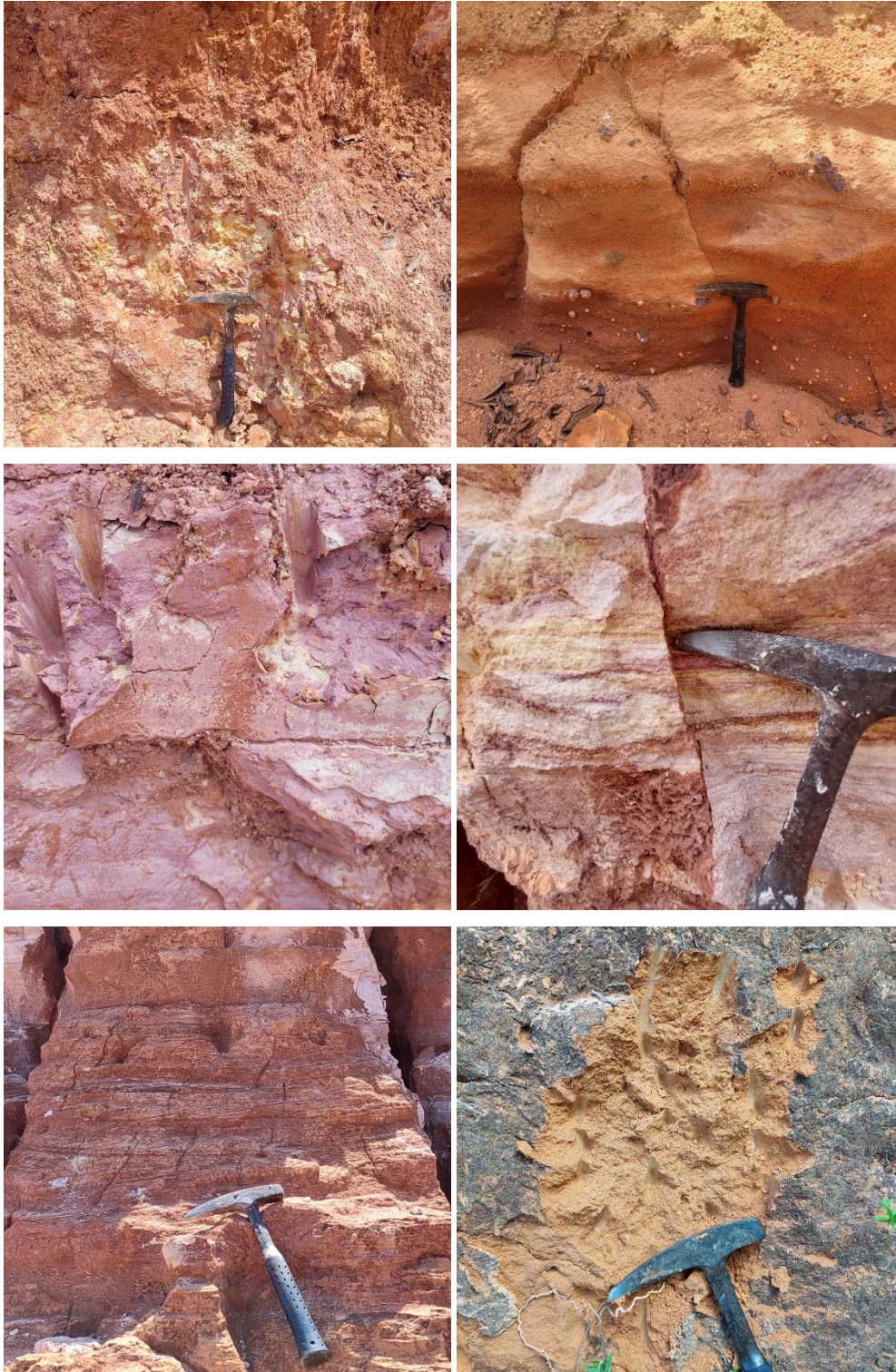


Figura 4.7 – Afloramentos identificados no local.

4.2

Caracterização Física

A caracterização física consiste na determinação das propriedades-índices do solo por meio de ensaios padronizados na geotecnia, são elas: densidade relativa dos grãos (G_s), umidade natural (w_{nat}), massa específica natural (ρ_{nat}), granulometria (percentual das frações de argila, silte, areias e pedregulhos) e limites de Atterberg (Limite de Liquidez – LL – e Limite de Plasticidade – LP).

Derivados destas propriedades já citadas são obtidos alguns índices físicos de importância evidente para as análises geotécnicas, como o índice de plasticidade (IP%), o índice liquidez (IL) e o índice de atividade coloidal de Skempton (IA), e é possível classificar o solo mediante a Carta de Plasticidade de Casagrande, de acordo com o Sistema Unificado de Classificação de Solos (SUCS).

Todos esses ensaios foram realizados no LGMA (Laboratório de Geotecnia e Meio Ambiente) da PUC-Rio, com as amostras deformadas, e baseados nos procedimentos descritos nas normas da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT) descritos a seguir: ABNT (2016a) NBR 6457 – Preparação de ensaios, ABNT (2018) NBR 7181 – Análise granulométrica, ABNT (2017a) NBR 6508 – Massa específica dos grãos, ABNT (2017b) NBR 6459 – Limite de Liquidez, ABNT (2016b) NBR 7180 – Limite de Plasticidade, ABNT (1996) NBR 13600 – Determinação de matéria orgânica – e ABNT (2022) NBR-6502 – Terminologia de Solos e rochas.

4.2.1

Massa Específica dos Grãos

Para determinar a massa específica dos grãos das amostras, utilizou-se de 25,00g de solo passante na peneira #40 (abertura de 0,425mm) e seco em estufa a 110° para ser misturado com água destilada em picnômetros de 250 ml. Posteriormente, aplicou-se vácuo até que não fosse mais detectada a presença de bolhas, de forma a extrair todo o ar. O método de ensaio utilizado se baseou na ABNT (2017a).

4.2.2 Análise Granulométrica

Para a análise de granulometria realizada nas três amostras, seguiu-se as recomendações da ABNT (2018), exceto pelos ensaios de sedimentação que foram executados com material passante na peneira #40 (abertura de 0,425mm) ao invés de serem executados com material passante na peneira #10 (abertura de 2mm).

Para esses ensaios de sedimentação, utilizou-se de 50g de material seco ao ar e destorroado, misturado com 125 mL de hexametáfosfato (H). Após um dia de repouso, fez-se a dispersão mecânica em copo dispersor, completando-se com água destilada a solução de solo e defloculante até atingir volume de 500mL, e colocou-se a mistura em uma proveta de 1000 mL, completando com água destilada e agitando a mistura. As leituras dos densímetros foram feitas em 0,5, 1, 2, 4, 8, 15, 30, 60, 120, 240, 480, e 1440 minutos, controlando a temperatura.

Ao final do ensaio, o material foi lavado na peneira #200 (abertura de 0,075 mm), seco em estufa e submetido ao processo de peneiramento fino. Vale observar que o material retido na peneira #40 após lavagem foi submetido ao peneiramento grosso.

4.2.3 Limites de Consistência

Os Limites de consistência, também conhecidos como Limites de Atterberg, são parâmetros comumente especificados na engenharia geotécnica para aplicações de caracterização de um solo argiloso. Dentre eles, estão o Limite de Liquidez (LL), teor de umidade acima do qual um solo argiloso se comporta como um líquido quando submetido a uma força de cisalhamento (medido pelo teor de umidade em que o solo fecha um sulco no aparelho de Casagrande - normalizado em 25 golpes), e o Limite de Plasticidade (LP), teor de umidade em que o solo começa a apresentar características plásticas quando submetido a tensões (medido pelo teor de umidade em que o solo apresenta trincas ao se moldar um cilindro de 3mm de diâmetro por 10 cm de comprimento), sendo estes os índices mais utilizados.

Os métodos de ensaios seguiram as normas ABNT (2017b) e ABNT (2016b), respectivamente. A determinação desses parâmetros foi realizada a partir das amostras deformadas 01, 02 e 03. Elas foram destorroadas, secas ao ar peneiradas na peneira #40, conforme preconizado em norma, antes da execução dos ensaios.

Para determinar a amplitude da plasticidade do solo, que está relacionada com a sua compressibilidade, calculou-se o Índice de Plasticidade, dado pela diferença entre o Limite de Liquidez e o Limite de Plasticidade (Equação 2).

$$IP = LP - LL \quad \text{Equação 2}$$

Onde (segundo IAEG, 1979):

$IP < 1\%$, para solos não plásticos;

$1\% < IP < 7\%$, para solos levemente plásticos;

$7\% < IP < 17\%$, para solos moderadamente plásticos;

$17\% < IP < 35\%$, para solos altamente plásticos;

$IP > 35\%$, para solos extremamente plásticos;

Ademais, determinou-se o índice de Atividade das argilas (I_a) como forma de avaliar a influência da fração argilosa no solo, a partir da Equação 3. Este parâmetro é útil como indicador do potencial de variação de volume de um material argiloso, fornecendo, também, uma indicação da influência das propriedades mineralógicas e químico-coloidais da fração argilosa nas propriedades geotécnicas dos solos (Vargas, 1987).

$$I_a = \frac{IP}{\% < 2\mu m} \quad \text{Equação 3}$$

Onde (segundo Skempton, 1953):

$I_a < 0,75$ para argila inativa;

$1,25 > I_a > 0,75$ para argila com atividade normal;

$I_a > 1,25$ para argila ativa.

4.3

Caracterização Química

A análise química consiste, basicamente, em determinar a composição da matéria-prima do material, fornecendo o teor dos elementos constituintes e os principais tipos de óxidos presentes (possibilitando interpretar, também, sobre a presença de hidróxidos). Através dessas análises, pode-se tecer um melhor parecer acerca do grau de intemperismo do solo e se obter uma forte indicação sobre os argilominerais presentes.

Essa caracterização foi feita através de ensaios de análise química parcial, pelo método de Ataque Sulfúrico (ensaio físico-químico), executado na EMBRAPA Solos (Empresa Brasileira de Pesquisas Agrárias) – Unidade Jardim Botânico, no Rio de Janeiro, de acordo com o Manual de Métodos de Análises de Solos (Embrapa, 2011), e por meio de ensaios de análise química total, pelo método de Fluorescência de Raios-X (FRX), executado no Departamento de Química da Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro (PUC-Rio), com uso do espectrômetro de fluorescência de raio-x por energia dispersiva modelo EDX-7000.

Também foi medido o teor de matéria orgânica no solo, pelo Método de Perda por Aquecimento, e o pH do solo, através de um pHmetro marca OMEGA, ambos executados no LGMA da PUC-Rio.

4.3.1

Análise Química Parcial

O ensaio de ataque sulfúrico consiste na solubilização de amostras de solo com ácido sulfúrico H_2SO_4 na razão 1:1. A metodologia está descrita conforme Manual de Métodos e Análises do Solo (Embrapa, 2011), e tem como principal objetivo atacar os minerais secundários e identificar as concentrações dos principais óxidos que formam os argilominerais, como sílica (SiO_2), alumina (Al_2O_3), óxido de ferro (Fe_2O_3), óxido de titânio (TiO_2) e óxido de fósforo (P_2O_5). Esses minerais representam a fração fina do solo e são os principais responsáveis por sua atividade.

Para essas análises se utilizou, de cada amostra, cerca de 1,0g de solo passante na peneira #40 (abertura de 0,425 mm), destorroado e seco em estufa a

60 °C. Estas análises foram realizadas na EMBRAPA Solos – Unidade Jardim Botânico, no Rio de Janeiro, RJ.

É possível, através dessas análises, estimar o grau de intemperização do solo por meio de dois índices de intemperismo utilizados em ciência do solo (Embrapa, 2011): i) K_i , relação molecular entre a sílica e a alumina, e ii) K_r , relação molecular entre sílica e óxidos de alumínio e ferro. A Equação 4 e a Equação 5 exibem o cálculo dessas relações moleculares.

$$K_i = \frac{\%SiO_2/P.M SiO_2}{\%Al_2O_3/P.M Al_2O_3} \quad \text{Equação 4}$$

$$K_r = \frac{\%SiO_2/P.M SiO_2}{(\%Al_2O_3/P.M Al_2O_3) + (\%Fe_2O_3/P.M Fe_2O_3)} \quad \text{Equação 5}$$

Onde (em g/mol):

$$P.M SiO_2 = 60; P.M Al_2O_3 = 102; P.M Fe_2O_3 = 86$$

Ainda, segundo Barreto (2021), através da análise química parcial com ataque sulfúrico, que quantifica apenas os óxidos presentes nos minerais secundários, também é possível estimar o teor de caulinita utilizando os teores teóricos de alumina e sílica presentes em sua estrutura, conforme Equação 6 e Equação 7, respectivamente.

$$\%caulinita = \frac{\%Al_2O_3}{39,5\%} \times 100\% \quad \text{Equação 6}$$

$$\%caulinita = \frac{\%SiO_2}{46,54\%} \times 100\% \quad \text{Equação 7}$$

4.3.2 Análise Química Total

Conforme explicado por Scapin (2003) *apud* Barreto (2015), a técnica de fluorescência de raios X por dispersão de comprimento de onda (WDXRF) envolve a emissão de um feixe de raios X em uma amostra, o que resulta na produção de

radiações fluorescentes únicas para cada elemento químico presente. Essas radiações são posteriormente difratadas por um cristal analisador, seguindo a Lei de Bragg, e detectadas por um sensor específico.

Para os ensaios de análise química total, preparou-se 10g de cada material, passante na peneira #200 (abertura de 0,075 mm), destorroado, e seco em estufa a 60 °C. O objetivo foi identificar os elementos químicos constituintes na fração fina do solo. Importante notar que, para as análises de FRX, o solo precisa ser o mais pulverizado possível, mas que o simples fato de levar ao ensaio material peneirado na peneira #200 já é suficiente para a sua execução.

As análises de FRX foram executadas no Departamento de Química da PUC-Rio, com uso do espectrômetro de fluorescência de raio-x por energia dispersiva modelo EDX-7000.

Segundo Barreto (2021), com os resultados das concentrações percentuais de sílica, alumina e óxido de potássio das análises químicas totais é possível tecer uma análise quantitativa dos argilominerais, com destaque para caulinita e ilita.

Primeiramente, é essencial entender a composição teórica da estrutura da caulinita pura e da ilita pura. Segundo Weaver & Pollard (1975), *apud* Barreto (2021), a caulinita pura é composta por 46,54% de SiO₂, 39,5% de Al₂O₃ e 13,96% de H₂O, enquanto a ilita pura é composta por 56% de SiO₂, 18,50% de Al₂O₃, 8 a 10% de K₂O e 5,98% de H₂O.

Santos (1998) descreve um procedimento para calcular o teor de caulinita e dos outros minerais do solo a partir do teor de alumina fornecido na FRX (Equação 8 à Equação 12). A quantificação é iniciada pelo teor de ilita, obtido através da concentração de K₂O do ensaio de FRX.

$$\%ilita = \frac{\%k_2O}{9\%} \times 100\% \quad \text{Equação 8}$$

$$\%Al_2O_3ilita = \frac{\%ilita \times 18,5\%}{100} \quad \text{Equação 9}$$

$$\%Al_2O_3demais\ minerais = \%Al_2O_3total - \%Al_2O_3ilita \quad \text{Equação 10}$$

$$\%caulinita = \frac{\%Al_2O_3demais\ minerais}{39,5\%} \times 100\% \quad \text{Equação 11}$$

$$\%outros\ minerais = 100\% - (\%ilita + \%caulinita) \quad \text{Equação 12}$$

4.3.3 Medida de pH do solo

Para aferição do pH, que mede a acidez do solo, preparou-se o seguinte experimento (conforme Figura 4.8), adaptado de Embrapa (2011), para cada uma das três amostras, de forma a produzir e obter resultados do solo e do extrato de saturação do solo:

- I. Utilizou-se de uma bomba de vácuo modelo 131 da Prismatec (2,2 m³/h), um frasco de vidro cônico graduado com boca estreita e saída de ar superior (Frasco Kitasato, para conexão da mangueira), um funil de porcelana perfurado (Funil de Buchner, diâmetro de 115 mm), papel filtro, saco plástico grosso, o-ring compatível com a boca do frasco de vidro, béqueres de 50 ml e um pHmetro marca OMEGA modelo pHH-7011 devidamente calibrado;
- II. Para cada amostra deformada, misturou-se 200 g de solo com 150 ml de água destilada em um compartimento de plástico para criar uma pasta saturada de solo. Deixou-se a pasta em repouso por cerca de 30 minutos, quando se realizou a primeira medição de pH, com o pHmetro citado, deixando seu sensor mergulhado na pasta até alcançar equalização no leitor. Atribuiu-se esse resultado ao pH do solo;
- III. Posteriormente, o compartimento foi vedado com plástico filme para evitar perda de umidade e influência do meio externo, e a mistura ficou em repouso por 48 horas, de forma a permitir uma melhor equalização de pH entre a água destilada e o solo;
- IV. Forrou-se o fundo do funil de porcelana com papel filtro, onde se despejou o material;
- V. O funil foi encaixado no frasco de vidro, todo o conjunto foi inserido em um saco plástico, e posteriormente vedado na boca do frasco de vidro com auxílio de um o-ring;
- VI. A mangueira foi conectada na bomba a vácuo e na saída superior do frasco de vidro;

- VII. Com a bomba de vácuo acionada, coletou-se cerca de 25 ml do extrato de saturação do solo no frasco de vidro. Desmontou-se o conjunto e transferiu-se a água para um béquer de vidro;
- VIII. Por fim, aferiu-se o pH do extrato de saturação do solo com o pHmetro citado, deixando seu sensor mergulhado no líquido até alcançar equalização no leitor.

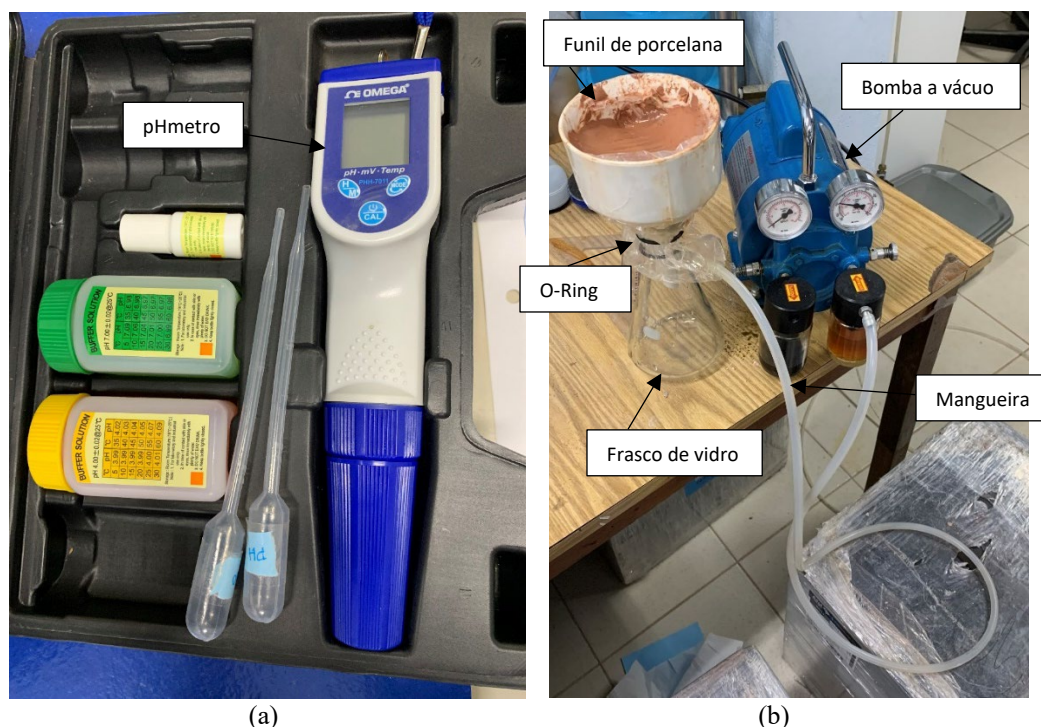


Figura 4.8 – Equipamento para medição do pH (a) e conjunto de execução do ensaio (b).

4.3.4 Teor de Matéria Orgânica

O procedimento para determinação do teor de matéria orgânica do material se baseou na norma ABNT NBR 13600 (1996) e consistiu em duas etapas.

Primeiro, determinou-se a sua umidade inicial, eliminando água presente no solo deixando-o por 24 horas na estufa a 110 °C, ou até alcançar peso constante. Em seguida, o solo foi levado para queima na mufla, elevando a temperatura gradualmente até 400 °C, como indicado em Campos (2006), onde permaneceu por cerca de 4 horas. O teor de matéria orgânica é então obtido pela diferença de peso antes e depois da queima na mufla.

O mesmo autor reforça que temperaturas muito elevadas ou muito tempo de exposição ao calor podem eliminar a água de constituição do argilomineral ou alterá-lo, o que influencia na quantificação. Por exemplo, a caulinita inicia o processo de desidroxilação (perda de água adsorvida) quando exposta a uma temperatura de 450°C.

Esses ensaios foram realizadas no LGMA da PUC-Rio, utilizando cerca de 65 g de material amolgado (sem tratamento ou peneiramento prévio, ou seja, fração integral do solo), colocados em cadinhos de porcelana. Foram feitos dois ensaios para cada uma das amostras, sendo o resultado uma média aritmética do teor de matéria orgânica encontrado em cada um deles.

4.4

Caracterização Mineralógica

O conhecimento dos minerais que compõem o solo fornece grandes interpretações acerca do seu comportamento geotécnico. Principalmente para as frações argilosas, não é possível de se enxergar as partículas a olho nu. Dessa forma, é possível dispor de ferramentas que possibilitam a classificação desses materiais.

No presente estudo, utilizou-se a Lupa Binocular e a Difração de Raio-X (DRX) para obtenção dessas características.

4.4.1

Lupa Binocular

A análise de lupa binocular buscou identificar os minerais predominantes com diâmetros maiores que 0,074 mm. Para isso, para preparação feita no LGMA da PUC-Rio, utilizou-se o procedimento de lavagem do material amolgado das três amostras na peneira #200 (para que os minerais ficassem bem limpos, livres das frações finas de silte e de argila), separadamente, deixando-o secar na estufa a 60°C. Separou-se, então, cerca de 15 g de material para cada amostra, transportando-os ao laboratório do departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), de onde foi executado a observação através de um

estereomicroscópio da Zeiss, modelo Stemi 305, com câmera AxioCam ICc 1 (Figura 4.9 e Figura 4.10).

Vale ressaltar que que, segundo Antunes (2015) *apud* Motta (2016), quanto maior a concentração de grãos de quartzo e de concreções ferruginosas encontradas, maior a intemperização do material. Isso porque o quartzo é um mineral muito resistente às ações do intemperismo físico e químico.



Figura 4.9 – Lupa binocular utilizada para observação.

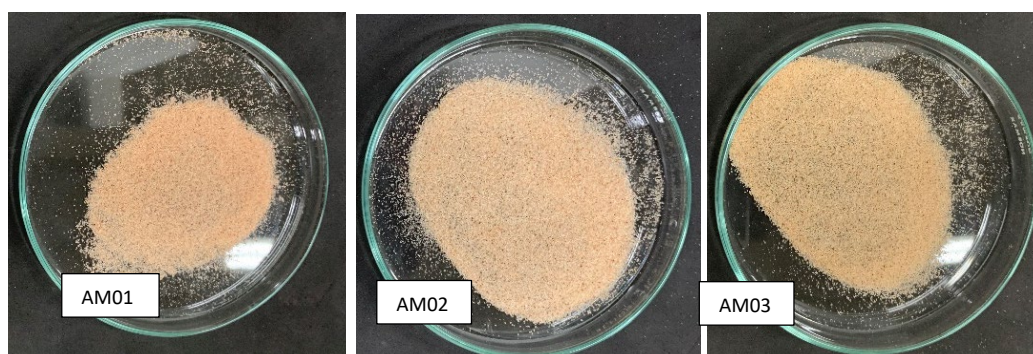


Figura 4.10 – Materiais em lâminas analisados na lupa binocular.

4.4.2 Difração de Raio-X (DRX)

A técnica de difração de raios X é muito eficaz na determinação das fases cristalinas presentes em solos. Tanto argilominerais quanto minerais primários ou secundários presentes no solo podem ser identificados através desse ensaio, a partir das suas características cristalográficas. Isto é possível devido à ordenação dos átomos em planos cristalinos separados entre si por distâncias proporcionais aos comprimentos de onda dos raios X.

A técnica do ensaio consiste na incidência de raios X (de comprimento de onda conhecido) sobre a amostra posicionada no centro do equipamento. Esse feixe se difrata e reflete com ângulos que são característicos do mineral. Dessa forma é possível obter o difratograma, que é um gráfico intensidade do pico versus 2θ e correlacionar o ângulo com a distância interplanar, a partir da qual se identifica o mineral. Como evidenciado em Mitchell & Soga, 2005, a difração de raios X ocorre segundo a Lei de Bragg (Equação 13 e Figura 4.11).

$$n\lambda = 2d \sin \theta$$

Equação 13

Onde:

n é a ordem de reflexão = 1;

λ é o comprimento de onda dos raios X incidentes;

d é a distância interplanar;

θ é a metade do ângulo de difração;

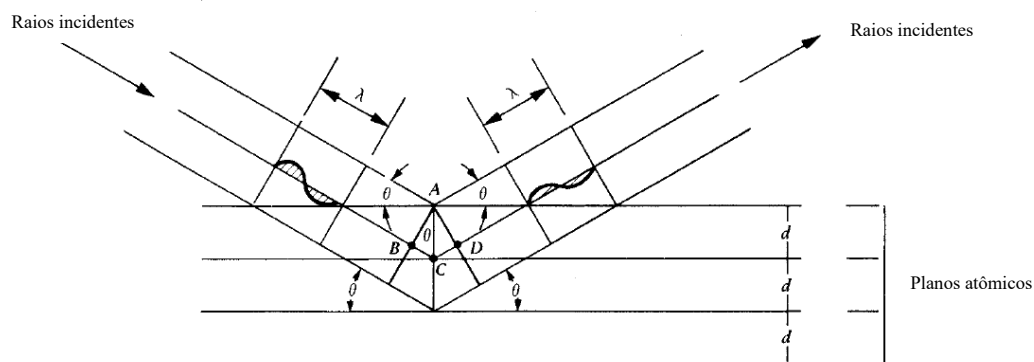


Figura 4.11 – Condições geométricas para difração de raio-X segundo a lei de Bragg (adaptado de Mitchell & Soga, 2005).

No presente estudo, buscou-se analisar tanto as frações de argila e silte quanto as frações de areia. Para frações mais finas, misturou-se o solo passante na peneira #200 (destorroado e seco em estufa a 60°C) com água destilada em quantidade suficiente para que a mistura tivesse consistência pastosa. Este material foi então gotejado sobre três lâminas de vidro de microscópio ótico sob forma de uma fina película, com auxílio de uma pipeta, e foi deixado secando em um dessecador para a orientação natural das partículas (Figura 4.12).

Para completar a caracterização, foi feita a análise do material passante na peneira #40 (destorroado e seco em estufa a 60°C) através do método do pó, utilizando-se de pequenos frascos de plástico para o armazenamento. Dessa forma, foi possível tecer uma análise conjunta da areia média/fina, silte e argila.

Os ensaios foram realizados no Departamento de Engenharia Química e de Materiais (DEQM) da PUC-Rio. O equipamento utilizado foi um D8 Discover da Bruker (Figura 4.13), equipado com tubo de cobre, filtro de níquel e detector Lynxeye. As análises foram realizadas na faixa de $2\theta = 3$ a 30° , com incremento de $0,02^\circ$ e 1 segundo por passo.



Figura 4.12 – Lâminas preparadas com material passante na peneira #200, submetidas ao ensaio de DRX.



Figura 4.13 – Equipamento de DRX utilizado.

4.5

Caracterização Microestrutural

Além da caracterização físico-química e mineralógica do material, procedeu-se, também, com ensaios para a caracterização estrutural das três amostras que estão sendo estudadas, principalmente a nível microestrutural. Para tal, utilizou-se da execução de ensaios de porosimetria de mercúrio, de microscopia eletrônica de varredura (MEV) e de tomografia computadorizada por raios-X, todos executados em corpos de prova indeformados. O presente capítulo apresenta de forma detalhada a execução desses ensaios, bem como a metodologia de preparo dos corpos de prova.

4.5.1

Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

A fim de estudar a morfologia do solo, submeteu-se amostras indeformadas à técnica de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV). Essa técnica permite a visualização da microestrutura do solo em planos de visualização pré-estabelecidos, revelando a disposição natural das partículas em relação a estes planos.

Uma das grandes vantagens da MEV é sua capacidade de produzir imagens de alta magnificação (de até 30.000 vezes) e resolução, permitindo a observação direta de bordas e contornos de grãos, além da caracterização da porosidade inter e intragranular.

De acordo com Buback (2008), o princípio de funcionamento da MEV consiste na incidência de um feixe de elétrons de alta energia na superfície da amostra, que interage com ela e parte do feixe é refletido e coletado pelo detector. As imagens são normalmente geradas por elétrons secundários que resultam em interações inelásticas entre os elétrons e fornecem maior resolução, com impressão tridimensional e fácil interpretação.

No presente estudo, analisou-se corpos de prova indeformados, extraídos diretamente dos blocos AM01A, AM02A, e AM03A, com 9 mm de diâmetro por 7 mm de altura. Confeccionou-se, para tal, um dispositivo de forma a padronizar as

medidas dos corpos de prova e facilitar a extração deles, composto por (Figura 4.14):

- Anel angular de acrílico biselado, usinado com torno mecânico (com ângulo de ataque), com 9 mm de diâmetro interno e cortado com 7 mm de altura;
- Pistão para extrusão da amostra, feito com tarugo redondo de latão com diâmetro externo equivalente ao diâmetro da amostra, cortado com aproximadamente 5cm de altura;
- Base de alumínio naval em formato de anel com rosca, com abertura idêntica ao diâmetro do pistão. O encaixe (fixação) do pistão na base de alumínio foi feito sob pressão através de uma morsa mecânica.



Figura 4.14 – Dispositivo para extrusão dos corpos de prova para ensaio do MEV.

Importante mencionar que os corpos de prova foram retirados da parte mais central dos blocos, e com seu eixo vertical paralelo ao eixo vertical dos blocos (logo,

o plano de visualização foi o horizontal, paralelo ao plano de sedimentação da rocha reliquiar). Ademais, o excesso de material (que fica para fora do anel de acrílico) foi talhado com auxílio de um fio de nylon fino, utilizando a borda do anel como guia, formando uma superfície de observação plana e áspera (deve-se ter cuidado para evitar a laminação da camada, que pode acabar mascarando o resultado). Posteriormente, indica-se a polaridade do prisma para que se reconheça a face que será estudada no MEV, fazendo-se uma pequena fenda na parte superior.

Os corpos de prova foram deixados secando ao ar livre por cerca de 48h, de forma a não comprometer as características dos argilominerais presentes, foram colados sobre um adesivo de carbono em um pino metálico, e levados para uma evacuadora (marca Denton Vacuum, modelo Desk V) para metalização das suas superfícies com ouro (Figura 4.15), a fim de gerar uma boa condutividade das amostras para uma melhor qualidade da visualização. Utilizou-se uma marcação nos pinos com caneta permanente para identificar as amostras 01A (1 ponto), 02A (2 pontos), e 03A (3 pontos).

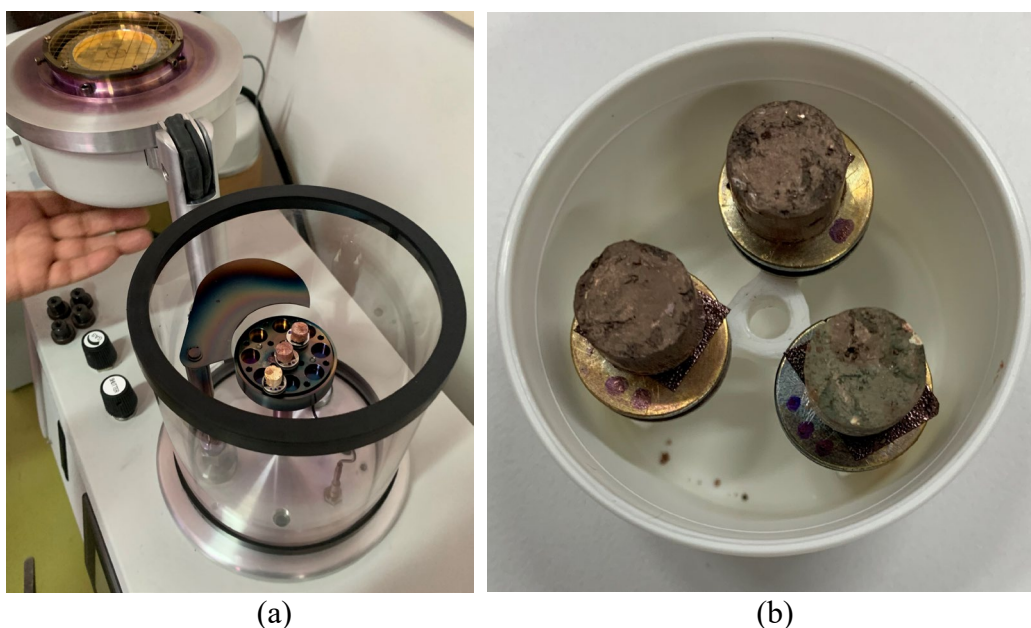


Figura 4.15 – Metalização da amostra para ensaio MEV. a) Amostra no metalizador; b) Amostras nos pinos metálicos já recobertas com ouro.

Após o término dessa etapa, os corpos de prova foram colocados, junto com os pinos, dentro da câmara de vácuo do equipamento para dar início à observação do MEV. O equipamento utilizado para ensaio (Figura 4.16) foi o microscópio eletrônico de varredura de baixo vácuo da marca Tescan, modelo Clara, do

Laboratório de Microscopia Eletrônica do Departamento de Engenharia Química dos Materiais (DEQM) da PUC-Rio.

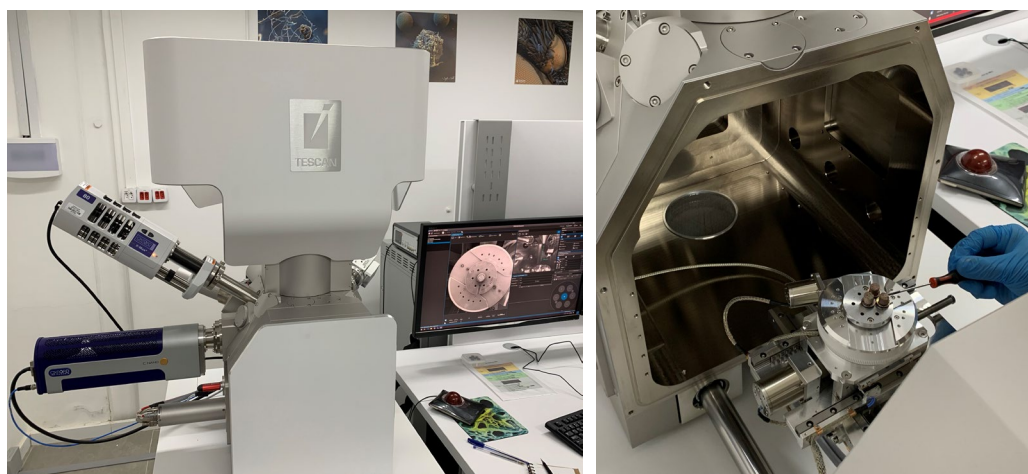


Figura 4.16 – Equipamento MEV utilizado no ensaio.

Ressalta-se que, como se priorizou a qualidade da observação pelo recobrimento com ouro, não foi utilizado o detector de energia dispersiva de raios-X (EDS), que permite identificar também os elementos químicos de pontos específicos da imagem capturada, pois, para tal, o tratamento prévio das amostras deveria ser diferente. Ademais, entende-se que as análises por ataque sulfúrico e por FRX realizadas nas amostras já traz as informações químicas necessárias para este estudo, e que complementações poderão ser efetuadas em estudos futuros.

A caracterização micromorfológica compreende a análise da estrutura do solo, levando em consideração a tipologia e a configuração das partículas elementares, bem como a identificação dos diferentes tipos de associações entre elas e a descrição das características dos poros presentes no material.

Segundo Collins & Mc Gown (1974), a descrição abrange: qualidade da superfície de visualização; tamanho, tipo (areia, silte, argila, matéria orgânica, microssósseis) e forma (arredondado, angular, lâmina, floco, tubular, agulha quebrado) das partículas elementares; tamanho, tipo (agregados, flocos, pelotas) e forma (arredondado, irregular, aleatório, orientado) do conjunto de partículas; e tamanho, tipo (entre-agregados, intra-agregado, entre-flocos, intrafloco, entre-esqueletos, intra-esqueleto) e forma (arredondado, irregular) dos poros.

4.5.2

Porosimetria por intrusão de Mercúrio

Segundo Romero & Simms (2009), muitas propriedades macroscópicas do solo podem ser explicadas através do seu comportamento microestrutural, como distribuição e conectividade dos poros, tamanho, forma e distribuição das partículas. O mesmo autor afirma que o ensaio de porosimetria por intrusão de mercúrio é uma técnica comum para obter uma representação quantitativa da microestrutura do solo, através dos seus poros interconectados.

De posse desse ensaio, que mede o diâmetro da garganta de poros (correlacionado a um tubo capilar, de raio r) é possível determinar a curva de distribuição acumulativa dos poros do material ensaiado, fornecendo os intervalos de diâmetros de poros mais frequentes.

De acordo com Moncada (2008), o ensaio de porosimetria é baseado nas leis da capilaridade que governam a intrusão do fluido. Para o processo de intrusão de mercúrio, utiliza-se a equação de Washburn, que supõe os poros de forma cilíndrica, para definir o volume de mercúrio como uma função da pressão aplicada, do ângulo de contato e da tensão superficial do fluido. Isso permite, inclusive, uma correlação com a equação de Laplace para expulsão da água, fluido molhante, por injeção de ar, já que as premissas são similares (assunto tratado mais adiante no item 5.5.1).

O ensaio consiste na aplicação, em estágios, de uma injeção de mercúrio pressurizada, em que é possível medir o volume injetado (que penetra nos poros do corpo de prova) conhecendo-se a pressão aplicada. Vale destacar que os poros de menor diâmetro só são intrudidos com elevadas pressões.

No LGMA da PUC-Rio, foi extraído um corpo de prova prismático indeformado de cada bloco de amostra, com aproximadamente 15 mm de diâmetro por 25 mm de comprimento (Figura 4.17), retirados com seu eixo vertical paralelo ao eixo vertical dos blocos. Esses corpos de prova foram expostos ao ar livre para secagem prévia, e foram submetidos ao Laboratório de Apoio à Física e à Química da Universidade de São Paulo (USP), em São Carlos, com o devido cuidado no transporte. O equipamento utilizado foi o porosímetro *Micromeritics Pore Size 9320*, que investiga poros com diâmetro de 0,7 mm (pressão aplicada de aproximadamente 0,0017 MPa) até 0,000006 mm (pressão aplicada de 212 MPa).

Para interpretação dos resultados, considerando que o diâmetro do poro é aproximadamente 10 vezes menor do que o diâmetro do grão (Lambe & Whitman, 1979; Mitchell & Soga, 2005), assumiu-se os seguintes intervalos de diâmetros de poros (com base na ABNT, 2022): microporo relacionado com o diâmetro da fração argila ($\phi < 0,2 \mu\text{m}$), mesoporo relacionados à fração silte ($0,2 < \phi < 6 \mu\text{m}$) e o macroporo relacionado com a fração areia do solo ($\phi > 6 \mu\text{m}$). Esses intervalos também foram assim definidos em Motta (2016) e Delcourt *et al* (2022), e são muito similares com aqueles definidos em Martinez (2003) e IUPAC (1994).

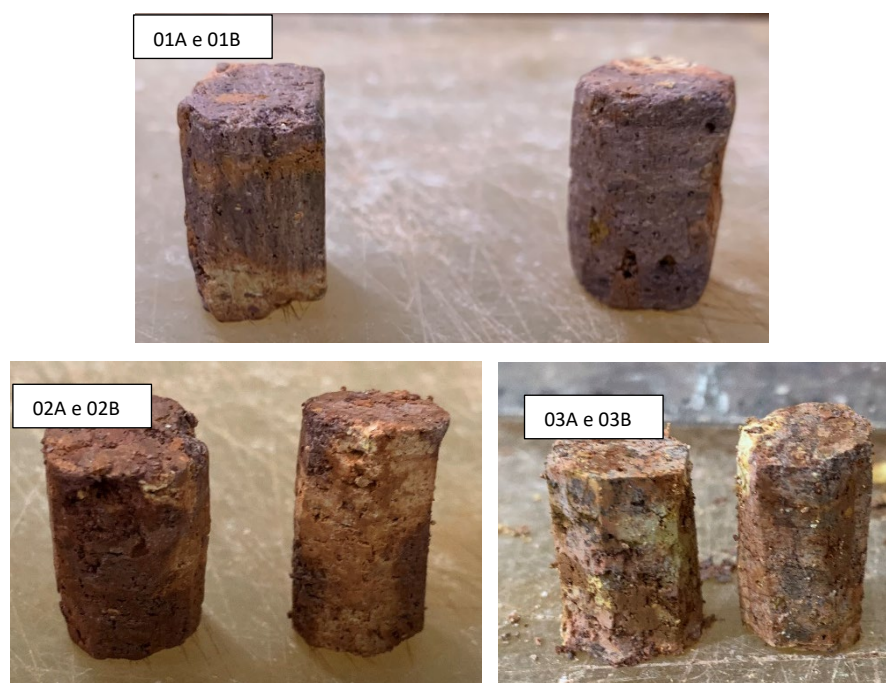


Figura 4.17 – Corpos de prova indeformados para ensaio de porosimetria por intrusão de mercúrio.

4.5.3 Microtomografia de Raios-X

A microtomografia computadorizada de raios-X é uma técnica não destrutiva de imageamento radiográfico que foi utilizada para complementar a caracterização microestrutural do material. Diferentemente da análise de MEV, que apesar de promover fotografias de extremo detalhe se limita à regiões próximas da superfície da amostra, a técnica de MicroCT permite gerar um modelo tridimensional (resolução espacial de nível micron) pela reconstrução de imagens transversais da amostra.

Pereira *et al.* (2016) apresentaram a tomografia como uma técnica que utiliza múltiplas radiografias capturadas em diferentes ângulos para seccionar um objeto. Essas radiografias são obtidas por meio de feixes uniformes de raios-X, que são produzidos por um gerador de raios-X acelerado em direção ao objeto, em uma geometria de cone. Parte da energia dos raios-X é absorvida pelo objeto, enquanto outra parte o atravessa. A variação na atenuação dos raios-X é proporcional à mudança na densidade do objeto e, portanto, permite a visualização da sua estrutura interna da amostra.

A microtomografia computadorizada permite uma descrição qualitativa e quantitativa da porosidade do material, onde a precisão está diretamente relacionada à resolução do ensaio (Huillca, 2014). Uma vez geradas as imagens, utiliza-se de softwares específicos com algoritmos capazes de processar automaticamente diversas análises, por exemplo, para a reconstrução e segmentação do objeto em 3D.

No presente estudo, todas as três amostras (AM01A, AM02A e AM03A) foram submetidas a este ensaio na condição indeformada. O equipamento utilizado foi o microtomógrafo de raios-X da marca ZEISS, modelo Xradia Versa XRM-510, ilustrado na Figura 4.18, que pertence à Plataforma Multiusuário de Microtomografia Computadorizada – Micro CT da Escola de Engenharia da Universidade Federal Fluminense (UFF).



Figura 4.18 – Microtomógrafo de raios-X utilizado para o ensaio.

Durante o ensaio, a fonte de raios-X e o detector ficam estáveis em posição definida, enquanto a base giratória cujo objeto está encaixado rotaciona em incrementos angulares de $0,225^\circ$ até a volta completa. As amostras são posicionadas de forma a possibilitar que os feixes de raios-X fiquem perpendiculares ao seu eixo (Barreto, 2021).

A partir do conjunto de radiogramas adquiridos na vertical, utiliza-se um algoritmo matemático no programa do próprio equipamento para cálculo das imagens seccionais da amostra, produzindo uma pilha de imagens 2D em escala de cinza (que são fatias na horizontal), que posteriormente podem ser reconstruídas em 3D. A Figura 4.19 ilustra um esquema do fluxo de trabalho da aquisição e reconstrução tomográfica.

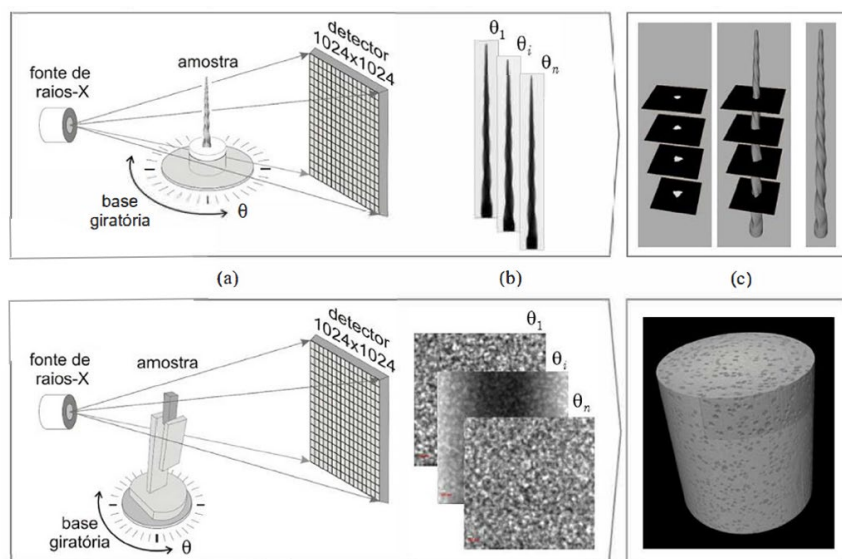


Figura 4.19 – Esquema ilustrativo do fluxo de trabalho da aquisição tomográfica: (a) configuração do scanner de micro-CT para aquisição de imagem, (b) conjunto de projeções radiográficas individuais, (c) fatias ou pilha de imagens, o volume reconstruído. Instrumento endodôntico (acima) e ferro fundido (abaixo). (Pereira *et al.*, 2016)

As amostras foram extraídas de cada bloco indeformado, com formato cilíndrico (36 mm de diâmetro por 76 mm de comprimento). Posteriormente, foram acomodadas no porta-amostra compatível com suas dimensões, prendendo-as na base com fita adesiva. Em seguida, posicionou-se as amostras (uma amostra por vez) no interior do microtomógrafo para a aquisição das imagens. Vale ressaltar que o plano vertical do solo foi deixado na direção do eixo z do equipamento. A Figura 4.20 e a Figura 4.21 exibem o procedimento de preparo.



Figura 4.20 – Preparo das amostras e posicionamento no Microtomógrafo (1).

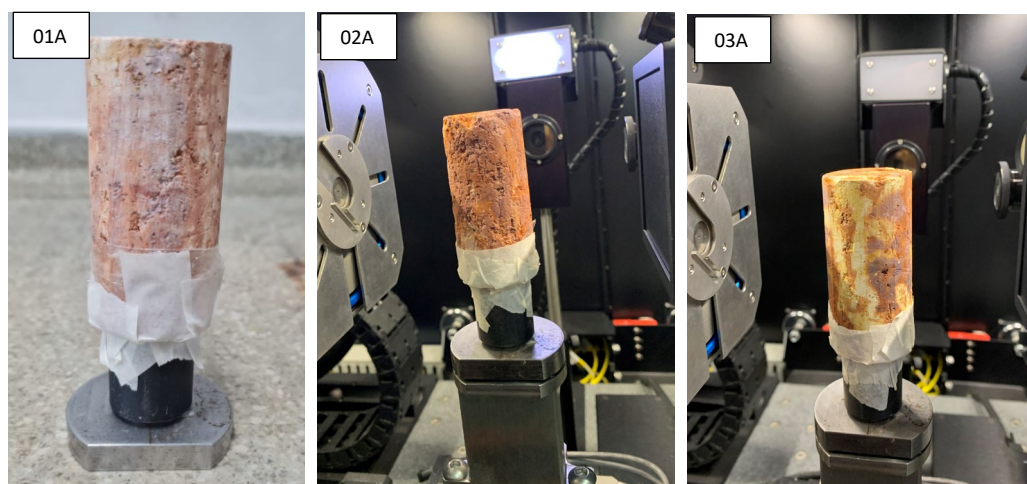


Figura 4.21 – Preparo das amostras e posicionamento no Microtomógrafo (2).

Na microtomografia, a resolução tomográfica (R , obtida pela Equação 14), que se refere à dimensão do voxel da imagem, ou seja, o elemento de pixel volumétrico, é medida em micrômetros e é feita com a combinação de 4 parâmetros: distância da fonte (S), distância do detector (D), escolha de lente de aumento e razão BIN (ou *binning*).

Com razão BIN de 2, escolhida para os ensaios, calcula-se a média de 4 pixels (matriz 2x2) e atribui-se esse valor a um único pixel, gerando-se imagens de tamanho 1024x1024x1024 pixels. A receita utilizada para o ensaio foi uma

distância da fonte até a amostra de 80 mm e uma distância da amostra até o detector de 73 mm. A lente de aumento escolhida foi de 0,4x (maiores ampliações são necessárias para maiores níveis de detalhes), e, portanto, o tamanho do voxel encontrado para o presente ensaio foi de 36 μm .

$$R = \frac{S}{S + D} F \quad \text{Equação 14}$$

Onde:

$F = 68,926 \mu\text{m}$ para BIN 2 e lente de 0,4x;

Observa-se que, em relação ao campo de visão (controlada pela distância da fonte e do detector), foi escolhida uma parte mais central da amostra. Pode-se mover a fonte para perto da amostra e o detector para longe, diminuindo o campo de visão, mas aumentando a qualidade e o nível de detalhe da imagem. Segundo Huilca (2014), o uso de imagens de baixa resolução, como foi o caso do presente estudo, acaba limitando a visualização da forma, tamanho e distribuição dos poros na escala de macroporos.

O tempo de exposição mínimo foi de 1 segundo. Sobre os parâmetros de digitalização, utilizou-se uma tensão da fonte de 120 kV e corrente de 83,4 μA para amostra AM01A, uma tensão da fonte de 140 kV e corrente de 71,2 μA para amostra AM02A, e uma tensão da fonte de 110 kV e corrente de 91,1 μA para amostra AM03A.

Para o processamento digital das imagens (PDI), utilizou-se o software *Fiji / ImageJ*, disponibilizado de forma gratuita na internet. Nele é possível ajustar brilho e contraste, reduzir ruídos, segmentar as imagens por fases minerais e poros, gerar modelos tridimensionais, dentre outras ferramentas. Foram necessários computadores potentes, de grande capacidade de processamento, para o tratamento das imagens, devido à grande quantidade de imagens geradas (790 por amostra).

Inicialmente, descarta-se as imagens do topo e da base dos corpos de prova que se apresentam com seção reduzida, de forma a remover os artefatos cônicos gerados pelos feixes de raios-X. Na sequência, utiliza-se das ferramentas supracitadas para melhorar a visualização das imagens.

Na segmentação das imagens, buscou-se associar cada tonalidade da amostra (em escala de cinza) a um material ou poro. Para isso, utilizou-se a técnica de *machine learning* (ferramenta *Trainable Weka Segmentation, TWS*) disponível no software, que representa de forma mais acurada e fidedigna as classificações do material (Figura 4.22).

A técnica de *machine learning* do *TWS* é mais sofisticada que a técnica comumente utilizada para segmentação de imagens via limiarização com base em tons de cinza (*threshold*). No *TWS* é possível separar regiões de mesma tonalidade mas em posições e formas distintas (como o exterior e os poros), além de detectar características como bordas e texturas, impossíveis de serem detectadas por limiarização.

Ao final do procedimento de segmentação e reconstrução 3D, verificou-se que a visualização para os três solos analisados se limitou à escala dos macroporos.

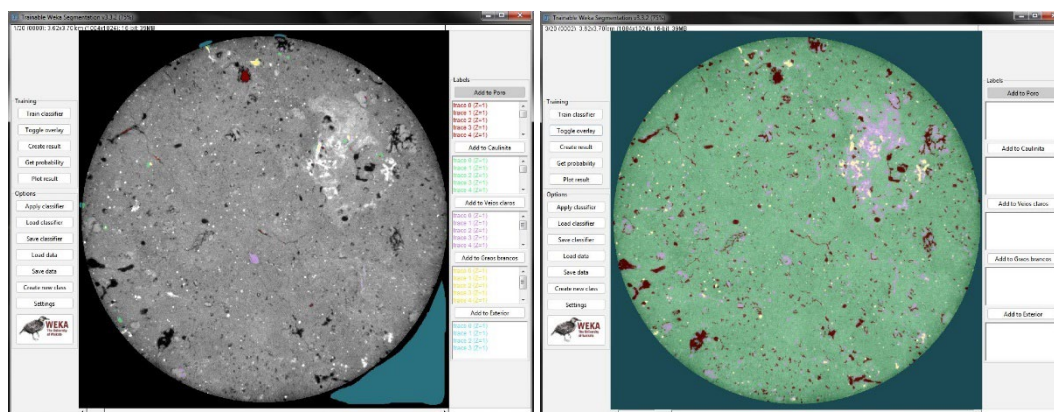


Figura 4.22 – Segmentação e classificação utilizando o *machine learning* do software *Fiji/ImageJ*.

4.6 Curva de Retenção de Umidade

Foram realizados ensaios de laboratório para determinar a curva de retenção de umidade do solo, através do método de papel filtro (Marinho, 1994), que mede a sucção matricial do solo, valendo ressaltar que essa medição não altera o resultado de sucção total dos solos em que a sucção osmótica é desprezível.

Em geral, essa curva é apresentada em função do teor de umidade volumétrico, que se correlaciona com o teor de umidade gravimétrico conforme a Equação 15.

$$\theta = w \frac{\gamma_d}{\gamma_w}$$

Equação 15

Onde:

θ é o teor de umidade volumétrico;

w é o teor de umidade gravimétrico;

γ_d é o peso específico seco;

γ_w é o peso específico da água;

Na preparação do ensaio, foram utilizados anéis de inox com 30 mm de diâmetro interno por 20 mm de altura para moldar corpos de prova na condição indeformada, extraídos diretamente dos blocos (Figura 4.23). Para a amostra AM01 foram extraídos 14 anéis, ao passo que para a amostra AM02 foram extraídos 12 anéis, e para a amostra AM03 foram extraídos 11 anéis. Vale lembrar que cada amostra moldada foi utilizada para a determinação de um ponto experimental da curva.

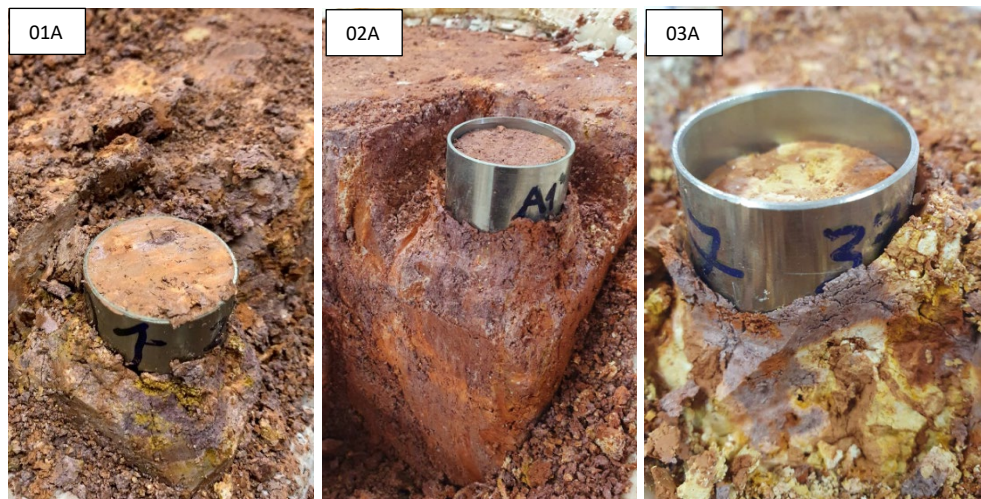


Figura 4.23 – Extração de anéis de corpos de prova indeformados das três amostras para ensaio de papel filtro.

Após extração dos anéis, todos os corpos de prova (exceto um, que foi colocado diretamente em contato com o papel filtro para medir a sucção na sua umidade natural) passaram por um processo de saturação por capilaridade (contato

pela base com uma pedra porosa saturada) e gotejamento no topo, até atingir um grau de saturação próximo à unidade (Figura 4.24a) ou uma constância de massa.

Posteriormente, os anéis foram expostos à secagem ao ar até atingir a massa arbitrada para cada um deles (Figura 4.24b). Ao atingir essa massa, as amostras moldadas foram postas em contato com o papel filtro Whatman N° 42 no topo e na base e envolvidas por camadas de papel filme tipo PVC e papel alumínio. Em seguida, foram armazenadas em uma caixa de isopor de forma a maximizar o isolamento térmico, onde permaneceram em repouso por um período de 8 a 10 dias, de forma a equalizar a sucção matricial com o papel filtro. Vale ressaltar que não foram observadas mudanças de volume durante a execução do ensaio.

Após esse intervalo, os conjuntos foram abertos um a um, e os papéis filtro foram imediatamente pesados na balança com uma precisão de 0,0001 gramas. Em intervalos de tempo pré-determinados (10, 20, 30, 40, 50 e 60 segundos), a massa do papel foi medida e, por meio de uma extrapolação linear, a massa do papel de filtro úmido no tempo zero foi calculada. Esse procedimento foi repetido para obter a massa do papel filtro após uma secagem de duas horas em uma estufa a 110°C.

É possível, então, determinar a umidade do papel filtro utilizando sua massa seca e úmida, juntamente com o valor da sucção obtido através da aplicação da Equação 16 de calibração proposta por Chandler *et al.* (1992).

$$\text{se } w_p > 47\%, \text{ então } \psi = 10^{[6,05 - 2,48x \log(w_p)]}$$

$$\text{se } w_p \leq 47\%, \text{ então } \psi = 10^{[4,84 - 0,0622xw_p]}$$

Equação 16

Onde:

w_p é a umidade do papel filtro;

ψ é a sucção matricial;

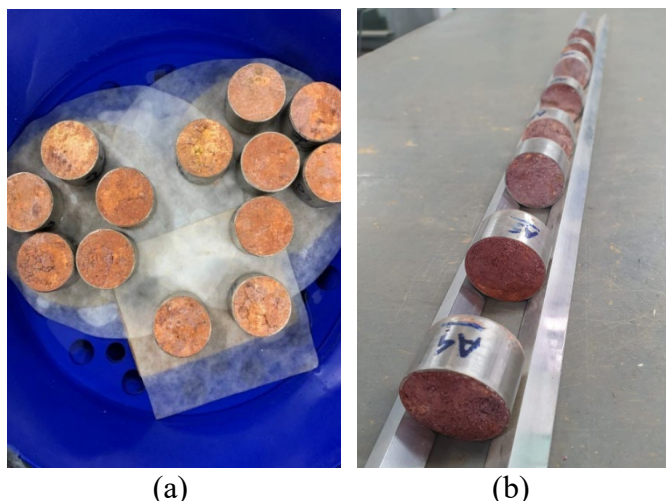


Figura 4.24 – Procedimentos de saturação por capilaridade (a) e secagem ao ar (b) para obtenção da curva de retenção de umidade do solo.

Com todos os pontos experimentais obtidos pelo método do papel filtro, as curvas características de retenção foram obtidas com auxílio do *software* Plaxis LE da Bentley Systems, em que possui na sua biblioteca diversas envoltórias não lineares de resistência, composta pelos seguintes métodos: Fredlund & Xing (1994), Vanapalli *et al.* (1996), Vilar (1987), Khalili & Khabbaz (1998) e Bao *et al.* (1998).

Para essa definição, importou-se os dados de sucção média, extraídos da umidade dos papeis filtro de topo e base das amostras, e de umidade volumétrica de cada anel. Além disso, o *software* também exige, como dado de entrada, a densidade relativa dos grãos e a umidade volumétrica do solo quando saturado.

De forma a determinar este último índice, plotou-se em um gráfico Saturação *versus* Umidade Volumétrica, cuja relação se dá por uma reta, os resultados obtidos para cada anel, extrapolando a umidade volumétrica do solo para quando $S=100\%$.

O método para determinação da curva que mais se aproximava dos ajustes numéricos disponíveis na biblioteca do *software* está explicitado no Tópico 5.5, bem como os resultados e interpretações.

4.6.1 Correlação entre MIP e Papel Filtro

Baseada nas leis de capilaridade, a técnica de porosimetria de mercúrio também é muito utilizada para determinação da curva de retenção dos solos, já que

o processo de intrusão de mercúrio é similar ao processo de secagem do solo (expulsão da água por injeção de ar). A distribuição de poros é um parâmetro fundamental na mecânica dos solos não saturados.

Portanto, considerando-se equivalência dos processos de injeção do fluido e de expulsão da água, para um mesmo diâmetro de poros pode-se igualar as formulações de Laplace (para o caso de fluido molhante) e de Washburn (para o caso de fluido não molhante) e obter a sucção equivalente à pressão de mercúrio aplicada (Equação 17), conforme sugerido em Delcourt *et al* (2022).

$$u_a - u_w = - \frac{T_w \cos \theta_w}{T_{nw} \cos \theta_{nw}} p = 0,233p \quad \text{Equação 17}$$

Onde:

$u_a - u_w$ é a sucção;

T_w é a tensão superficial da água ($72,75 \times 10^{-3}$ N/m);

T_{nw} é a tensão superficial do mercúrio (485×10^{-3} N/m);

θ_w é o ângulo de contato com a água (180°);

θ_{nw} é o ângulo de contato com o mercúrio (130°);

p é a pressão de mercúrio aplicada no ensaio;

Já o grau de saturação a partir do ensaio de porosimetria é determinado pela porosidade dos poros com mercúrio e pela porosidade total do solo, como sugerido por Romero *et al.*, 1999 (Equação 18).

$$S_r = 1 - \frac{n}{n_0} \quad \text{Equação 18}$$

Onde:

S_r é o grau de saturação;

n é a porosidade dos poros com mercúrio;

n_0 é a porosidade total.

5 Resultados e Discussões

5.1 Ensaio de Caracterização Física

A caracterização física da amostra de solo foi realizada no Laboratório de Geotécnica e Meio Ambiente da PUC-Rio (LGMA), utilizando a amostra de solo amolgado. Foram realizados ensaios de granulometria, limites de Atterberg e densidade dos grãos.

5.1.1 Densidade relativa dos grãos (Gs)

Utilizou-se de quatro determinações por amostra para se obter os valores de massa específica dos grãos a partir de uma média aritmética. A densidade relativa dos grãos (Gs) foi então obtida ao dividir o valor supracitado pela massa específica da água. A Tabela 5.1 exibe os resultados obtidos para os três pontos de estudo.

Tabela 5.1 -. Densidade relativa dos grãos (Gs) das amostras.

AM 01	AM 02	AM 03
2,671	2,663	2,657

Há de se notar que a densidade relativa dos grãos, Gs, reflete a composição química-mineralógica do solo natural, uma vez que seu valor é uma média ponderada da concentração de cada tipo de mineral encontrado multiplicada por seu Gs teórico. Para o caso das amostras ensaiadas, os valores foram muito similares, sugerindo, pois, uma composição mineral também similar.

Nota-se, pois, particular semelhança entre o resultado dos três pontos de estudo, o que sugere igual semelhança na composição mineral dos materiais. Observa-se que todos os valores estão dentro da faixa esperada para a caulinita (2,65 a 2,92, conforme Tabela 5.2). Também há de se destacar proximidade dos

valores com a densidade relativa típica do quartzo, predominante dentre os minerais primários das amostras.

Tabela 5.2 -. Densidade relativa dos grãos (Gs) de alguns minerais (adaptado de Deer *et al.*, 1981, *apud* Brant, 2005).

Mineral	Gs
Quartzo	2,70
Muscovita	2,66-2,73
Caulinita	2,65-2,92
Ilita	2,80-2,83
Esmectita	2,45
Gibbsita	4,38
Goethita	5,30
Hematita	4,31-5,61
Magnetita	4,41-5,61

5.1.2 Granulometria

Os resultados obtidos para as análises de granulometria do solo estão resumidos em forma gráfica na Figura 5.1, que expõe as três curvas granulométricas simultaneamente.

É possível observar uma curva mal graduada para os três materiais, com grande porcentagem de fração tamanho argila presente na sua composição. A amostra AM01 apresentou maior percentual de argila que a amostra AM02, que por sua vez apresentou maior percentual de argila que a amostra AM03.

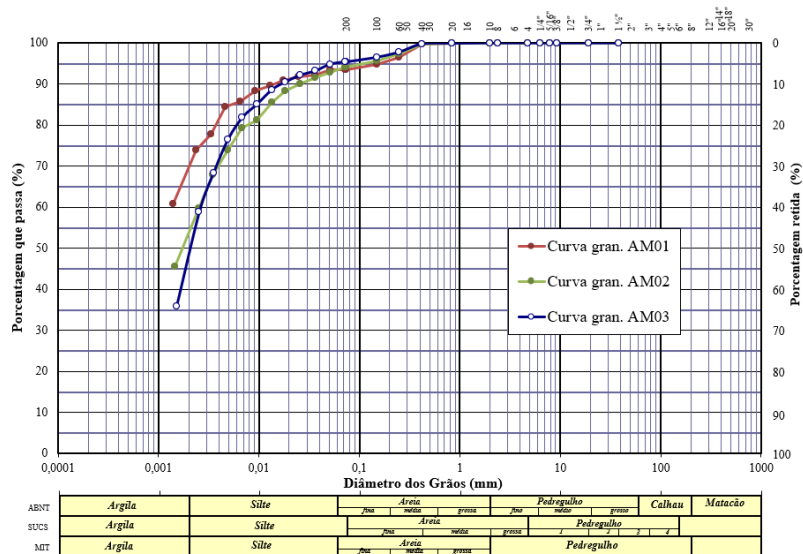


Figura 5.1 – Granulometria do solo (amostras AM01, AM02 e AM03)

A Tabela 5.3 exibe um resumo da distribuição granulométrica conforme Sistema Unificado de Classificação de Solos (SUCS). É possível perceber que os três solos apresentam características granulométricas de materiais cujas ações intempéricas ocorreram de forma intensa, devido à grande presença de percentual argiloso. Esse fenômeno é típico de climas tropicais, que têm forte influência do intemperismo químico, que formam, dos feldspatos, produtos de alteração da fração fina.

Analizando os resultados da Tabela 5.3, nota-se que as três amostras apresentam um percentual de finos (silte + argila) de cerca de 95%. Entretanto, analisando somente a fração fina, evidencia-se que a amostra AM01 é a que apresentou o maior percentual de argila (quase 70%), ao passo que a amostra AM03 foi a que apresentou o maior percentual de silte (48%).

Tabela 5.3 -. Tabela resumo da distribuição granulométrica.

Solo	%Pedregulho	%Areia	%Finos		
			Silte	Argila	Total
AM01	0,0	6,5	24,6	68,9	100
AM02	0,0	6,6	40,6	52,8	100
AM03	0,0	4,9	48,1	47,0	100

5.1.3 Limites de Consistência

A Tabela 5.4 apresenta os resultados de limite de plasticidade e limite de liquidez pelo método de Casagrande, além do índice de plasticidade e do índice de atividade da argila. É possível notar que todos os resultados do índice de atividade apontaram para argila inativa ($I_a < 0,75$), e que o valor do Índice de Plasticidade caracteriza a amostra AM01 como solo extremamente plástico ($IP > 35\%$), enquanto os demais são altamente plásticos ($17\% < IP < 35\%$).

Essas diferenças na plasticidade estão de acordo com os percentuais de tamanhos argila e silte encontrados nas amostras, já que na AM01 o teor de tamanho argila em relação ao tamanho silte é maior.

Tabela 5.4 -. Limites de Consistência.

Amostra	LL (%)	LP (%)	IP (%)	Ia
AM01	67,9	29,7	38,2	0,55
AM02	55,4	28,9	26,5	0,50
AM03	57,8	29,0	28,8	0,61

Como referência de valores típicos dos principais minerais constituintes das argilas, a Tabela 5.5 mostra que os valores se aproximam muito do mineral Caulinita.

Tabela 5.5 – Valores típicos de LL, LP e Ia de alguns minerais de argila (adaptado de Das, 2011).

Mineral	LL (%)	LP (%)	Ia
Caulinita	35-100	20-40	0,3-0,5
Illita	60-120	35-60	0,5-1,2
Montmorilonita	100-900	50-100	1,5-7,0

A Figura 5.2 mostra a carta de plasticidade de Casagrande (1932), que nos permite distinguir os pontos que se encontram acima da “linha A” (argilas) e os pontos que se encontram abaixo dessa linha (siltes). Observa-se que os três materiais ficaram à direita da linha LL=50%, o que significa que os solos apresentam alta plasticidade e alta compressibilidade, e acima da “linha A”, portanto dentro da região do CH, de argilas plásticas, já que o material é não orgânico.

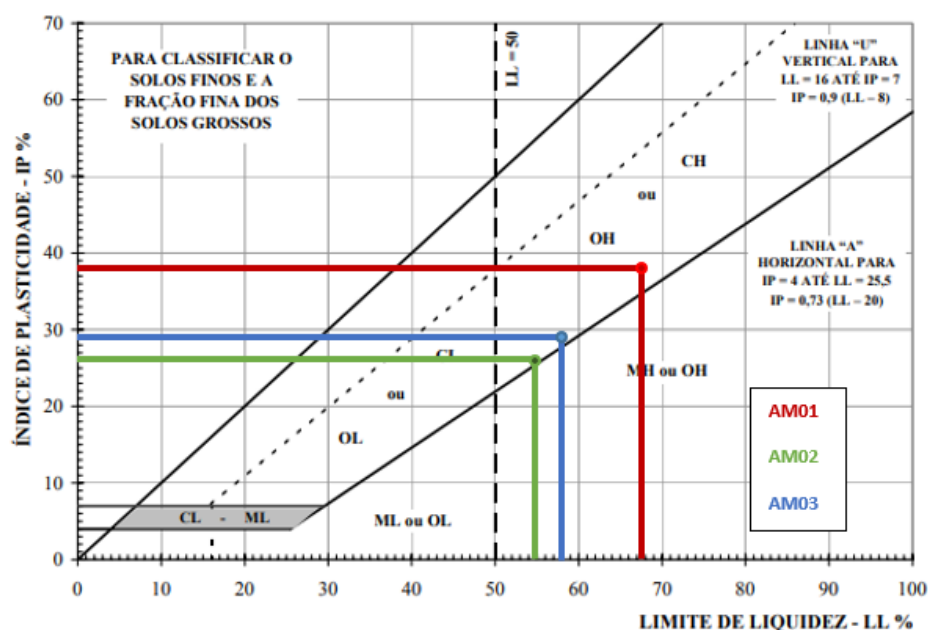


Figura 5.2 – Carta de plasticidade de Casagrande.

Segundo a *American Society for Testing and Materials* (ASTM, 2020), o material pode ser classificado como uma argila muito plástica, para as três amostras: AM01, AM02 e AM03, o que vai de encontro com a determinação do Índice de Plasticidade conforme Skempton, 1953.

5.2

Caracterização Mineralógica

A caracterização mineralógica é muito importante para, junto com as análises tradicionais da mecânica dos solos, em termos de resistência, permeabilidade e compressibilidade, explicar o comportamento dos solos, principalmente daqueles solos que são mais peculiares, como é o caso dos solos tropicais.

Nesse sentido, por exemplo, a presença de caulinita, argilomineral que possui baixa capacidade de adsorção de água, além de ser muito resistente ao intemperismo, indica um solo com baixa atividade mineral. Em contrapartida, solos com a presença de esmectita na fração fina, que proporciona um aumento da camada dupla na presença de água, apresentam comportamentos expansivos (Antunes *et al.*, 2015).

5.2.1

Lupa Binocular

As análises mineralógicas do material passante na peneira #40 e retido na peneira#200 (aplicando-se o método de lavagem) foram feitas com uso da lupa binocular, conforme explicado no item 4.4.1. Da Figura 5.3 à Figura 5.5 elucidam-se as imagens da observação. Destaca-se, abaixo, análises tecidas sobre grãos dos três solos, salientando, de antemão, grande similaridade entre os diagnósticos das três amostras.

- Notou-se uma presença quase que absoluta de minerais quartzo (cerca de 90%), com formas sub-angulares. Esse formato é um forte indício de

formação residual do material, visto que, quando de origem puramente sedimentar, esses grãos se apresentam com formas arredondadas;

- Há também a presença de cerca de 5% de minerais opacos com alta densidade em que não foi possível identificá-los. Porém, notou-se que estes se concentravam na borda ao chacoalhar a lâmina, provavelmente por se apresentarem em frações de menores diâmetros (cerca de 0,15mm), embora mais densos. Eles apresentavam forma sub-angular a sub-arredondada;

- Também foram visualizados alguns poucos minerais limonitizados amorfos (com presença de hidróxido de ferro) e minerais de k-feldspato em pequenas proporções;

- Não se observou clivagens (planos de fraqueza) ou materiais laminares e brilhosos associados à presença de mica;

- Realizou-se teste magnético (atração por imã), quando não se observou a presença de materiais magnetizados;

- Realizou-se um teste com adição de HCL diluído a 10%, onde não se observou efervescência, indicando que não há presença de carbonatos mas sim de materiais siliciclásticos.

Para a amostra AM01, identificou-se que os quartzos pertenciam à classe granulométrica média, enquanto os minerais opacos eram do tamanho fino. Para a amostra AM02 os quartzos foram identificados como médios a fino, e os minerais opacos como finos. Por fim, na amostra AM03, os quartzos tinham tamanho médio inferior a fino superior, enquanto os minerais opacos tinham tamanho fino superior.

Nas figuras que seguem, os quartzos foram identificados com a sigla “Q”, os feldspatos com a sigla “Fd”, os minerais limonitizados com a sigla “Lt”, e os minerais opacos com a sigla “Op”.

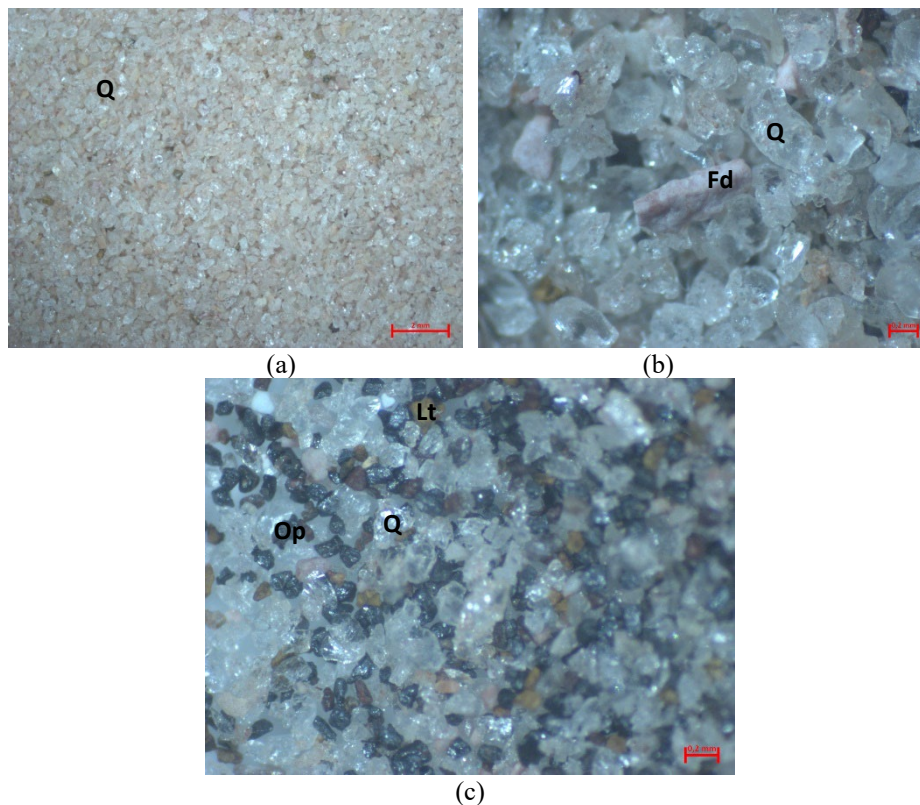


Figura 5.3 – Observação da Amostra 01 na lupa. (a) Visão geral da amostra no centro da lâmina (aumento de 0,8x); (b) Aproximação nos grãos de quartzo e feldspato (aumento de 4x); (c) Identificação de minerais opacos com densidade mais elevada que o quartzo (aumento de 4x).

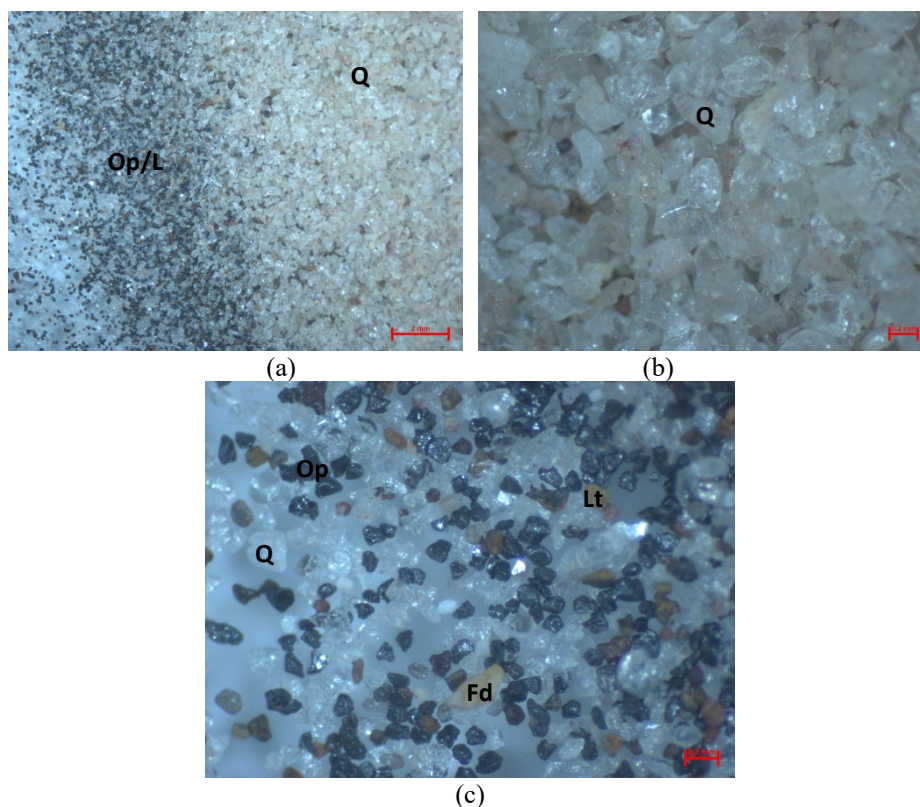


Figura 5.4 – Observação da Amostra 02 na lupa. (a) Visão geral da amostra na extremidade da lâmina (aumento de 0,8x); (b) Predominância dos grãos de quartzo (aumento de 4x); (c) Aproximação nos minerais opacos subangulares a subarredondados (aumento de 4x).

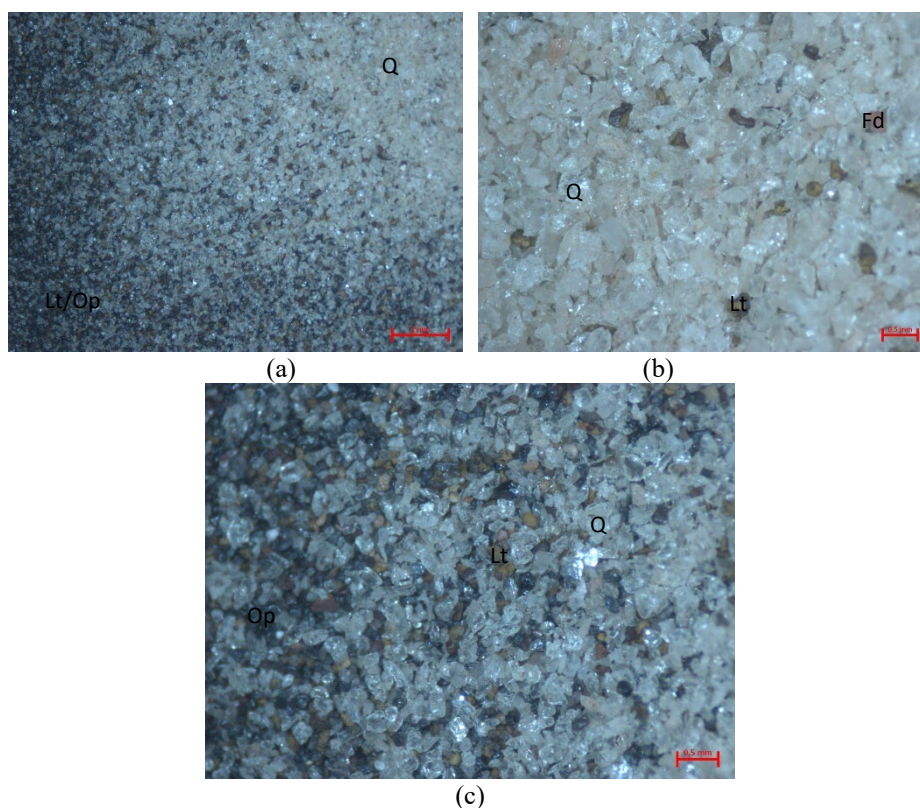


Figura 5.5 – Observação da Amostra 03 na lupa. (a) Visão geral da amostra na extremidade da lâmina (aumento de 0,8x); (b) Destaque para presença de minerais limonitizados (aumento de 2x); (c) Aproximação nos minerais opacos (aumento de 2x).

5.2.2 Difração de Raio-X (DRX)

Os resultados dos ensaios de DRX, cuja metodologia e preparo das amostras foi discriminada no tópico anterior, estão expostos abaixo sob forma de difratogramas (Figura 5.6, Figura 5.7 e Figura 5.8 para o material passante na peneira #40, e Figura 5.9, Figura 5.10 e Figura 5.11 para o material passante na peneira #200).

Segundo Motta (2016), a análise de DRX auxilia na determinação do grau de cristalinidade, na concentração do mineral e no tamanho das partículas, além de identificar os minerais. Quanto menor e mais largo o pico obtido no difratograma, pior o grau de cristalinidade, menor a concentração e menor o tamanho da partícula.

A caracterização através da difração de raios x confirmou a presença predominante de caulinita nos três materiais (tanto nas amostras com material passante na peneira #40 quanto na peneira #200), que é a alteração do K-feldspato,

com picos difratados intensos e agudos, o que indica grande concentração e cristalinidade desse mineral. A gibbsita também foi um argilomineral identificado nas três amostras, porém com picos difratados secundários, e menos agudos. Esses resultados estão de acordo com as análises químicas e físicas realizadas.

A existência de argilominerais de caulinita e gibbsita (resultante da alteração do Feldspato) no material é coerente com caracterizações que já foram feitas na mesma região, tais como nos estudos de Antoniassi (2010) e Lima (2018).

Também foi possível identificar traços de quartzo e feldspato, com picos mais intensos e agudos nas amostras passantes na peneira #40, coerente com as análises da lupa binocular.

As distâncias interplanares basais típicas podem ser observadas na Tabela 5.6, que reúne informações de Mitchell & Soga (2005), Barreto (2015), Antunes (2015) *apud* Motta (2016). Para correlacionar o ângulo 2θ com a distância interplanar, utiliza-se da Equação 13 explicitada no capítulo anterior, adotando um comprimento de onda de 1,54 Angstrom da fonte de radiação do tipo k-alpha (tubo de cobre) do equipamento de ensaio.

Ademais, como não se identificou os argilominerais vermiculita ou clorita, não houve necessidade de tratamentos especiais das amostras (por glicolagem e/ou aquecimento) para diferenciação.

Tabela 5.6 -. Distâncias interplanares características.

Mineral	d (Å)
Caulinita	7,10 / 3,56-3,58 / 2,30
Gibbsita	4,37
Quartzo	4,26 / 3,36
Feldspato	3,85-3,90

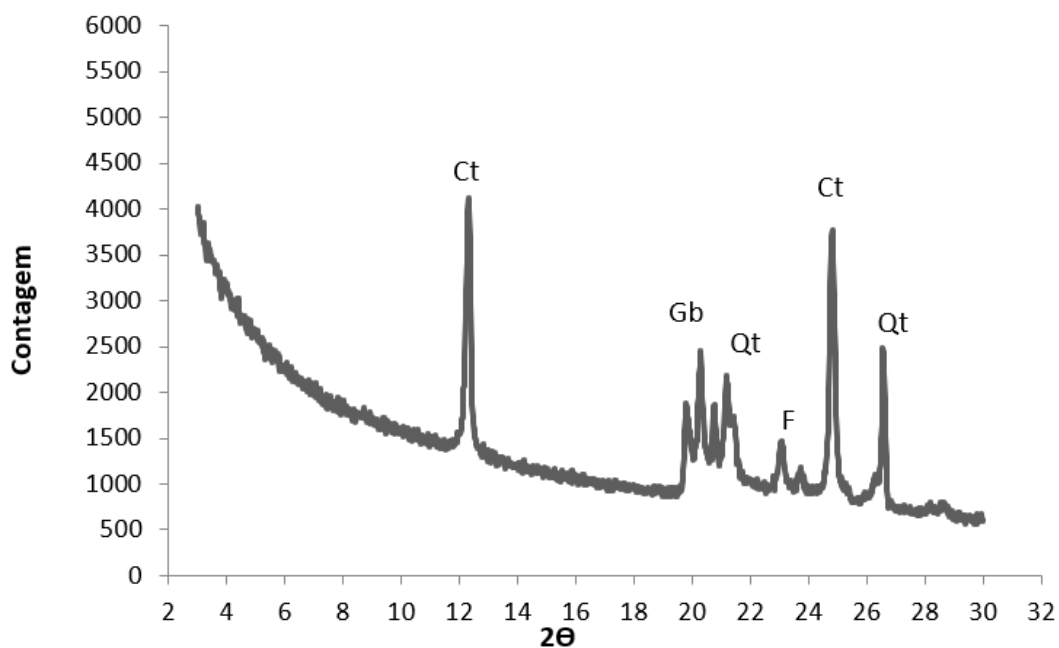


Figura 5.6 – Difratoograma da AM01 passante na peneira #40.

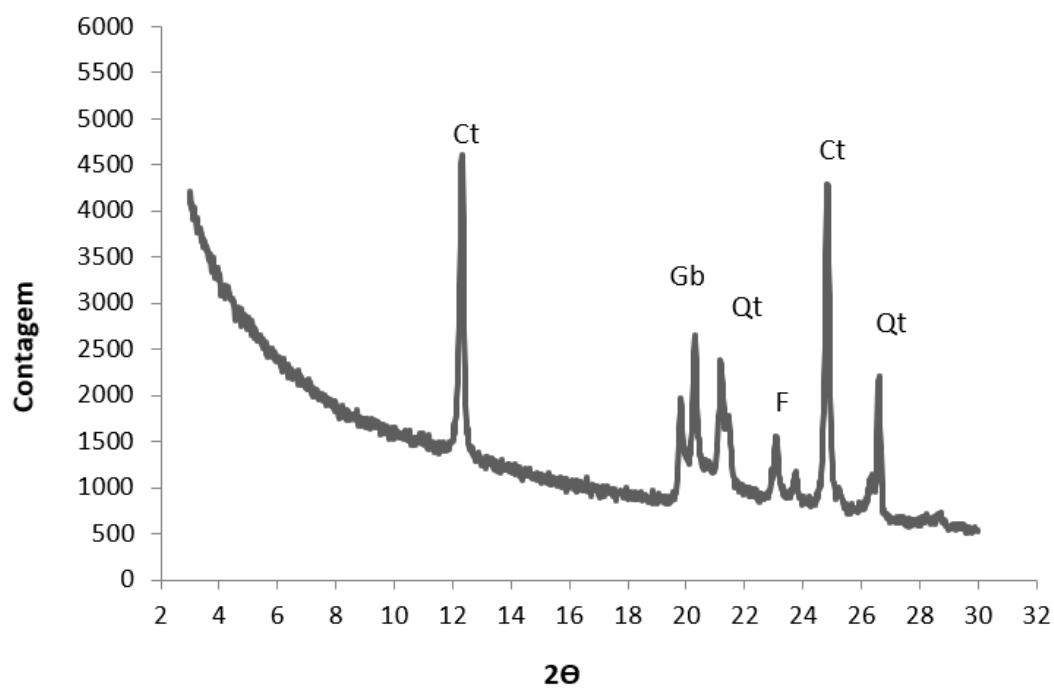


Figura 5.7 – Difratoograma da AM02 passante na peneira #40.

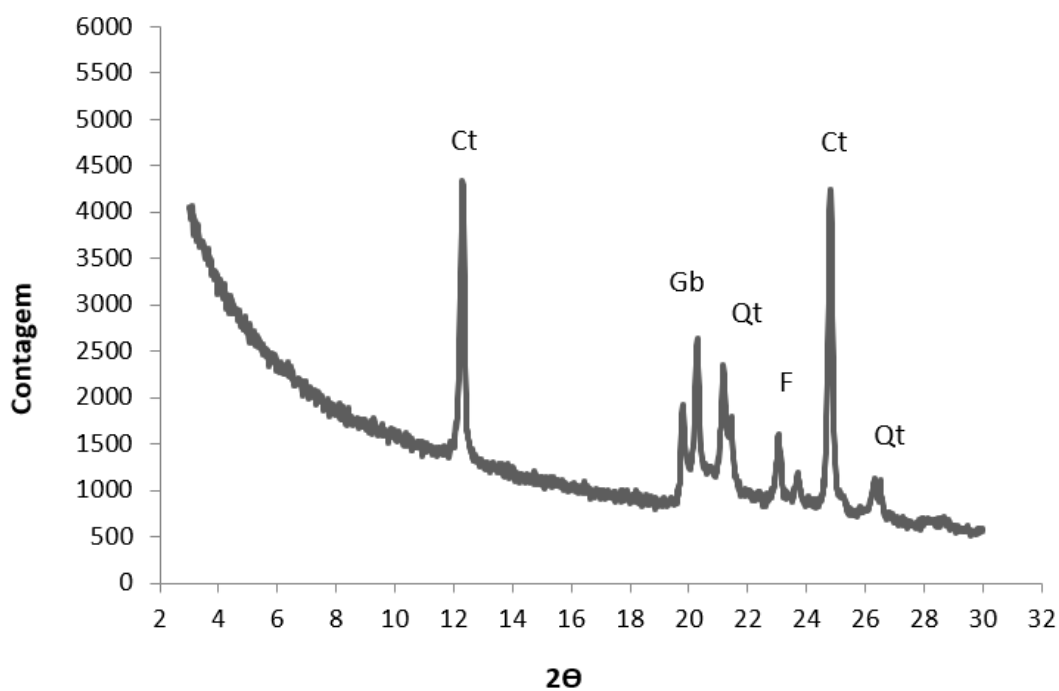


Figura 5.8 – Difratoograma da AM03 passante na peneira #40.

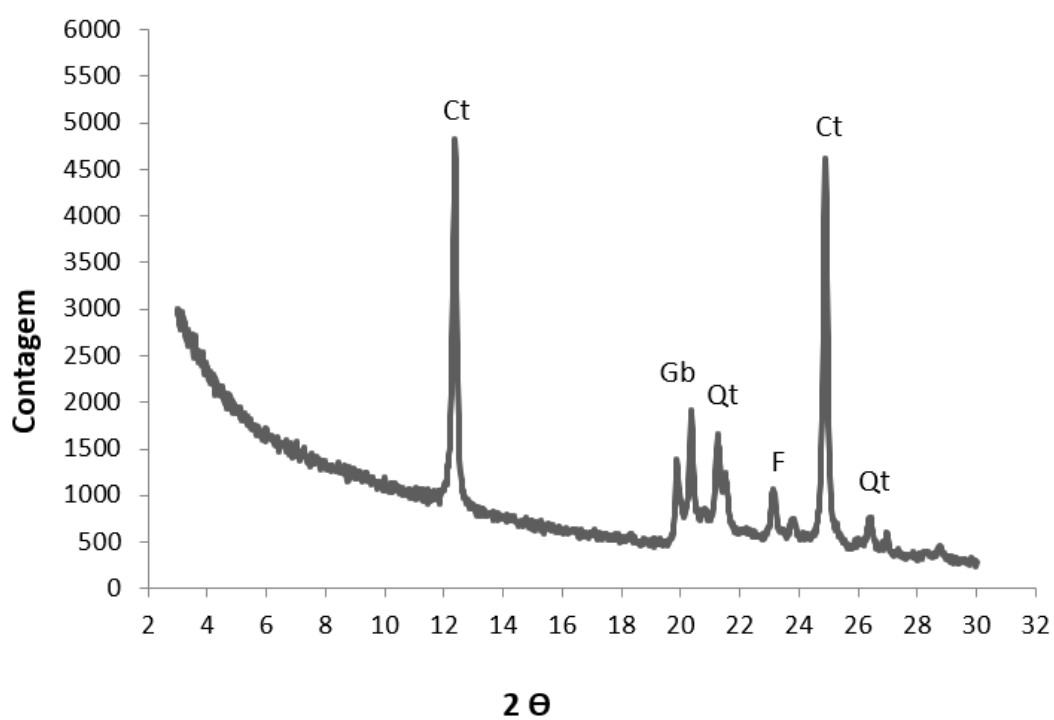


Figura 5.9 – Difratoograma da AM01 passante na peneira #200.

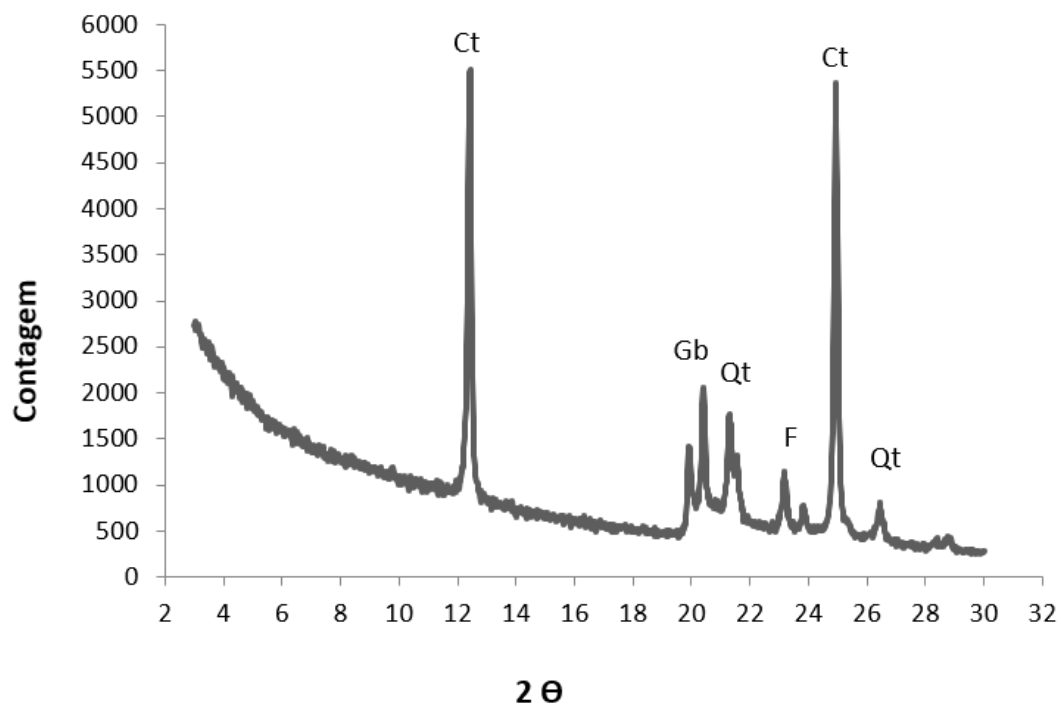


Figura 5.10 – Difratoograma da AM02 passante na peneira #200.

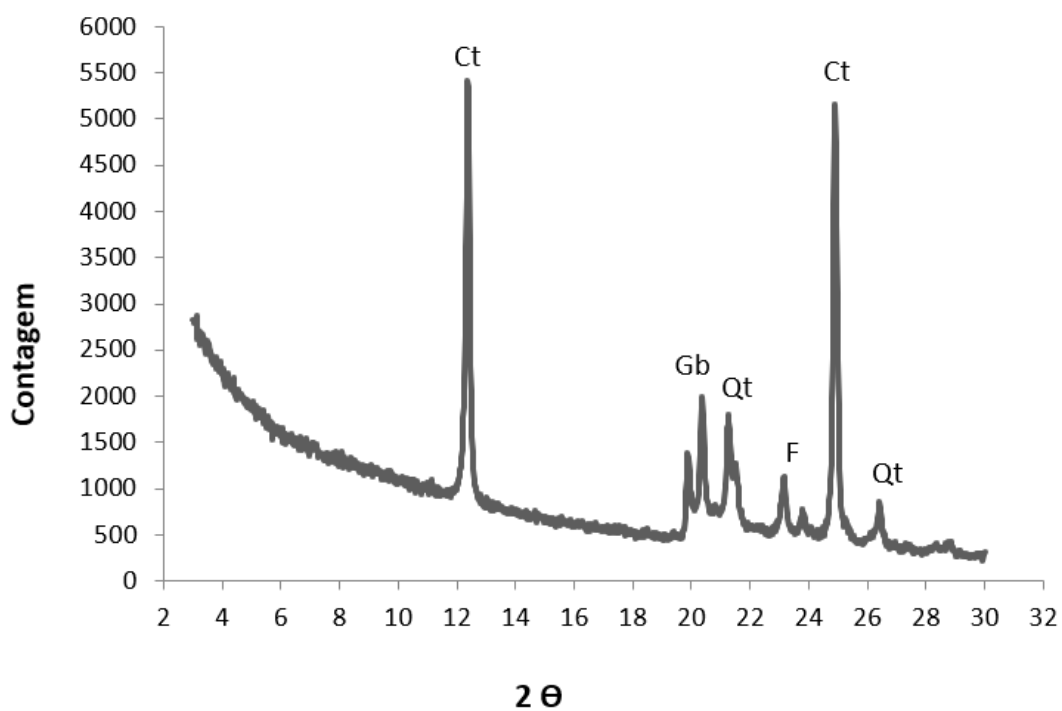


Figura 5.11 – Difratoograma da AM03 passante na peneira #200.

5.3

Caracterização Química

Para a caracterização química do solo, são apresentados resultados de ensaio de análise química parcial através ensaio de ataque sulfúrico e análise de química total através de fluorescência de raio-X. Ademais, também foram medidos o pH e o teor de matéria orgânica do solo.

5.3.1

Análise Química Parcial

As análises químicas parciais por ataque sulfúrico foram realizadas a fim de determinar a composição química relativa à parcela intemperizada/solúvel do solo estudado, além possibilitar uma estimativa do grau de intemperização do mesmo.

O ensaio de ataque sulfúrico só atinge os minerais secundários, como argilominerais, oxi-hidróxidos do solo, determinando as porcentagens de óxido de silício (SiO_2), alumínio (Al_2O_3), ferro (Fe_2O_3), titânio (TiO_2) e fósforo (P_2O_5) no solo e os materiais amorfs, se presentes.

A Tabela 5.7 indica os resultados das análises químicas parciais realizadas nos materiais. A partir dela, é possível notar presença significativa de silicatos, bem como de óxido de alumínio na faixa de 16 a 18%.

Tabela 5.7 -. Resultado das análises químicas parciais do solo passante na peneira #40.

Amostra	Ataque Sulfúrico (%)					Relações Moleculares		
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	P_2O_5	Ki	Kr	$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3}$
AM01	40,4	16,8	6,1	0,8	0,0	4,09	3,32	4,32
AM02	27,8	18,3	7,2	1,0	0,0	2,58	2,06	3,99
AM03	37,6	17,2	6,4	0,9	0,0	3,72	3,00	4,22

Vale ressaltar que o índice Ki da caulinita é igual a 2, e para valores de Ki menores que 2 isso significa que o solo é muito intemperizado (maduro), enquanto para Ki maiores que 2, o solo é pouco intemperizado (Motta, 2016). O resultado obtido indicou Ki superior a 2 em todas as amostras, sugerindo um baixo grau de

intemperismo dos materiais coletados, o que é, de certa forma, incoerente com os resultados de DRX apresentados.

Pelas relações moleculares, a amostra AM02 se apresentou como o material mais intemperizado, já que os índices K_i e K_r calculados foram os menores dentre os demais solos. Há de se observar que a análise química parcial não ataca minerais primários (quartzo e feldspato), mas ataca os argilominerais e os óxidos e hidróxidos.

Evidencia-se que uma das questões surgidas acerca do resultado seria se a pequena alíquota de solo tomada para o presente ensaio foi representativa da granulometria e mineralogia do solo como um todo, uma vez que uma maior quantidade relativa de minerais primários pode ter causado impactos na quantificação dos componentes. Em razão disso, as quantificações por método químico do ataque sulfúrico não foram aplicadas.

Também é importante pontuar que, segundo Moncada (2008), os índices K_i e K_r não são adequados para avaliação de intemperismo em solos residuais jovens, devendo sua aplicação ser limitada a solos residuais maduros, potencialmente em processo de laterização.

5.3.2 Análise Química Total

De acordo com Santos (1975), os componentes químicos da argila são variados e complexos. A sílica (SiO_2), obtida através de análises químicas totais, é composta de silicatos e sílica livre. Os silicatos são constituídos por argilominerais, micas e feldspatos, enquanto a sílica livre é derivada de quartzo e amorfos. A presença de sílica livre pode reduzir a plasticidade do solo argiloso.

Ainda segundo o autor, o alumínio, identificado pelo teor de alumina (Al_2O_3), é principalmente encontrado em argilominerais, mas também parte constituinte de minerais primários como feldspato e mica, além de óxidos e hidróxidos de alumínio, como a gibbsita ($\text{Al}(\text{OH})_3$) ou hidróxidos amorfos. O teor de óxido de ferro (Fe_2O_3) pode indicar a presença de minerais de ferro como hematita e goetita, mas também pode estar integrado ao reticulado cristalino de minerais como a mica biotita, a ilita, a vermiculita ou a montmorilonita (há de se

pontuar que, no presente estudo, não foram identificados argilominerais 2:1 na composição mineralógica do material), ou à existência de óxido de ferro livre como agente cimentante.

Para Santos (1975), a presença de óxido de titânio (TiO_2) ocorre em todas as argilas, porém com concentrações mais elevadas em argilas de origem sedimentar. Como o material é caracterizado como um solo residual de uma rocha sedimentar, a presença desse elemento na análise química total é congruente.

Os resultados das análises químicas totais são mostrados na Tabela 5.8. A partir dela, nota-se uma grande concentração de óxido de alumínio nos solos, muito próximo ao da caulinita definida por Santos (1975) que é de 39,5%. O mesmo acontece com o a concentração do composto SiO_2 , que na caulinita pura se apresenta com 46,5%. Portanto, uma vez que as análises mineralógicas mostram um solo principalmente composto por caulinita (um alumino silicato), esses resultados são coerentes. Observa-se que tanto a porcentagem de sílica total quanto a de alumínio são aproximadamente as mesmas para as três amostras. Ademais, por conta da alta plasticidade do solo, entende-se que não há sílica livre em quantidade significativa no material.

Já o teor de óxido de ferro (Fe_2O_3) de 9,5 a 12,5% é relativamente alto e, uma vez que a mineralogia não indicou nenhum mineral com ferro na composição, isso indica que ele se apresenta no solo na forma de óxidos, hidróxidos e oxihidróxidos de ferro. Este ferro oxidado é o responsável pelos veios avermelhados da amostra física e pelos veios esbranquiçados na amostra digital tomográfica. Além disso, pode agir como agente cimentante de partículas.

Em comparado com o método de análise química parcial, percebe-se uma diferença relevante nas concentrações de silicatos (SiO_2) das três amostras, que são maiores na análise por FRX, principalmente na amostra AM02. O mesmo acontece com os teores de alumina (Al_2O_3), da ordem de 20% superiores nos ensaios de análise química total que nos ensaios por ataque sulfúrico, e com os teores de óxido de ferro (Fe_2O_3), que aponta uma diferença da ordem de 5%. Isso é um indício de que parte da alumina, parte da sílica e parte do óxido de ferro se encontram com minerais primários ou em óxidos livres.

Ademais, a boa relação entre Zr/ TiO₂ vai de acordo com a característica residual desses elementos, preservado no perfil como anatase (Boulangé & Carvalho, 1997).

Tabela 5.8 -. Resultado das análises químicas totais (FRX) do solo passante na peneira #200.

Componentes	AM01	AM02	AM03
SiO ₂ [%]	48,587	48,606	49,487
Al ₂ O ₃ [%]	37,456	38,844	39,147
Fe ₂ O ₃ [%]	12,46	10,45	9,394
TiO ₂ [%]	1,184	1,552	1,437
ZrO ₂ [%]	0,117	0,332	0,297
K ₂ O [%]	0,066	0,076	0,083
V ₂ O ₅ [%]	0,047	0,057	0,055
Cr ₂ O ₃ [%]	0,026	-	0,03
CuO [%]	0,025	0,028	0,025
Ir ₂ O ₃ [%]	0,023	-	-
SrO [%]	0,009	-	0,007
MnO [%]	-	0,039	-
Y ₂ O ₃ [%]	-	0,009	0,008
NbO [%]	-	0,007	0,005
Ga ₂ O ₃ [%]	-	-	0,011
PbO [%]	-	-	0,015
TOTAL [%]	100,000	100,000	100,000

Ressalta-se que o processo de formação da caulinita parte da reorganização da sílica com o alumínio, provenientes da dissolução dos feldspatos pelos processos de intemperismo, principalmente por hidrólise (Antunes *et al.*, 2015).

É importante notar que esse ensaio foi executado com material passante na peneira #200. Dessa forma, cerca de 5% do material (que fica retido nessa peneira), que é composto por minerais primários, acabou sendo desprezado. Como grande parte desse material retido na peneira #200 é composto por quartzo (vide ensaio da lupa binocular, item 5.2.1), se este fosse incluído no ensaio haveria um aumento no teor de SiO₂ relativo ao teor de Al₂O₃ (porém, se o fizesse, não seria possível quantificar os argilominerais pelo método).

O resultado da análise quantitativa pelo método descrito no item 4.3.2 pode ser visto na Tabela 5.9. Nota-se que não há ilita em nenhum dos três materiais, o que foi confirmado pelas análises mineralógicas. Já o teor de caulinita, obtido a partir do teor de alumina do ensaio de FRX, se mostrou bastante elevado, sugerindo que a caulinita é predominante nas amostras, coerente com as análises mineralógicas.

A partir dos percentuais granulométricos e da quantidade de caulinita calculada para a porção passante na peneira #200 de cada amostra, calcula-se a seguinte concentração de caulinita para a amostra como um todo: 88,68% para a amostra AM01, 92,62% para a amostra AM02 e 94,55% para a amostra AM03. Há de se notar que a presença do feldspato (que possui alumina na composição) e de gibbsita podem ter influenciado o resultado dessa quantificação.

Tabela 5.9 -. Quantificação pelas análises químicas totais (FRX) do solo passante na peneira #200.

Componentes	AM01	AM02	AM03
% ilita	0,0%	0,0%	0,0%
% Al ₂ O ₃ ilita	0,0%	0,0%	0,0%
% Al ₂ O ₃ demais minerais	37,45%	38,84%	39,15%
% Caulinita	94,82%	98,34%	99,10%
% outros minerais	5,17%	1,66%	0,89%

5.3.3 PH do solo

A medição do pH do solo foi feita em pasta de solo e em suspensões com água, conforme procedimento descrito no item anterior. A Tabela 5.10 mostra os resultados de aferição do pH das três amostras, tanto para o solo (também ilustrados na Figura 5.12) quanto para o extrato de saturação do solo.

Percebe-se que há grande proximidade entre eles, indicando teor levemente ácido ($\text{pH} < 7$) em todos os resultados de extrato de saturação, e mostrando um teor ainda mais ácido para a aferição realizada na pasta de solo. Esse resultado é natural em regiões tropicais (Moncada, 2008), e, também, vai de encontro com a predominância de valores de pH naturalmente ácidos encontrados na região por dados hidroquímicos de Azevedo (2019).

Segundo Barreto (2015), o pH desempenha papel importante nas suspensões de argila. Um pH baixo ($\text{pH} < 7$, ácido) promove interação entre a borda positiva e a superfície negativa das partículas, conduzindo à floculação. Já suspensões estáveis ou dispersões de partículas de argila ocorrem em condições de pH elevado ($\text{pH} > 7$, básico).

Estudos conduzidos por Vasquez (2005), indicam que a adsorção é favorecida à medida que se aumenta o pH, o que também foi confirmado por

Rodrigues (2009), que diz que o mecanismo de adsorção dos sais na caulinita seja predominantemente eletrostático em pH ácido. Ademais, a predominância de partículas na forma de placas, como é o caso da caulinita, com formatos aproximadamente hexagonais, também auxilia no processo de adsorção.

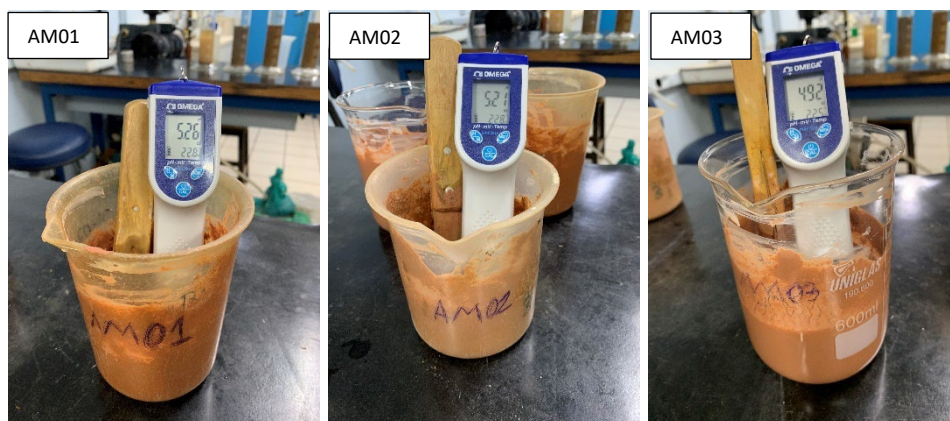


Figura 5.12 – Medição de pH do solo.

Tabela 5.10 -. Medição do pH do solo e do extrato de saturação do solo.

Amostra	pH do solo	pH do extrato de saturação do solo
AM01	5,26	6,22
AM02	5,21	6,41
AM03	4,92	6,23

5.3.4 Presença de Matéria Orgânica

A presença de matéria orgânica nas amostras foi detectada a partir do método de perda por aquecimento (PPA) com uso de mufla, conforme descrito no tópico 4.3.4. A Tabela 5.11 apresenta os resultados obtidos para cada uma das amostras.

Tabela 5.11 -. Resultados do teor de matéria orgânica das amostras.

Amostra	M.O. [%]	Média [%]
AM01A	0,36	0,86
AM01B	1,36	
AM02A	0,72	0,90
AM02B	1,08	
AM03A	2,93	3,58
AM03B	4,22	

Vale ressaltar que, segundo Barreto (2015), no método de PPA, mesmo na temperatura média de 400°C na mufla, pode haver perda de água de constituição da caulinita, o que majoraria a quantificação da matéria orgânica. Antunes (2008) *apud* Bubak (2008), por sua vez, cita que processos de perda d'água podem iniciar a uma temperatura de 300°C, o que significa que a porcentagem encontrada também poderia estar relacionada a esse fato.

Observa-se, pois, um teor de matéria orgânica muito baixo para as amostras AM01 e AM02 (da ordem de 0,9%), e, também, para a amostra AM03, embora esta última tenha apresentado 3,6% de concentração de matéria orgânica, percentual um pouco acima das demais amostras. Esse é um indicativo de que os materiais não são orgânicos.

5.4

Caracterização Microestrutural

5.4.1

Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Foi realizada uma caracterização micromorfológica por microscopia eletrônica de varredura em três amostras de solo indeformado (AM01A, AM02A, e AM03A). A metodologia de preparação das amostras e os métodos de análise se encontram no capítulo anterior.

A estrutura foi caracterizada com a visualização das partículas e suas associações no plano horizontal. São apresentadas imagens de pontos representativos, em escala de 20 µm (magnificação de 4.000x), 10 µm (magnificação de 9.000x) e 2 µm (magnificação de 30.000x), magnitudes escolhidas durante o ensaio para melhor visualização das partículas, ligações, e poros existentes.

As imagens capturadas foram de boa qualidade, e podem ser observadas na Figura 5.13, na Figura 5.14 e na Figura 5.15. As observações indicam que as três amostras são constituídas essencialmente por caulinita (argilomineral 1:1), o que corrobora os resultados das análises de DRX. Os grãos de caulinita se apresentam sob forma pseudo-hexagonal, lamelar, com tamanho máximo de aproximadamente

5 μm (algumas partículas se apresentam menores que 0,2 μm) e podem ser claramente identificados nas figuras.

Ainda, visualiza-se a presença de poros naturais interpartículas e intra-agregados de tamanho fino ($< 2 \mu\text{m}$) e forma irregular, que vai de encontro com os resultados obtidos na porosimetria. Observa-se, também, uma tendência de orientação/alinhamento das partículas de caulinita no plano horizontal, paralelo à orientação da sedimentação da rocha reliquiar, e um conjunto agregado-disperso de argila em escala nanométrica (ajustadas paralelamente), com partículas de caulinita que se agregam face a face, e com nenhuma ou pouca associação borda-borda ou borda-face.

Segundo Brandt (2007), uma fina laminação horizontal pode ser formada no solo por variação do nível freático pretérito. Assim, pensando sobre fenômenos de adensamento, e lembrando que essa argila variegada está em uma condição característica de “sobreadensamento” em virtude dos processos pretéritos de extração da bauxita que ocorreram, quanto maior a tensão efetiva pré suportada pelo solo, mais os poros maiores vão colapsando e se fechando (meso e macroporos) e as partículas tendem a se alinhar paralelamente à direção de deposição (horizontal). Logo, espera-se, de fato, partículas agregadas face a face, conforme observado nas imagens, que levam ao solo apresentar mais microporos (o que está coerente com os resultados de porosimetria encontrados).

A Figura 5.15 é a única que destaca um pequeno trecho com mais partículas em associação levemente mais floculada, diferente dos demais trechos das outras imagens, ou seja, com algumas associações face a face e borda a face.

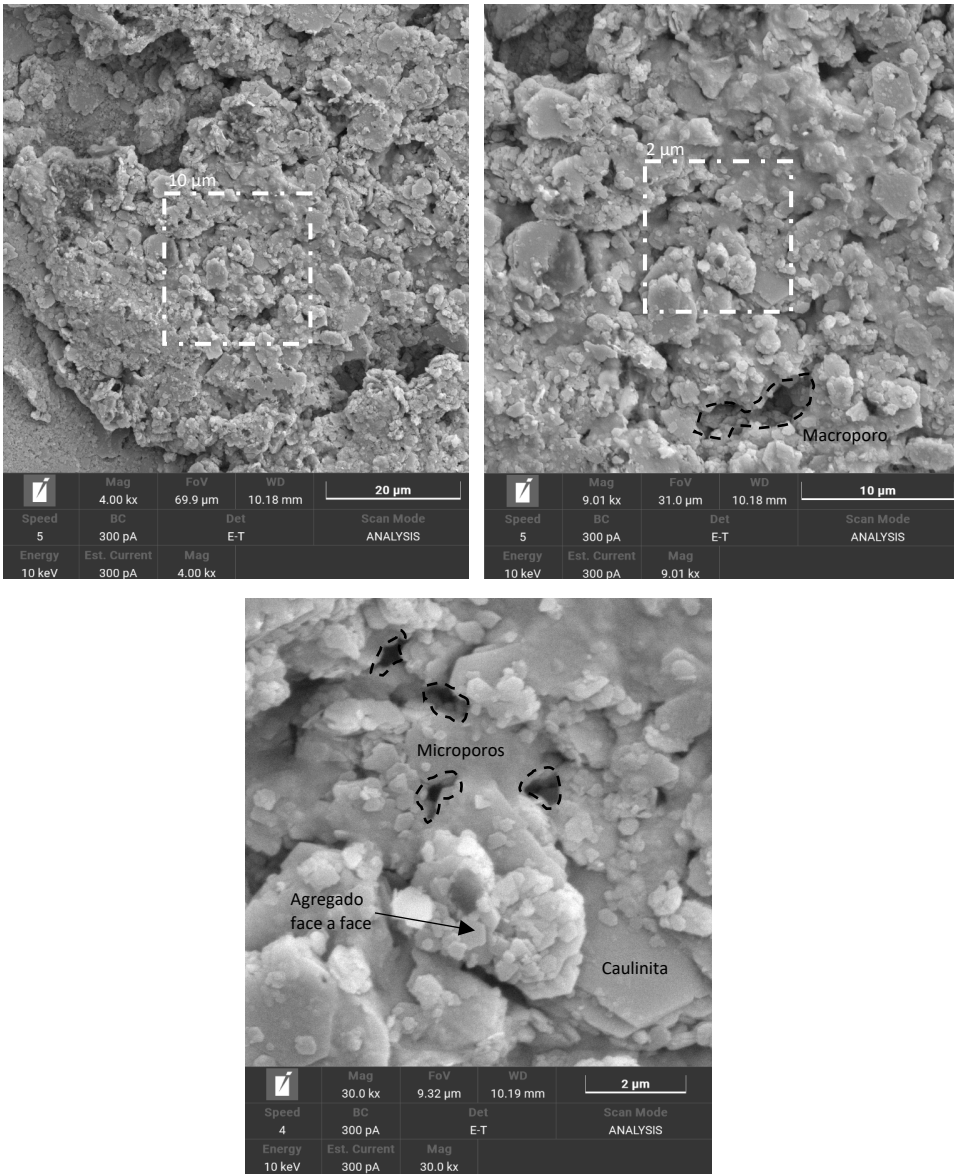


Figura 5.13 – Microfotografias de MEV – AM01A – Plano horizontal.

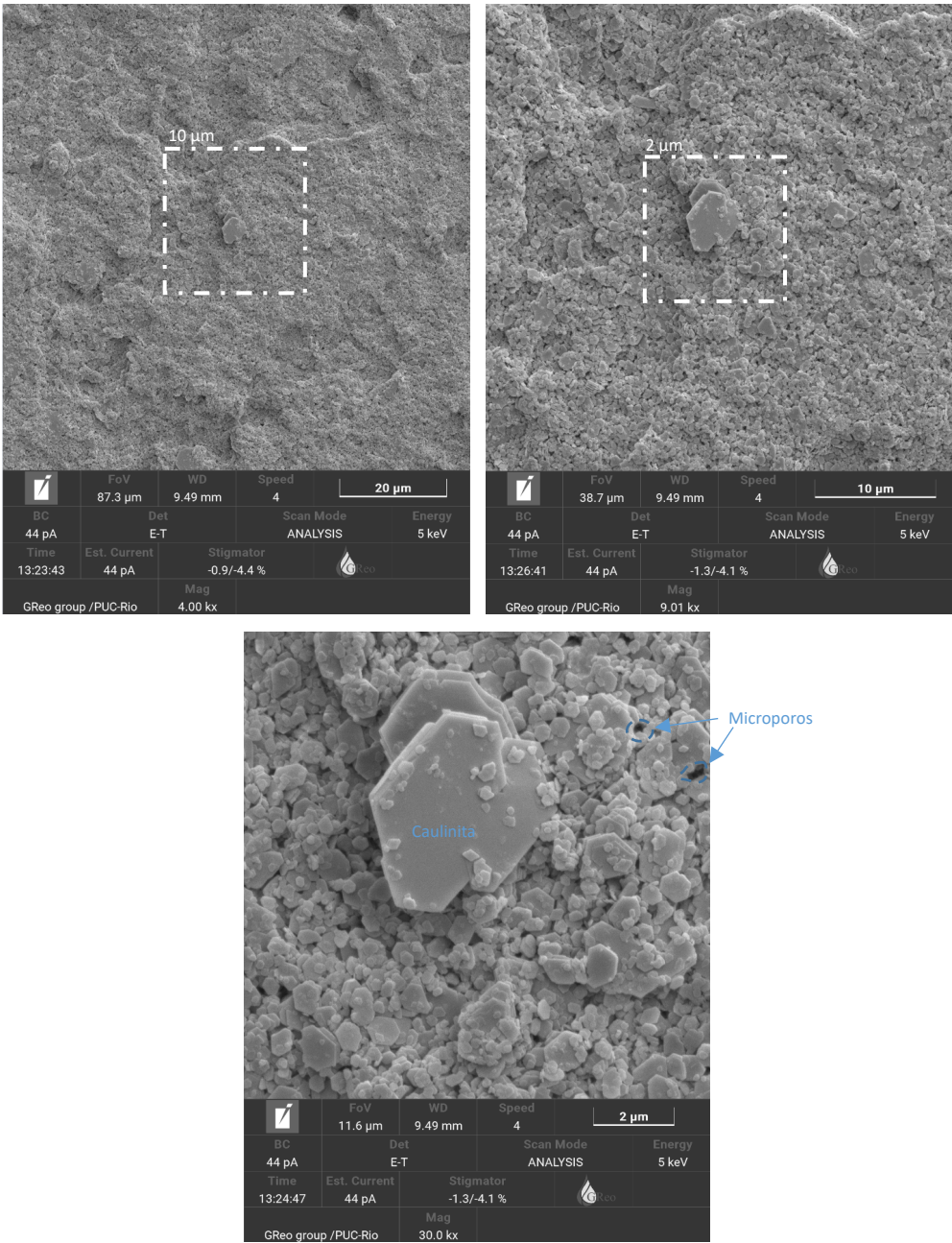


Figura 5.14 – Microfotografias de MEV – AM02A – Plano horizontal.

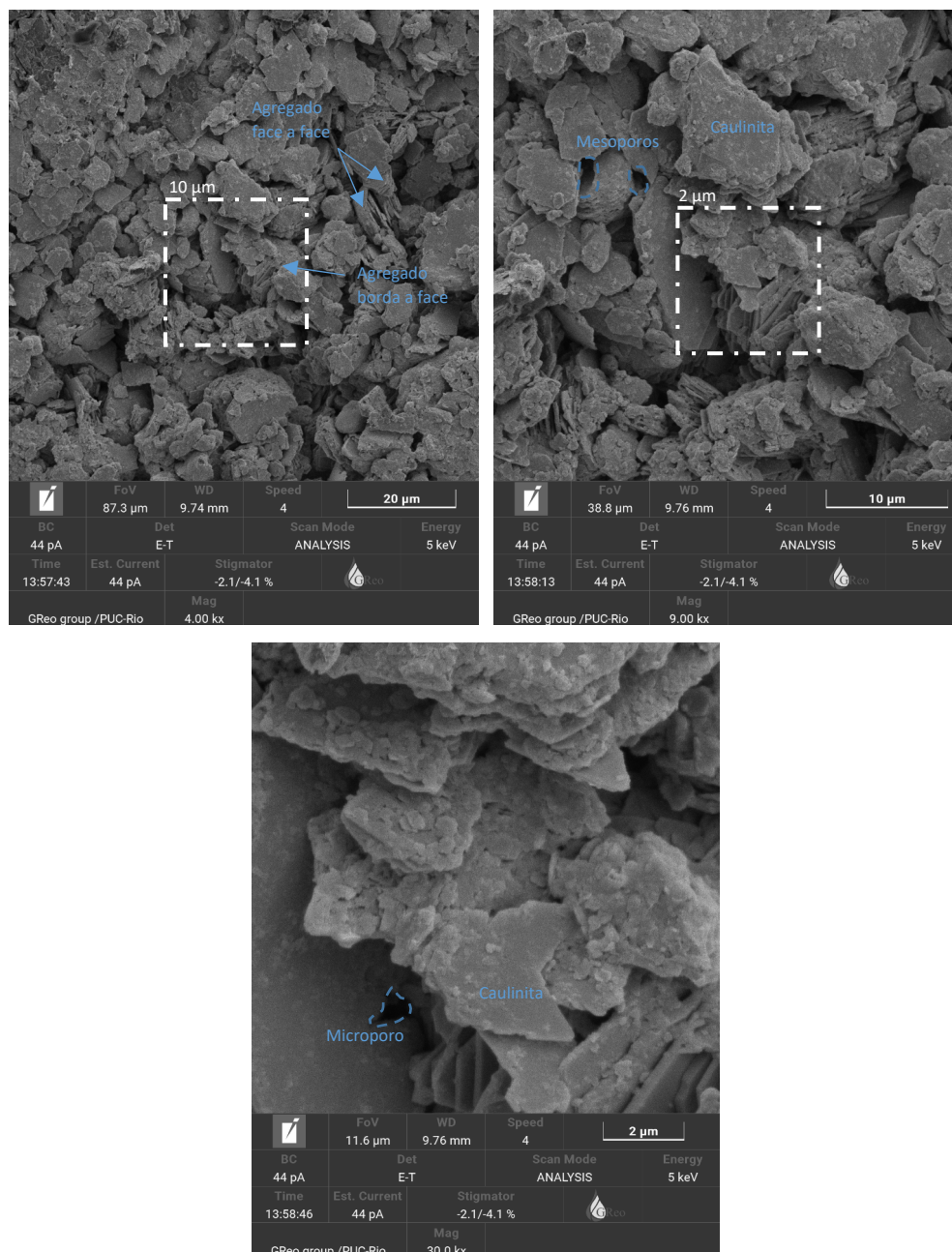


Figura 5.15 – Microfotografias de MEV – AM03A – Plano horizontal.

É interessante notar que, no estudo de Saad *et al.* (2019), em que os autores caracterizaram um material resultante do beneficiamento de arenitos da Formação Furnas, também foram encontradas pilhas de cristais de caulinite com hábito pseudohexagonal agregadas face a face.

5.4.2 Porosimetria por Intrusão de Mercúrio

Neste capítulo são apresentadas as curvas de distribuição incremental e acumulativa de tamanhos de garganta de poros, obtidas do ensaio de porosimetria, conforme resultados exibidos na Figura 5.16 e na Figura 5.17. O ensaio também fornece os valores de porosidade total do solo associada à resolução do ensaio (poro de tamanho mínimo alcançado pela pressão máxima aplicável).

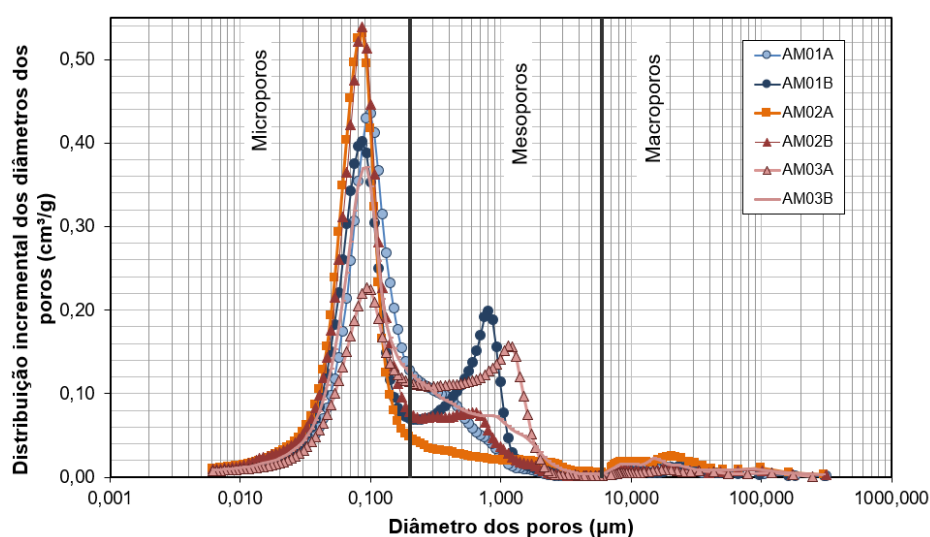


Figura 5.16 – Distribuição incremental dos poros das amostras indeformadas AM01, AM02 e AM03.

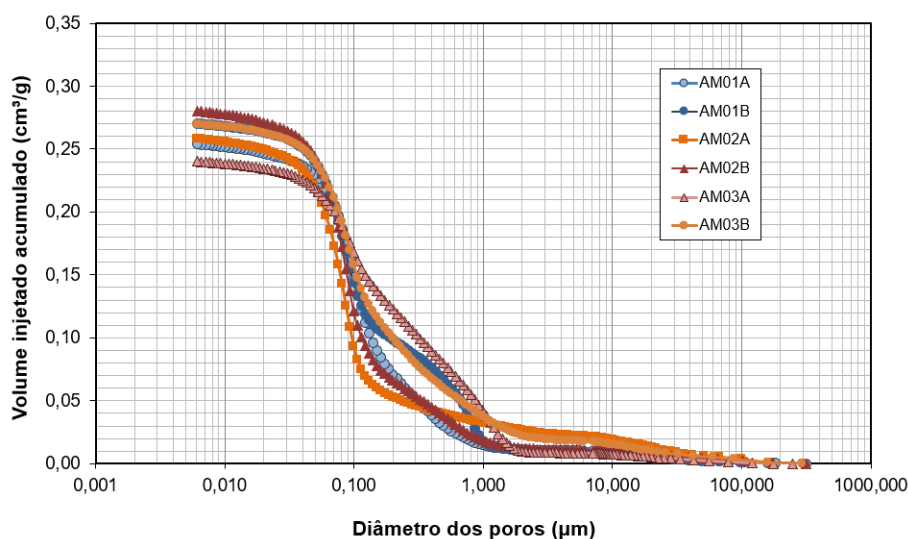


Figura 5.17 – Distribuição acumulativa dos poros das amostras indeformadas AM01, AM02 e AM03.

A distribuição incremental dos diâmetros dos poros mostra um pico bem pronunciado na escala de microporos para todas as amostras, com diâmetros correspondendo de 0,08 a 0,1 μm . No caso das amostras 02A e 02B essa concentração é maior, seguido das amostras 01A e 01B. A amostra 03B aparece logo abaixo, já um pouco deslocada da amostra 03A, que, por sua vez, apresentou a menor concentração de microporos, coerente com a maior presença da fração silte na granulometria da amostra AM03.

A amostra 03A e a amostra 01B também apresentaram um pico na faixa de mesoporos (diâmetro de 0,8 μm no caso da 01B e 1,2 μm no caso da 03A), mesmo que mais discreto. A amostra 02B também apresentou um patamar em 0,65 μm , ainda mais discreto que os demais. Essas diferenças encontradas estão relacionadas com a heterogeneidade e variabilidade do solo natural.

Segundo Zhang & Chen (2005), solos com duas séries de poros apresentam grãos menores que não preenchem por completo os poros formados pelos grãos maiores, o que evidencia um comportamento bimodal no solo, marcado pela presença de duas ou mais séries de poros existentes. Esse seria o caso das amostras 01B e 03A, mesmo que de forma pouco pronunciada.

A distribuição acumulativa dos poros evidencia, para as amostras 01A, 02A, 02B e 03B, curvas com formatos muito próximos de “S”, o que sugere um comportamento monomodal, que é característica de um solo residual jovem (Camapum de Carvalho, 2004), o que contraria a sugestão de um maior grau de intemperismo devido à grande concentração de microporos. As outras duas amostras apresentaram patamares na distribuição acumulativa, mesmo que de forma quase imperceptível, associado a um comportamento bimodal do solo.

A Tabela 5.12 fornece a distribuição dos tamanhos dos poros em percentuais, de acordo com a classificação utilizada para o ensaio. Ela mostra, também, a porosidade total dos materiais obtida nos ensaios de porosimetria, produto do volume total de mercúrio injetado na amostra por grama de solo pelo peso específico seco do solo obtido neste ensaio, bem como a porosidade obtida por correlação dos índices físicos do solo.

Tabela 5.12 -. Distribuição dos poros em porcentagem, porosidade total e porosidade calculada dos índices físicos.

Amostra	Microporos (%) $\phi < 0,2\mu\text{m}$	Mesoporos (%) $0,2\mu\text{m} < \phi < 6\mu\text{m}$	Macroporos (%) $\phi > 6\mu\text{m}$	Porosidade Total (%)	Porosidade IF (Calculada) (%)
AM01 A	71,9	24,0	3,9	47,0	48,3
AM01 B	63,6	33,2	3,1	48,1	48,3
AM02 A	79,4	12,1	8,4	46,7	48,1
AM02 B	76,2	19,8	3,8	49,4	48,1
AM03 A	48,8	47,6	3,4	46,0	45,6
AM03 B	62,8	30,5	6,5	48,3	45,6

Em geral, percebe-se que o material é essencialmente composto por poros de diâmetro menor que $0,2\mu\text{m}$. As amostras 02A e 02B têm maior concentração de microporos, seguido das amostras 01A e 01B. Fica claro, pela tabela, que as amostras 03A e 03B são as que mais apresentaram concentração em mesoporos, apesar de também terem como predominante os poros menores que $0,2\mu\text{m}$, fato associado com o fato da amostra AM03 apresentar maior concentração de silte em sua composição granulométrica.

Tal característica, de grande concentração de microporos, está relacionado, segundo Moncada (2008) e Delcourt *et al.* (2022), que também o encontraram nos seus estudos (mas para solos residuais de gnaiss facoidal), com maior grau de intemperismo do solo, e é coerente com a distribuição granulométrica dos materiais. Entretanto, é preciso cuidado nessa avaliação, visto que as amostras não se tratam de um perfil de intemperismo, e sim de um mesmo horizonte de solo residual originado de rocha sedimentar.

Segundo Romero & Simms (2009) e Romero *et al.* (1999), uma das limitações do ensaio de porosimetria de mercúrio é que poros isolados, cercados por partículas sólidas, não são medidos. Assim, como o ensaio só consegue quantificar os poros interconectados do solo e os resultados convergiram com aqueles encontrados pelos índices físicos do solo calculados dos anéis indeformados retirados das amostras para ensaio de papel filtro (com diferença de, no máximo, 2,7%), isso sugere que o material apresenta pouca quantidade de poros isolados, principalmente com relação às amostras AM01B e AM03A (Figura 5.18). Ademais, isso é um sinal de que a microestrutura do solo se manteve preservada durante a aplicação das pressões de injeção de mercúrio.

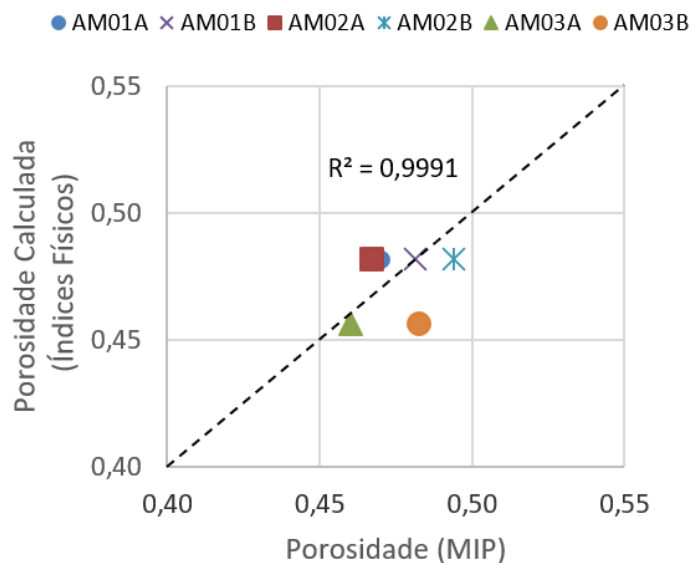


Figura 5.18 – Relação da porosidade total medida pelo ensaio de porosimetria com a porosidade obtida pelos índices físicos.

5.4.3 Microtomografia Computadorizada

As imagens de microtomografia geradas das amostras AM01, AM02 e AM03 podem ser visualizadas na Figura 5.19, na Figura 5.20 e na Figura 5.21, respectivamente. Lembrando que o objetivo desse ensaio era conhecer o material como um todo, avaliando as estruturas reliquias dos corpos de prova, motivo pelo qual se optou pela resolução de 36 μm , na qual se via toda a seção transversal de um corpo de prova triaxial de 36 mm de diâmetro. Nas imagens classificadas, o vermelho representa os poros, o verde representa a matriz, o roxo representa os veios claros e o amarelo representa os grãos brancos.

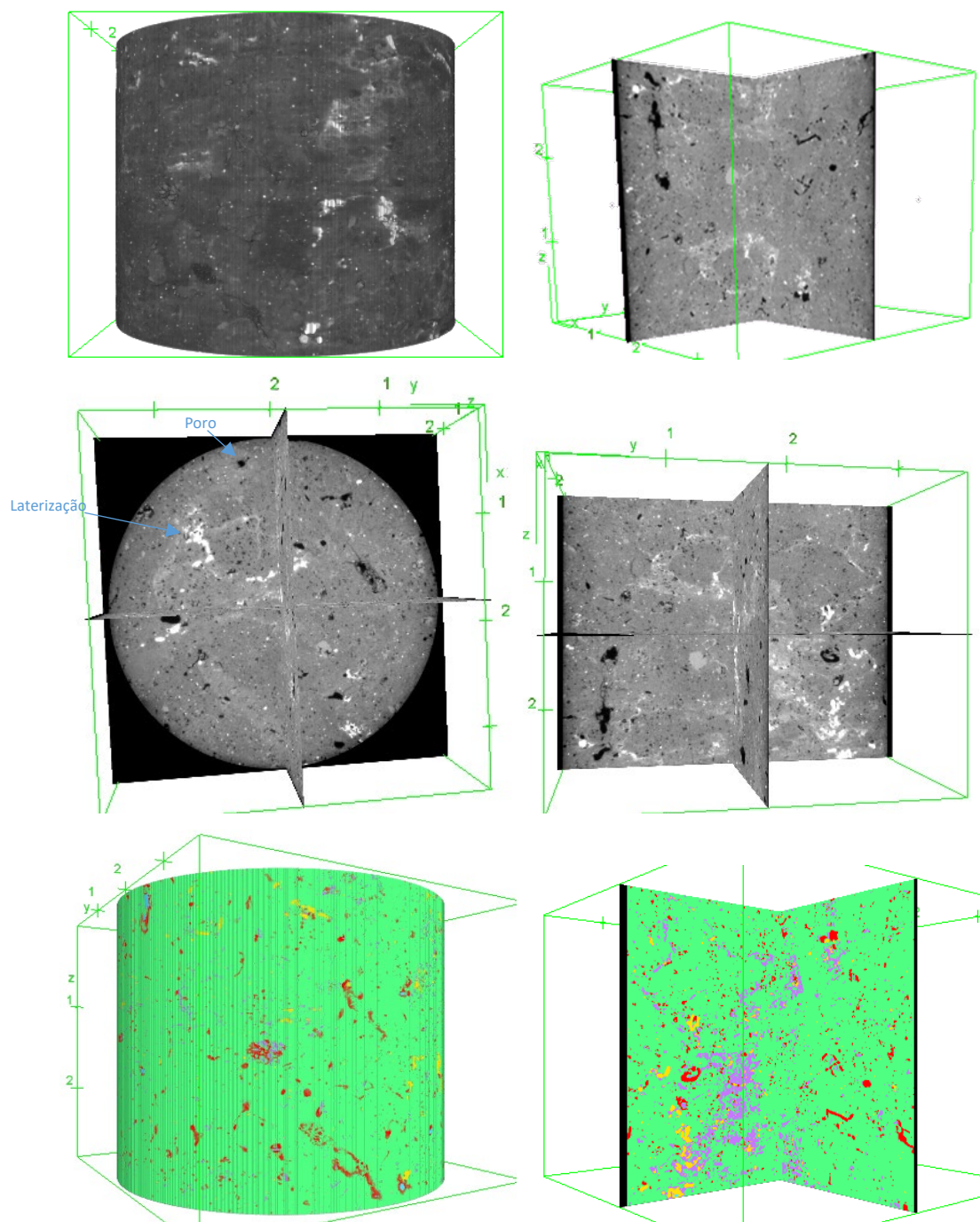


Figura 5.19 – Reconstrução da AM01A na microtomografia (volume e seções).

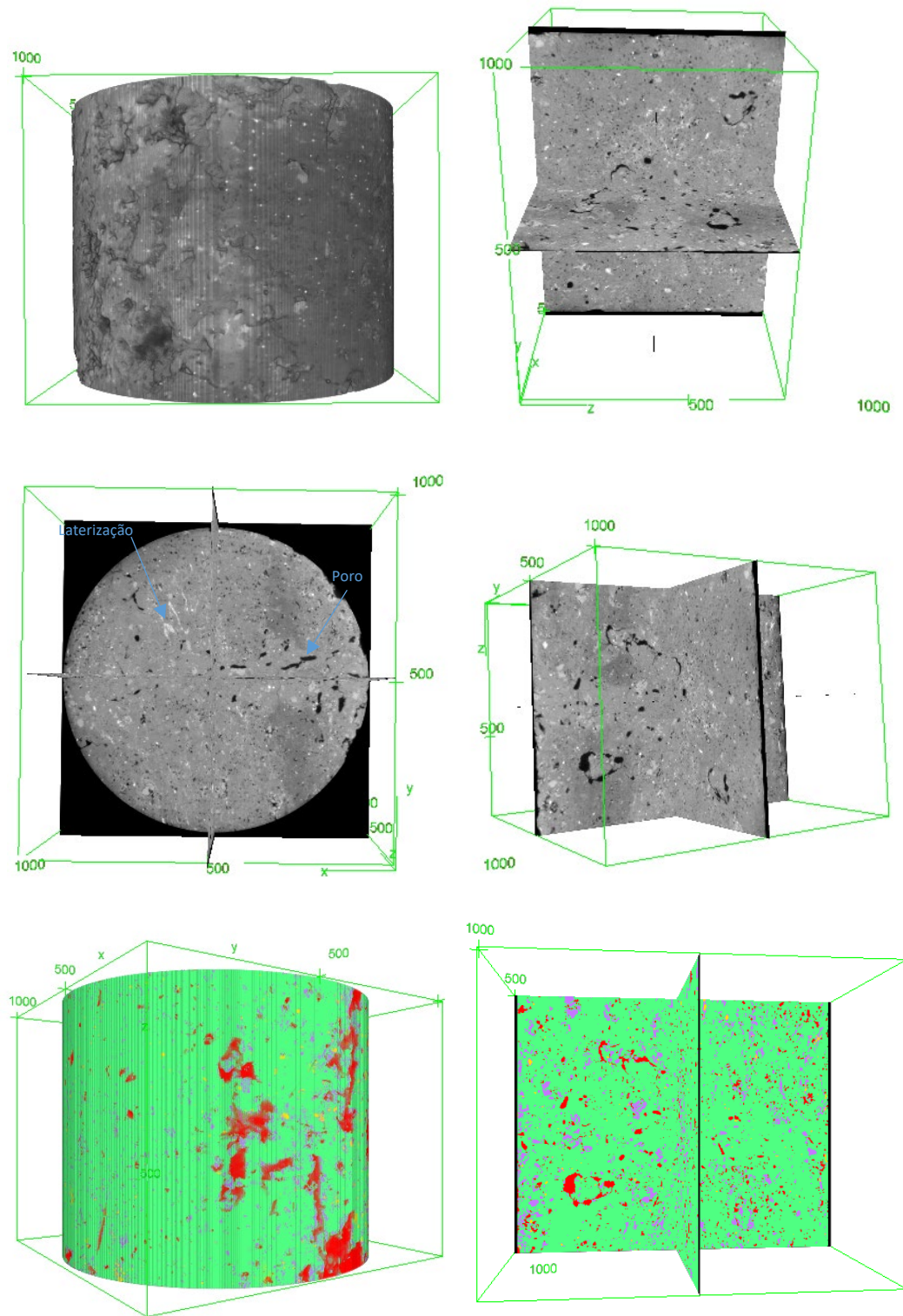


Figura 5.20 – Reconstrução da AM02A na microtomografia (volume e seções).

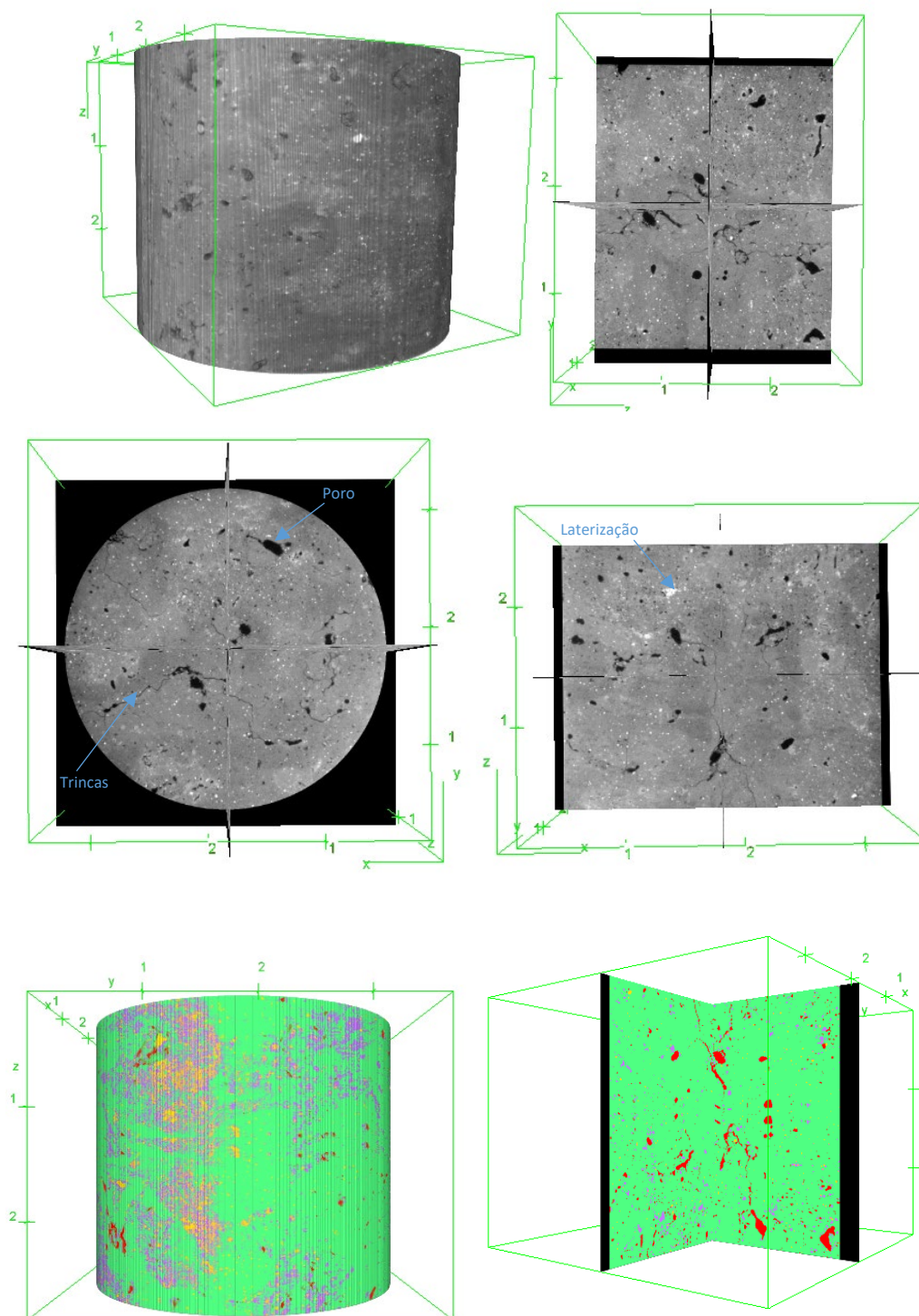


Figura 5.21 – Reconstrução da AM03A na microtomografia (volume e seções).

Na tomografia, os tons dos pixels em escala de cinza são associados à atenuação dos raios X de cada componente e à sua densidade. Assim, o ferro é um componente denso e de alta atenuação de raios X e, por isso, na reconstrução tomográfica em escala de tons de cinza ele aparece como veios brancos. O poro,

por exemplo, que não absorve raios X, se mostra preto ou cinza escuro. A argila, no caso caracterizada como caulinita, é cinza médio (fica ligeiramente mais escura em função da existência de microporos que não atenuam os raios-X), e assim por diante, de acordo com a densidade do mineral ou partícula. A gibbsita, por ter baixa densidade, também é classificada em conjunto com a fase argilosa microporosa.

Observa-se uma certa desorientação da microestrutura dos três materiais, que possuem uma matriz argilosa predominante, e heterogeneidade da distribuição de poros, fatores coerentes com a origem residual do material (e que sugerem um alto grau de intemperismo). Os veios claros representam veios de processos de intemperismo e laterização no interior da matriz argilosa caulinítica. Também é possível observar alguns grãos brancos distribuídos pelas amostras, referentes a concreções de óxido de ferro, ambos podendo agir como agente cimentante.

Como o horizonte de argila variegada já foi submetido a um alívio de tensão vertical (em função da lavra da bauxita), e também alívio de tensão horizontal em função do corte (e da própria amostragem), é possível a ocorrência de propagação de algumas trincas no campo e nas amostras. Essas trincas foram observadas na amostra AM03A, e esse fato pode estar vinculado com o pico de mesoporos que ocorreu no ensaio de porosimetria desse mesmo corpo de prova.

Analisando as imagens dos corpos de prova, há um indicativo de que esse material seja oriundo de um argilito ou de um arenito feldspático, presentes na camada basal da Formação Alter do Chão.

Caso a camada seja de fato oriunda de um arenito feldspático, como o corpo de prova foi retirado do talude próximo à borda do platô Saracá, seria possível que processos erosivos tenham lavado os materiais mais friáveis, o que justificaria a grande concentração de argila nas amostras. Para solucionar essa dúvida, seria interessante a extração de amostras desse material com tubo Shelby em diferentes profundidades, porém de forma mais centralizada no platô.

Ademais, como observado na Figura 5.22, que apresenta a rede tridimensional de poros das amostras, nota-se grande interconexão entre os poros no sentido vertical da estrutura dos corpos de prova, que pode explicar um caráter fortemente anisotrópico de permeabilidade desse solo, refletindo em resultados de investigações geotécnicas de campo (como, por exemplo, nos resultados de dissipação de poropressão de ensaios CPTu, que evidenciam forte característica de

drenagem vertical). Nesse caso, os poros interconectados estariam contribuindo para um maior coeficiente de permeabilidade vertical em relação ao coeficiente de permeabilidade horizontal, lembrando que grande parte desses poros são interconectados (vide resultados de porosimetria).

Brandt (2007) comentou sobre a presença de canalículos em meio à argila variegada que podem ser atribuídos a presença de vermes (minhocuços) que manifestam movimentação em direção ao lençol freático, para captação de água. Curiosamente, esse fato pode ter correlação com a existência dos poros conectados verticalmente, citados no parágrafo anterior.

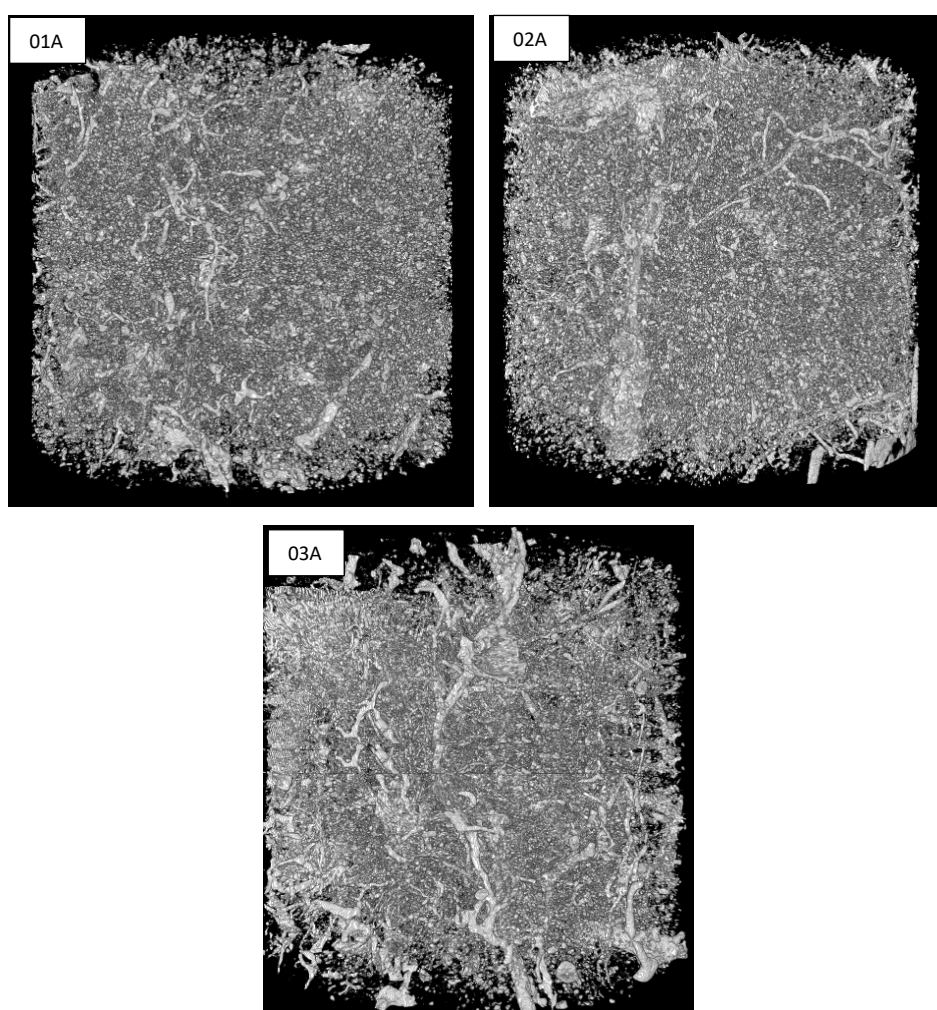


Figura 5.22 – Vista tridimensional da rede de poros das amostras.

A Tabela 5.13 resume as quantidades obtidas da segmentação executada através da técnica de *machine learning*. Como resultado, as três amostras se mostraram muito similares, com a matriz (englobando essencialmente caulinita,

mas também quartzo, feldspato e gibbsita) se apresentando em concentrações entre 85 e 89% das amostras.

Vale lembrar que, diante da resolução do ensaio, os poros quantificados (3 a 6%, aproximadamente) constituem somente os macroporos existentes (tamanhos maiores que a resolução da imagem, ou seja, maiores que 36 μm). Sendo assim, não foi possível distinguir os mesoporos nessa avaliação.

Vale notar que, dos macroporos quantificados, estes (que variam de 3,8 a 5,4%) corresponderam aos resultados da análise quantitativa realizada nos ensaios de porosimetria por intrusão de mercúrio, o que traz legitimidade aos números.

Também é importante ressaltar a ocorrência dos veios claros nas amostras, que são oriundos de processos de intemperismo e laterização que estão ocorrendo, enquanto os grãos brancos são concreções de óxidos de ferro.

Tabela 5.13 – Porcentagens volumétricas da classificação da tomografia das amostras.

Classificação	AM01	AM02	AM03
Macroporos	4,95%	5,36%	3,86%
Matriz	87,79%	86,40%	89,82%
Veios claros	6,00%	7,63%	5,11%
Grãos brancos	1,26%	0,60%	1,20%

5.5

Curvas Características de Retenção de Umidade do Solo

A curva característica de retenção de água do solo foi obtida através do método de ensaio do papel filtro, conforme demonstrado no item 4.6.

Nesse ensaio, também foi possível determinar alguns dos principais índices físicos dos materiais nas suas umidades de campo (estado natural), já que os anéis de solo foram extraídos dos blocos indeformados. Os resultados apresentados na Tabela 5.14 são as médias dos valores determinados em cada anel para cada amostra, obtidos por correlações clássicas de índices físicos da Mecânica dos Solos.

Tabela 5.14 -. Índices Físicos.

Amostra	w_{campo} (%)	G_s	γ_{nat} (kN/m ³)	γ_d (kN/m ³)	e	n	S (%)
AM01	29,60	2,671	17,53	13,53	0,93	0,48	84,91
AM02	29,48	2,663	17,55	13,56	0,93	0,48	84,86
AM03	24,91	2,657	17,66	14,13	0,84	0,46	78,83

As equações das retas exibidas na Figura 5.23 (AM01), na Figura 5.24 (AM02) e na Figura 5.25 (AM03) mostram o resultado para determinação da umidade volumétrica do solo quando saturado ($\theta = 48,4\%$ para AM01, $\theta = 48,4\%$ para AM02 e $\theta = 46,1\%$ para AM03). O coeficiente de determinação (R^2) dessas retas ficou muito próximo de 1,0, evidenciando um bom ajuste, ou seja, que foi possível extrapolar a umidade volumétrica do solo para quando $S=100\%$ de forma precisa.

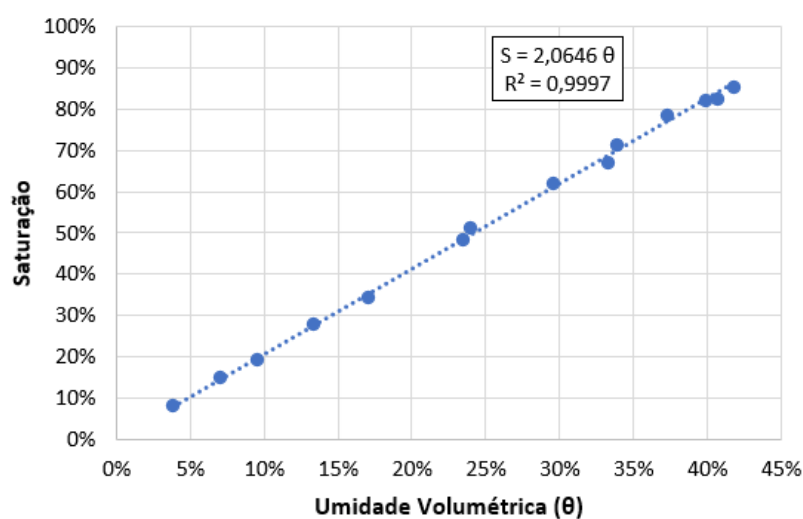


Figura 5.23 – Curva Saturação *versus* Umidade volumétrica AM01.

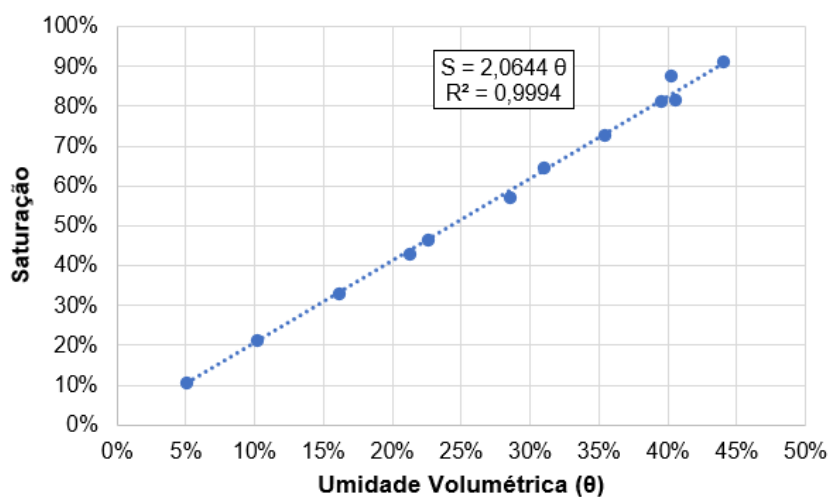


Figura 5.24 – Curva Saturação *versus* Umidade volumétrica AM02.

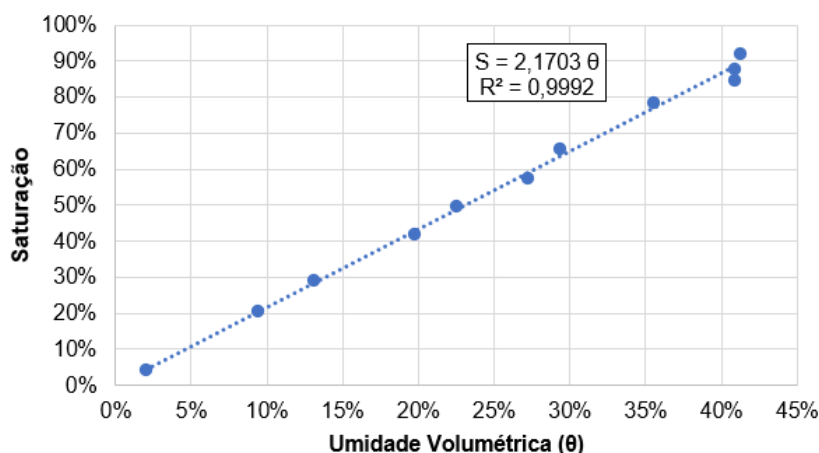


Figura 5.25 – Curva Saturação *versus* Umidade volumétrica AM03.

A próxima etapa foi determinar, dentre os ajustes numéricos das curvas características de sucção disponibilizados pelo programa, aquele que mais se aproximava dos dados experimentais obtidos. Atribuiu-se, pois, o ajuste proposto por Fredlund & Xing (1994), em que as curvas apresentam somente um ponto de inflexão, sugerido por uma distribuição monomodal de poros.

Os parâmetros de ajuste da curva característica de retenção de umidade estão expostos na Tabela 5.15, enquanto os resultados, plotados na Figura 5.26 para a amostra AM01, na Figura 5.27 para a amostra AM02 e na Figura 5.28 para a amostra AM03, evidenciam que a distribuição é caracterizada pela existência de microporos, formados no interior das agregações, associado aos elevados valores de sucção obtidos. Destaca-se que o mal ajuste da curva observado para valores de sucção menores que 100kPa é justificado pela baixa precisão do método de papel filtro para faixas de sucções até 100kPa (Marinho, 1994; Marinho & Oliveira, 2006).

Nota-se, também, uma proximidade muito grande entre os valores de sucção matricial obtidos para o papel filtro do topo e da base dos anéis de solo ensaiados, para as três amostras. Ademais, também foi possível observar que tanto a amostra AM01 quanto as amostras AM02 e AM03 apresentaram perda brusca de umidade na mesma faixa de sucção, ou seja, entre aproximadamente 1.000 e 10.000 kPa.

Ressalta-se que, de acordo com Fredlund & Xing (1994) o valor de entrada de ar de um solo (ψ_b) é o valor de sucção mátrica que corresponde à quando o ar começa a entrar nos poros desse solo. Por sua vez, o teor de umidade volumétrica residual (θ_r) é o valor que corresponde à quando uma grande mudança na sucção é requerida para seja possível remover mais água do solo.

Tabela 5.15 – Parâmetros de ajuste de Fredlund & Xing (1994) para a curva característica de retenção de umidade.

Amostra	Θ_{sat} [%]	af [kPa]	nf	mf	R ²
AM01	48,4	2499,92	2,68	1,50	0,83
AM02	48,4	2499,80	3,74	0,94	0,79
AM03	46,1	2499,60	1,38	2,14	0,94

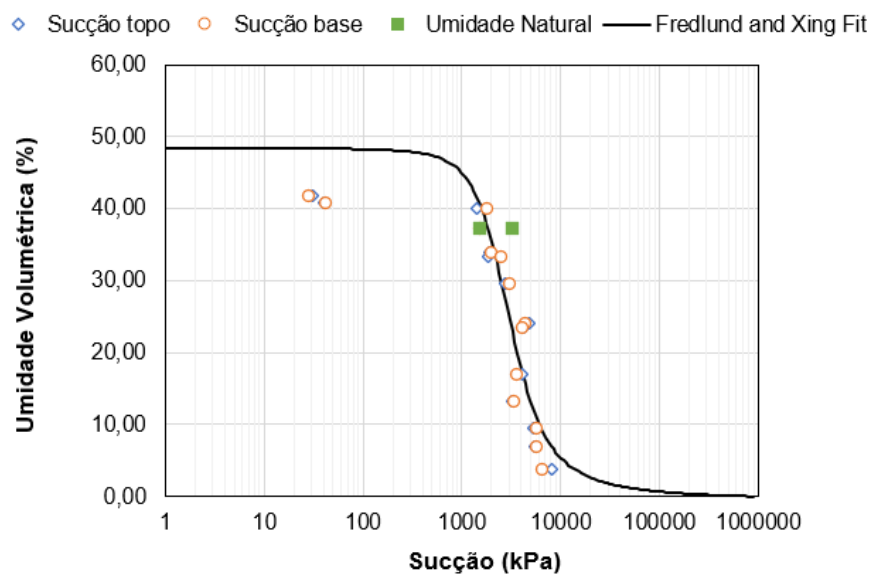


Figura 5.26 – Curva característica de retenção de umidade - AM01.

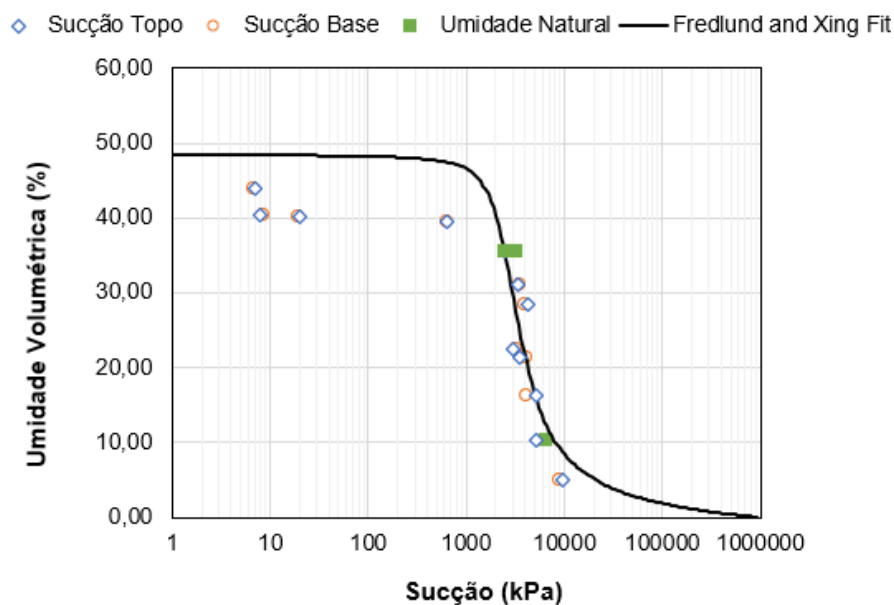


Figura 5.27 – Curva característica de retenção de umidade - AM02.

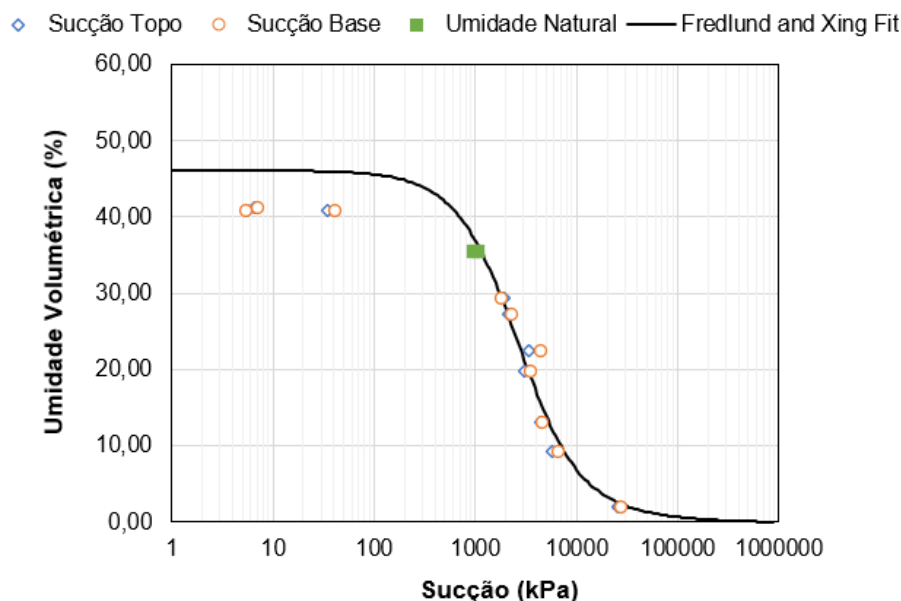


Figura 5.28 – Curva característica de retenção de umidade - AM03.

A Tabela 5.16 resume os valores de entrada de ar (ψ_b) dos microporos, bem como o teor de umidade volumétrica residual (θ_r) de cada uma das amostras. Observa-se que o valor de entrada de ar da amostra AM03 foi menor do que aqueles apresentados pelas amostras AM01 e AM02, apesar de ter apresentado a menor porosidade (associado a um menor índices de vazios). Possivelmente esse resultado está associado a poros com tamanhos maiores, visto que a AM03 apresentou maior concentração de mesoporos, o que diminui o valor de entrada de ar.

A impressão de que maiores índices de vazios resultam em menores valores de entrada de ar, no entanto, é essencialmente verdadeiro para solos mais granulares, nos quais prevalece o mecanismo de capilaridade. Na presença de finos, efeitos adicionais de superfície mineral argilosa, que englobam mecanismos eletrostáticos, se tornam mais relevantes (Delcourt *et al.*, 2022).

A amostra 03A foi, também, a que apresentou menor concentração de microporos dentre as demais, como evidenciado no ensaio de porosimetria. A amostra AM02, que se mostrou com a maior concentração de microporos, foi também a que apresentou maior pressão de entrada de ar.

Em termos comparativos, Delcourt *et al.* (2022) encontrou valores de entrada de ar nos microporos de 500 kPa, 600 kPa e 2000 kPa para solos residuais de gnaiss facoidal com níveis de intemperismo baixo, médio e alto, respectivamente.

Quanto ao teor de umidade volumétrico residual, destaca-se o resultado da amostra AM02, que foi superior ao encontrado para as demais amostras (e também apresentou o maior valor de entrada de ar), seguindo da AM01 e, por último, da AM03 (que também apresentou o menor valor de entrada de ar).

Tabela 5.16 - Valores de entrada de ar nos microporos e teor de umidade volumétrico residual de cada amostra.

AM01		AM02		AM03	
ψ_b [kPa]	θ_r [%]	ψ_b [kPa]	θ_r [%]	ψ_b [kPa]	θ_r [%]
1.248,60	2,20	1.559,39	4,92	644,06	1,60

5.5.1

Correlação dos resultados de papel filtro e porosimetria

A Figura 5.29, a Figura 5.30 e a Figura 5.31 exibem os resultados do experimentos realizados com papel filtro, já com seus respectivos ajustes numéricos, sobrepostos às curvas de sucção extraídas do ensaio de porosimetria pelas formulações acima. Vale destacar que Bubak (2008), que estudou um perfil de alteração de rocha alcalina, aponta que disparidades entre os resultados dos dois ensaios podem ser originadas devido a perturbações provocadas pela pressão no momento da intrusão de mercúrio.

Porém, observa-se que, ao contrário do que foi apontado pelo autor acima, e indo de encontro com Aung *et al.* (2001), que observaram boa correlação entre as curvas de porosimetria por intrusão de mercúrio e as curvas característica de retenção de umidade obtidas através de placas de pressão de um solo residual de granito, as curvas de sucção pelos dados dos testes de papel de filtro apresentaram um ajuste bem razoável com as curvas obtidas pelo ensaio de porosimetria, para todas as amostras ensaiadas nessa pesquisa. Também houve equivalência no valor de umidade volumétrica do material quando saturado. Isso corrobora com a utilização do método de porosimetria para estimar a curva característica do solo, uma vez que este pode ser feito em um prazo mais curto quando comparado com o método de papel filtro.

Também vale ressaltar que a interação entre a água e as partículas de argila no ensaio de papel filtro pode causar uma pequena diferença nos resultados da curva

característica quando comparado com o ensaio de porosimetria, sobretudo em materiais com grande concentração de fração fina, uma vez que o mercúrio não é reativo com as partículas de argila.

Embora recuperadas do mesmo bloco individual, as amostras dos testes de MIP e de cada teste de papel de filtro foram moldados a partir de diferentes partes de cada bloco. Assim, a heterogeneidade inerente aos solos residuais pode ajudar a explicar pequenas divergências. O fato é que, para um material altamente intemperizado, que é mais homogêneo por natureza, a dispersão dos resultados do teste de MIP se apresenta de forma mais branda e com melhor ajuste dos dados de papel filtro (Delcourt *et al.*, 2022).

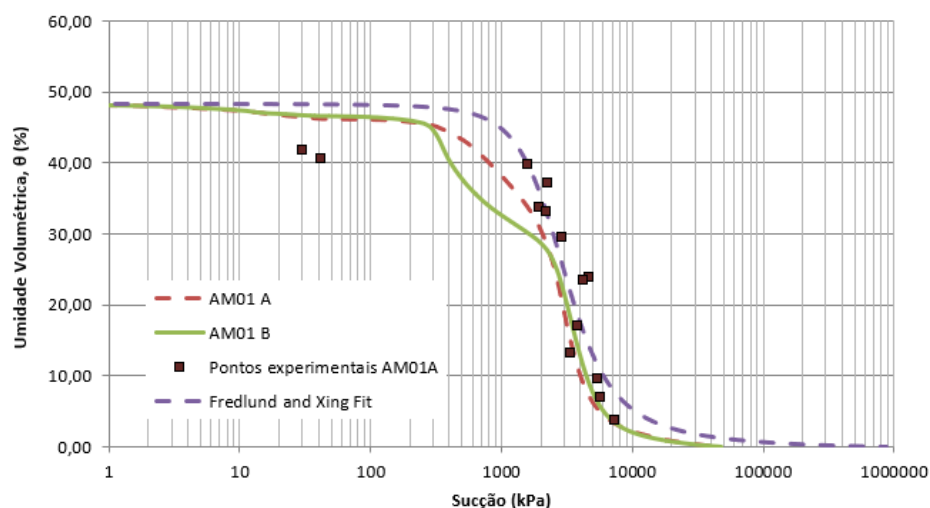


Figura 5.29 – Resultados de papel filtro e porosimetria - AM01.

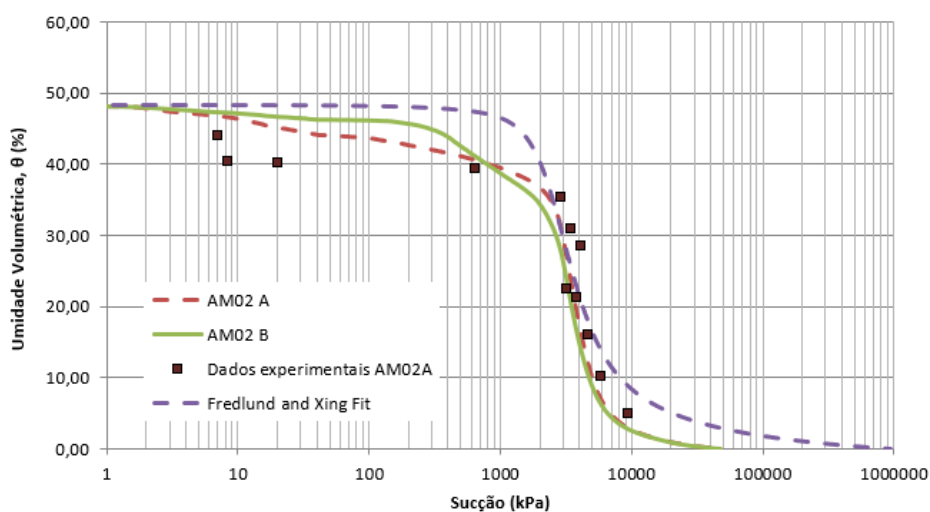


Figura 5.30 – Resultados de papel filtro e porosimetria - AM02.

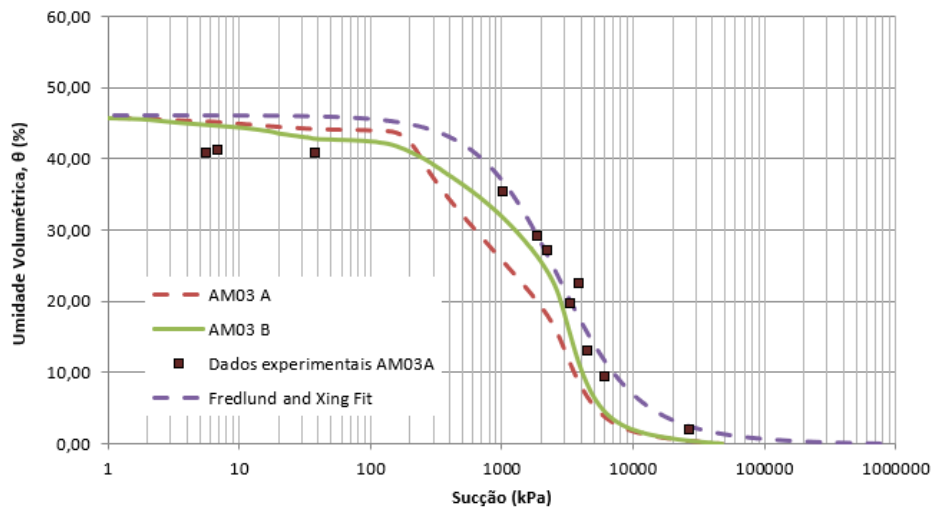


Figura 5.31 – Resultados de papel filtro e porosimetria - AM03.

6 Conclusões e Sugestões

6.1 Conclusões

O presente trabalho apresentou resultados e análises físico-químicas, mineralógicas e estruturais acerca de três amostras de solo residual retiradas da borda do Platô Saracá Oeste localizado no município de Oriximiná-PA. O local se enquadra no contexto geológico da formação Alter do Chão, composta por arenitos feldspáticos intercalados com camadas de argilitos, siltitos e, em menor escala, conglomerados. Essa variedade geológica existente dificulta uma correlação precisa do solo residual com a rocha mãe.

Os índices físicos mostram que as três amostras apresentam grande percentual de finos (fração de tamanho silte + argila), de cerca de 95%, sendo a fração de argila existente de 69% para a amostra AM01, 53% para a AM02 e 47% para a AM03. A densidade relativa dos grãos, reflete a composição química-mineralógica do solo natural, foi similar para as três amostras, da ordem de 2,66 (dentro da faixa da caulinita). Por sua vez, os limites de consistência mostram que os materiais são altamente plásticos e apontam para uma argila inativa. Finalmente, os índices de vazios, calculados a partir dos anéis utilizados para o ensaio de sucção, foram de 84 a 93%. Esses resultados vão de encontro com o que foi definido em Brandt (2007) para a argila variegada: material constituído basicamente por argila e silte com textura finamente porosa, plástica e com índice de vazios elevado.

Resultados das análises químicas parciais não se mostraram adequados para determinar o grau de intemperismo das amostras, e nem mesmo para quantificação da caulinita. Esse fato está muito associado à diferença no percentual de alumina e sílica encontrado, que não foi visto na análise química total, e até mesmo pela baixa concentração de ferro obtida pelo ensaio. Possivelmente isso ocorreu devido à pequena representatividade amostral da quantidade de solo que é levada ao ensaio de ataque sulfúrico.

Por sua vez, os resultados da análise química total mostraram valores de alumina e sílica muito próximos da caulinita pura, definida por Santos (1975). Isso

é totalmente coerente com os resultados das análises mineralógicas por difração de raio-x, uma vez que estes mostram um solo principalmente composto por caulinita (um alumino silicato) com picos difratados intensos e agudos, o que indica grande concentração e cristalinidade desse mineral.

As observações do MEV indicaram que as três amostras são constituídas essencialmente por caulinita (argilomineral 1:1), que se apresenta de forma pseudo-hexagonal e lamelar, corroborando com as análises mineralógicas. Observou-se, também, a existência de microporos e uma tendência de orientação/alinhamento das partículas de caulinita no plano horizontal, com partículas que se agregam face a face, coerente com o histórico de tensões que a camada foi submetida (alívio de tensões pelo processo de lavra da bauxita, camada sobrejacente).

Os resultados de porosimetria por intrusão de mercúrio mostraram uma grande concentração de microporos no material, e curvas de distribuição acumulada de poros com formato próximo de “S”, que indica um comportamento monomodal do solo. Ademais, notou-se que o material apresenta pouca quantidade de poros isolados, ou seja, indicando que os poros do material são interconectados.

Esse fato, somado com as observações da microtomografia computadorizada, foram grandes contribuições do presente trabalho. Através da rede tridimensional de poros das amostras, notou-se ampla interconexão entre os poros no sentido vertical da estrutura dos corpos de prova, que pode explicar um caráter fortemente anisotrópico de permeabilidade desse solo, refletindo nos resultados de investigações geotécnicas de campo.

Ademais, a microestrutura aparece com certa desorientação e heterogeneidade de geometria dos poros e elementos ferruginosos, e os grãos de quartzo observados na lupa binocular apresentaram formas sub-angulares. Esses fatos sugerem uma origem residual do material, bem como um alto grau de intemperismo do mesmo.

Os resultados dos testes de papel de filtro indicaram um comportamento monomodal do solo, e valores elevados de entrada de ar nos microporos. Esses resultados mostram uma excelente correspondência com as curvas de sucção obtidas através do ensaio de porosimetria para todas as amostras testadas nesta pesquisa. Além disso, verificou-se que o valor da umidade volumétrica do material saturado era equivalente entre os dois métodos. Esses resultados sustentam a

utilização do método de porosimetria como uma opção para estimar a curva característica de umidade do solo, tendo em vista que esse método pode ser realizado em um período de tempo mais curto em comparação com o método de papel de filtro.

Por fim, não se identificou diferenças mineralógicas-estruturais que possam justificar comportamentos divergentes entre as amostras, do ponto de vista de engenharia, sendo coerente considerá-las como um único material nos modelos geológico-geotécnicos.

6.2

Recomendações para Trabalhos Futuros

- i. Extração de novas amostras indeformadas em profundidades maiores que 20m e mais distante da borda do platô (propõe-se a utilização de tubos Shelby de material inoxidável, sem folga interna), e repetição do programa experimental nessas amostras, de forma a comparar os resultados obtidos;
- ii. Execução de sondagens profundas, que mostrem todo horizonte de solo e rocha, permitindo tecer análise sobre o perfil de intemperismo local, avaliando as transições de campo;
- iii. Análise química e mineralógica da rocha parental para que seja possível comparar com as análises do solo, avaliando textura, composição etc.
- iv. Realização de análises mineralógicas quantitativas, para conhecer as porcentagens relativas de cada mineral identificado no solo e confirmar as quantidades estimadas por métodos das análises químicas. Para tal, pode-se utilizar o ensaio DRX pelo método do pó, com uma massa padrão conhecida;
- v. Sugere-se a execução do MEV associada com um detector de Energia Dispersiva de Raios X (Energy Dispersive X-Ray Spectrometer - EDS), que tem importância na determinação da composição do solo, permitindo determinar a composição química semi-quantitativa das fases, em pontos específicos. A amostra

deverá ser adequadamente preparada para tal, utilizando-se recobrimento metálico de cobre;

- vi. Preparo das amostras do MEV com liofilização, visto que a talha com fio fino de nylon pode gerar laminação da amostra. Portanto, sugere-se que face de visualização seja produzida por fraturamento brusco ao longo do plano formado pelo congelamento.
- vii. Realização do ensaio de tomografia computadorizada com lentes mais ampliadas, para tentar analisar os poros com tamanho de voxel da ordem de 1 μm (ou seja, analisando os mesoporos). Deve-se utilizar amostras similares às que foram utilizadas no MEV, retiradas dos corpos de prova já ensaiados, de forma a realizar uma análise estatística;
- viii. Realização do ensaio de MEV considerando a seção transversal dos corpos de prova, para melhor visualização do arranjo das camadas no plano vertical;
- ix. Execução de ensaios mecânicos em amostras de boa qualidade, incluindo resistência triaxial, permeabilidade vertical e horizontal e adensamento anisotrópico

7

Referências bibliográficas

ABNT - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR-13600: **Solo - Determinação do teor de matéria orgânica por queima a 440°C**. Rio de Janeiro, 1996.

ABNT - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR-6457: **Amostras de Solo – Preparação para ensaios de compactação e ensaios e caracterização**. Rio de Janeiro, 2016a.

ABNT - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR-7181: **Solo – Análise Granulométrica** Rio de Janeiro, 2018.

ABNT - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR-6508: **Grãos de pedregulho retidos na peneira de abertura 4,8 mm – Determinação da massa específica, da massa específica aparente e da adsorção de água**. Rio de Janeiro, 2017a.

ABNT - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR-6459: **Solo – Determinação do Limite de Liquidez**. Rio de Janeiro, 2017b.

ABNT - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR-7180: **Solo – Determinação do Limite de Plasticidade**. Rio de Janeiro, 2016b.

ABNT - ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. NBR-6502: **Solos e rochas - Terminologia**. Rio de Janeiro, 2022.

ASTM - AMERICAN SOCIETY FOR TESTING AND MATERIALS. D2487 - **Standard Practice for Classification of Soils for Engineering Purposes** (Unified Soil Classification System), 2020.

ANA - Agência Nacional de águas. **Avaliação dos Aquíferos das Bacias Sedimentares da Província Hidrogeológica Amazonas no Brasil (escala 1:1.000.000) e Cidades Pilotos (escala 1:50.000): Hidrogeologia e Modelo Numérico da PHA Brasil**. Volume 2. ANA, Brasília, 331 p, 2015.

ANTONIASSI, J. L., SANT'AGOSTINO, L. M., GOBBO, L. A., RATTI, G., & KAHN, H. **Caracterização mineralógica de bauxitas de Porto Trombetas, PA**. In Proceedings (Vol. 1, p. 45-52). Ouro Preto: UFOP/UFMG/CDTN, 2007.

ANTONIASSI, J. L. **A difração de raios x com o método de rietveld aplicada a bauxitas de Porto Trombetas, PA**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Mineral, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 2010.

ANTUNES, F. S. **Comunicação pessoal**, 2013.

ANTUNES, F. S. **Comunicação pessoal**, 2015.

ANTUNES, F. S., POLIVANOV, H., PORTOCARRERO, H., CAMPOS, T.M.P. **Solos: Subsídio Para Estudos de Geologia de Engenharia**. Anuário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, vol. 38, p.180-198, 2015.

AUNG, K. K., RAHARDJO, H., LEONG, E. C., & TOLL, D. G. **Relationship between porosimetry measurement and soil—water characteristic curve for an unsaturated residual soil**. Unsaturated Soil Concepts and Their Application in Geotechnical Practice, 401–416, 2001.

AZEVEDO, J. H. de. **Fluxos subterrâneos e recarga do Sistema Aquífero Alter do Chão em lateritos amazônicos: estudo de caso em Porto Trombetas, Pará**. xv, 139 f., il. Tese (Doutorado em Geociências Aplicadas). Universidade de Brasília, Brasília, 2019.

AZEVEDO, J. H.; SILVA, F. H. F.; CAMPOS, J. E. G. **Atividade Neotectônica na Região de Porto Trombetas, Pará, Brasil: Evidências, Cinemática e Influências na Hidrogeologia**. Anuário do Instituto de Geociências, v. 43, n. 3, p. 47-62, 2020.

BAO, C., GONG, B., AND ZHAN, L. **Properties of unsaturated soils and slope stability of expansive soils**. Proceedings of the Second International Conference on Unsaturated Soils (UNSAT 98), Beijing, China, Vol. 1, pp. 71-98, 1998.

BARRETO, E.C.G. **Caracterização física, química, mineralógica e micromorfológica do solo mole do Porto de Santana, no Amapá**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Univesidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de janeiro, RJ, 2015.

BARRETO, E.C.G. **Avaliação da influência da presença de microfósseis de diatomáceas no desenvolvimento de argilas de alta sensibilidade**. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Univesidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de janeiro, RJ, 2021.

BOSZCZOWSKI, R.B. **Avaliação de propriedades mecânicas e hidráulicas de um perfil de alteração de granito-gnaiss de Curitiba, PR**. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Univesidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de janeiro, RJ, 2008.

BOULANGÉ, B.; CARVALHO, A.; MELFI, A. **Geochemical characteristics of African and Brazilian bauxites deposits: SiO₂-Al₂O₃-Fe₂O₃ system and Ti, Cr, V and Fe₂O₃ relations**. Chemical Geology, 84 (special issue):30-32. 1990.

BOULANGÉ, B., CARVALHO, A. **The Bauxite of Porto Trombetas**. In: CARVALHO, A. et al (orgs.). Brazilian Bauxites. São Paulo e Paris. USP/FAPESP/ORSTOM, 1997.

BUBAK, J.A. **Caracterização Físico-Química-Mineralógica e Micromorfológica de um Perfil de Alteração de Rocha Alcalina do Rio de Janeiro**. Dissertação de Mestrado. PUC-Rio, Rio de Janeiro, 2008.

BRANDT – Meio Ambiente. **Estudo de Impacto Ambiental - EIA: Mineração de bauxita nos platôs Bela Cruz, Aramã, Greig, Teófilo, Cipó e Monte Branco**. Oriximiná, BRANDT, 301 p, 2007.

BRANT, F.A.C. **Propriedades físicas, químicas, mineralógicas e mecânicas de um perfil de solo residual basáltico localizado em um corte da Ferrovia Norte-Sul, no estado de Tocantins**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, 2005.

CAMAPUM DE CARVALHO, J.; BARBOSA, M. C.; MENDONÇA, R. M. G.; FARIAS, W. M.; CARDOSO, F. B. F.. **Propriedades químicas, mineralógicas e estruturais de solos naturais e compactados**. In: Solos não saturados no contexto geotécnico. 1ed.São Paulo. ABMS.v. 1, p. 39-78, 2015.

CAMAPUM DE CARVALHO, J. **Propriedades e comportamento de solos tropicais não-saturados**. In: 5º Simpósio Brasileiro de Solos Não Saturados, p. 597-616, São Carlos, SP, 2004.

CAMPOS, A.C.S.L. **Características de compressibilidade de uma argila mole da Zona Industrial de Santa Cruz, Rio de Janeiro**. Dissertação de Mestrado. PUC-Rio, Rio de Janeiro, 175p, 2006.

CASAGRANDE, A. **Research on the Atterberg Limits of Soils**. Public Roads, 13:121-136, 1932.

CAPUTO, M.V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**. 586p. Tese (Doutorado) - University of California Santa Barbara, 1984

CAPUTO, M.V. **Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre**. In: NASCIMENTO, R.S C.; HORBE, A.M.C. & ALMEIDA, C.M. (Org.). Contribuição à Geologia da Amazônia. Manaus: SBG/Núcleo Norte, v. 7, p.7-23, 2011.

CHANDLER, R. J.; CRILLEY, M. S.; MONTGOMERY-SMITH, G. **A low-cost method of assessing clay dessication for low-rise buildings**. In: Proc. Instn. Civ. Engrs. Civ. Engrs, p. 82-89, 1992.

COLLINS, K. **Towards characterization of tropical soil microstructure.** In: Proc. 1st Conference on Geomechanics in Tropical Lateritic and Saprolitic Soils, Brasília v.1, p. 85-96, 1985.

COLLINS, K., MC GOWN, A. **The form and function of microfabric features in a variety of natural soils.** Géotechnique, Vol. 24, No. 2, p. 223-254, 1974.

COSTA, M. L. **Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia.** Rev. Bras. Geociências. 21:146-160, 1991.

COSTA, M. L., Leite, A. S., & Pöllmann, H. **A laterite-hosted APS deposit in the Amazon region, Brazil: The physical-chemical regime and environment of formation.** Journal of Geochemical Exploration, 170, 107-124, 2016.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Mapa de domínios/subdomínios hidrogeológicos do Brasil.** Rio de Janeiro: CPRM, 2007.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Geologia e recursos minerais do estado do Pará:** CPRM, 2008.

Cunha, P.R.C.; Gonzaga, F.G.; Coutinho, L.F.C. & Feijó, F.J. **Bacia do Amazonas.** Boletim de Geociências da Petrobras, 8:47-55, 1994.

DAS, B. **Fundamentos de Engenharia Geotécnica.** 7ª. ed. São Paulo: Cengage Learning, 2011.

DE MIO, G., GIACHETI, H.L., VIANA DA FONSECA, A., FERREIRA, C. **CPTu interpretation for stratigraphic logging: differences between sedimentary and residual soils.** In Proceedings of the Second International Symposium of Cone Penetration Testing, CPT'10, Huntington Beach, Calif. Gregg Drilling & Testing, 2010.

DELCOURT, R.T., CAMPOS, T.M.P., ANTUNES, F.S. **Interrelationship among weathering degree, pore distribution and water retention in an unsaturated gneissic residual soil.** In: Engineering Geology Volume 299, Elsevier, 2022.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. **Manual de Métodos de Análise de Solo.** 2. ed. Embrapa Solos, 230 p., 2011.

FREDLUND, D. G.; MORGENSTERN, N. R. **Stress state variables for unsaturated soils.** Journal of the Geotechnical Engineering Division, American Society of Civil Engineers, 103(GT5), p.447-466, 1977.

FREDLUND, D.G.; RAHARDJO, H. **Soil mechanics for unsaturated soils.** John Wiley & Sons, INC, 1993.

FREDLUNG, D.G.; RAHARDJO, H.; FREDLUND, M.D. **Unsaturated soil mechanics for engineering practice**. John Wiley & Sons, Inc, 926 p, 2012.

FREDLUND, D.G; XING, A. **Equations for the soil water characteristic curve**. Canadian Geotechnical Journal, 31 (4), p, 699-706, 1994.

GRIM, R.E. **Clay Mineralogy**, 2ª ed. Mc Graw-Hill, NY, 596 p., 1968.

HERNALSTEENS, C. M. O. **Bauxita de Porto Trombetas**. In: SBG, 32. Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, BA. Anais, (3):1100-1114, 1982.

HERNALSTEENS, C.M.O.; LAPA, R.P. **Bauxita de Porto Trombetas, Oriximiná, Pará**. In: SCHOBENHAUS, C.; COELHO, C.E.S. Principais depósitos minerais do Brasil. Brasília: DNPM/CVRD. v. 3, p. 621-639, 1988.

HORBE, A.M.C., & DA COSTA M.L. **Solos gerados a partir do intemperismo de crostas lateríticas sílico-ferruginosas**. Acta Amazônica 27 (4): 241-256, 1997.

HORBE, A. M. C., & DA COSTA, M. L. **Relações genéticas entre Latossolos e crostas lateríticas aluminosas e alumino-ferruginosas na região de Paragominas, Pará**. Revista brasileira de geociências, 29(4), 497-504, 1999.

HORBE, A. M. C., NOGUEIRA, A. C. R., HORBE, M. A., COSTA, M. L., & SUGUIO, K. **A lateritização na gênese das superfícies de aplainamento da região de Presidente Figueiredo-Balbina, nordeste do Amazonas**. Contribuições à Geologia da Amazônia, 2, 148-176, 2001.

HUILLCA, C. A. L. **Estudo experimental do comportamento geomecânico do travertino**. 149f. Dissertação de Mestrado, PUC, Rio de Janeiro, 2014.

IAEG, Rock. **Soil description and classification for engineering geological mapping**. Report by the IAEG Commission on Eng. Geol. Mapping. Bull. of the IAEG, n. 24, p. 235–274, 1979.

IBAÑEZ, J. P. **Modelagem micro-mecânica discreta de solos residuais**. 2008. 394f. Tese de Doutorado, PUC-Rio, Rio de Janeiro, 2008.

IUPAC: União Internacional de Química Pura e Aplicada. **Recommendations for the characterization of porous solids** (Technical Report). Pure & Appl. Chem., v. 66, n. 8, p. 1739-1758, 1994.

KHALILI, N., AND KHABBAZ, M.H. **A unique relationship for χ for the determination of the shear strength of unsaturated soils**. Geotechnique, Vol. 48, No. 5, pp. 681-687, 1998.

LAMBE, W., WHITMAN, R.V. **Soil Mechanics**, SI Version. John Wiley & Sons, Inc (553p), 1979.

LIMA, J. D. O. **Micromorfologia, mineralogia e geoquímica da bauxita nodular de Trombetas – PA**. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2018.

LU, N.; LIKOS, W.J. **Unsaturated Soil Mechanics**. John Wiley & Sons, 2004.

MARINHO, F.A.M. **Medição de sucção com o método do papel filtro**. In: X Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações, Foz do Iguaçu, PR, v.2, p. 515-522, 1994.

MARINHO, F.A.M. **Medição de sucção em solos**. In: III Simpósio Brasileiro de Solos Não Saturados, Rio de Janeiro, RJ, v.2, p. 373-397, 1997.

MARINHO, F.A.M. **Os solos não saturados: aspectos teóricos, experimentais e aplicados**. 201f. Livre Docência, USP, São Paulo, 2005.

MARINHO, F. A. M.; OLIVEIRA, O. M. **The filter paper method revisited**. Geotechnical Testing Journal, v. 29, n. 3, p. 1-9, 2006.

MARTINEZ, G. S. S. **Estudo do comportamento mecânico de solos lateríticos da Formação Barreiras**. 2003. 291f. Tese de Doutorado, UFRGS, Porto Alegre, 2003.

MARTINS, F.B. *et al.* **Interaction between geological and geotechnical investigations of a sandstone residual soil**. Engineering Geology, 78: 1–9, 2005.

MELFI, A. J., TRESCASES, J. J., CARVALHO, A., OLIVEIRA, S. M. B., FILHO, E. R., FORMOSO, M. L. L. **The lateritic ore deposits of Brazil**. Sci. Géol., Bull., 41, I, p. 5 - 36, Strasbourg, 1988.

MITCHELL, J.K. **Fundamentals of soil behavior**. John Willey & Sons, New York, 422 p, 1976.

MITCHELL, J.K., SOGA, K. **Fundamentals of soil behavior**. 3. ed., a) p. 195-239, b) p. 95, c) p. 35-82, d) p. 163. John Wiley & Sons, New Jersey, 2005.

MONCADA, M. P. H. **Avaliação de propriedades hidráulicas de solos tropicais não saturados**. 2008. 324f. Tese de Doutorado, PUC-Rio, Rio de Janeiro, 2008.

MOTTA, M. F. B. **Caracterização Físico-Hídrico-Estrutural e Efeito do Aumento da Pressão do Ar na Resistência de Solos Tropicais Não**

Saturados. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, 2016.

MRN. **Perfil litológico da jazida.** Disponível em: <<https://www.mrn.com.br/index.php/pt/o-que-fazemos/perfil-litologico-da-jazida>>. Acesso em: 08 abr. 2023a.

MRN. **Conheça as etapas do nosso processo produtivo.** Disponível em: <<https://www.mrn.com.br/index.php/pt/o-que-fazemos/processo-produtivo>>. Acesso em: 08 abr. 2023b.

NASCIMENTO D. A., MAURO C.A., GARCIA M. G. L. **Geomorfologia. Folha SA.21- Santarém.** In: Projeto Radambrasil (Levantamento de Recursos Naturais). MME/DNPM. Rio de Janeiro, 10: 131-181, 1976.

OLIVEIRA, E. P. **Caracterização bio-físico-químico-mineralógica e micromorfológica de um perfil de alteração de granito-gnaiss de Curitiba, PR.** 2006. 197f. Dissertação de Mestrado, PUC, Rio de Janeiro, 2006.

PEREIRA, A., LEIDERMAN, R., ALMEIDA, R., BAGUEIRA, R. **Experiências na engenharia da UFF com micro tomografia de raios-x.** CILAMCE, 2016.

PINTO, V. R. P. **Comportamento Geotécnico de Estéril de Bauxita e seu Potencial uso como Estrato de Fundação.** Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Publicação G.DM-327/2019, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 142 p, 2019.

POLIVANOV. H. **Caracterização química, mineralógica, física e geotécnica de perfis de alteração desenvolvidos de gnaiss.** UFRJ, Tese de Doutorado, 387p, Rio de Janeiro, 1998.

ROBERTSON, P.K. **Soil classification using the cone penetration test.** Canadian Geotechnical Journal, 27(1): 151–158. doi:10.1139/t90-014,1990.

ROBERTSON, P.K. **Interpretation of cone penetration tests – a unified approach.** Canadian Geotechnical Journal, 46(11): 1337–1355. doi:10.1139/T09-065, 2009.

ROBERTSON, P.K. **Cone penetration test (CPT)-based soil behaviour type (SBT) classification system — an update.** Canadian Geotechnical Journal, vol. 53 (12), pg. 1910-1927, 2016

ROBERTSON, P.K., CABAL, K.L. **Guide to Cone Penetration Testing for Geotechnical Engineering.** Gregg Drilling & Testing, Inc. 6th Edition, 2015.

RODRIGUES, O. M. S. **Estudos de flotação de caulinita**. Escola de Engenharia da Universidade Federal de Minas Gerais. 96f. Dissertação de Mestrado em Engenharia Metalúrgica e de Minas, Belo Horizonte, 2009

ROMERO, E.; GENS, A.; LLORET, A. **Water permeability, water retention and microstructure of unsaturated compacted Boom clay**. Engineering Geology, 54, p. 117-127, 1999.

ROMERO, E.; SIMMS, P. H. **Microstructure investigation in unsaturated soil: a review with special attention to contribution of mercury intrusion porosimetry and environmental scanning electron microscopy**. In: Laboratory and Field Testing of Unsaturated Soils. Tarantino et al. (eds), p. 93-115, 2009

SAAD, A. Z., TRZASKOS, B., VASCONCELLOS, E. M. G. **Caracterização mineral e tecnológica de resíduo do beneficiamento de arenitos da Formação Furnas: estudo de caso Areal Costa, Campo Largo – PR**. Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná. In: Revista Geociências, v. 38, n. 1, p.73 -87, São Paulo, UNESP, 2019.

SANTOS, P. S. **Tecnologia de argilas aplicada às argilas brasileiras**. Editora da Universidade de São Paulo, volume I, 340p, 1975.

SANTOS, J.P. **Determinação do teor de illita em argilominerais interestratificados a partir da análise do potássio total**. Sitientibus, Feira de Santana, n.18, p. 127-141, 1998.

SARGES, R. R. **Relações entre as estruturas tectônicas, sedimentação coluvial e geomorfogênese da região de Manaus, Amazonas**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 2007.

SCAPIN, M.A. **Aplicação da Difração e da Fluorescência de Raio X (WDXRF): Ensaios em Argilominerais**. Dissertação de mestrado. USP, São Paulo, 2003.

SILVA, I. C. R. **Caulinita em depósitos triássicos – um exemplo no Gráben Arroio Moirão – RS**. Dissertação de mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Porto Alegre, 2017.

SOARES, J. C. G., CARRARESL F. V., SCHETTINO A. A. F. **Geologia e lavra da bauxita de Trombetas**. In: Anais do Symposium Amazônico, Manaus, AM, MME/DNPM. 5:447-457, 1984.

SKEMPTON, A. W. **The colloidal activity of clays**. Selected papers on soil mechanics, p. 106–118, 1953.

SPARKS, D.L. **Environmental Soil Chemistry**. 2.ed. Academic Publishers, 2003. Hardbound, 352 p., 2003.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B.; MELFI, A. J. **Da rocha ao solo: intemperismo e pedogênese**. In: Decifrando a Terra, Companhia Editora Nacional, 2ª Edição, p. 210-239, 2009.

VAN OLPHEN, H. **An Introduction to Clay Colloid Chemistry**. John Wiley & Sons, 301 p., 1963.

VANAPALLI, S.K., FREDLUND, D.G. **Comparison of different procedures to predict unsaturated soil strength**. Not published. Research of the Department of Civil Engineering, University of Saskatchewan, SK, Canada, pp. 1-15, 2002.

VANAPALLI, S.K., FREDLUND, D.G., PUFAHL, D.E., AND CLIFTON, A.W. **Model for prediction of shear strength with respect to soil suction**. Canadian Geotechnical Journal, 33, 379-392, 1996.

VARGAS, M. **Introdução à Mecânica dos solos e suas aplicações**. São Paulo: Mcgrall Hill, 1987.

VASQUEZ, G. P. T. **Avaliação da Remoção de Cd e Zn de Solução Aquosa por Biossorção e Bioflotação com Rhodococcus opacus**. 108p. Dissertação (Mestrado em Ciência dos Materiais e Metalurgia) - Pós-graduação em Engenharia Metalúrgica; Pontifícia Universidade Católica – PUC, Rio de Janeiro, 2005.

VASQUEZ, M. L.; ROSA-COSTA, L. T. **Geologia e recursos minerais do estado do Pará**: texto explicativo. Belém: CPRM, 2008. Escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil – PGB, 2008.

VAUGHAN, P.R.; KWAN, C.W. **Weathering, structure and in situ stress in residual soil**. Géotechnique, v. 34, n. 1, p. 43-59, 1984.

VILAR, O. M. **Formulação de um modelo matemático para a erosão dos solos pela chuva**. 1987. 196 f. Tese (Doutorado em Geotecnia) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 1987.

WALLACE, K.B. **Structural behavior of residual soils of the continually wet highlands of Papua New Guinea**. Géotechnique, v. 23, n. 2, p. 203-218, 1973.

ZHANG, L.; CHEN, Q. **Predicting bimodal soil-water characteristic curves**. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 131 (5), p. 666- 670, 2005.