

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL**

**PROCESSOS EVOLUTIVOS DE INTEMPERISMO QUÍMICO E SUA
AÇÃO NO COMPORTAMENTO HIDROMECÂNICO DE SOLOS DO
PLANALTO CENTRAL**

WISLEY MOREIRA FARIAS

**ORIENTADOR: PEDRO MURRIETA SANTOS NETO
CO-ORIENTADOR : ÉDER DE SOUZA MARTINS**

TESE DE DOUTORADO EM GEOTECNIA

PUBLICAÇÃO: G.TD – 077A/2012

BRASÍLIA / DF: JULHO/2012

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL

**PROCESSOS EVOLUTIVOS DE INTEMPERISMO QUÍMICO E SUA
AÇÃO NO COMPORTAMENTO HIDROMECAÂNICO DE SOLOS DO
PLANALTO CENTRAL**

WISLEY MOREIRA FARIAS

**TESE DE DOUTORADO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA
CIVIL E AMBIENTAL DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA COMO PARTE DOS
REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR.**

APROVADA POR:

PEDRO MURRIETA SANTOS NETO, PhD (UnB)
(ORIENTADOR)

JOSÉ CAMAPUM DE CARVALHO, PhD (UnB)
(EXAMINADOR INTERNO)

NEWTON MOREIRA DE SOUZA, DSc (UnB)
(EXAMINADOR INTERNO)

LÁZARO VALENTIN ZUQUETTE, DSc (EESC/USP)
(EXAMINADOR EXTERNO)

FABRÍCIO BUENO DA FONSECA CARDOSO, DSc (ANA)
(EXAMINADOR EXTERNO)

DATA: BRASÍLIA/DF, 19 DE JULHO DE 2012.

FICHA CATALOGRÁFICA

FARIAS, WISLEY MOREIRA

Processos Evolutivos de Intemperismo Químico e Sua Ação no Comportamento Hidromecânico de Solos do Planalto Central.

xxiv, 263 p., 210 mm x 297 mm (ENC/FT/UnB, Doutor, Geotecnia, 2012)

Tese de Doutorado - Universidade de Brasília.

Faculdade de Tecnologia. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental

1. Porosidade

2. Mineralogia

3. Pré-adensamento

4. Ponto de carga zero

I. ENC/FT/UnB

II. Título (série)

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

FARIAS, W. M. (2012). Processos Evolutivos de Intemperismo Químico e Sua Ação no Comportamento Hidromecânico de Solos do Planalto Central. Tese de Doutorado, Publicação G.TD-077A/2012, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 263 p.

CESSÃO DE DIREITOS

NOME DO AUTOR: Wisley Moreira Farias

TÍTULO DA TESE DE DOUTORADO: Processos Evolutivos de Intemperismo Químico e Sua Ação no Comportamento hidromecânico de Solos do Planalto Central.

GRAU / ANO: Doutor / 2012

É concedida à Universidade de Brasília a permissão para reproduzir cópias desta tese de doutorado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma parte desta tese de doutorado pode ser reproduzida sem a autorização por escrito do autor.

Wisley Moreira Farias
SHCES 505 Bloco D Aptº 102 Cruzeiro Novo
CEP 70650-554 - Brasília/DF – Brasil.

DEDICATÓRIA

Aos Meus Pais, Antônio Farias e Alzira Moreira Farias, a tia Áurea e aos queridos irmãos William, Wanessa e Wendel, pelo amor e crença em minhas convicções.

A esposa Lívia Mara pelo seu amor, apoio e compreensão, principalmente nos momentos difíceis, para que essa jornada fosse concretizada .

*“Em minha caminhada, entre um passo e outro,
existe o paralelo do sonho que reluz na realidade.
Nas pegadas as marcas de uma jornada em busca
do conhecimento sob a luz da verdade...”*

Farias, W. M

AGRADECIMENTOS

Ao professor Pedro Murrieta S. Neto, por sua orientação e apoio para que esta tese fosse realizada.

Ao pesquisador da Embrapa Cerrados Éder de Souza Martins, por sua amizade e importante contribuição com apoio logístico e participação em campo, transmitindo seus conhecimentos de cunho pedológico e mineralógico no decorrer do desenvolvimento de todo trabalho.

Ao professor José Camapum de Carvalho, por seu carinho, disposição e amizade. Sempre disponível e prestativo a discutir aspectos relevantes desta tese. A sua sensibilidade científica e modernidade fez com que o programa em geotecnia adquirisse o equipamento de adsorção de nitrogênio a 77 K fundamental para determinar a micro e mesoporosidade intra-agregado como também a área superficial específica.

Aos professores da pós-graduação em Geotecnia da UnB, Ennio Marques Palmeira, Newton Moreira de Souza, André Pachego de Assis, Márcio Muniz de Farias e Renato Pinto Cunha, pela transmissão de conhecimentos e convivência acadêmica.

Aos ex-colegas de curso e atuais professores André L. B. Cavalcante e Hernan E. M. Carvajal desejo felicidade e sucesso na carreira acadêmica. Também aos ex-colegas de curso e atuais professores Gregório L. S. Araújo e Manoel P. C. Neto, que Deus os ilumine. Finalizando o grupo de novos professores, a Luis Fernando M. Ribeiro pelo convívio, ao qual desejo sucesso na carreira acadêmica.

Ao Instituto Brasília Ambiental – IBRAM por possibilitar a pesquisa em área preservada, como também aos funcionários da Estação Ecológica de Águas Emendadas – ESEC-AE pelo carinho, disposição e dedicação nas campanhas de campo.

A FURNAS em especial aos Engenheiros Renato Cabral Guimarães e Marta Pereira Luz e ao técnico Moacir Alexandre S. de Andrade (Laboratório de Concreto), pelo apoio na realização de alguns ensaios triaxiais importantes para o desfecho da tese.

Ao recém-doutor Carlos Petrônio Leite da Silva por seu companherismo e amizade nos momentos de descontração da prática de ciclismo. Ainda pelo imenso apoio na formatação deste trabalho e nos ensaios de campo utilizando o penetrômetro Panda em conjunto com engenheiro Jean Jacques Langlois.

Ao professor Geraldo Resende Boaventura por sua parceria e amizade ao longo de minha carreira científica, pois desde a graduação tem apoiado minhas experiências laboratoriais em química de solos, e mais recentemente pela disponibilização do Laboratório Geoquímica da UnB. Meus agradecimentos também aos bolsistas de iniciação científica (IG) Alex Malüe Machado e Jessica de Aguiar Rolim e a estagiária Ana Carolina Costa Machado pelo convívio, dedicação científica e contribuições aos trabalhos de eletroquímica e porosidade.

A professora Edi Mendes Guimarães do Instituto de Geociências pelo convívio transmissão de conhecimento em difratometria de raios-X e disponibilidade do equipamento de DRX importante para caracterização mineralógica da tese. A professora Cristina Célia S. Brandão pela disponibilização do Laboratório de Recursos Hídricos.

Ao doutor Fabrício B. da F. Cardoso, companheiro nas pesquisas com os oxi-hidróxidos de Fe e Al e motivador pelo ingresso na Pós – Graduação em Geotecnia.

Aos técnicos do departamento de Física José das Dores Ferreira, Wilson Rodrigues de Oliveira e Noé Fernandes dos Anjos, responsáveis pelo suprimento de nitrogênio líquido da UnB, pois mesmo em período de greve me atenderam. Ao técnico Artur Alves Rocha do Laboratório de Processos de Fabricação - LPF da Engenharia Mecânica pelo seu importante apoio na confecção de peças para recuperar o equipamento Triaxial. Ao Antonio Candido Ribeiro (Boy) técnico do Laboratório de Recursos Hídricos por sua dedicação, amizade e predisposição.

A Deus e a minha família pela energia positiva, amor, paz e força para sobrepujar meus desafios. A minha querida esposa Livia Mara de Souza Barros pelo amor, tranquilidade e carinho.

A Carlos Medeiros Silva e sua esposa Marília Muniz Veraz e aos demais companheiros do grupo de ciclismo Cia Pau de Rato (Laerte, Graça) e aos amigos do Audax Clube do Planalto-ACP/DF pelos valorosos momentos de alegria.

A Reversion dos Anjos Fernandes grande amigo que me acompanha desde a graduação.

A todos que direta ou indiretamente contribuíram com este trabalho.

A CAPES e CNPQ pelo financiamento da Bolsa de doutorado.

RESUMO

PROCESSOS EVOLUTIVOS DE INTEMPERISMO QUÍMICO E SUA AÇÃO NO COMPORTAMENTO HIDROMECÂNICO DE SOLOS DO PLANALTO CENTRAL

Os solos tropicais têm em seu processo de formação aspectos climáticos e intempéricos diferenciados das regiões de clima temperado. As principais diferenciações promovidas pelo intemperismo são as reações químicas da água, as quais processam a mineralogia dos solos tropicais a nível evolutivo avançado formando os oxi-hidróxidos de Fe e Al. Como na maioria dos solos lateríticos a mineralogia 2:1 é inexistente ou incipiente, a principal modificação física advinda da evolução intempérica são as formações de agregados que definem a estrutura da matriz do solo. Essa característica associada, em geral, a elevados teores da fração argila gera uma distribuição bimodal dos poros que determinarão o comportamento da sucção no meio não saturado, a permeabilidade e resistência dos materiais, bem como os fenômenos de histerese e colapsibilidade. Portanto, o presente trabalho buscou o entendimento dos processos intempéricos em topossequências à luz da química e mineralogia visando o conhecimento do comportamento hidromecânico em uma sequência de solos típica do Cerrado brasileiro. Os resultados desse trabalho são relações envolvendo a mineralogia e granulometria da fração argila, ponto de carga zero, índices químicos K_i e K_r , e seus desdobramentos no comportamento hidromecânico de solos do Planalto Central. Outro entendimento importante são as comparações entre a área preservada e os impactos advindos do manejo agrícola e suas implicações físicas e químicas nos solos lateríticos. Ainda como contribuições desta tese pode-se destacar o modelo conceitual do pré-adensamento superficial tendo como base a teoria do meio não saturado considerando processos cíclicos de secagem e umedecimento, a proposta de classificação química e mineralógica reformulada a partir da *Soil Taxonomy*, que adequa-se melhor aos solos tropicais, e por fim o modelo conceitual do processo de cisalhamento abrangendo aspectos físico-químicos e mineralógicos. Neste contexto, pode-se concluir, de forma generalizada, que estudos em topossequências podem ser extremamente eficientes para o entendimento do comportamento hidromecânico de solos tropicais baseando-se nos processos intempéricos.

ABSTRACT

EVOLUTIONARY CHEMICAL WEATHERING PROCESSES AND THEIR INFLUENCE ON THE HYDRO-MECHANICAL BEHAVIOR OF SOILS OF THE BRAZILIAN CENTRAL PLATEAU

Tropical soils have their formation processes affected by climate and weathering aspects different from those of temperate regions. The main differences are weathering promoted by the chemical reactions of water, which process the mineralogy of soils at advanced evolutionary levels forming the oxy-hydroxides of Fe and Al. As in most laterite soils mineralogy 2:1 is lacking or incipient and the main changes arising from the physical weathering are the evolution of aggregate formations that define the structure of the soil matrix. This characteristic associated, in general, with the high clay contents generates a bimodal distribution of pores that will determine the values of suction under unsaturated conditions, permeability and strength of materials, hysteresis phenomena and collapsibility. Therefore, this thesis aimed at understanding the weathering processes in toposequences in the light of chemistry and mineralogy in order to assess the hydro-mechanical behavior of soils typical of the Brazilian Cerrado. The main findings were relations involving the mineralogy and grain sizes of clay fraction, point of zero charge, chemical indices K_i and K_r , and their influences on hydro-mechanical behavior of soils of the central plateau region of Brazil. Another important findings came from comparisons between results from a preserved region and from a region impacted by agricultural management and its physical and chemical implications on lateritic soils. Additional contributions of this thesis are de development of a conceptual over-consolidation model based on unsaturated soil theory considering cyclic processes of wetting and drying, a proposal of chemical and mineralogical classification based on Soil Taxonomy, which is more suitable to tropical soils, and, finally, a conceptual model of shear processes including physical, chemical and mineralogical aspects. In this context, it can be concluded in a generalized way that the study in toposequences can be extremely efficient for the understanding of the hydro-mechanical behaviour of tropical soils based on weathering processes.

SUMÁRIO

Capítulo	Página
1- INTRODUÇÃO	1
1.1- OBJETIVOS	2
1.2- ESCOPO DA TESE.....	3
2- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1- MODELOS CONCEITUAIS DA PAISAGEM	5
2.2- PROCESSO INTEMPÉRICO DE FORMAÇÃO DOS SOLOS.....	6
2.3- ÁGUA COMO AGENTE INTEMPÉRICO	7
2.3.1- PROCESSOS INTEMPÉRICOS	8
2.3.2- ÍNDICES DE INTEMPERISMO.....	11
2.3.3- ÍNDICES INTEMPÉRICOS ELETROQUÍMICOS.....	14
2.3.4- Δ pH E CARGA SUPERFICIAL NO SOLO	16
2.3.5- TEORIA DA ETCHPLANAÇÃO	22
2.4- INTERAÇÃO SOLO E ÁGUA CARACTERÍSTICAS E COMPORTAMENTO FÍSICO E QUÍMICO.....	23
2.4.1- MECANISMOS DA CAPILARIDADE.....	26
2.4.2- TENSÃO CAPILAR NO SOLO.....	28
2.4.3- POTENCIAL SOLO-ÁGUA	30
2.4.4- CURVA CARACTERÍSTICA	33
2.5- TÉCNICAS E METODOLOGIAS DE DETERMINAÇÃO DA POROSIDADE	36
2.5.1- TÉCNICA DE ADSORÇÃO DE GÁS.....	37
2.5.2- FUNDAMENTOS DA INTERFACE SÓLIDO/GÁS.....	38
2.5.3- CLASSIFICAÇÃO DOS POROS	39
2.5.4- ISOTERMAS DE ADSORÇÃO.....	42
2.5.5- FORMALISMO MATEMÁTICO QUE DESCREVE ÁREA SUPERFICIAL ESPECÍFICA E POROSIDADE.....	47
2.5.6- CURVA CARACTERÍSTICA PELA CENTRÍFUGAÇÃO.....	62
2.6- ASPECTOS DO COMPORTAMENTO MECÂNICO DE SOLOS TROPICAIS COESIVOS	64
2.6.1- PENETRÔMETRO PANDA	68
3- MATERIAIS E MÉTODOS	72
3.1- AMOSTRAGEM	74
3.2- ANÁLISES QUÍMICAS.....	76
3.2.1- DETERMINAÇÃO DO pH (H ₂ O E KCL).....	76
3.2.2- DETERMINAÇÃO DE MATÉRIA ORGÂNICA	76
3.2.3- CAPACIDADE DE TROCA CATIONICA (CTC).....	77

3.2.4- DETERMINAÇÃO DAS BASES TROCÁVEIS	77
3.2.5- DETERMINAÇÃO DE Ca ²⁺ E Mg ²⁺ TROCÁVEIS	78
3.2.6- DETERMINAÇÃO DE POTÁSSIO TROCÁVEL.....	79
3.2.7- DETERMINAÇÃO DE SÓDIO TROCÁVEL.....	80
3.2.8- DETERMINAÇÃO DA ACIDEZ TITULÁVEL	80
3.2.9- DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE TROCA CATIONICA (CTC).....	81
3.2.10- DETERMINAÇÃO DA QUÍMICA TOTAL DOS ELEMENTOS MAIORES	82
3.2.11- CARGA SUPERFICIAL	83
3.2.12- DETERMINAÇÃO DA ÁREA SUPERFICIAL ESPECÍFICA E POROSIDADE INTRA-AGREGADO	83
3.3- ANÁLISES MINERALÓGICAS	85
3.3.1- DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X	85
3.3.2- ANÁLISE TÉRMICA.....	85
3.3.3- TABELA DE MUNSELL.....	86
3.3.4- IDENTIFICAÇÃO MINERALÓGICA	86
3.4- ENSAIOS GEOTÉCNICOS	87
3.4.1- CARACTERIZAÇÃO DOS SOLOS.....	87
3.4.2- GRANULOMETRIA.....	88
3.4.3- ENSAIO TRIAXIAL	89
3.4.4- CONE DE PENETRAÇÃO	91
3.4.5- POROSIDADE INTERAGREGADO E ADENSAMENTO PELA CENTRÍFUGA... 91	
4- RESULTADOS.....	93
4.1- CARACTERIZAÇÃO PEDOLÓGICA.....	93
4.2- CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E COMPORTAMENTO INTEMPÉRICO.....	102
4.3- CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E COMPORTAMENTO INTEMPÉRICO	117
4.4- CARACTERIZAÇÃO GEOTÉCNICA E COMPORTAMENTO INTEMPÉRICO.....	128
4.5- CLASSIFICAÇÕES INTEMPÉRICAS BASEADAS NA MINERALOGIA E QUÍMICA DOS SOLOS	145
4.6- POROSIDADE	149
4.6.1- MODELAGEM DA CURVA CARACTERÍSTICA PELO MÉTODO DA CENTRÍFUGA E DISTRIBUIÇÃO COMPLETA DOS POROS.....	157
4.6.2- RELAÇÕES DOS POROS INTRA-AGREGADOS E ÁREAS SUPERFICIAIS ESPECÍFICAS	162
4.7- RESISTÊNCIA DETERMINADA POR MEIO DO PENETRÔMETRO PANDA	165
4.8- PARÂMETROS DE RESISTÊNCIA E INTEMPERISMO	171
5- ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	178
5.1- TOPOSSEQUÊNCIA DE SOLOS DE ÁGUAS EMENDADAS	178
5.2- TOPOSSEQUÊNCIA DE SOLOS DO CÓRREGO QUINZE.....	187
5.3- POROSIDADE E ÁREA SUPERFICIAL ESPECÍFICA	193
5.4- COMPORTAMENTO MECÂNICO DOS SOLOS	198

5.4.1- SÍNTESE DO PROCESSO DE CONSOLIDAÇÃO SUPERFICIAL	199
5.4.2- PARAMETROS DE RESISTÊNCIA E INTEMPERISMO	200
5.4.3- PROCESSO CONCEITUAL DO CISALHAMENTO DE SOLOS LATERÍTICOS.	201
6- CONCLUSÕES GERAIS.....	203
6.1- CONCLUSÕES ESPECÍFICAS.....	206
6.2- SUGESTÕES PARA PESQUISAS FUTURAS.....	207
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	208

LISTA DE TABELAS

Tabela	Página
Tabela 2.1 – Índices de intemperismo.....	12
Tabela 2.2 – Classificação a partir dos índices K_i e K_r (Resende & Santana, 1988; IBGE, 2007).....	14
Tabela 2.3 – Comparação de pontos de carga zero para alguns constituintes do solo suspensões de eletrólito 1:1 (Modificado, Sposito, 1984).....	20
Tabela 2.4 – Quadro comparativo das diferenças da adsorção física e química (Teixeira <i>et al.</i> , 2001).....	39
Tabela 4.1 – Índices de intemperismo obtidos pelo ataque sulfúrico.	102
Tabela 4.2 – Resultados dos parâmetros químicos de fertilidade do solo em Águas Emendadas.....	104
Tabela 4.3 – Resultados dos parâmetros eletroquímicos dos solos em Águas Emendadas. ..	105
Tabela 4.4 – Resultados dos parâmetros químicos de fertilidade do solo no córrego Quinze.	108
Tabela 4.5 – Resultados dos parâmetros eletroquímicos dos solos no córrego Quinze.	109
Tabela 4.6 – Quantificação mineralógica da topossequência de Águas Emendadas.	120
Tabela 4.7 – Quantificação mineralógica da topossequência do córrego Quinze.	124
Tabela 4.8 – Ferro total e peso específico dos grãos nas amostras de Águas Emendadas.	140
Tabela 4.9 – Ferro total e peso específico dos grãos nas amostras do córrego Quinze.	141
Tabela 4.10 – Classificações geotécnicas das duas topossequências.	144
Tabela 4.11 – Classificações de solos utilizando química e mineralogia de solo.	147
Tabela 4.12 – Dados da dimensão fractal ajustado pelo método da centrífuga e determinado pela adsorção de N_2 a 77 K.	159
Tabela 4.13 – Dados de K_i e K_r e parâmetros de resistência dos solos.	174
Tabela A.1 - Coordenadas na projeção UTM.....	224

LISTA DE FIGURAS

Figura	Página
Figura 2.1 – Representação esquemática da competitividade da hematita e goethita no processo de formação e os fatores que determinam a formação. Na figura, seta para cima indica crescimento e a seta para baixo decréscimo do fator que pode afetar o processo (adaptada, Schwertmann & Taylor <i>in</i> Dixon & Weed, 1989).....	11
Figura 2.2 – Dupla camada elétrica.....	18
Figura 2.3 – Interação da superfície sólida e água (adaptada de Brady & Weil, 2008).	25
Figura 2.4 – Ângulo de contato de uma gota de água em uma superfície hidrofílica.....	26
Figura 2.5 – Ângulo de contato da água na superfície hidrofóbica.....	27
Figura 2.6 – Ascensão capilar no tubo.	27
Figura 2.7 – Ar ocluso sobre poropressão negativa.	29
Figura 2.8 – Menisco capilar promovendo forças intergranulares.	29
Figura 2.9 – Representação da estrutura mineral.	30
Figura 2.10 – Água adsorvida na superfície da caulinita.	31
Figura 2.11 – Curva característica de solos (adaptado de Brady & Weil, 2008).	34
Figura 2.12 – Histerese no solo siltoso (adaptado, Michell & Soga, 2005).	35
Figura 2.13 – Classificação das isotermas de adsorção (adaptada Sing <i>et al.</i> ,1985).	43
Figura 2.14 – Gráfico da isoterma de adsorção (Shaw, 1975).	44
Figura 2.15 – Histerese na isotema de adsorção (adaptada Sing, <i>et al.</i> ,1985).	45
Figura 2.16 – Gráfico para obtenção da monocamada adsorvida utilizando a isoterma de BET.	49
Figura 2.17 – Diferenciação da geometria fractal e Euclideana.....	55
Figura 2.18 – Exemplo do escalonamento fractal para a primeira família de poros (Alfaro Solto <i>et al.</i> , 2008).	58
Figura 2.19 – Adsorção em uma superfície lisa (ideal).....	59
Figura 2.20 – Adsorção em uma superfície rugosa (real).	60
Figura 2.21 – Gráfico de ruptura de areia cimentada e não cimentada (Adaptado, Mitchell & Soga, 2005).....	65
Figura 2.22 – Curvas de adensamento de amostras indeformadas natural e tratada na situação inundada (Farias <i>et al.</i> , 2003).....	67
Figura 2.23 – Curvas de adensamento das amostras remoldadas natural e tratada na situação inundada (Farias <i>et al.</i> , 2003).....	67
Figura 2.24 – Esquema do PANDA.	70
Figura 3.1 – Mapa de solos da topossequência da vertente do córrego Quinze.....	72

Figura 3.2 – Mapa de solos da topossequência da vertente do córrego Vereda Grande (Estação Ecológica de Águas Emendadas).	73
Figura 3.3 – Forma das trincheiras no campo.	74
Figura 3.4 – Esboço das topossequências.	75
Figura 3.5 – Medidor área superficial específica e porosidade.	84
Figura 4.1 – Esboço dos perfis da topossequência da Estação Ecológica de Águas Emendadas.	94
Figura 4.2 – Bloco angular perfil AM5.	95
Figura 4.3 – Agregados do horizonte A perfil AM5.	95
Figura 4.4 – Plintita perfil AM5.	96
Figura 4.5 – Estrutura cilíndrica de pedotúbulo perfil AM7.	96
Figura 4.6 – Estrutura laminar perfil AM8.	97
Figura 4.7 – Mosqueados milimétricos da rocha de origem.	97
Figura 4.8 – Esboço dos perfis da topossequência do córrego Quinze.	99
Figura 4.9 – Amostra de bloco indeformado para ensaios geotécnicos do horizonte Cf RQ11.	101
Figura 4.10 – Gráfico da relação $H^+ + Al^{3+}$ e pH em KCl.	106
Figura 4.11 – Gráfico da relação MO e pH em KCl.	106
Figura 4.12 – Gráfico da relação Al^{3+} e pH em KCl.	106
Figura 4.13 – Gráfico da relação PCLZ e $H^+ + Al^{3+}$ ($cmol_c \cdot kg^{-1}$).	107
Figura 4.14 – Gráfico da relação pHo e $H^+ + Al^{3+}$ ($cmol_c \cdot kg^{-1}$).	107
Figura 4.15 – Gráfico do Ca^{2+} versus PCLZ.	110
Figura 4.16 – Gráfico do $H^+ + Al^{3+}$ versus PCLZ.	110
Figura 4.17 – Gráfico da MO versus pH em KCl.	110
Figura 4.18 – Gráfico da MO versus o PCLZ.	111
Figura 4.19 – Gráfico da MO versus pH em KCl.	111
Figura 4.20 – Gráfico da relação Ca^{2+} versus o PCLZ.	111
Figura 4.21 – Gráfico da relação da acidez pontencial versus PCLZ.	111
Figura 4.22 – Gráfico da relação pHo versus ΔpH sequência de Águas Emendadas.	113
Figura 4.23 – Gráfico da relação pHo versus ΔpH sequência de Águas Emendadas.	113
Figura 4.24 – Gráfico da relação pHo versus ΔpH na sequência do córrego Quinze.	113
Figura 4.25 – Gráfico da relação pHo versus ΔpH na sequência do córrego Quinze.	113
Figura 4.26 – Gráfico do K_i versus pHo na sequência de Águas Emendadas.	114
Figura 4.27 – Gráfico do K_i versus pHo na sequência de Águas Emendadas.	114
Figura 4.28 – Gráfico do K_r versus pHo na sequência de Águas Emendadas.	114
Figura 4.29 – Gráfico do K_r versus pHo na sequência de Águas Emendadas.	114

Figura 4.30 – Gráfico do Ki versus pHo na sequência do córrego Quinze.....	115
Figura 4.31 – Gráfico do Ki versus pHo na sequência do córrego Quinze.....	115
Figura 4.32 – Gráfico do Kr versus pHo na sequência do córrego Quinze.....	115
Figura 4.33 – Gráfico do Kr versus pHo na sequência do córrego Quinze.....	115
Figura 4.34 – Gráfico do Ki versus PCLZ na sequência de Águas Emendadas.	116
Figura 4.35 – Gráfico do Ki versus PCLZ na sequência de Águas Emendadas.	116
Figura 4.36 – Gráfico do Kr versus PCLZ na sequência de Águas Emendadas.	116
Figura 4.37 – Gráfico do Kr versus PCLZ na sequência de Águas Emendadas.	116
Figura 4.38 – Gráfico do Ki versus PCLZ na sequência do córrego Quinze.	117
Figura 4.39 – Gráfico do Ki versus PCLZ na sequência do córrego Quinze.	117
Figura 4.40 – Gráfico do Kr versus PCLZ na sequência do córrego Quinze.....	117
Figura 4.41 – Gráfico do Kr versus PCLZ na sequência do córrego Quinze.....	117
Figura 4.42 – Difrátogramas das amostras de Águas Emendadas horizonte A.	118
Figura 4.43 – Difrátogramas das amostras de Águas Emendadas para os horizontes B e C.	119
Figura 4.44 – Gráfico da RCtGb versus RHmGt para amostras de Águas Emendadas, horizonte A.....	121
Figura 4.45 – Gráfico da RCtGb versus RHmGt para amostras de Águas Emendadas horizontes B e C.	121
Figura 4.46 – Difrátogramas das amostras da Topossequência do córrego Quinze para o horizonte A.....	122
Figura 4.47 – Difrátogramas das amostras da Topossequência do córrego Quinze para os horizontes B e C.	123
Figura 4.48 – Gráfico da RCtGb versus RHmGt para amostras do córrego Quinze no horizonte A.....	125
Figura 4.49 – Gráfico da RCtGb versus RHmGt para amostras do córrego Quinze nos horizontes B e C.	125
Figura 4.50 – Relação Ki e mineralogia da fase coloidal dos solos em Águas Emendadas. .	126
Figura 4.51 – Relação Kr e mineralogia da fase coloidal dos solos em Águas Emendadas. .	126
Figura 4.52 – Relação Ki e mineralogia da fase coloidal dos solos em Águas Emendadas. .	126
Figura 4.53 – Relação Kr e mineralogia da fase coloidal dos solos em Águas Emendadas. .	126
Figura 4.54 – Relação Ki e mineralogia da fase coloidal dos solos no córrego Quinze.	127
Figura 4.55 – Relação Kr e mineralogia da fase coloidal dos solos no córrego Quinze.....	127
Figura 4.56 – Relação Ki e mineralogia da fase coloidal dos solos no córrego Quinze.	127
Figura 4.57 – Relação Kr e mineralogia da fase coloidal dos solos no córrego Quinze.....	127
Figura 4.58 – Textura método ABNT com Defloculante.....	130
Figura 4.59 – Textura método ABNT com Defloculante.....	130
Figura 4.60 – Textura método da pipeta com NaOH.	130

Figura 4.61 – Textura método da pipeta com NaOH.	130
Figura 4.62 – Textura via granulômetro a laser com ultrassom e NaOH.	131
Figura 4.63 – Textura via granulômetro a laser com ultrassom e NaOH.	131
Figura 4.64 – Textura via granulômetro a laser com ultrassom.	131
Figura 4.65 – Textura via granulômetro a laser com ultrassom.	131
Figura 4.66 – Textura via granulômetro a laser com ultrassom e NaOH.	133
Figura 4.67 – Textura via granulômetro a laser com ultrassom e NaOH.	133
Figura 4.68 – Textura via granulômetro a laser com ultrassom.	133
Figura 4.69 – Textura via granulômetro a laser com ultrassom.	133
Figura 4.70 – Fração argila versus mineralogia.	134
Figura 4.71 – Fração argila versus mineralogia.	134
Figura 4.72 – Fração argila versus mineralogia.	135
Figura 4.73 – Fração argila versus mineralogia.	135
Figura 4.74 – Fração argila versus Kr.	135
Figura 4.75 – Fração argila versus Kr.	135
Figura 4.76 – Fração argila versus Kr.	135
Figura 4.77 – Fração argila versus Kr.	135
Figura 4.78 – Fração argila versus mineralogia.	136
Figura 4.79 – Fração argila versus mineralogia.	136
Figura 4.80 – Fração argila versus mineralogia.	136
Figura 4.81 – Fração argila versus mineralogia.	136
Figura 4.82 – Fração argila versus Ki.	137
Figura 4.83 – Fração argila versus Ki.	137
Figura 4.84 – Fração argila versus Ki.	137
Figura 4.85 – Fração argila versus Ki.	137
Figura 4.86 – Fração argila versus a soma da mineralógica.	138
Figura 4.87 – Fração argila versus Kr.	138
Figura 4.88 – Fração argila versus a soma mineralógica.	138
Figura 4.89 – Fração argila versus Kr.	138
Figura 4.90 – Fração argila versus soma mineralógica.	138
Figura 4.91 – Fração argila versus Kr.	138
Figura 4.92 – Agregação versus PCLZ.	139
Figura 4.93 – Agregação versus PCLZ.	139
Figura 4.94 – Agregação versus PCLZ.	139
Figura 4.95 – Agregação versus PCLZ.	139

Figura 4.96 – Gráfico do ferro total versus peso específico dos grãos.	140
Figura 4.97 – Gráfico do ferro total versus peso específico dos grãos.	141
Figura 4.98 – Gráfico do ferro total versus peso específico dos grãos.	142
Figura 4.99 – Gráfico do ferro total versus peso específico dos grãos.	142
Figura 4.100 – Curva característica para índices de vazios distintos das amostras de Águas Emendadas.....	150
Figura 4.101 – Gráfico da percentagem de poros acumulada em função do diâmetro do poro.	150
Figura 4.102 – Classificação do diâmetro dos poros baseada no tamanho de partícula pela granulometria.....	151
Figura 4.103 – Gráfico da percentagem de poros acumulada em função do diâmetro do poro.	152
Figura 4.104 – Classificação do diâmetro dos poros baseada no tamanho de partícula pela granulometria.....	152
Figura 4.105 – Gráfico da percentagem de poros acumulada em função do diâmetro do poro.	153
Figura 4.106 – Classificação do diâmetro dos poros baseada no tamanho de partícula pela granulometria.....	154
Figura 4.107 – Gráfico do adensamento no método da centrífuga.	155
Figura 4.108 – Gráfico do adensamento no método da centrífuga.	156
Figura 4.109 – Gráfico do adensamento no método da centrífuga.	157
Figura 4.110 – Ajuste de modelos aos dados experimentais (AM10B).....	157
Figura 4.111 – Ajuste de modelos aos dados experimentais.....	158
Figura 4.112 – Gráfico da distribuição dos poros da amostra compactada no Proctor normal (Farias <i>et al.</i> , 2011).....	160
Figura 4.113 – Distribuição completa dos poros amostra AM5.....	160
Figura 4.114 – Distribuição completa dos poros amostra AM3C.....	161
Figura 4.115 – Distribuição completa dos poros amostra AM10B.....	162
Figura 4.116 – Volume de microporos versus granulometria.	163
Figura 4.117 – Volume de microporos versus granulometria.	163
Figura 4.118 – Volume de microporos versus granulometria.	163
Figura 4.119 – Volume de microporos versus mineralogia da fração argila.	163
Figura 4.120 – ASE versus granulometria.	164
Figura 4.121 – ASE versus granulometria.	164
Figura 4.122 – ASE versus mineralogia da fração argila.....	164
Figura 4.123 – ASE versus granulometria.	164
Figura 4.124 – Penetrógrama obtido pelo equipamento Panda (sondagem 1 do ponto AM3).	166

Figura 4.125 – Resistência de cone versus profundidade.	169
Figura 4.126 – Resistência de cone versus índice de vazios.	169
Figura 4.127 – Resistência de cone versus profundidade.	169
Figura 4.128 – Resistência de cone versus umidade.	169
Figura 4.129 – Resistência de cone versus índice de vazios.	170
Figura 4.130 – Resistência de cone versus índice de vazios.	170
Figura 4.131 – Resistência de cone versus umidade.	170
Figura 4.132 – Resistência de cone versus umidade.	170
Figura 4.133 – Gráfico da envoltória a tensões totais amostra RQ8.	172
Figura 4.134 – Gráfico da envoltória a tensões efetivas amostra RQ8.	173
Figura 4.135 – Gráfico da envoltória a tensões efetivas amostra AM3 profundidade de 0,9 a 1,3 m.	173
Figura 4.136 – Gráfico da envoltória a tensões efetivas amostra AM3 profundidade de 0,9 a 1,3 m.	174
Figura 4.137 – Gráfico da relação coesão obtida em tensões totais versus K_i	175
Figura 4.138 – Gráfico da relação coesão obtida em tensões totais versus K_r	176
Figura 4.139 – Gráfico da relação do ângulo de atrito obtido em tensões totais versus K_i . ..	176
Figura 4.140 – Gráfico da relação do ângulo de atrito obtido em tensões totais versus K_r . ..	177

LISTA DE ABREVIACOES, NOMENCLATURAS E SÍMBOLOS

α_s	Polaribilidade do adsorvente
α_A	Polaribilidade do adsorbato
θ	Ângulo de contato
Å	Angstrom
A_c	Área do poro vazio
A_p	Área do poro
ABNT	Associação Brasileira de Normas Técnicas
ASE	Área Superficial Específica
ATG	Análise Termogravimétrica
B	Coefficiente responsável pela saturação por contrapressão
β_s	Susceptibilidade magnética do adsorvente
β_A	Susceptibilidade magnética do adsorbato
BET	Brunauer, Emmett e Teller
BJH	Barret, Joyner & Halenda
C	Velocidade da luz
CNPq	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
cm	Centímetro(s)
CPD	Cone de penetração dinâmica
CPE	Cone de penetração estática
C_t	Caulinita
CTA	Capacidade de Troca Aniônica
CTC	Capacidade de Troca Catiônica
CV	Consolidado na condição não drenada
CWI	Índice de intemperismo químico
d_A	Diâmetro da molécula de adsorbato
d_s	Diâmetro da molécula de adsorvente
D	Dimensão da superfície fractal
DA	Dubinin-Astakhov
DFT	Desity Functional Theory
DH	Dollimore & Heal
DR	Dubinin-Radishkevich
DRX	Difratometria de Raios-X
€	Escala de medida
e	Índice de vazios
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
F	Medida do comprimento da linha
Δu	Incremento de propressão
$\Delta\sigma_3$	Incremento de tensão confinante
FHH	Frenkel-Halsey-Hill
g	Aceleração da gravidade
γ_s	Peso específico dos grãos
Gb	Gibbsita

Gt	Goethita
\bar{h}	Tensão média
Hc	Altura da coluna d'água
Hm	Hematita
HK	Horvath-Kawazoe
i	Coefficiente linear
IAC	Instituto Agrônômico
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IUPAC	<i>International Union of Pure and Applied Chemistry</i>
K	Kelvin
kcal/mol	Quilocaloria por mol
kPa	Quilopascal
Ki	Razão molar do óxido Si pelo sesquióxido de Al
Kr	Razão molar do óxido Si pela soma dos sesquióxidos de Al e Fe
ℓ	Distância entre as duas camadas de adsorção
L	Medida do comprimento de uma linha reta
M	Mol
$m^2 \cdot g^{-1}$	Metro quadrado(s) por grama (s)
m	Massa do elétron
MCT	Miniatura compactada tropical
MEV	Microscopia ótica e eletrônica de varredura
MIP	Porosimetria por Intrusão de Mércurio
mm	Milímetro (s)
mN/m	Milnewton por metro
MO	Matéria Orgânica
μm	Mícrometro
N	Número de unidades de medida
N_A	Número de moléculas por unidade de área de adsorbato
N_S	Número de átomos por unidade de área do adsorvente
N/m	Newton por metro
NK	Neimark-Kiselev
nm	Nanometro
ρ_w	Densidade da água
P	Pressão de trabalho
P_o	Pressão de vapor de saturação do gás
P_c	Pressão de capilaridade de entrada de ar
PCLZ	Ponto de Carga Líquida Zero
PCZ	Ponto de Carga Zero
PESZ	Ponto de Efeito Salino Zero
pH	Potencial Hidrogeniônico
pHo	Ponto de carga zero estimado
ξ_G	Potencial gravitacional
ξ_m	Potencial matricial
ξ_O	Potencial osmótico
ξ_P	Potencial de pressão

ξ_T	Potencial total
PIE	Ponto Isoelétrico
R	Raio
\bar{r}_p	Raio médio do capilar
RCtGt	Razão Caulinita Goethita
RHmGb	Razão Hematita Gibbsita
RMN	Ressonância Magnética Nuclear
S	Área superficial
SF	Saito-Foley
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SUCS	Sistema de classificação unificada
S_R	Grau de saturação
S_t	Área superficial total
T	Tensão superficial
σ_3	Tensão confinante
σ_d	Tensão desviadora
$t_{\bar{r}}$	Espessura da camada de adsorção com raio médio
TRB	<i>Transportation Research Board</i>
u_a	Poropressão do ar
u_w	Poropressão da água
ω	Velocidade angular
V	Volume de gás adsorvido
V_p	Volume de poros
V_k	Volume no interior do capilar
V_m	Volume molar
χ	Massa do gás de adsorção
χ_A	Massa da amostra
χ_m	Massa molecular do adsorbato
Z	Altura com relação ao nível de referência
ζ	Número de Avogrado
ψ	Carga de pressão ou sucção
ψ_a	Entrada de ar
ψ_d	Deslocamento de ar
ψ'_i	Sucção de inflexão
ψ_r	Sucção com raio menor
ψ_R	Sucção com raio maior
w	Umidade gravimétrica
θ_r	Umidade volumétrica residual
W_s	Umidade de saturação do solo
W_r	Umidade residual do solo

1- INTRODUÇÃO

Nos solos tropicais de elevada temperatura e umidade os processos intempéricos estão intimamente ligados aos aspectos evolutivos da paisagem. Nestas condições, a evolução dos solos está condicionada, em sua essência, ao intemperismo químico da água que desencadeia no solo mecanismos de hidrólise, hidratação e desidratação, oxi-redução, dissolução, precipitação, carbonatação e queluviação típicos de ambientes tropicais.

A água é o principal agente intempérico e desencadeador não só da evolução mineralógica como também das interações entre partículas, que se rearranjam gerando agregados. Tais agregados passam a dominar aspectos físicos como porosidade, permeabilidade, densidade e a resistência ao cisalhamento, conferindo em alguns solos o fenômeno de colapsibilidade. O comportamento colapsível pode provocar danos e maiores gastos em obras geotécnicas como principal exemplo: obras de pavimentação.

No meio geotécnico, principalmente na parte de modelagem, têm ocorrido avanços nos modelos da micro-mecânica, que descrevem o comportamento em escala macro, considerando a microestrutura, a mineralogia e os aspectos físico-químicos na definição das características comportamentais. Nessa concepção o modelo para argila expansiva abrange a microescala ao nível da água adsorvida no mineral, a mesoescala levando em conta a água que ocupa os poros inter-partículas e a macroescala por meio da água que ocupa os macroporos. Desse modo, pode-se modelar o inchamento de solos expansivos, como também o adensamento secundário, ao implementar os efeitos físico-químicos e de fluxo na microestrutura (Murad & Cushman, 1996; 1997; 2000; Ibañez, 2008). Os modelos para solos não saturados têm avançado na microestrutura à medida que consideram a distribuição bimodal dos poros nas curvas de sucção. Assim, a microestrutura tem sua parcela de contribuição no comportamento global diferenciado da macroestrutura, quando se busca entender comportamentos após carregamento ou energias de compactação aplicadas (Romero, 1999; Farias *et al.*, 2011).

Apesar dos avanços em modelos existem poucos trabalhos que detalham a microestrutura por meio da distribuição completa dos poros e analisa o comportamento físico e a gênese desses poros diante dos processos de intemperismo, tendo em vista suas implicações no comportamento hidromecânico do relevo.

Outro aspecto, pouco avaliado, são as possíveis relações dos parâmetros de resistência e suas implicações e limitações diante do intemperismo, considerando principalmente o efeito da

parcela coesiva proveniente das ligações químicas intimamente condicionadas aos processos intempéricos.

Nessa perspectiva, estudos evolutivos em uma sequência ordenada de solos por meio de topossequências têm sido razoavelmente explorados por profissionais de outras áreas (agrônomos, geólogos e geógrafos), mas muito pouco desenvolvidos ou mesmo difundidos no meio geotécnico.

Assim, a presente pesquisa busca interpretar comportamento e fenômenos físicos por meio de uma sequência lógica de solos seguindo a sistemática da paisagem vertical e horizontalmente, baseando-se em dados químicos e mineralógicos.

1.1- OBJETIVOS

A tese teve como objetivo principal analisar e entender o comportamento físico e hidromecânico dos solos em função das características químicas, mineralógicas, pedológicas e geomorfológicas da paisagem em topossequências, uma em ambiente natural (como referência) e outra sob a influência antrópica pelo uso agrícola.

Aspectos específicos almejados pela pesquisa:

- ✓ Relacionar os índices químicos de intemperismo e a mineralogia ao comportamento físico.
- ✓ Relacionar parâmetros eletroquímicos e a granulometria ao intemperismo.
- ✓ Comparar parâmetros de fertilidade e suas alterações na área agrícola em relação à área preservada.
- ✓ Análisar a distribuição completa dos poros e avaliar na topossequência o comportamento hidromecânico.
- ✓ Tentar distinguir consolidação natural da compactação desencadeada por manejo agrícola.
- ✓ Relacionar intemperismo aos parâmetros de resistência.

1.2- ESCOPO DA TESE

Esta tese está dividida em sete capítulos cujo conteúdo é resumido a seguir:

O Capítulo 1 expõe sucintamente a importância da realização dos estudos do intemperismo químico da água e suas possíveis implicações no comportamento hidromecânico de solos tropicais. Ainda apresenta os objetivos que determinaram a realização deste trabalho.

O Capítulo 2 consiste na revisão bibliográfica que conceitua a topossequência como forma de modelar a paisagem, centrando-se na água como principal agente desencadeador do intemperismo. Faz também comentários sobre os índices de intemperismo químico (K_i , K_r) e eletroquímicos. Ainda descreve as interações solo e água e comportamento físico-químico, e técnicas e metodologias para determinação da porosidade. Finaliza com o comportamento mecânico de solos tropicais coesivos com foco nos ensaios triaxiais e penetrômetro Panda.

O Capítulo 3 trata dos materiais utilizados e metodologias desenvolvidas para caracterizar e avaliar o comportamento dos solos das duas topossequências. As metodologias abordam aspectos químicos, mineralógicos e físicos. Ressalta-se os métodos utilizados para distribuição dos poros, principalmente a técnica de adsorção de nitrogênio a 77K, muito pouco utilizada no meio geotécnico, como também a metodologia de determinação dos pontos de carga zero e granulometria utilizando ultrassom e hidróxido de sódio no granulômetro a laser.

No Capítulo 4 apresenta resultados e discussões preliminares dos índices químicos de intemperismo K_i e K_r , dos parâmetros de fertilidade dos solos e suas correlações com a mineralogia e parâmetros eletroquímicos, textura e densidade real dos grãos. Como também classifica os solos por parâmetros físicos de geotecnia como pela química e mineralogia. Salienta-se a distribuição completa dos poros e relações do comportamento mecânico e intemperismo.

No Capítulo 5 faz-se uma análise e discussão aprofundada dos resultados, buscando integrar e avaliar todos os dados obtidos para explicar o comportamento hidromecânico das duas topossequências além de comparar as características individuais de cada topossequência. Salienta-se a síntese do processo de consolidação superficial natural baseado nos ciclos de secagem e umedecimento e do processo conceitual do cisalhamento de solos lateríticos.

No Capítulo 6 apresenta-se as conclusões gerais que se aplicam às duas topossequências avaliadas, como também conclusões peculiares de cada topossequência.

Por fim são apresentadas as referências bibliográficas utilizadas no decorrer da pesquisa. Em seguida os apêndices.

2- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo será feita uma abordagem dos aspectos morfológicos e da gênese dos solos, considerando o intemperismo químico como agente da formação e modificador da paisagem, como também aspectos físico-químicos ligados à ação intempérica. Aborda-se também, aspectos relevantes da físico-química de superfície de solos e também de comportamentos hidromecânicos relevantes à tese.

2.1- MODELOS CONCEITUAIS DA PAISAGEM

A complexidade do entendimento solo e geomorfologia e suas relações com os comportamentos químico e físico, tendo em vista uma escala evolutiva do processo intempérico e da paisagem de forma lógica, tem sido um desafio para codificar a dinâmica do ambiente. Modelos aliados a estudos de campo têm contribuído para uma maior compreensão da paisagem (Campos *et al.*, 2006). Entre esses modelos pode-se destacar o de Ruhe (1956) e Daniels *et al.* (1971) que estabelecem a definição da superfície geomórfica como sendo uma porção de terra definida no espaço e no tempo. Outro modelo importante da paisagem é o baseado na curvatura do terreno, conforme estabelecido por Troeh (1965), no qual as pedoformas podem variar desde lineares até côncavas, passando pelas convexas, associando o perfil e a curvatura da paisagem com o grau de intemperismo e evolução do terreno. A abordagem que utiliza modelos de elevação digital por meio do Sistema de Informação Geográfica (SIG) tem propiciado a interpretação das relações entre a evolução pedogenética e a evolução do relevo. As técnicas de geoestatísticas atualmente empregadas são eficientes para avaliar e entender as causas da variabilidade espacial dos atributos do solo nas paisagens (Lark, 1999; Berg & Oliveira, 2000).

O movimento da água nas variações de gradiente do relevo é um agente relevante na modificação das paisagens e responsável pelo processo de desenvolvimento do solo (Gobin *et al.*, 2001). Os modelos de segmento de vertente afetam fortemente os atributos do solo, principalmente, em função da quantidade, fluxo e distribuição sazonal da água, que podem condicionar ambientes específicos, já que interferem no movimento de bases e comportamento das argilas (Daniels & Hammer, 1992). Estudos de Rodrigues & Klamt (1978) em áreas do cerrado conseguiram estabelecer compartimentação do relevo, onde o conteúdo de gibbsita dos solos diminui das superfícies mais antigas para as mais recentes. Teramoto *et al.* (2001) e Marques Júnior & Lepsh (2000) também fazem inferências acerca

da maior estabilidade dos atributos físicos, químicos e mineralógicos nas superfícies geomórficas mais antigas e da maior variabilidade desses atributos nas superfícies pedogeneticamente menos evoluídas. Estudos desenvolvidos por Nizeyimana & Bicki (1992) em formas côncavas do relevo apresentaram maiores variabilidades de densidade do solo, capacidade de troca catiônica (CTC) e disponibilidade de fósforo quando comparadas às pedoformas convexas. Além disso, esses autores observaram que a pedoforma côncava está associada ao aumento do conteúdo do carbono orgânico, da CTC, do conteúdo de argila, e diminuição da densidade do solo e no teor de areia, respectivamente, da meia encosta para o sopé de deposição, comportamento este atribuído às condições de drenagem e à inclinação do declive.

O termo catena supõe que perfis verticais de solos, em sucessão em uma vertente, estão relacionados geneticamente. Isso fica claro quando há algumas repetições de unidades de solo em posições específicas de vertentes em determinadas paisagens, mostrando a relação entre solo e relevo, associada aos processos dinâmicos da pedogênese e morfogênese (Espindola, 1982).

O estudo de topossequência considera as geometrias horizontal e vertical de uma sequência de diversos tipos de solos distribuídos de maneira regular e sistemática da paisagem, de acordo com a topografia sobre o material de origem, tem auxiliado no diagnóstico de problemas de degradação dos solos por erosão, na compreensão da relação entre pedogênese e evolução do relevo (Juhász *et al.*, 2006).

Cardoso (2002), em estudos das propriedades e comportamento mecânico de solos do Planalto Central, encontrou comportamento físico, químico e mineralógico de solos de acordo com a granulometria dos solos e em função do grau de intemperismo, em solos derivados de rochas pelíticas (finas) e rochas psamíticas (arenosas).

2.2- PROCESSO INTEMPÉRICO DE FORMAÇÃO DOS SOLOS

Araújo *et al.* (2005) conceitua o intemperismo como uma resposta dos materiais da terra a mudanças do ambiente, como exemplo: o soerguimento e erosão de rochas expostas a superfície. Penteadó (1974) trata o intemperismo do ponto de vista de transferência de energia, sendo o intemperismo uma reação espontânea que representa uma mudança de direção à medida que há decréscimo de energia durante a reação. A sequência das energias de formação dos grupos silicatados cresce regularmente dos nesossilicatos para os tectossilicatos,

sendo a direção do aumento o número de íons de Si ligados por pontes de oxigênio a outros íons de Si.

Tendo em vista essa ordem crescente de energia de formação a olivina (nesossilicato) tem mais baixa energia de formação e estabilidade. Dessa forma, é um mineral primário mais susceptível ao intemperismo que o piroxênio (inossilicato) e este, por sua vez, mais susceptível, do que a hornblenda, até chegar ao quartzo (tectossilicato). Assim, nesse conceito, considera-se o diferencial da energia de formação controlando a ordem de cristalização como também a estabilidade e susceptibilidade termodinâmica ao intemperismo (Keller, 1964). Essa forma de considerar o intemperismo é aplicável, em linhas gerais, a rochas e ambientes de alteração, contudo, não pode ser considerado como uma regra universal, pois exceções são possíveis diante dos fatores de intemperismo que podem ocorrer pela ação física (fragmentação por expansão térmica, alívio de tensão) química e biológica (plantas e atividade biológica).

2.3- ÁGUA COMO AGENTE INTEMPÉRICO

A água é um poderoso solvente para as reações com minerais primários, considerando as condições do clima tropical. As reações ocorrem nos minerais primários nos sítios de ligações expostas devido ao fraturamento dos minerais ou ao próprio desgaste diante da ação intempérica do clima ou pela atividade biológica. A ação da água na formação de minerais secundários ocorre, geralmente, pela acidificação do CO₂ dissolvido nas águas de lixiviação proveniente da matéria orgânica evoluída (húmus), constituídas de grupos reativos, como os compostos carboxílicos (-COOH) e fenólicos (-C₆H₄OH), que se dissociam liberando H⁺ na solução.

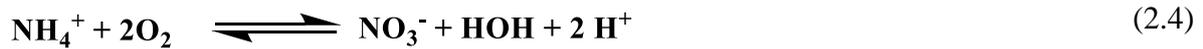


O CO₂ proveniente da decomposição de resíduos orgânicos e a respiração das raízes formam CO₂ que reage com água produzindo um meio ácido:

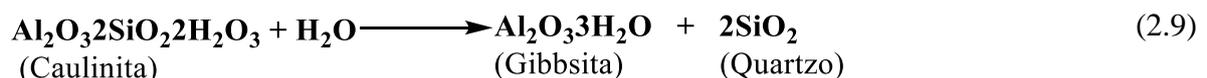
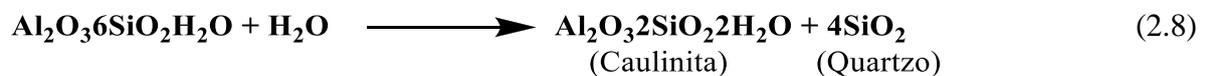
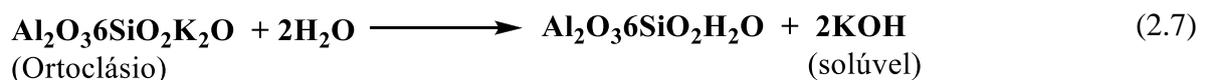


O ácido carbônico dissolvido participa da reação de hidrólise dos minerais propiciando uma solução levemente ácida. Deve-se ressaltar que a formação do ácido carbônico pode ocorrer pelo CO₂ proveniente da atmosfera, o qual acidifica a água da chuva.

Nas áreas agrícolas a nitrificação é um dos mais importantes processos de acidificação dos solos. Tendo como as principais reações as seguintes:



A formação da gibbsita ocorre em reação onde toda sílica e bases são eliminadas e os hidróxidos de alumínio são precipitados. Essa reação de hidrólise total é chamada de alitização, sendo o processo que tem grande importância na formação dos minerais 1:1. Quando a hidrólise ocorre parcialmente favorece a formação dos minerais 2:1 (uma camada de octaedro para duas de tetraedros). Essa reação é controlada pelo pH, que promove a solubilidade tanto da sílica como da alumina. A água subterrânea com um pH 5 a 6 pode solubilizar tanto o Al₂O₃ como a SiO₂ derivados da rocha para formação dos minerais secundários. Persons (1970) descreve esse tipo de reação intempérica com o ortoclásio ocorrendo da seguinte forma:



2.3.1- PROCESSOS INTEMPÉRICOS

A oxidação é um dos processos químicos que ocorre no ambiente. Em condições tropicais, a formação de Fe²⁺ está relacionada a ambientes muito ácidos e redutores, especialmente em condições hidromórficas. Contudo o Fe²⁺ é instável e pode oxidar para Fe³⁺ e precipitar na

forma de hidróxido dependendo da concentração e dos íons que possam provocar a floculação na solução do solo. O Fe^{3+} em pH ácido da água subterrânea pode formar mosqueados vermelhos ou hematita (Persons, 1970).

A hidratação ocorre com alta umidade ou saturação da rocha pelo aumento do nível freático em períodos de alta pluviosidade, propiciando a solubilidade de elementos como Fe, Mn, Al, Si e elementos alcalinos e alcalino terrosos como K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} favorecendo processos de troca catiônica entre argilas e raízes de plantas. No período de seca há evaporação diante das altas temperaturas, a umidade torna-se baixa e o pH ácido entre 4 e 5 favorece o processo de formação da caulinita perante a combinação da sílica e alumina na proporção de 1:1, conforme a reação descrita na hidrólise. Em um período transitório entre o período de seca e chuvas intensas o ferro precipitado forma depósitos que expostos a ciclos de molhagem e secagem formam cristais, os quais geram o solo laterítico e eventualmente o laterito.

A quelatação de íons solúveis na solução do solo é outro processo químico de intemperismo que ocorre geralmente em função da matéria orgânica evoluída humina e ácidos fúlvicos e húmicos que percolam no perfil do solo transportando cátions complexados a sua estrutura dos horizontes A para o horizonte B (Tan, 1998). É importante não confundir quelato com complexo. Dessa forma, complexo é uma espécie poliatômica que consiste em um íon metálico e um determinado número de ligantes. Quando o ligante (base de Lewis) cede mais de um par de elétrons é denominado de quelato.

Nos solos de clima tropical os processos de formação da hematita e goethita, podem se basear no modelo tendo a ferrihidrita como um dos precursores (Schwertmann & Taylor: *in* Dixon & Weed, 1989). Nas rochas abundantes em ferro há predominantemente ligações do Fe bivalente (estado reduzido) a silicato. A quebra da ligação Fe - silicatos dá-se por processos intempéricos de protolises e oxidações combinadas sucessivamente até que ocorra a liberação do Fe para o meio aquoso. A reação de ignição pode ocorrer pela acidificação da água promovida por CO_2 dissolvido de acordo com reação de geração do ácido carbônico comentada anteriormente. Dos íons livres de Fe na solução há o desenvolvimento da goethita, a princípio pela nucleação para posterior formação do cristal, utilizando preferencialmente a forma monomérica, monovalente pelos íons Fe^{3+} , $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$ e $\text{Fe}(\text{OH})_4^-$, esses podem ser suprimidos ao Fe, inclusive a ferrihidrita por reação reversa pela desprotonação, sobre condições favoráveis.

No entanto, a formação da hematita pode ocorrer em função da ferrihidrita, ou por seus precursores (íons de Fe) por meio da agregação, desidratação, e rearranjo da estrutura interna de nano partículas de ferrihidrita. A geração da hematita pela ferrihidrita é muito provável pela similaridade das estruturas de ambas, excetuando que a estrutura da ferrihidrita contém moléculas de água altamente desordenada. Porém, Schwertmann & Fischer (1966) e Chukhorv *et al.* (1973), não consideram a ferrihidrita como um precursor necessário a formação da hematita.

O modelo de Schertmann & Taylor (*in* Dixon & Weed, 1989), considera que fatores físico-químicos favorecem a formação da hematita em detrimento a goethita (Figura 2.1). As temperaturas elevadas nos períodos de seca propiciam a evaporação da água do solo agindo diretamente na desidratação e rearranjo da ferrihidrita para produzir a hematita. O pH e a matéria orgânica controlam a cinética de dissolução do ferro, sendo fatores limitantes na competição de formação da hematita/goethita. A mudança de pH 4 para pH 8 provoca um decréscimo na atividade do $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$, causando uma redução na taxa de formação da goethita favorecendo a hematita. Caso o complexo de ferro com matéria orgânica em geral seja relativamente estável em clima úmido e frio, o Fe^{3+} é liberado lentamente, possibilitando a cinética de solubilização da ferrihidrita excedente. Essa limitação da formação da ferrihidrita pode inibir o processo de formação da hematita, e dessa forma a goethita é favorecida com uma nucleação formada da liberação das espécies $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$ solúvel. Essa espécie ou os demais íons Fe em solução pode manter-se em solução por longo tempo pela formação do complexo estável de hidróxidos de Al- Fe^{3+} , propiciando a formação da goethita (Taylor, 1988). Pelo contrário, se a taxa de ferro livre é aumentada, ou a quebra do complexo orgânico é acelerada sobre condições termodinâmicas (calor) e clima seco, a probabilidade é de ocorrer um excesso de solubilização do Fe causando aumento na ferrihidrita por consequência aumento da hematita. Uma vez formada a ferrihidrita pode-se acionar a formação da hematita, bem como a goethita dependendo dos fatores dominantes do meio.

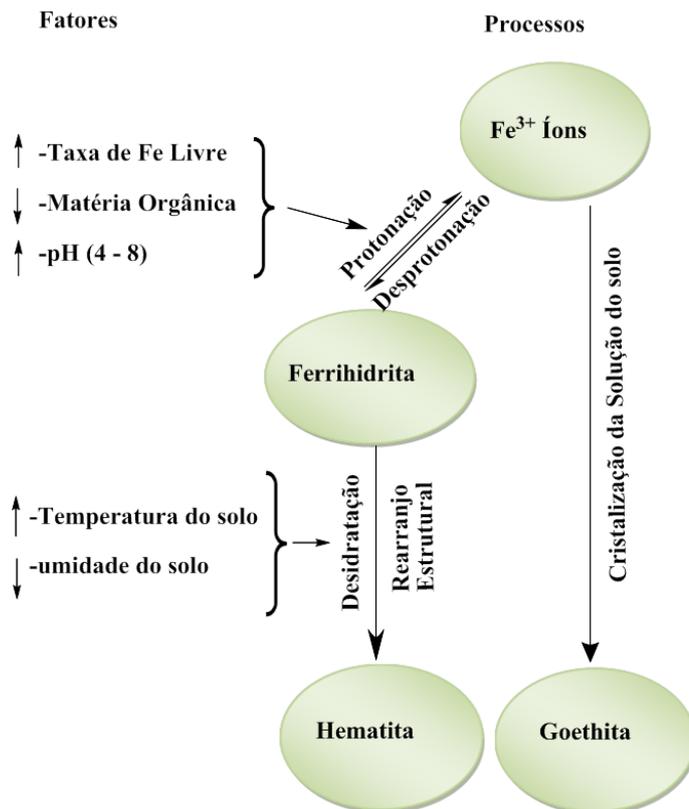


Figura 2.1 – Representação esquemática da competitividade da hematita e goethita no processo de formação e os fatores que determinam a formação. Na figura, seta para cima indica crescimento e a seta para baixo decréscimo do fator que pode afetar o processo (adaptada, Schwertmann & Taylor *in* Dixon & Weed, 1989).

A ferrihidrita é formada pela rápida oxidação do Fe^{2+} para Fe^{3+} . Para isso, a sua formação é governada pela alta taxa de Fe livre proveniente dos minerais primários. Em solos tropicais intemperizados dificilmente encontra-se ferrihidrita associada com a hematita, possivelmente devido ao atual estágio de intemperismo dos trópicos.

Diante dos agentes e processos desencadeados pelo intemperismo pode-se avaliar o grau de intemperismo por meio dos índices que serão discutidos *a posteriori*.

2.3.2- ÍNDICES DE INTEMPERISMO

Neste item serão abordados os índices de intemperismo pela razão molecular dos óxidos de Si, Fe a Al, chamados de Ki e Kr como também definir os índices eletroquímicos como o ΔpH , Ponto de Carga Zero (PCZ) e de Ponto de Efeito Salino Zero (PESZ).

2.3.2.1- ÍNDICES INTEMPÉRICOS Ki E Kr

O sistema coloidal, ou seja, fração fina do solo, está extremamente intemperizada em função da diminuição da mica para caulinita e/ou aumento da gibbsita em virtude do estágio de evolução do solo. Dessa forma, uma das maneiras de determinar o nível de intemperismo dá-se pelo estudo das razões moleculares das percentagens de óxidos de Si, Fe e Al; sendo que o elemento Si tem maior mobilidade, em detrimento ao Fe e Al que são de baixa mobilidade (Oliveira, 2005). Assim, quanto menores são valores das razões de Ki e Kr maior é o intemperismo. As bases (K, Na, Ca, Mg), também determinam o intemperismo por serem mobilizadas devido à ação química da água. As razões moleculares são as formas mais práticas para se entender o processo de intemperismo, por propiciar a quantificação e qualificação do intemperismo de forma simplificada. O intemperismo pode ser determinado pelos índices da Tabela 2.1 (Birkeland, 1984; Thomas, 1994):

Tabela 2.1 – Índices de intemperismo.

Ki	$\frac{\%SiO_2 \cdot 1,70}{\%Al_2O_3}$
Kr	$\frac{\%SiO_2 / 0,60}{\%Al_2O_3 / 1,02 + \%Fe_2O_3 / 1,60}$
Silica : Ferro	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$
Bases : Alumina	$\frac{(K_2O + Na_2O + CaO + MgO)}{(Al_2O_3)}$
Bases : R ₂ O ₃	$\frac{(K_2O + Na_2O + CaO + MgO)}{(Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2)}$
Índice de intemperismo de Parkers	$\left(\frac{K_2O}{0,25} + \frac{Na_2O}{0,35} + \frac{CaO}{0,7} + \frac{MgO}{0,9} \right)$
Índice do potencial de intemperismo de Reiche's	$100 \frac{(\sum \text{bases} - H_2O)}{(\sum \text{bases} + SiO_2 + R_2O_3)}$
Índice do produto de Reiche's	$100 \frac{(SiO_2)}{(SiO_2 + R_2O_3)}$
Razão das espécies de Ferro	$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$
Fator de lixiviação	$\frac{(K_2O + Na_2O) / SiO_2 \text{ horizon. de intemp.}}{(K_2O + Na_2O) / SiO_2 \text{ material de origem}}$
pH _{abrasão}	$f \frac{Na + K + Ca + Mg}{\text{minerais de argila}}$
Índice de intemperismo químico (CWI)	$\left(\frac{(Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + H_2O)}{\text{todos componentes químicos}} \right)$

Partindo-se das razões moleculares de K_i e K_r é possível classificar solos de acordo com Kehrig (1949), Winterkorn & Chandrasenkharan (1951), Moniz (1972), Resende & Santana (1988).

A laterização devido à grande velocidade de lixiviação em climas tropicais, promove uma rápida separação de sais solúveis de Ca, Mg, Na e K. Devido à mobilização destes cátions, o pH no início do processo encontra-se próximo a 7,0. A acidez aumenta em função de uma rápida degradação da matéria orgânica devido a uma intensa ação biológica e do clima. A separação das bases em conjunto com reações de compostos orgânicos de material evoluído, provoca um aumento da solubilidade da sílica, que é intensamente mobilizada no solo, proporcionando também retardamento da solubilidade de Al, Fe. Do processo de laterização em climas tropicais e subtropicais ocorrem períodos de seca, que endurecem as formações superficiais e subsuperficiais ferruginosas e aluminosas precipitadas, formando a laterita ou laterito como alguns autores nomeiam (Costa 1991; Martins, 2000; Cardoso, 2002).

O índice intempérico K_i foi originalmente proposto por Harrassovita (Kehrig, 1949). Como o valor limite de K_i para caulinita foi estabelecido como 2 entre os solos muito intemperizados, então convencionou-se que $K_i \leq 2$ indica solos muito intemperizados, entretanto para $K_i \geq 2$ são solos ditos pouco intemperizados. Para os solos brasileiros o referencial adotado para o horizonte B latossólico é de $K_i \leq 2,2$ (IBGE, 2007).

A classificação baseada na relação molecular da sílica e sesquióxidos da fração coloidal do solo pode ser obtida a partir do K_r para solos de laterita $K_r \leq 1,33$; já para solos lateríticos a faixa é de $1,33 \leq K_r \leq 2,00$, e finalmente para solos não lateríticos $K_r \geq 2,00$ (Winterkorn & Chandrasenkharan, 1951).

Moniz (1972) baseado-se na classificação francesa de pedologia define os solos como: sialíticos, fersialíticos, alíticos e ferralíticos utilizando os índices K_i e K_r . Tendo em vista essas quatro categorias, os solos sialíticos têm $K_i \geq 2,2$ e $K_r \geq 0,75$. Para solos com $K_i \geq 2,2$, mas com $K_r \leq 0,75$ são considerados como fersialíticos. Os solos que possuem $K_i \leq 2,2$ e o $K_r \geq 0,75$ são considerados solos alíticos. E finalmente os solos com $K_i \leq 2,2$ e $K_r \leq 0,75$, convergem para solos ferralíticos.

Resende & Santana (1988) propuseram outro critério de classificação utilizando os índices K_i e K_r para definir solos cauliniticos, oxídicos e gibbsíticos conforme a Tabela 2.2:

Tabela 2.2 – Classificação a partir dos índices Ki e Kr (Resende & Santana, 1988; IBGE, 2007).

Cauliníticos	Ki e Kr > 0,75
Cauliníticos-oxídicos	Ki > 0,75 e Kr ≤ 0,75
Oxídicos	Kr ≤ 0,75
Gibbsíticos	Ki ≤ 0,75 e Kr ≤ 0,75

Como o processo de intemperismo envolve a remoção de bases e geração de oxi-hidróxidos de Fe e Al, há então influência no processo de desenvolvimento do solo a ação de cargas que podem ser índices intempéricos. Contudo, o item seguinte aborda como os parâmetros eletroquímicos influenciam no processo de intemperismo químico.

2.3.3- ÍNDICES INTEMPÉRICOS ELETROQUÍMICOS

A acidez no solo tem grande importância no processo de formação dos minerais secundários como comentado anteriormente, sendo, portanto, um parâmetro desencadeador do intemperismo nos solos responsáveis pela pedogênese. Há dois conceitos que são muito utilizados para definir ácido e base. O primeiro conceito foi proposto pelo químico sueco Svante Arrhenius na década de 1880: ácido é uma substância que em solução aquosa libera íon hidrogênio H^+ e base as que liberam íons OH^- . Então, como há uma hidratação desse íon, sua representação ocorre como íon hidrônio H_3O^+ . O outro conceito é a teoria protônica desenvolvida pelo dinamarquês Johannes Nicolaus Bronsted e o químico inglês Thomas Martin Lowry, que definiram de forma independente e simultânea a teoria protônica que diz: ácidos seriam as substâncias capazes de doar um próton e base as substâncias que podem receber um próton. Sören Peter Lauritz Sörensem estabeleceu em 1909 o conceito de Potencial Hidrogeniônico (pH), como sendo o logaritmo negativo da concentração do íon hidrogênio. A medida na unidade de pH é importante para determinações das concentrações baixas da H^+ (Kotz & Treichel, 1998; Costa, *et al.*, 2005).

Nos solos os íons H^+ estão em equilíbrio dinâmico entre as formas trocável e solúvel. Contudo, o eletrodo de pH determina apenas a concentração em solução sem referir-se ao H^+ adsorvido no solo (Kiehl, 1979; Pavan & Miyazawa, 1996).

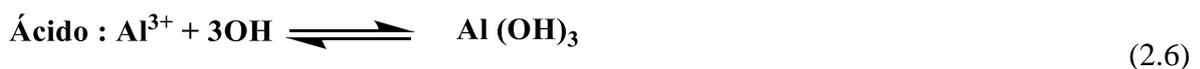
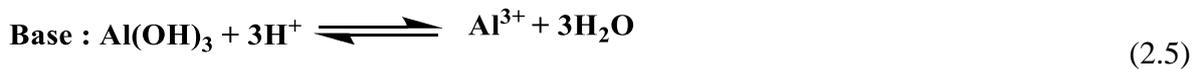
Neste contexto, o fenômeno conhecido como poder tampão do solo é a resistência às alterações no pH devido ao equilíbrio entre as formas de H^+ adsorvida e solúvel. Assim, a neutralização do H^+ na solução coloidal do solo, implica no deslocamento do H^+ adsorvido na superfície dos minerais para solução, proporcionando um equilíbrio eletroquímico.

As fontes de acidez no solo estão relacionadas a hidrólises do Al^{3+} , Fe^{3+} , sais solúveis, minerais de argila, óxidos de Fe e Al e das reações apresentadas anteriormente em função da matéria orgânica evoluída com grupos carboxílicos e fenólicos, fertilizantes nitrogenados e o gás carbônico.

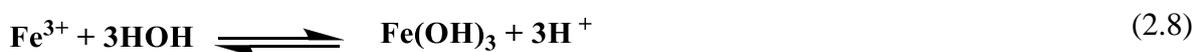
A acidez provocada pela hidrólise do alumínio pode ser descrita pela seguinte reação:



Esta reação produz o íon H^+ pela hidrólise pode ser determinado pelo eletrodo de vidro (Ag/AgCl). A adição no solo de base neutraliza apenas os íons de hidrogênio presentes em solução. Em consequência os íons Al^{3+} hidrolizam-se produzindo mais H^+ em quantidade equivalente aos íons de Al^{3+} presentes no meio reacional. Ao final da reação forma-se $Al(OH)_3$ precipitado. Dessa forma, o alumínio no solo tem caráter anfótero, comportando-se como ácido ou base.

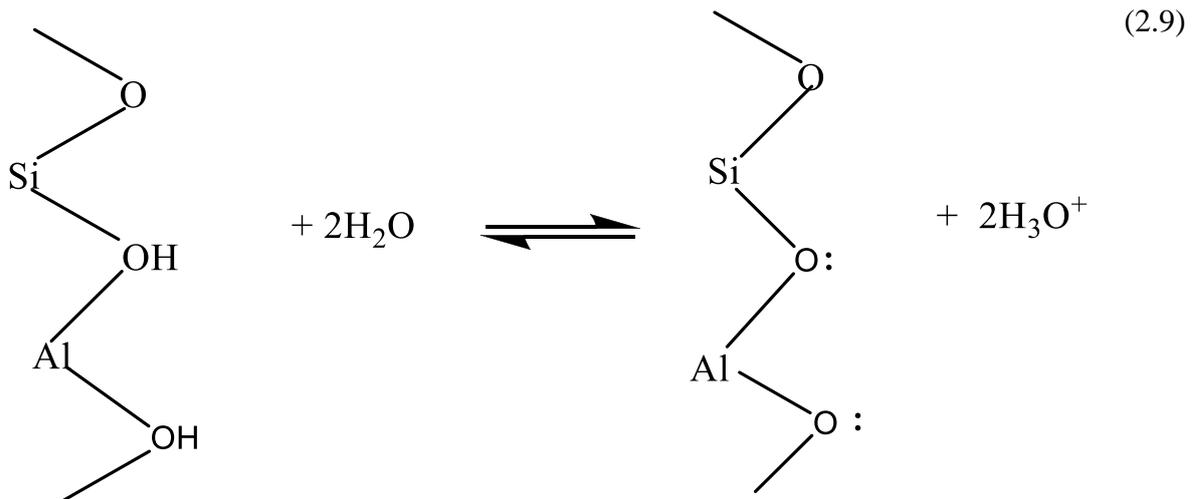


A hidrólise do Fe^{3+} é outra fonte de produção de H^+ para a solução do solo. Tendo em vista que tal reação seja em um pH inferior ao do Al^{3+} , a acidez é tamponada pela reação de hidrólise do Al^{3+} . Pavan & Miyazawa (1996), comentam que na prática a hidrólise do Fe^{3+} tem pouco efeito no pH do solo até que todo Al^{3+} tenha reagido. A reação Fe^{3+} é apresentada como:

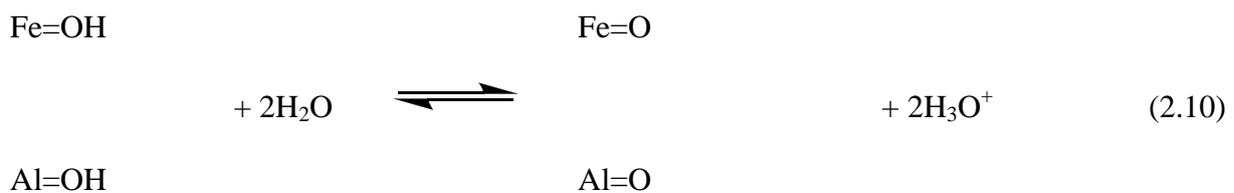


O aumento da força iônica por sais solúveis na seguinte ordem $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Na}^+$ provoca o deslocamento do Al^{3+} e H^+ adsorvidos nas cargas negativas do solo para solução, favorecendo a hidrólise do Al^{3+} reduzindo o pH.

Nos argilominerais os íons H^+ adsorvidos nos sítios negativos das arestas, fraturas ou pela baixa cristalinidade do ordenamento do arranjo como também por desgaste intempérico contribuem para tamponar o pH.



Os óxidos de Fe e Al adsorvem íons H^+ nos grupos terminais também contribuem para tamponar o pH do solo:



Após discorrer sobre aspectos básicos de eletroquímica do solo pode-se discutir o índice de intemperismo ΔpH do solo.

2.3.4- ΔpH E CARGA SUPERFICIAL NO SOLO

O ΔpH é a diferença do pH em KCl (pH_{KCl}) e o pH em água ($\text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$), sendo que para um valor negativo há um predomínio de argilas silicatadas (esmectitas, caulinitas), e para um ΔpH positivo está relacionado com predomínio de óxidos de ferro e alumínio (goethita e gibbsita). O pH determinado em água destilada determina íons H^+ que estão solúveis na

suspensão coloidal do solo. O pH do solo utilizando a solução de KCl apresenta, em geral, valores de pH abaixo do pH em água destilada. Isso ocorre por haver uma permuta do cátion K^+ pelo H^+ trocáveis adsorvidos na superfície dos colóides (Kiehl, 1979; Farias, 2003). Como o intemperismo químico da água e da matéria orgânica em função do pH contribui para evolução dos solos, o ΔpH pode ser um indicador intempérico. Nessa perspectiva, quanto maior o valor do ΔpH do solo (positivo), maior foi a ação intempérica, e quanto menor o ΔpH (negativo), o solo foi menos exposto aos processos de intemperismo (Ávila, 2009).

O ponto de carga zero (PCZ) é o valor de pH, para o qual a carga superficial de um sistema reversível de dupla camada é zero, sendo determinado por um valor particular de atividade dos íons determinantes de potencial na fase sólida (Van Raij & Peech, 1972). Entretanto, Hendershot & Lavkulich (1978) complementaram que a carga líquida total da fase sólida no PCZ é nula, seja oriunda de cargas dependente de pH, associadas a superfícies de óxidos hidratados, ou seja proveniente da matéria orgânica. A condição do PCZ é obtida experimentalmente no valor de pH no qual as partículas de solo não se movem num campo elétrico aplicado ou quando ocorre assentamento ou floculação delas. Este valor aparece quando o valor da densidade de cargas dissociadas é zero. Dessa forma quando medido eletrocineticamente o PCZ é chamado de Ponto Isoelétrico (PIE). O PCZ representa o pH de máxima aglomeração de partículas e o menor potencial de solubilização do mineral (Parks & Bruyn, 1962).

Na interface sólido/líquido a origem das cargas está associada a dois grupos que definem as cargas no solo. O primeiro grupo é das cargas permanentes, oriundas das imperfeições da estrutura cristalina e substituições isomórficas. Assim, as cargas permanentes negativas são decorrentes substituições por cátions de menor valência nas estruturas cristalinas, apesar de possuírem o mesmo raio atômico do cátion substituído, e são comuns em filossilicatos e podem ocorrer nos óxidos e hidróxidos do solo (Parker *et al.* 1979). As cargas positivas em óxidos e hidróxidos são tidas como raras, mas constatadas por alguns autores (Gillman *et al.*, 1980; Sposito, 1983). O segundo grupo é composto pelas cargas variáveis determinadas pela adsorção de íons, que são determinantes do potencial da camada de Stern, a qual se diferencia da camada difusa (Figura 2.2).

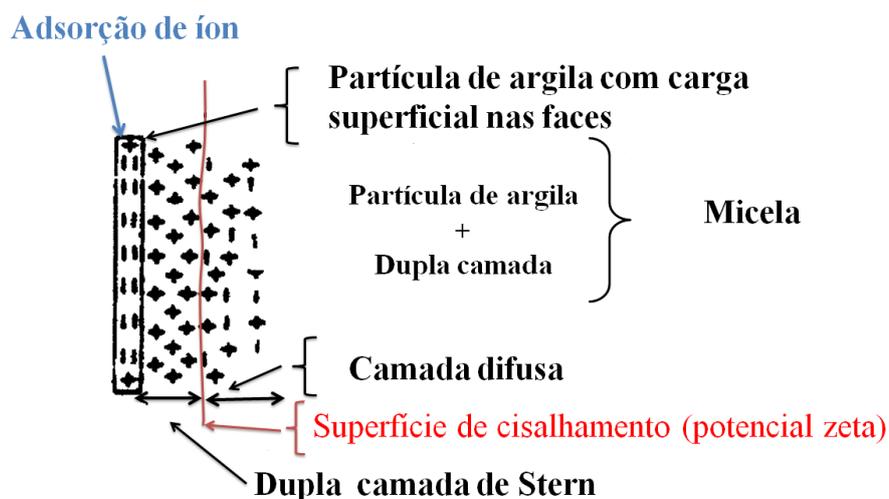


Figura 2.2 – Dupla camada elétrica.

Neste grupo as cargas variáveis são características dos filossilicatos 1:1 e dos oxi-hidróxidos, mas não é uma exclusividade. Variam em grandeza e sinal com a atividade dos íons hidrogênio entre outras condições da solução, podendo-se anular algebricamente em determinado valor de pH (Nascimento, 1990).

A carga superficial do solo pode ser determinada por métodos diretos ou indiretos. A titulação potenciométrica é um método indireto popular para determinação da carga superficial. Esse método utiliza-se de ácido e base para variar o pH e determinar seu consumo por titulação de neutralização visando prever a capacidade de adsorver cátions e/ou ânions na superfície do solo sobre um meio eletrolítico com determinada força iônica. Dessa forma, são geradas cerca de três curvas variando a força iônica da solução eletrolítica (Parks & Bruyn, 1962; Van Raij & Peech, 1972). O método direto por meio da adsorção de cátions e ânions, foi introduzido por Schofield (1949), baseia-se na determinação NH_4^+ e Cl^- adsorvidos na superfície das partículas do solo. Esse procedimento envolve a saturação do solo com NH_4Cl 0,2 M, submetido a uma variação de pH com posterior extração e determinação dos íons envolvidos. Na literatura há variações do método original utilizando diferentes cátions (Na^+ , Ca^{2+} e Mg^{2+}) e ânions (SO_4^{2-}), inclusive com várias concentrações (Van Raij & Peech, 1972, Barber & Rowel, 1972). Balasubramanian & Kanehiro (1978) utilizam o método de equilíbrio com solos hidratados do Hawaii para determinar as cargas superficiais no solo. Tal método é baseado na adsorção de NH_4^+ e NO_3^- no solo pela solução de 0,01 M de NH_4NO_3 em equilíbrio com amostra de solo em função do pH.

Magalhães (1979) propôs o método de equilíbrio de adsorção com 12 horas de equilíbrio de hidratação e posterior adsorção de NH_4Cl 0,05 N por 24 horas, finalizando com a determinação dos íons NH_4^+ e Cl^- em amostras de solo intemperizado da costa de Pernambuco. Magalhães (1979) ainda comparou com os métodos convencionais (titulação potenciométrica e método de Schofield) e concluiu que o método de equilíbrio de adsorção apresentou-se apropriado para mensurar cargas líquidas positivas e negativas em solos altamente intemperizados, tendo em vista a situação de campo, considerando esse método como prático para análises de rotina.

Na titulação potenciométrica o PCZ é comumente chamado de Ponto de Efeito Salino Zero (PESZ); neste ponto de pH a adsorção de cargas ao solo não depende da força iônica e a carga líquida é zero, sendo o ponto de interceptação das curvas de titulação potenciométrica em diferentes forças iônicas do eletrólito. Quando se utiliza o método direto por adsorção de íons tem-se a Capacidade de Troca Aniônica (CTA) e a Capacidade de Troca Catiônica (CTC). Quando a CTA menos CTC é zero para um determinado pH, então chama-se de Ponto de Carga Líquida Zero (PCLZ) (Marcano-Martinez & McBride, 1989). Em geral, o horizonte A dos solos tende a um baixo PCLZ em relação ao horizonte B correspondente. Atribuem-se às cargas negativas no horizonte superior em função do alto teor de matéria orgânica (Van Raij & Peech, 1972). A estimativa do ponto de carga zero tem sido realizada utilizando a equação (Keng & Uehara, 1974; Uehara, 1979):

$$\text{PCZ} = \Delta\text{pH} + \text{pH}_{\text{KCl}} \quad (2.11)$$

$$\text{PCZ} = 2 \text{pH}_{\text{KCl}} - \text{pH}_{\text{H}_2\text{O}} \quad (2.12)$$

Nascimento (1989) denomina o PCZ obtidos pela Eq. (2.11) e Eq. (2.12) como pHo. A Eq. (2.12) tem sido comparada com o PESZ obtendo correlações satisfatórias em solos tropicais (Coringa & Weber, 2008).

Os solos dominados por cargas variáveis têm ponto de carga zero na faixa de 2 a 4 para os horizontes superficiais e nos horizontes subsuperficiais de 3 a 7 no geral, seguindo a ordem *Oxisols* (Latossolos) > *Ultisols* (Argissolo) > *Alfisols* (Luvisolo) de acordo com Bell & Gillman (1978). A matéria orgânica tem uma tendência em reduzir os valores de PCZ, bem como os minerais de argila de cargas negativas permanentes ou estruturais (Van Raij *et al.*, 1972; Van Raij, 1973). Estudos realizados por Siqueira (1985) avaliando o efeito da matéria orgânica na eletroquímica de solos tropicais encontrou em cinco perfis uma relação

inversa do teor de matéria orgânica pelo PCZ, sendo que 3 foram lineares e duas quadráticas. Observou ainda que para um mesmo teor de matéria orgânica a redução do PCZ era tanto maior quanto menores os índices K_i e K_r , ou seja, maior intemperismo. Perrot (1978) tratou alumino-silicatos amorfos sintéticos, óxidos hidratados e alofana com extrato humificado; concluiu que houve mudança na carga elétrica líquida da superfície coloidal para valores mais negativos com decréscimo do PCZ em função do pH, sendo que o aumento da carga negativa foi proporcional à redução da relação molar $Al/(Al + Si)$. Dessa forma, as cargas positivas do alumino-silicato foram neutralizadas pelo tratamento orgânico. Ainda, ponderou que as cargas negativas não teriam influência só da matéria orgânica, mas também da exposição de sítios de carga negativa dos alumino-silicatos ou pela remoção das espécies hidróxi-alumínio (Perrot, 1978; Nascimento, 1990). Bloom *et al.* (1979) constataram que o Al dos sítios carboxílicos da matéria orgânica controlava as relações entre pH e atividade do Al na solução do solo, com pH abaixo de 5, porque observou que amostras de goethita tornaram-se negativamente carregadas devido à adsorção de ácidos húmicos e fúlvicos. A carga negativa da fração orgânica do solo é atribuída à dissociação de íons H^+ de certos grupos funcionais, especificamente os carboxílicos e fenólicos.

Os óxidos de Fe e Al, os quais compõem os solos tropicais, possuem PCZ elevados. A caulinita possui PCZ baixo em função de imperfeições estruturais das lâminas tetraédricas e/ou octaédricas (Dixon, 1989). O quartzo, devido às fraturas, também possui PCZ baixo (Tabela 2.3).

Tabela 2.3 – Comparação de pontos de carga zero para alguns constituintes do solo suspensões de eletrólito 1:1 (Modificado, Sposito, 1984).

Adsorvente	PZC*	PESZ**
Goethita (α -FeOOH)	$6,1 \pm 0,6$	$7,3 \pm 0,2$
Hematita (α -Fe ₂ O ₃)	--	8,5
Caulinita (Si ₄ Al ₄ O ₁₀ (OH ₈))	4,7	--
Quartzo (α -SiO ₂)	$2,0 \pm 0,3$	$2,9 \pm 0,9$

*PZC determinado por experimento eletrocinético.

**PESZ determinado por titulação potenciométrica.

Portanto, óxidos de Fe e Al tendem a elevar o PCZ, enquanto que os minerais de carga permanente negativa da argila, incluindo a matéria orgânica, forçam o PCZ do solo para baixos valores de pH (Van Raij & Peech, 1972).

Estudos de Van Raij (1971) utilizando amostras de Latossolo Vermelho Amarelo Húmico, Latossolo Roxo e Terra Roxa Estruturada, encontrou valores de PCZ usando a titulação potenciométrica na faixa de 3,40 a 3,84 para horizonte A e para o horizonte B valores de 3,76 a 6,16. Entretanto, usando a metodologia de adsorção de íon de Schofield (1949) obteve valores de PCZ 1,90 a 3,5 para o horizonte A, e de 2,6 a 6,0 para o horizonte B, ou seja, valores de PCZ menores para horizonte A, em relação ao horizonte B em ambas as metodologias. O eletrólito utilizado para variar a força iônica foi o NaCl, tanto para titulação como para adsorção de íon. Siqueira *et al.* (1990), entre os diversos perfis de solo estudado, avaliou um perfil do Distrito Federal constituído de Latossolo Vermelho, distrófico com textura argilosa com valores de PCZ na faixa de 3,8 (horizonte A) a 6,6 (horizonte B). Ainda encontrou uma relação quadrática do ponto de carga zero em função do teor de matéria orgânica no perfil avaliado.

Magalhães (1979) comenta que, comparando valores de PCZ na literatura determinados pela titulação potenciométrica e adsorção de íon, constatou valores mais baixos de PCZ, em geral, para o método de adsorção de íon de Scholfield; fato esse explicado por íons H^+ em excesso na solução, os quais podem provocar a dissolução de Fe, Al e Mn da superfície das partículas do solo ou complexados a matéria orgânica (Gillman & Bell, 1978; Marcono-Martinez & McBride, 1989). O processo de dissolução indica que não houve adsorção na superfície. Assim o aporte de carga positiva advinda dos elementos Fe, Al e Mn pode superestimar a carga positiva no sistema de neutralização de cargas por titulação, resultando em acréscimo do PCZ.

Por outro lado, o método de Schofield apesar de medir diretamente as cargas positivas, negativas e carga líquida, pode não refletir a realidade de campo, por utilizar soluções muito concentradas. Assim, a carga elétrica é uma medida da carga de superfície "potencial". Entretanto, a carga da superfície "efetiva" é aquela medida laboratorial da adsorção de cátions e ânions em uma solução diluída em equilíbrio com solo, porém levemente mais concentrada que a solução do solo. Portanto, talvez seja essa a fundamental distinção do método de Schofield e o método de equilíbrio, ou seja, a mensuração da carga pelo método de equilíbrio

é efetiva, enquanto que a metodologia de Schofield é uma medida pontencial da carga superficial (Magalhães, 1979).

Depois de abordado os processos intempéricos e os índices químicos que delimitam o grau de intemperismo, será discutida a teoria de *etchplanação*, que considera o intemperismo biogeoquímico no processo evolutivo na formação da cobertura pedológica.

2.3.5- TEORIA DA ETCHPLANAÇÃO

O conceito de *etchplanação*, iniciado por Wayland (1934) e Willis (1936), considera o intemperismo químico superficial e a decomposição da rocha na produção do relevo. Esse conceito não desconsidera que há peneplano, que é um conjunto de talvegues e interflúvios com pequenos desnivelamentos com evolução por rastejamento (*creep*), e que o deslocamento de partículas dos horizontes superficiais e escoamento difuso semelhante aos de clima temperado, poderia dar origem a uma superfície de *etchisuperfície*.

King em 1956 fez uma análise comparativa da paisagem brasileira, iniciando-se no litoral ao interior, com a geomorfologia africana identificando um desenvolvimento ordenado do relevo condicionado a ciclos subsequentes de erosão.

“Naturalmente, as formas pertinentes a um determinado ciclo podem assemelhar-se, até certo ponto, às de ciclos anteriores ou posteriores, já que todas essas feições morfológicas foram esculpidas sob a ação de agentes desnudantes similares; todavia nem todos os ciclos atuaram durante o mesmo período, antes que fossem substituídos, sendo que alguns deles atingiram mais do que outros um estado de aplainamento (peneplanação) mais avançado.”

O termo mais avançado considera que a pediplanação é o processo formador das superfícies aplainadas por arrasamento de rochas de diferentes resistências. King ainda comenta que as superfícies mais antigas foram arrasadas gerando altos planaltos ou truncamentos de cristas. Ao contrário, as superfícies cíclicas recentes não existem a muito tempo, sendo representadas por vales, jovens ou maduros. Contudo, King aborda as variáveis estruturais e climáticas sobre ciclos de pluviosidade e seca como condicionantes principais da formação da paisagem, desconsiderando as alterações biogeoquímicas das rochas e como esses aspectos condicionam os processos erosivos superficiais.

A teoria da *Etchplanação* teve certo avanço com trabalhos realizados por Büdel (1957) que consolidou a importância do intemperismo na análise morfológica com o conceito de dupla

superfície de planação. Essa dupla superfície de intemperismo provoca o rebaixamento do relevo, sendo uma superficial e outra na alteração geoquímica da rocha. As irregularidades do relevo devem-se ao *front* de alteração, que em algumas zonas o processo intempérico é substancial e, em outras, pouco desenvolvido em função de aspectos climáticos e litológicos intrínsecos da rocha ser pouco competente, favorecendo o abaixamento das feições e nas mais resistentes são desenvolvidos os *inselbergs*, relevos residuais dos processos de pediplanação. A teoria da *etchplanação* no clima tropical tem sua importância em áreas cratônicas relativamente estabilizadas, tendo em vista a geotectônica.

Martins (1998) realizou a caracterização da evolução geoquímica de perfis de intemperismo com estudos pedogenéticos e demonstrou que os processos de geração e degradação das couraças dos rebordos das chapadas de Distrito Federal estão ativos devido a uma intensa *etchplanação* da região. Assim, caracterizou a região do Distrito Federal como um *etchplano* dissecado (Martins, 2000).

A pedogênese em equilíbrio dinâmico promove a acumulação de óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio, conduzindo ao desenvolvimento de couraças ferruginosas, constituindo um segundo tipo de *etchplanação* (Vitte, 2005).

Portanto, a teoria de *etchplanação* tem sua importância por considerar o intemperismo biogeoquímico para o entendimento do modelamento da paisagem em climas tropicais.

2.4- INTERAÇÃO SOLO E ÁGUA CARACTERÍSTICAS E COMPORTAMENTO FÍSICO E QUÍMICO

No solo, a parte sólida é composta pela matéria orgânica e oxi-hidróxidos de Fe (hematita, goethita), e Al (gibbsita) e assembleia de argilominerais. Essa fase sólida apresenta partículas inferiores a 2 μm , porém com uma área superficial específica grande, podendo atingir 800 $\text{m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$ considerando o grupo das esmectitas. A parte líquida do solo é composta pela água que por ser um solvente promove a solubilização de íons aderidos à superfície dos minerais constituintes do solo, além de dissolver gases oclusos nos poros. Dessa forma, por possuir gases e sais dissolvidos, advém o termo solução do solo; no entanto muitos utilizam a expressão água do solo com o mesmo significado (Kiehl, 1979). A solução do solo é dinâmica pelo fato dos íons estarem em constante interação reversível com as partículas coloidais. Do ponto de vista físico a água no solo pode afetar os parâmetros de resistência, consistência, densidade e sucção (Fredlund & Rahardjo, 1993), além de mudar a estabilidade dos agregados

possibilitando, por exemplo, o colapso e problemas de estabilidade de taludes tendo em vista a saturação do solo.

A molécula de água é polar por ser constituída de dois átomos de hidrogênios com carga positiva e um átomo de oxigênio com carga negativa formando ligações covalentes. O arranjo da molécula de água na forma de “V” gera um ângulo de 105° em função de um par de elétrons disponível no átomo de oxigênio. Contudo, além das interações intramoleculares a água possui interações intermoleculares (forças de Van der Waals) de atração por meio de dipolo induzido entre as moléculas, geralmente designada por pontes de hidrogênio.

As pontes de hidrogênio são responsáveis por duas forças de retenção e mobilidade da água no solo: a atração das moléculas de água por cada outra é denominada de coesão, já a atração da molécula de água por uma superfície sólida é chamada de adesão ou adsorção. As moléculas de água que estão aderidas à superfície coloidal pela adsorção estão rigidamente acopladas. Por outro lado, as moléculas que estão afastadas da superfície coloidal, porém ligadas por coesão são facilmente removidas. Essas duas parcelas de adesão e coesão fazem parte de certa parcela coesiva do solo (coesão aparente) e são responsáveis pela plasticidade nas argilas (Figura 2.3). Salienta-se para continuidade do contexto apresentado que o efeito de coesão intermolecular da água por forças de Van der Waals não deve ser confundido com a parcela da coesão por cimentação entre partículas.

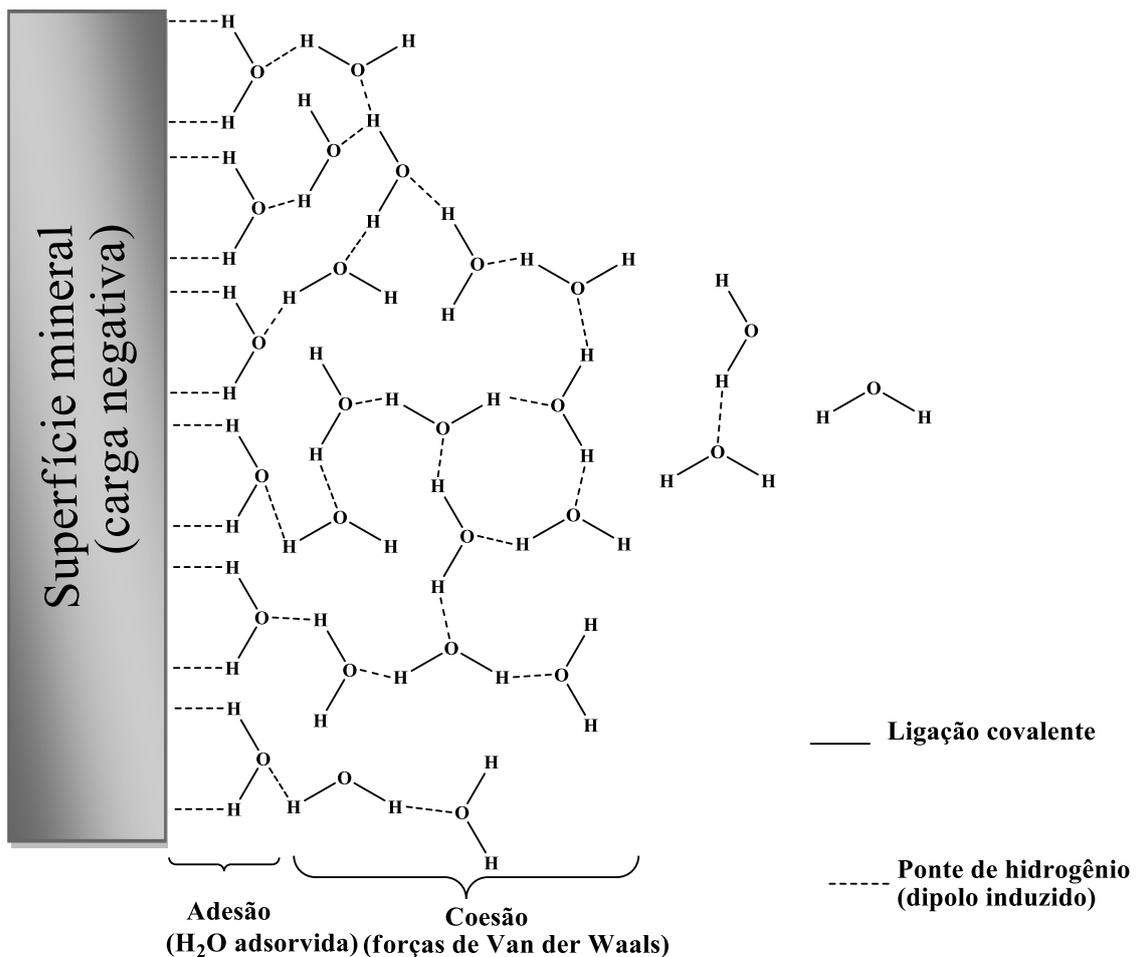


Figura 2.3 – Interação da superfície sólida e água (adaptada de Brady & Weil, 2008).

As ligações em linha tracejada indicam as ligações por ponte de hidrogênio. As forças de adesão ou adsorptivas reduzem rapidamente com a distância da superfície sólida. A coesão de uma molécula de água com outra resulta em moléculas que formam temporariamente aglomerados, que constantemente mudam de tamanho, espessura e forma pela simples quebra das pontes de hidrogênio, realizando dinamicamente novas junções. Contudo, a coesão entre as moléculas de água também permite certa rigidez restringindo indiretamente a liberdade das moléculas de água para distâncias muito próximas da interface sólido/líquido. Nas proximidades da fase sólida as moléculas de água sentem o maior efeito das cargas opostas do sólido.

A tensão superficial é outra propriedade importante da água para entender principalmente o comportamento da sucção do solo no meio não saturado. Essa propriedade ocorre na camada superficial de um líquido, promovendo o comportamento de membrana elástica. As moléculas situadas no interior de um líquido são atraídas em todas as direções pelas moléculas vizinhas, tornando a força resultante nula. Contudo, na superfície do líquido as forças de coesão entre

uma molécula e outra, ocorre na lateral e na camada inferior, criando a tensão superficial que faz a mesma comportar-se como um filme ou película elástica. A diferença de pressão entre a interfase líquida e o ar está relacionada com a tensão superficial. Comparando a tensão superficial da água (72,8 mN/m a 20° C) em relação a outros líquidos como álcool etílico (22,4 mN/m), a maior tensão superficial da água em relação alguns líquidos está em função da coesão promovida pelas pontes de hidrogênio (Brady & Weil, 2008). A tensão superficial é um importante fator do fenômeno de capilaridade, preponderante no transporte e retenção da água pelo solo.

2.4.1- MECANISMOS DA CAPILARIDADE

O mecanismo de capilaridade ocorre devido a duas forças de adesão e coesão (forças de Van der Waals). Se uma gota de água é colocada na superfície sólida, e a mesma tem carga eletronegativa na superfície devido aos oxigênios do tetraedro do quartzo ou vidro, pode ter uma forte atração eletropositiva com hidrogênio da molécula de água. A interação existente entre o vidro e a água é hidrofílica promovida pela atração das moléculas de água pela superfície sólida (forças de adesão), sendo maior que a atração entre uma molécula de água e outra (forças de coesão). A adesão favorece que a gota de água em um sólido hidrofílico espalhe-se ao longo da superfície, formando um ângulo agudo ($< 90^\circ$). Esse ângulo pode ser visto entre ar-água e superfície sólida (Figura 2.4).

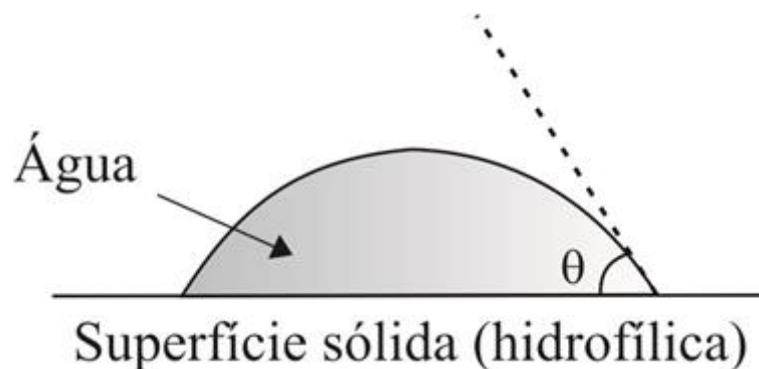


Figura 2.4 – Ângulo de contato de uma gota de água em uma superfície hidrofílica.

Este ângulo de contato é característico para interações sólido/líquido. A maior atração da água pela superfície sólida gera o ângulo de contato em zero. Em contraste, se a molécula de água é colocada em uma superfície hidrofóbica (inimiga da água), vai tender para uma forma esférica resultando em um ângulo obtuso ($> 90^\circ$), indicando uma baixa adesão e maior coesão (Figura 2.5).

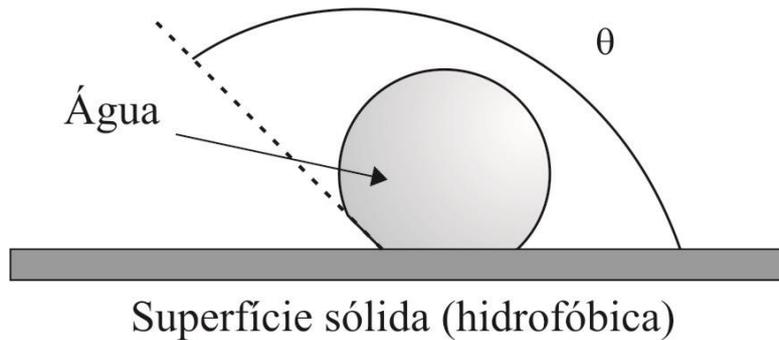


Figura 2.5 – Ângulo de contato da água na superfície hidrofóbica.

Ao invés de uma gota de água em superfície plana, considere um tubo de pequeno diâmetro de vidro limpo embebido com água. A adesão novamente causa o espalhamento na superfície do vidro formando um contato maior que a gota de água. Em seguida, a coesão (forças intramoleculares de Van der Waals) causa a tensão superficial gerando o menisco, formado pela interface água, ar no tubo. O ângulo de contato é próximo de zero e a curvatura adquire o formato convexo. Na curva do menisco capilar a pressão do lado convexo é menor que a do lado côncavo. Na Figura 2.6, u_a é a pressão do ar sobre a água no menisco formado. Essa pressão do ar fica menor que a pressão da água (u_w) livre abaixo do menisco que é formado superficialmente por uma membrana elástica. Isso propicia o efeito capilar pelo tubo provocando o fluxo ascendente. A água sobe pelo tubo até que u_w atinja um equilíbrio com u_a pela ação do peso da água.

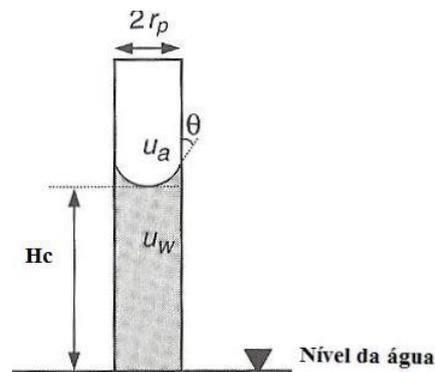


Figura 2.6 – Ascensão capilar no tubo.

Dessa forma, a força de ascensão capilar é determinada pelo produto da tensão superficial T , pelo ângulo de contato entre o tubo (circunferência $2\pi r$) e o menisco capilar e a componente da força ascendente ($\cos\theta$). A força descendente é determinada pelo produto da densidade da água (ρ_w), volume de água ($H_c\pi r^2$) e pela aceleração da gravidade g de acordo com:

$$T \cdot 2\pi r \cdot \cos\theta = \rho_w \cdot H_c \cdot \pi r^2 \cdot g \quad (2.13)$$

Assim a altura da ascensão capilar ou altura de coluna de água é dada pela seguinte equação:

$$H_c = \frac{2T \cos\theta}{r \rho_w g} \quad (2.14)$$

2.4.2- TENSÃO CAPILAR NO SOLO

A tensão capilar no solo não saturado é responsável pela atração entre uma partícula e outra, motivada pela tensão superficial da água e superfície das partículas, formando uma membrana contrátil. Como comentado anteriormente as forças de interações intermoleculares de coesão e adesão são responsáveis pelo efeito contrátil em conjunto com a pressão e a evapotranspiração do meio. À medida que o solo vai secando, saindo de uma situação saturada, a sucção começa a agir quando o vácuo contribui para tensão efetiva ou para as forças do esqueleto do solo. Nessa situação a poro-pressão é negativa, sendo usualmente responsável pela aparente ou temporária força de coesão no solo. Entretanto, outras forças atrativas promovem a parcela de coesão nos solos gerando os cimentos, as pontes de argila e interações entre elementos (Fe, Al, Mn, Si), matéria orgânica e minerais do solo.

Quando o solo continua secando, o ar começa invadir o espaço poroso. A pressão de ar de entrada está relacionada com tamanho de poro que pode ser estimado usando a seguinte equação assumindo o mecanismo de capilaridade no tubo:

$$p_c = \frac{2T \cos\theta}{R} \quad (2.15)$$

Em que p_c é a pressão de capilaridade de entrada de ar, e T é a tensão superficial da água, θ com sendo o ângulo de contato e R raio do tubo. A tensão superficial depende da temperatura levando em consideração a água pura é de 0,0756 N/m para 0° C, 0,0728 N/m para 20° C e 0,0589 N/m para 100° C. A sucção ($u_a - u_w$) é maior que p_c , então o ar invade o poro. Desde que o solo tenha poros com variação de tamanho, a água será deslocada primeiramente dos poros maiores em detrimento aos poros menores. Mas isso pode não ser verdade quando há uma rápida infiltração e o ar pode ficar ocluído (Figura 2.7).

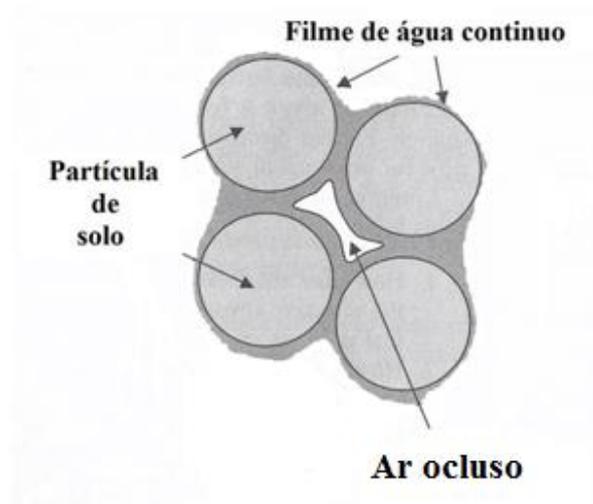


Figura 2.7 – Ar ocluso sobre poropressão negativa.

O solo continua secando e a fase aquosa torna-se desconectada e a água remanescente forma um menisco ou uma ponte líquida entre partículas. A interface do menisco de ar-água produz a pressão de água nos poros, que por sua vez gera forças compressivas interpartículas (Figura 2.8).

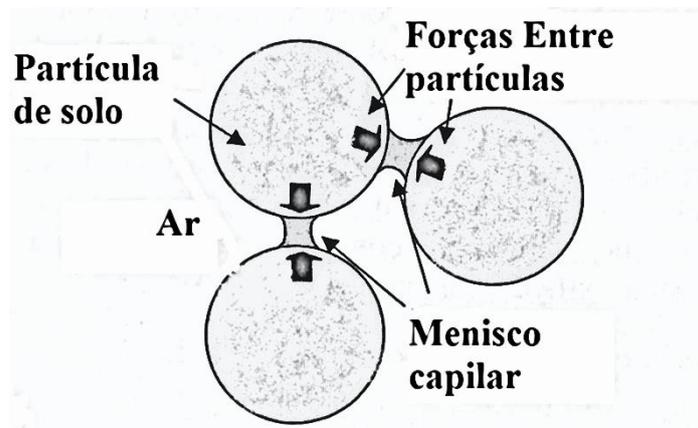


Figura 2.8 – Menisco capilar promovendo forças intergranulares.

No solo não saturado geralmente as forças interpartículas dependem de certa distância entre partículas, do raio do menisco capilar, da tensão superficial e ângulo de contato (Mitchell & Soga, 2005; Lian *et al.*, 1993). Para que a fase aquosa fique descontínua, ocorre primeiramente o mecanismo de evaporação e condensação. Para isso, a umidade da fase gasosa e temperatura afetam a pressão vapor e a superfície do menisco de água, que por sua vez é influenciado pela pressão u_a .

2.4.3- POTENCIAL SOLO-ÁGUA

No solo a água pode estar nos poros ou contida na estrutura cristalina dos minerais. A água de cristalização dos minerais não está disponível. Essa água de cristalização é usualmente chamada de água adsorção que pode ser liberada a 105° C. No entanto a água de cristalização ou lamelar pode ser removida a temperaturas de 100° C em alguns minerais e até 400° C em geral (Kiehl, 1979). A Figura 2.9 apresenta a estrutura mineral.

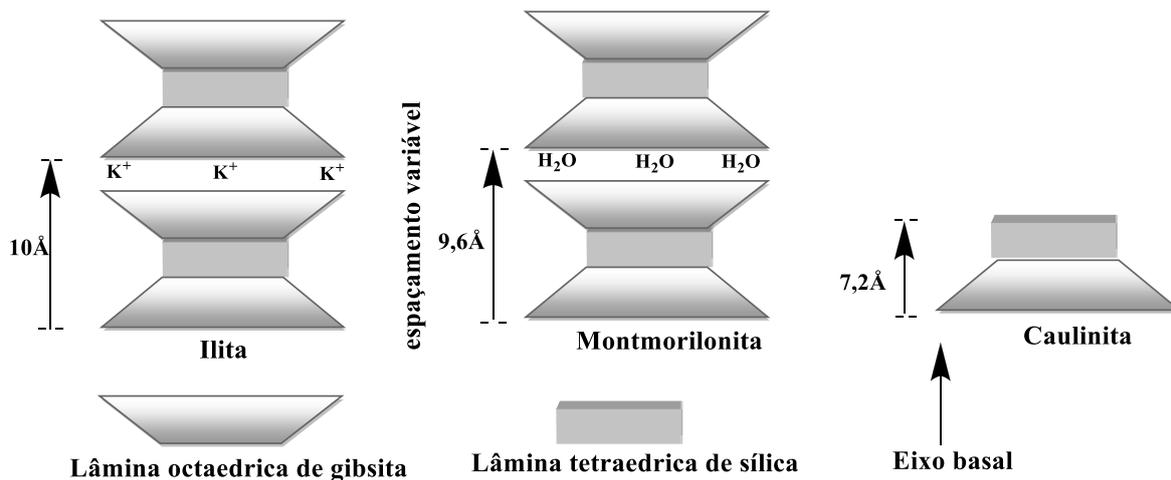


Figura 2.9 – Representação da estrutura mineral.

O nome dado de água de cristalização ou água congelada na intercamada das esmectitas e haloisita deve-se a orientação hexagonal da monocamada de água formada nos espaços interlamelares. A forma hexagonal das moléculas de água é típica do gelo. Por outro lado a forma tetraédrica da água ocorre na água livre. Portanto, essa monocamada de água interlamelar possui uma capacidade de calor específico do gelo, atingindo temperaturas menores que 150 K (Sposito, 1984).

Portanto, a água no solo foi classificada de acordo com sua interação com as partículas do solo da seguinte forma (Kiehl, 1979, Vargas, 1977):

- Água gravitacional ou livre - É a água permeada pelos poros interconectados até a saturação, sendo drenada para camadas mais profundas pela ação da gravidade.
- Água capilar - Retida nas partículas do solo pela tensão superficial, gerando um filme ou película continua nos espaços capilares.
- Água higroscópica - Água que forma as multicamadas da dupla camada elétrica na superfície coloidal dos solos deslocando-se no solo no estado de vapor.

- A água adsorvida ou de adesão pode ser observada na superfície dos minerais. Essa forma da água aderida à superfície mineral pode ser representada na partícula de caulinita (Figura 2.10):

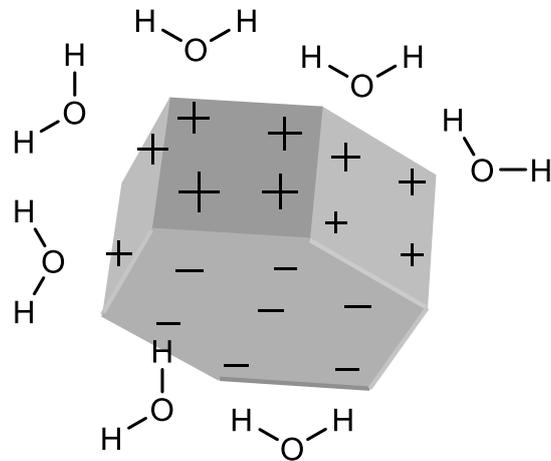


Figura 2.10 – Água adsorvida na superfície da caulinita.

Essa água aderida a superfície mineral na monocamada da superfície da dupla camada elétrica de Stern está rigidamente ligada pelas pontes de hidrogênio. Na caulinita a monocamada não exibe orientação preferencial, existindo uma distorção das ligações de hidrogênio. A monocamada de cobertura do sistema caulinita/água é limitada ao redor de 1 nm de espessura, acima dessa espessura a água está em um estágio de entropia maior atingindo multicamadas com espessura de 3 nm quando a partícula de caulinita está suspensa no meio aquoso (Sposito, 1984). A pressão necessária para retirar a monocamada pode ser maior que 400 MPa (Van Olphen, 1977).

O potencial capilar no solo é definido como sendo o trabalho necessário para a remoção de uma unidade de massa de água do solo. As diferenças de potencial de um ponto para outro no solo, determinam a direção, o fluxo e o trabalho necessário para provocar esse fluxo, sendo que a tendência da água é atingir o equilíbrio de menor energia. O potencial total (ξ_T) de água no solo é dado pela soma das componentes mais relevantes: pressão, gravitacional, osmótica e matricial (Sousa, 2006). Contudo, o potencial pode ser equacionado da seguinte forma:

$$\xi_T = \xi_p + \xi_G + \xi_O + \xi_M \quad (2.16)$$

Na equação anterior as componentes do potencial total são as seguintes:

A componente do potencial de pressão (ξ_p) ou potencial hidrostático é importante para solos saturados ou muito próximo da saturação, onde há tensões positivas.

O potencial gravitacional é determinado por um ponto no solo em relação ao nível referencial. Tal potencial pode ser descrito como:

$$\xi_G = g \cdot z \quad (2.17)$$

Em que:

g = aceleração da gravidade;

z = altura com relação ao nível de referência;

Da altura (z) surge o conceito de carga gravitacional definida como sendo a elevação em que se encontra um determinado elemento de solo em relação a um referencial gravitacional, e carga piezométrica (h) da água no solo, sendo a soma das cargas de pressão (> 0) ou sucção (< 0) e a gravitacional. A equação pode ser definida como:

$$h = \psi + z \quad (2.18)$$

Sendo:

Ψ = carga de pressão ou sucção.

A componente de potencial gravitacional ξ_G sempre ocorre devido ao referencial gravitacional e a altura do nível da água em relação ao ponto referencial. Contudo, em solos saturados ou próximos da saturação é a de maior importância quantitativamente. Entretanto, ao passo que o solo perde água para o ambiente, as componentes matricial e osmótica adquirem gradualmente maior relevância em relação à componente do potencial gravitacional. A componente osmótica do potencial está presente pela solução coloidal do solo por conter íons livres hidratados ou adsorvidos na superfície dos minerais em constante troca com o meio e interação com a água, devido sua polaridade. Então o potencial osmótico é definido como o trabalho necessário para deslocar a água desses íons. Essa parcela do potencial é considerada desprezível quando o meio está saturado ou quando o solo apresenta baixa concentração de sais minerais. Por fim, o potencial matricial (ξ_M) da água no solo deve-se a força de adesão (adsorção da água por partículas), que geram forças capilares entre partículas sólidas da matriz do solo. O potencial capilar considera os poros como tubos capilares, porém no solo

são de geometria e forma irregulares. Portanto, nos solos de textura fina o efeito da capilaridade é mais pronunciado em relação aos solos de textura arenosa (Brady & Weil, 2008).

2.4.4- CURVA CARACTERÍSTICA

A relação do teor de umidade de um solo e a sucção é condicionada pela água presente nos poros. Então o volume de água contido nos poros é representado pela umidade volumétrica (θ), que é a relação entre o volume de água e o volume total, ou pelo teor de umidade gravimétrica (w), relação entre o peso da água e do sólido, geralmente representado em termos de grau de saturação (S_r). A sucção decresce tendendo a um valor nulo à medida que o solo aproxima-se da saturação, mas o inverso quando a saturação aproxima-se de zero. A representação gráfica do volume de água contida nos poros e a sucção recebem algumas designações como: curva de retenção, curva de sucção, curva característica e curva de pressão de saturação e capilaridade (Campos, 1984; Klute, 1986).

Para uma situação de solo parcialmente saturado com água e ar, os poros maiores perdem água primeiro a reduzidos valores de sucção, depois começa ocorrer a movimentação de água nos poros menores com maior resistência à sucção. A entrada de ar inicia-se no solo saturado nos poros maiores com sucções superiores à pressão de borbulhamento; o ar desloca a água dos capilares menores. Em seguida, gerando uma sucção ainda maior pode-se atingir um valor a partir do qual desaparece o efeito de capilaridade e a retenção da água é mantida apenas pelas forças de adsorção (Sousa, 2006; Righetto 1998).

A sucção no solo pode ser influenciada pelo estado de tensões em que o solo está submetido, granulometria, matriz do solo ou arranjo de partículas, mineralogia, porosidade total e distribuição dos poros (Klute, 1986; Sousa, 2006; Camapum de Carvalho *et al.*, 2009). Apesar da influência da matéria orgânica na curva característica ser pouco estudada em solos tropicais, sua influência tem sido relatada na literatura. Thomas & Moodie (1962) e El-Swaify & Henderson (1967) têm mostrado essa influência na retenção de água pela sua natureza hidrofílica e indiretamente pela modificação da matriz do solo pela sua presença. Na matriz do solo o nível de agregação e o tipo de granulometria podem apresentar curvas características diferenciadas (Figura 2.11).

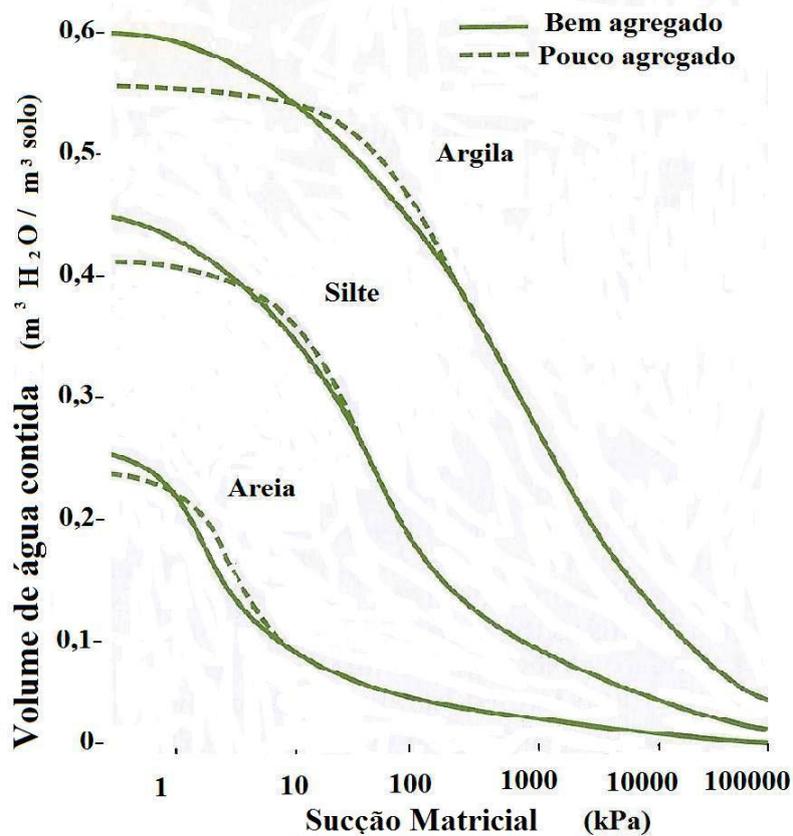


Figura 2.11 – Curva característica de solos (adaptado de Brady & Weil, 2008).

Outro fator preponderante que influencia a curva característica é o fenômeno da histerese perceptível nos ciclos de umedecimento e de secagem do solo. No processo de secagem (dessorção), a princípio com o solo saturado, aplicam-se pressões provocando um aumento gradativo de sucção com a redução da umidade. O processo de umedecimento ou molhagem inicia-se com solo seco umedece o solo sucessivamente com decréscimo de sucção. As curvas geradas são contínuas, mas não são idênticas (Figura 2.12). O valor de equilíbrio do conteúdo de água no solo é maior na secagem do que no umedecimento (Sousa, 2006; Hillel, 1971). Na molhagem nem todos os poros são preenchidos devido a bolhas oclusas. Além do tamanho e da forma dos poros gerarem uma geometria não uniforme com tortuosidade na interconectividade.

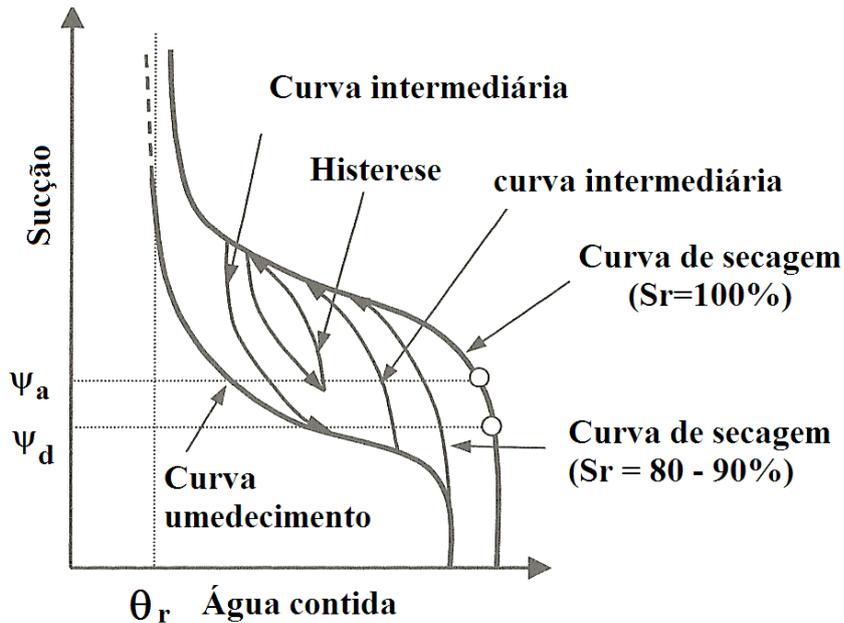


Figura 2.12 – Histerese no solo siltoso (adaptado, Michell & Soga, 2005).

Em que:

θ_r = umidade volumétrica residual;

ψ_a = Entrada de ar;

ψ_d = Deslocamento de ar.

Associado à forma e geometria do solo no umedecimento, o ângulo de contato entre água e a parte sólida é maior quando ocorre o avanço do menisco nos capilares do solo. É por isso que, em um determinado teor de umidade, a tensão de sucção será maior na secagem do que no umedecimento (Souza, 2008). Assim, em geral, a água retida no processo de secagem é maior que no processo de umedecimento e para uma mesma quantidade de água o valor de sucção é maior no processo de secagem do que no processo de umedecimento, ou seja, há um deslocamento da curva de secagem para direita (Hillel, 1971; Sousa, 2008).

Considerando-se a estabilidade dos agregados submetidos a ciclos de secagem e molhagem, Oliveira, em 1992, relatou a fragmentação dos agregados expostos aos ciclos. Mudanças microestruturais foram descritas por Tessier *et al.* (1990), quando um material caulínico exposto à hidratação rápida gerou o surgimento de agregados de partículas com tamanho entre 0,5 e 10 mm. Entretanto, o umedecimento lento provocou arranjo grosseiro face a face. Segundo Viana *et al.* (2004) ao examinar as modificações provocadas por ciclos de

umedecimento e secagem em amostras de Latossolo com mineralogia diferenciada com agregados integrais e desagregados por moagem, observou que a porosidade total e a porosidade por camadas (lâminas delgadas) não sofreram variações significativas entre as amostra mantidas a seco em relação as que passaram por 10 ciclos de umedecimento e secagem.

Há dois efeitos de capilaridade que contribuem para o fenômeno de histerese, denominados: *neck bottle* e *ink bottle* (Hillel, 1971; Brady & Weil, 2008). O efeito *neck bottle* ocorre quando há um macroporo rodeado por microporos. Neste caso, o macroporo não perde água até que o potencial matricial seja elevado ao ponto de esvaziar todos os microporos que circundam o poro maior. Para o efeito *ink bottle*, partindo do processo de umedecimento do solo seco, há um decréscimo da sucção para $\psi_R = \frac{2T \cos(\theta)}{R}$ no poro maior, pois na saturação por capilaridade, os poros menores são os primeiros a serem preenchidos, sendo necessário uma energia maior para umedecer os poros maiores. No entanto, no processo de secagem, partindo da situação saturado, a sucção atingirá o valor de $\psi_r = \frac{2T \cos(\theta)}{r}$, pois na drenagem os últimos poros a serem esvaziados são os menores. Por esse efeito, na secagem, o processo é dependente do raio mais estreito do canal interconectado, enquanto que para o umedecimento depende do diâmetro máximo do poro.

No item seguinte será feita uma revisão da literatura referente às técnicas utilizadas para caracterização dos poros neste trabalho.

2.5- TÉCNICAS E METODOLOGIAS DE DETERMINAÇÃO DA POROSIDADE

Para determinação da distribuição dos poros tem-se abordado diversas técnicas laboratoriais baseadas na sucção do meio poroso não saturado. Segundo Mascarenha (2008), as metodologias de translação de eixos e osmótica relacionam-se à medida de sucção matricial por meio da transferência e equilíbrio de fluxos de água. Na metodologia do equilíbrio de vapor, a sucção é associada à transferência de vapor fornecendo medidas de sucção total. Ainda, menciona técnicas diretas de medidas: placa de sucção, câmara de pressão, tensiômetro. Como também, técnicas indiretas: método do papel filtro, sensor de condutividade térmica e psicrômetros.

Atualmente as práticas de técnicas mais sensíveis podem chegar a mensurar tamanho de poros em Angstroms, e tem sido aplicada para melhor caracterização da microestrutura. A

porosimetria por intrusão de mercúrio tem sido bastante utilizada para caracterizar a distribuição de poros, principalmente no meio geotécnico. Nessa técnica a determinação do tamanho dos poros é baseada na medida do volume de mercúrio penetrado a uma dada pressão. A aplicação de pressão sofre acréscimo à medida que os poros vão reduzindo de tamanho. Uma desvantagem dessa técnica é que pode atingir no máximo poros de 30Å de diâmetro dependendo do tipo de material, pois pode haver dano do poro diante de uma pressão superior a sua capacidade de suporte (Clyde & Dallavalle, 1959). Pode ainda sofrer nos poros o efeito *Ink bottle*, chamado efeito pote de tinta, em que o poro adquire o diâmetro do gargalho, porém o diâmetro interno é maior. Outras desvantagens são distorções provocadas pela compressão tanto do mercúrio como da amostra. Contudo há artifícios que reduzem tais distorções como correções matemáticas que consideram o módulo de compressão da amostra (Teixeira *et al.*, 2001).

Outra técnica ainda pouco utilizada para determinar a microestrutura é o uso da espectroscopia de Ressonância Magnética Nuclear (RMN) para determinar a distribuição de poros em amostras úmidas. As medidas envolvem o tempo transversal (T_2) ou tempo longitudinal (T_1) de relaxação dos átomos de Hidrogênio (H) derivado da molécula de água. Assim a água que interage com a parede dos poros capilares tem átomos de hidrogênio que relaxam muito mais rápido do que os H das moléculas da água, os quais formam coordenação tetraédrica com oxigênio relacionando-se com outras moléculas pelas pontes de hidrogênio (*bulk liquid*). Esses ^1H -RMN no tempo de T_2 de relaxação distribuídos no meio poroso são diretamente relacionados com tamanho do poro (Sposito, 1984; Mikutta *et al.*, 2004). A técnica de adsorção de gás (N_2 a 77K) tem como base a secagem e o congelamento da amostra para determinação da distribuição de poros, porém é mais sensível que o porosímetro de mercúrio por atingir poros com diâmetro de até 10Å, além de determinar a superfície específica do material.

Nessa perspectiva, será feita uma revisão dos fundamentos das técnicas de adsorção de gás por ser uma técnica ainda muito pouca utilizada no meio geotécnico nacional e internacional e uma abordagem do estado da arte da centrifugação, sendo ambas as técnicas importantes para obtenção da distribuição dos poros nesta tese.

2.5.1- TÉCNICA DE ADSORÇÃO DE GÁS

Nos subitens a seguir abordar-se-ão, a princípio, os conceitos químicos básicos que norteiam o fenômeno da adsorção e dessorção na interfase sólido, vapor ou gás. Em seguida, será feito

uma revisão do estado da arte das classificações que delimitam as faixas de tamanho dos poros. Depois, apresentar-se-á um esboço dos tipos de comportamento gráfico das isotermas que podem ser geradas no equipamento em função do material analisado. Por fim, o formalismo matemático que define os métodos utilizados nesta tese para determinar a área superficial específica e distribuição do tamanho de poros.

2.5.2- FUNDAMENTOS DA INTERFACE SÓLIDO/GÁS

A interação de um gás ou vapor com uma superfície sólida forma um filme ou camada adsorvida. Nesta interface o vapor ou gás é denominado de adsorbato e a superfície que recebe a camada adsorvida é chamada de adsorvente (geralmente material sólido). O termo sorção vem sendo genericamente empregado para descrever o fenômeno de adsorção, o qual ocorre quando uma substância líquida ou gasosa fica retida a uma superfície sólida ou o fenômeno de absorção quando uma substância migra para o interior do sólido, ou seja, penetra no interior dos poros (Shaw, 1975).

Contudo, no solo poroso ocorre tanto a adsorção como absorção, mas é comumente chamado apenas de adsorção ao invés de sorção que seria o termo mais adequado generalizando os dois fenômenos. Na adsorção o processo termodinâmico é facilitado pelos acréscimos de pressão, baixas temperaturas e pela superfície de contato. Ao contrário a dessorção depende de baixas temperaturas e do decréscimo de pressão. De acordo, com as propriedades coligativas de materiais, as melhores superfícies de contato (adsorventes) são os sólidos porosos e/ou pó de partículas finamente divididas. A adsorção pode ser classificada como um processo físico ou químico dependendo do tipo de força envolvida. Na adsorção física as interações entre as moléculas são devido às forças de Van der Waals, semelhantes às forças envolvidas na condensação do vapor para formação de um líquido (liquefação), a qual ocorre abaixo da temperatura crítica do gás. A adsorção química ou quimiossorção envolve interações específicas entre o adsorvente e o adsorbato com energia de formação quase tão alta quanto a de formação de ligações químicas (Shaw, 1975; Teixeira *et al.*, 2001). As diferenças entre os dois processos de adsorção são apresentados na Tabela 2.4.

Tabela 2.4 – Quadro comparativo das diferenças da adsorção física e química (Teixeira *et al.*, 2001).

Adsorção física	Adsorção química
Não há transferência de elétrons.	Há transferência de elétrons.
Calor de adsorção = 2-6 kcal/mol.	Calor de adsorção = 10-200 kcal/mol.
Fenômeno geral para qualquer espécie.	Fenômeno específico e seletivo.
A camada adsorvida pode ser removida por aplicação de vácuo à temperatura de adsorção.	A camada adsorvida só é removida por aplicação de vácuo e aquecimento acima da temperatura de adsorção.
Formação de multicamadas abaixo da temperatura crítica.	Somente há formação de monocamadas.
Lenta ou rápida	Instantânea.
Adsorvente quase não é afetado	Adsorvente altamente modificado na superfície.

Na adsorção há uma restrição no movimento das moléculas do gás, proporcionando um decréscimo de entropia. Isso inclui as forças de curto alcance em função de uma parcela negativa, devido à forças dispersivas de London e Van der Waals e uma contribuição positiva de alcance ainda menor (repulsão de Born), em função da sobreposição das nuvens eletrônicas. A outra contribuição atrativa é a de dipolos permanentes (Van der Waals) no caso de existir no processo. A adsorção física é muito importante, pois se não existisse a energia de ativação para adsorção química seria igual à energia de dissociação, a qual é bem elevada para moléculas gasosas do adsorbato (Shaw, 1975).

2.5.3- CLASSIFICAÇÃO DOS POROS

Os solos de clima tropical possuem em sua matriz materiais sólidos como matéria orgânica, minerais e amorfos ricos em oxi-hidróxidos de Fe e Al. Essa característica favorece a formação de agregados que geram poros. Os poros são cavidades formadas pelo arranjo

da assembleia de minerais, de forma e tamanho irregulares, ocupados por ar e solução aquosa constituindo a fração volumétrica (Hillel, 1972; Pinto, 2000; Farias *et al.*, 2011). Os materiais nanoestruturados compreendem sólidos microporosos, que possuem cavidades e/ou micro ou mesoporosos em escala nanométrica. O termo nanoestrutura tem sido muito utilizado na área de tecnológica de nanomateriais. O comportamento físico das nanoestruturas, em geral, diferencia-se do comportamento da macroestrutura para um mesmo material com partículas de tamanhos diferenciados (Farias *et al.*, 2011).

Quanto maior o teor de partículas tamanho argila constituinte do solo maior é a Área Superficial Específica (ASE) e a microporosidade do solo (Kiehl, 1979; Reato *et al.*, 2009). Dessa forma, quanto maior a quantidade dos microporos maior é a área superficial interna, refletindo também em uma maior ASE do sólido (Greeg & Sing, 1982). Segundo Kiehl (1979), a área superficial interna pode estar relacionada à área interplanar interna de minerais do tipo 2:1 (tetraedros: octaedro) ou às fissuras ou imperfeições que também podem ocorrer em minerais do tipo (1:1).

Atualmente, na engenharia civil, os microporos são relevantes para o entendimento da mecânica do meio não saturado considerando os processos de sucção e suas implicações na resistência e propriedades hidráulicas. Além disso, há crescente avanço na modelagem da micromecânica considerando a teoria da dupla estrutura ou dupla porosidade em solo argiloso, tendo em vista comportamento físico diferenciado dos macro e micros poros que interagem entre si definindo um comportamento mecânico e hidráulico em resposta às ações do meio externo (ações antrópicas e/ou advindas de fenômenos da natureza).

Mascarenha (2008), em estudo sobre porosidade de argila siltosa utilizando a técnica de Porosimetria por Intrusão de Mercúrio (MIP), verificou que a distribuição de poros da microestrutura não sofreu modificações diante das trajetórias de umedecimento e carregamento, independente do nível de colapso e do valor de índices de vazios final. Romero & Vaunat (2000) entendem a microestrutura como parte do solo não afetada por trajetórias de carregamento.

Nos solos não há uma separação clara entre poros pequenos e grandes; no entanto, classificações considerando o diâmetro dos poros são postuladas na literatura. A forma de classificação mais simplificada considera duas classes: micro e macroporos (Brady, 1979).

Richards (1965) utiliza diâmetro igual a 0,05 mm como limite de separação; enquanto que Kiehl (1979) classifica macro e microporos com diâmetro maior e menor que 0,06 mm, respectivamente. Luxmoore (1981) classifica os mesoporos como intermediários entre os macros e microporos. Este autor sugeriu a seguinte classificação: diâmetro menor que 0,01 mm são os microporos; mesoporos apresentam diâmetro entre 1 e 0,01 mm; e os macroporos diâmetro maior que 1 mm.

Segundo Romero (1999) as intrusões volumétricas utilizando a porosimetria de mercúrio classifica macroporosidade (tamanho dos grãos superiores a 1 μm), mesoporosidade (entre 1 e 0,1 μm) microporosidade (entre 100 a 20 nm) e ultra-microporosidade (menor que 20 nm). Klein & Libardi (2002) classificam como macroporos, os poros de diâmetro maior que 0,05 mm (há perda de água em pressões menores que 6 kPa) e microporos com diâmetro de 0,05 e 0,0002 mm. Estes esvaziam a pressões de 6 a 1500 kPa. Já os criptoporos são aqueles com diâmetro menor que 0,0002 mm.

A *International Union of Pure and Applied Chemistry* (IUPAC) classifica os poros de acordo com os diferentes mecanismos de adsorção: microporos possuem maior energia de adsorção, que os meso e macroporos, devido à sobreposição dos potenciais de adsorção nas paredes dos poros (interação adsorvente/adsorbato). Por isso os microporos foram definidos com diâmetros inferiores a 20 Å. Os poros onde há uma maior interação entre adsorbato-adsorbato são chamados de super-microporos com diâmetro menor que 7 Å. Mesoporos estão na faixa de 20 a 500 Å, conseqüentemente os macroporos apresentam-se acima de 500 Å. Tanto os meso como os macroporos envolvem o fenômeno de condensação capilar. Nos microporos está a faixa mais importante para o processo de fisisorção (Sing *et al.*, 1985).

A distribuição pode também ser avaliada considerando o modelo bimodal, no qual os poros são classificados em interagregados e intra-agregados (Othmer *et al.*, 1991; Ribeiro, 2007). Camapum de Carvalho *et al.* (2009) comentam que a característica bimodal é comum em solos tropicais profundamente intemperizados, e comum em solos compactados em laboratório. Os interagregados correspondem ao arranjo dos diferentes grãos e grumos e sua rede. Nos intra-agregados há uma matriz argilosa do solo composta pela assembleia de minerais e suas ligações.

Neste contexto, para a classificação dos poros utilizando a técnica de adsorção física por N₂ foram considerados os limites determinados pelo guia do equipamento (Nova 2200e da

Quantachrome Instruments) que são os seguintes: microporos - 3 Å à 20 Å; mesoporos - 20 Å à 500 Å; macroporos - 500 Å a 4000 Å, sendo que esta última faixa ainda trabalha com os poros que estariam intra-agregados. Já os macroporos, considerados poros interagregados, estariam na faixa de 4000 Å a 950 µm. Cabe ressaltar, que o aparelho da serie Nova da *Quantachrome Instruments* utilizado nesta tese determina poros com diâmetro de 3,5 Å podendo chegar até 2000 Å.

2.5.4- ISOTERMAS DE ADSORÇÃO

O estudo do fenômeno de adsorção tem a finalidade de determinar a área superficial e a estrutura porosa do sólido. A forma de isoterma de adsorção detalha características importantes do material. A isoterma de adsorção é o resultado da quantidade molar do gás adsorvido em uma larga faixa de pressão relativa, à temperatura constante. A pressão relativa P/P_0 é a razão da pressão de gás aplicada no material (P) pela pressão de saturação (P_0), ou seja, a pressão de vapor do gás na temperatura utilizada (*Quantachrome Instruments*. 2008).

A isoterma de adsorção é construída ponto a ponto sobre o adsorvente com sucessivos volumes de nitrogênio conhecidos e mensurados a cada pressão de equilíbrio. A isoterma de dessorção, obtida após a isoterma de adsorção, é usualmente determinada pela redução da pressão com acompanhamento do gás removido a cada equilíbrio de pressão. Para os cálculos da distribuição de poros o ramo da dessorção vem sendo o mais usado por apresentar um maior equilíbrio termodinâmico. Para classificar as isotermas consideram-se três fenômenos:

1. Adsorção monomolecular;
2. Adsorção multimolecular;
3. Condensação capilar nos poros.

Esses fenômenos podem ocorrer em sobreposição o que dificulta a interpretação das isotermas de adsorção. Brunauer em 1938 classificou a isoterma em cinco tipos característicos, porém Sing *et al.* (1985) apresenta um sexto gráfico de isoterma geralmente chamada de isotermas escalonada (Figura 2.13).

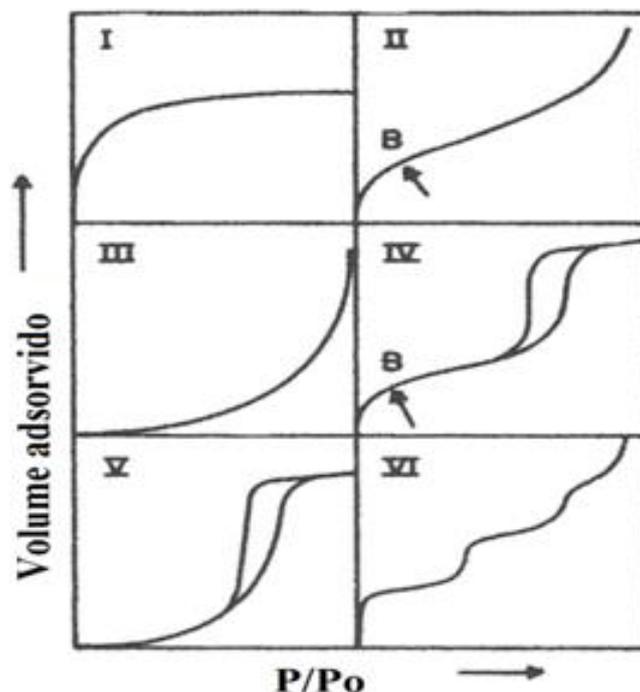


Figura 2.13 – Classificação das isothermas de adsorção (adaptada Sing *et al.*,1985).

A isoterma do tipo I é comumente chamada de isoterma de Langmuir, é obtida quando a adsorção é apenas monomolecular. Os adsorventes são sólidos microporosos (carvão ativado, óxidos porosos). Tem formato côncavo para eixo P/P_o aproximando para um valor limite de pressão relativa igual a 1.

A isoterma do tipo II é obtida com adsorvente não poroso ou macroporoso. Para materiais não porosos frequentemente a adsorção física é multimolecular. O ponto B marca o início da seção linear e indica o fim da monocamada e começo das multicamadas para materiais não porosos. Entretanto, segundo Shaw (1975) a camada monomolecular pode estar associada a sólidos microporosos que podem gerar isothermas tipo II.

As isothermas do tipo IV são marcadas pelo *loop* da histerese, o qual está associado a condensação capilar nos mesoporos. A parte inicial do tipo IV é atribuída à formação das mono e multicamadas de adsorção semelhante à isoterma tipo II. Esse tipo de isoterma é comum em materiais com aplicação industrial (benzeno sobre o gel de óxido férrico a 320 K).

A isoterma do tipo V é incomum, mas relacionada com a isoterma do tipo III (exemplo bromo sobre a sílica-gel a 352 K) em que há interação fraca entre adsorvente e adsorbato, mas pode ser obtida com certos adsorventes porosos. As forças de interação na monocamada são fracas e ocorrem rapidamente, não sendo possível de serem visualizadas no gráfico.

Isoterma tipo VI são as isotermas escalonadas e ocorrem sobre superfícies sólidas uniformes, sendo que cada degrau corresponde à formação de uma camada monomolecular adsorvida completa. Esse tipo de isoterma ocorre com a adsorção de argônio ou kriptônio em grafite ou negro de carbono na temperatura do nitrogênio líquido.

Tanto na isoterma IV e V, o *loop* formado pela histerese apresenta dois ramos: o ramo inferior apresenta a quantidade de gás adsorvida com o aumento de pressão relativa, já para o ramo superior representa a quantidade de gás dessorvida no processo inverso (Figura 2.14).

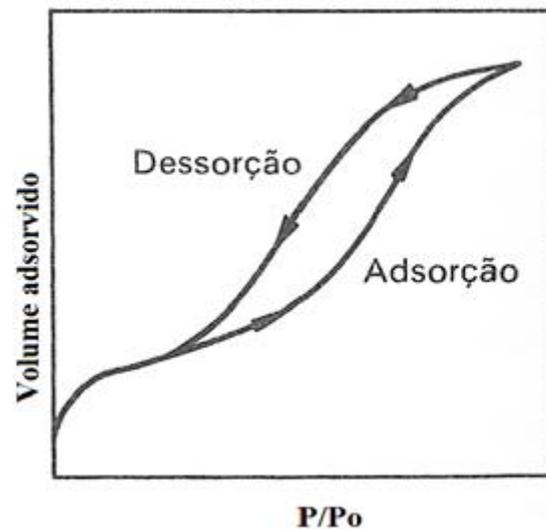


Figura 2.14 – Gráfico da isoterma de adsorção (Shaw, 1975).

Esses dois tipos de isotermas são características de sólidos mesoporoso ou macroporos, nos quais o processo de evaporação diferencia-se do processo de condensação. Quando a condensação ocorre dentro dos poros, as forças de atração são maiores devido à proximidade entre as moléculas e com pressões menores, comparado a sólidos não porosos. A evaporação está condicionada ao formato do poro (Teixeira *et al.*, 2001). Contudo, a simples ausência de histerese pode não configurar sólidos não porosos, pois alguns formatos de poros podem promover processos iguais de adsorção e dessorção (Webb, 1987). Os efeitos da histerese nas isotermas são apresentados na Figura 2.15.

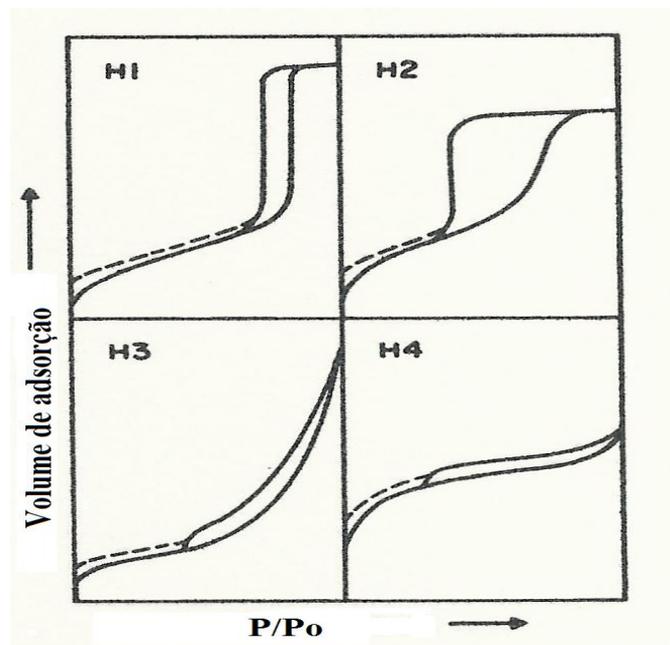


Figura 2.15 – Histerese na isotema de adsorção (adaptada Sing *et al.*,1985).

A histerese pode ser identificada pela estrutura dos poros. O tipo H1 é associado a adsorventes que consistem em aglomerados como uma assembleia de partículas rígidas unidas ou compactas como esferas uniformes em um arranjo regular, com uma estreita distribuição de poros. A histerese do tipo H2 tem um tamanho e forma irregular dos poros. A princípio tal forma do *loop* considerava a diferença no mecanismo entre condensação e evaporação ao efeito *ink bottle*: poros com abertura estreita e corpo largo. Mas este efeito fornece uma visão simplista do papel dos outros efeitos de forma dos poros na matriz sólida, que devem ser considerados. O tipo H3 é de agregados como uma assembleia de partículas que estão frouxamente ligadas na forma de placas gerando poros na forma de fendas. Similarmente o tipo H4 é frequentemente associado a poros estreitos como fendas com indicativo de microporosidade.

A histerese a baixas pressões é indicada por linhas tracejadas na Figura 2.15. O gás residual adsorvido é passível de remoção apenas se o adsorvente é desgaseificado em altas temperaturas. Esse fenômeno pode também ser associado ao inchaço de uma estrutura porosa não rígida ou por meio de uma adsorção irreversível de moléculas no poro.

A condensação capilar aplica-se a uma interfase líquido-vapor côncava, em que haverá no capilar uma pressão de vapor menor do que sobre a fase líquida. Essa diferença na pressão de vapor considerando comportamento ideal, e pode ser descrita pela equação de Kelvin:

$$R_c \vartheta \ln \frac{P}{P_0} = \frac{2TV_m \cos\theta}{r} \quad (2.19)$$

Em que:

r = Raio do capilar;

R_c = Constante universal dos gases;

V_m = Volume molar do líquido;

T = Tensão superficial;

ϑ = Temperatura

P = Pressão de trabalho;

P_0 = Pressão de vapor de saturação do gás.

θ = Ângulo de contato.

De acordo com o comportamento ideal do gás, a uma certa pressão inferior à pressão de condensação normal, todos os poros menores que um determinado tamanho estarão preenchidos com o líquido, e os demais estarão vazios. Acredita-se que inicialmente forma-se um filme monomolecular adsorvido sobre as paredes dos poros antes de iniciar-se a condensação sob o efeito da capilaridade. Por meio das variações no diâmetro do poro na isoterma de adsorção determina-se a distribuição dos tamanhos dos poros com significado estatístico, pois a forma dos poros tem características mais complexas. A condensação capilar não explica completamente o fenômeno de adsorção em camadas multimoleculares em superfícies planas e convexas (Shaw, 1975).

O ângulo de contato é outro fator influenciador no fenômeno de histerese de adsorção. Neste, quando o líquido avança sobre uma superfície seca, gera um ângulo maior do que na dessorção, em que há um retrocesso do líquido em uma superfície úmida (Wylie, 1951). Ainda pela equação de Kelvin um líquido evapora de um determinado capilar a pressão abaixo da requerida para condensação capilar.

Outro fator influenciador da histerese de adsorção é a forma do poro. Três formas de poros são descritas na literatura (Teixeira, 2001; Shaw, 1975). O primeiro formato de poro é o

cônico em “V”, enchendo-se e esvaziando-se reversivelmente sem gerar histerese. O segundo comentado anteriormente como o de efeito *Ink bottle*: poro com orifício de entrada estreito e um interior relativamente volumoso. Tal poro possui uma forma de garrafa podendo encher-se completamente quando é atingido um valor de P/P_0 correspondente ao interior relativamente amplo do poro. No entanto, quando preenchidos, esses poros retêm o líquido até o valor de P/P_0 reduzir-se a um valor abaixo do correspondente à entrada estreita do poro. Isso diz que no ramo de adsorção da histerese o poro adquire o raio do corpo do poro, mas para o ramo de dessorção do *loop* da histerese o raio assume o tamanho do orifício de entrada do poro. O terceiro formato é o cilíndrico, o qual se divide em dois tipos: um cilindro fechado em uma das extremidades, e outro com ambas as extremidades abertas.

Para o formato cilíndrico fechado em uma das extremidades a condensação capilar começa no fundo do poro, formando um menisco hemisférico. A evaporação inicia-se a partir desse menisco na mesma pressão que a condensação ocorreu, gerando uma isoterma sem histerese. Todavia, para o poro cilíndrico com as duas extremidades abertas, o efeito da condensação capilar começa nas paredes do cilindro, gerando um menisco prosseguindo até o preenchimento total do poro. A evaporação inicia-se nas duas extremidades abertas onde o menisco apresenta-se com formato hemisférico. Esse processo é irreversível com geração de histerese.

2.5.5- FORMALISMO MATEMÁTICO QUE DESCREVE ÁREA SUPERFICIAL ESPECÍFICA E POROSIDADE

Partindo das isotermas podem-se obter informações das áreas superficiais específicas e da estrutura porosa. A primeira equação proposta para relacionar a quantidade de gás adsorvida com a pressão de equilíbrio do gás foi a de Langmuir, que provém da derivação da cinética das velocidades de adsorção e dessorção que se igualam entre si para dar origem à expressão de equilíbrio de sorção, a qual pode ser descrita pela seguinte equação:

$$\frac{P}{V} = \frac{P}{V_m} + \frac{1}{\alpha V_m} \quad (2.20)$$

Sendo V o volume de gás adsorvido, no equilíbrio, por unidade de massa de adsorvente, numa pressão P , e V_m o volume de gás necessário para recobrir uma unidade de massa do adsorvente com uma monocamada completa. O termo “ α ” considerado como uma constante

dependente da temperatura e do calor de adsorção da superfície recoberta pelo adsorbato, que independe do adsorvente. A plotagem da razão P/V versus P (no eixo das abscissas) gera uma reta com a inclinação $1/V_m$ e coeficiente linear $1/\alpha V_m$. A equação de Langmuir é baseada nos seguintes pressupostos: a adsorção das moléculas ocorre apenas em monocamadas; o calor de adsorção independe da extensão da superfície que é recoberta pelo adsorbato; o processo de adsorção é pontual.

A Isoterma de Freundlich é limitada a pressões baixas sendo que a variação da adsorção com a pressão pode ser representada pela equação:

$$V = kP^{1/n} \quad (2.21)$$

Sendo que k e n são constantes, n geralmente maior que 1. A equação anterior pode ser descrita na forma logarítmica:

$$\log V = \log k + \frac{1}{n} \log P \quad (2.22)$$

A equação de Brunauer, Emmett e Teller (BET), de 1938, é uma evolução da teoria de Langmuir, pois engloba a sorção em multicamadas sobre superfícies sólidas não porosas. Essa equação considera o equilíbrio entre as velocidades de evaporação e condensação para as várias camadas moleculares adsorvidas. Supondo que o calor de adsorção ΔH_1 é válido para a primeira camada monomolecular ao passo que o calor de liquefação ΔH_L do vapor em questão aplica-se a segunda camada molecular e às seguintes. A equação pode ser escrita na forma de volume (V) ou em massa (χ). Como o equipamento da *Quantachrome Instruments* utilizado na tese considera a massa para os cálculos, a equação é descrita conforme a seguinte expressão:

$$\frac{1}{\chi \left[\left(\frac{P_0}{P} \right) - 1 \right]} = \frac{1}{\chi_m} + \frac{C - 1}{\chi_m C} \left(\frac{P}{P_0} \right) \quad (2.23)$$

Em que χ é a massa do gás de adsorção a uma pressão relativa (P/P_0) e χ_m como a massa molecular do adsorbato na camada monomolecular. A constante $C \approx \exp \left[\frac{\Delta H_1 - \Delta H_L}{RT} \right]$, sendo um indicativo da magnitude da interação do adsorvente pelo adsorbato.

Quando se utiliza o nitrogênio como adsorbato, usualmente na faixa de 0,05 a 0,35 de pressão relativa (P/P_0) tem-se comportamento linear para sólidos microporosos plotando $1/[\chi (P_0/P)-1]$ versus P/P_0 (Figura 2.16).

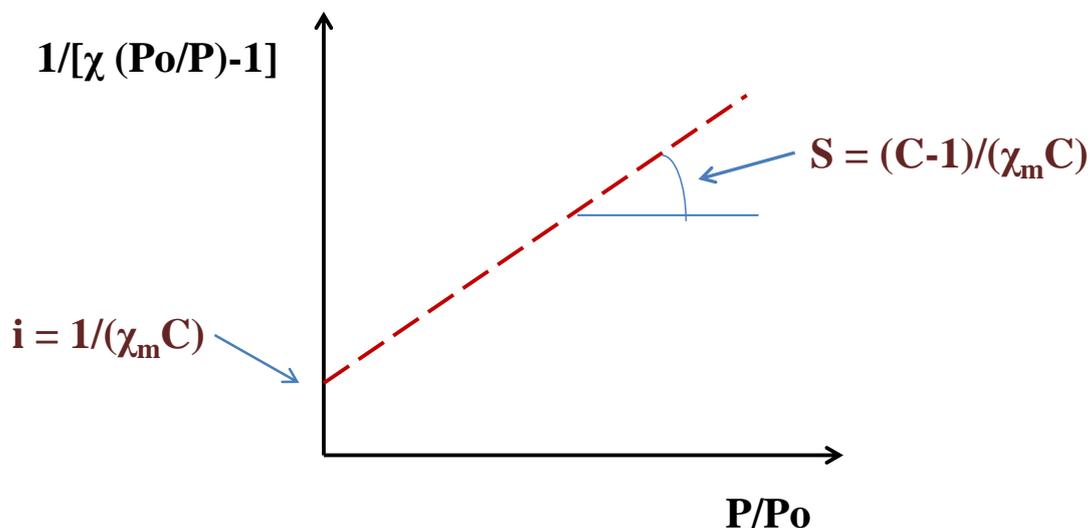


Figura 2.16 – Gráfico para obtenção da monocamada adsorvida utilizando a isoterma de BET.

A monocamada de adsorbato χ_m pode ser obtida a partir do coeficiente angular “s” e coeficiente linear “i” de acordo com gráfico da Figura 2.16. Assim, a massa da monocamada pode ser obtida por:

$$\chi_m = \frac{1}{s + i} \quad (2.24)$$

A continuidade para os cálculos do método BET é a obtenção da área da superfície. Isso requer conhecer a área da seção transversal da molécula do adsorbato (A_{ct}). Esse valor é de 16,2 Å para empacotamento de monocamada hexagonal da molécula de nitrogênio a 77 K. A área superficial total da amostra pode ser expressa como:

$$S_t = \frac{X_m \mathfrak{z} A_{ct}}{M} \quad (2.25)$$

Então \mathfrak{z} é o número de Avogrado e M é a massa molecular do adsorbato. A área superficial específica (ASE) do sólido pode ser calculada pela razão da área total (S_t) pela massa da amostra (χ_A), de acordo com a equação:

$$S = \frac{S_t}{\chi_A} \quad (2.26)$$

2.5.5.1- MODELO DE FISISSORÇÃO PARA MESOPOROS

O *software* denominado “Nova Win” do equipamento de adsorção física por N₂ a 77 K vem com dois métodos adequados para determinação da distribuição do tamanho dos mesoporos no solo. Os métodos são o de Barrett, Joyner & Halenda (BJH) e Dollimore & Heal (DH) proposto em 1948. O método BJH assume uma modelagem dos poros com geometria cilíndrica, já o método DH leva em conta a forma cilíndrica ou em fenda. Como se usou na tese o modelo BJH será feita uma abordagem desse modelo.

O método BJH foi proposto em 1951 e tornou-se um dos mais utilizados para modelar tamanho de poros levando-se em conta materiais como zeolitas, grafite e óxidos, mas pouco utilizado na área de solos em função do uso da técnica de adsorção física ser pouco explorada. A modelagem da distribuição do tamanho de poros por esse método é comumente utilizada no ramo da isoterma de dessorção. Nesse ramo o volume do gás apresenta uma baixa pressão relativa, resultando em um baixo estado de energia livre. Com isto, o processo de dessorção aproxima-se de uma real estabilidade termodinâmica. Como o nitrogênio é o adsorbato mais utilizado para esse tipo de determinação, as equações apresentadas a seguir consideram o gás de nitrogênio.

Inicialmente assumindo a pressão relativa $(P/P_0)_1$ em uma unidade fechada, todos os poros estão cheios com líquido. O maior raio de poro tem camada fisicamente adsorvida de moléculas de nitrogênio com espessura t_1 . Dentro desse poro há um capilar interno com raio em que ocorre redução de P/P_0 . A relação entre o volume de poros V_{p1} e o volume V_{k1} no interior do capilar é dado por:

$$V_{p1} = \frac{V_{k1} r_{p1}^2}{r_{k1}^2} \quad (2.27)$$

Quando a pressão relativa é reduzida de $(P/P_0)_1$ a $(P/P_0)_2$, o volume V_1 desorve da superfície. Este volume do líquido não representa apenas o esvaziamento do poro maior condensado, mas também uma redução na espessura da sua camada adsorvida fisicamente para uma quantidade

Δt_1 . Por meio do decréscimo da pressão relativa média a mudança na camada é $\Delta t_1/2$. Assim o volume de poros do maior poro pode ser expresso por:

$$V_{p1} = V_1 \left(\frac{r_{p1}}{r_{k1} + \frac{\Delta t_1}{2}} \right)^2 \quad (2.28)$$

Seguindo com uma nova redução na pressão relativa para $(P/P_0)_3$ o volume do líquido dessorvido inclui não somente a fase condensada do próximo poro maior, mas também a perda da segunda camada fisicamente adsorvida deixada para trás no poro de tamanho maior. O volume dessorvido (V_{p2}) do poro de tamanho menor é dado por:

$$V_{p2} = \left(\frac{r_{p2}}{r_{k2} + \frac{\Delta t_2}{2}} \right) (V_2 - V_{\Delta t_2}) \quad (2.29)$$

A expressão para $V_{\Delta t_2}$ é:

$$V_{\Delta t_2} = \Delta t_2 A Q_1 \quad (2.30)$$

Sendo que AQ_1 é a área exposta pelo poro previamente vazio, onde o gás fisicamente adsorvido é dessorvido. A equação anterior (Equação 2.30) pode ser generalizada representando o passo a passo da dessorção, escrevendo-se da seguinte forma:

$$V_{\Delta t_n} = \Delta t_n \sum_{j=1}^{n=1} A Q_j \quad (2.31)$$

Nota-se que o somatório da equação anterior é simplesmente a soma da área média dos poros não preenchidos, mas não inclui o poro que foi esvaziado na dessorção. Substituindo a Equação (2.30) em termos gerais para $V_{\Delta t_n}$, resulta em uma expressão exata para calcular o volume para uma variação de pressões relativas:

$$V_{pn} = \left(\frac{r_{pn}}{r_{kn} + \frac{\Delta t_n}{2}} \right)^2 \left(\Delta V_n - \Delta t_n \sum_{j=1}^{n=1} A Q_j \right) \quad (2.32)$$

Desde que a área para qualquer tamanho de poros vazios não seja uma constante, mas mude com cada decréscimo de pressão relativa, esse termo pode ser desenvolvido. A área de cada

poro A_p é uma constante, contudo, pode ser calculada em um volume de poro assumindo a geometria cilíndrica:

$$A_p = \frac{2V_p}{r_p} \quad (2.33)$$

Então, a área do poro pode ser uma somatória acumulativa de modo que para qualquer passo no processo de dessorção, A_p é conhecido. Assumindo que todos os poros vazios depois de sua condensação durante um decréscimo de pressão relativa tem um raio médio \bar{r}_p calculado pela equação de Kelvin, levando-se em conta valores superiores e inferiores na etapa de dessorção. Assim a média do raio capilar pode ser expressa por:

$$\bar{r}_p = \bar{r}_p - t_r \quad (2.34)$$

Em que t_r é a espessura da camada de adsorção com raio médio em intervalos de decréscimo de pressão relativa, pode ser calculada pela expressão desenvolvida por Halsey (1948) como segue:

$$t = 3,54 \left[\frac{5}{2,303 \log\left(\frac{P_0}{P}\right)} \right]^{1/3} \quad (2.35)$$

O termo Q na Equação (2.31) é dado por:

$$Q = \frac{\bar{r}_c}{\bar{r}_p} = \frac{\bar{r}_p - t_r}{\bar{r}_p} \quad (2.36)$$

A equação (2.32) pode ser agora usada em conjunção com a equação acima em uma adequada expressão para calcular a distribuição de tamanho de poros.

2.5.5.2- MODELO DE FISSORÇÃO PARA OS MICROPOROS

A microporosidade tem sido modelada por vários métodos como: Dubunin-Radishkevich (DR), Dubinin-Astakhov (DR), Horvath-Kawazoe (HK), Saito-Foley (SF) e *Density Functional Theory* (DFT) utilizando Monte Carlo para simulações numéricas. Apenas dois métodos serão abordados (HK e SF) por serem complementares para o desenvolvimento da tese na determinação da distribuição dos poros.

Horvath & Kawazoe (1983) apresentam um método simbolicamente chamado de HK que calcula a distribuição dos microporos sem depender da equação de Kelvin, a qual descreve o fenômeno da condensação capilar, que é muito utilizada na maioria dos modelos, considerando certas limitações para microporos. O modelo HK expressa a equação do potencial de adsorção no interior da fenda dos microporos, como uma função efetiva da largura do poro. Tal expressão é apresentada a seguir:

$$RT \ln \left(\frac{P}{P_0} \right) = \frac{N_s A_s + N_A A_A}{\lambda^4 (\ell - d)} \left[\frac{\lambda^4}{3 \left(\ell - \frac{d}{2} \right)^3} - \frac{\lambda^{10}}{9 \left(\ell - \frac{d}{2} \right)^9} - \frac{\lambda^4}{3 \left(\frac{d}{2} \right)^3} + \frac{\lambda^{10}}{9 \left(\frac{d}{2} \right)^9} \right] \quad (2.37)$$

\mathfrak{z} = número de avogrado.

N_s = número de átomos por unidade de área do adsorvente.

$$A_s = \frac{6mc^2 \alpha_s \alpha_A}{\frac{\alpha_s}{\beta_s} + \frac{\alpha_A}{\beta_A}} \quad (2.38)$$

N_A = número de moléculas por unidade de área de adsorbato.

m = massa do elétron.

C = velocidade da luz.

α_s = polarizabilidade do adsorvente.

α_A = polarizabilidade do adsorbato.

β_s = susceptibilidade magnética do adsorvente.

β_A = susceptibilidade magnética do adsorbato.

$$A_A = \frac{3mc^2 \alpha_A \beta_A}{2} \quad (2.39)$$

$(\ell - ds)$ = largura efetiva do poro.

$d = ds + d_A$

d_A = diâmetro da molécula de adsorbato.

ℓ = distância entre duas camadas de adsorção.

$$\lambda = 0,858d/2.$$

O método HK modela os poros predominantemente considerando uma geometria de fenda (ex.: carvão ativado, argila estratificada) e certos sólidos como as zeolitas são mais bem modelados com uma geometria cilíndrica. Entretanto, Saito & Foley (1991) fazem uma analogia ao método HK, exceto que a modelagem assume uma geometria cilíndrica do microporo. De acordo com seguinte equação:

$$RT \ln \frac{P}{P_0} = \frac{3\pi K}{4} \frac{(N_s A_s + N_A A_A)}{(d/2)^4} \sum_{k=0}^{\infty} \left(\frac{1}{k+1} \right) G \quad (2.40)$$

$$G = \left[1 - \left(\frac{d}{D} \right) \right]^{2k} \left[\left(\frac{21}{32} \right) a_k \left(\frac{d}{D} \right)^{10} - b_k \left(\frac{d}{D} \right)^4 \right] \quad (2.41)$$

Em que:

$$a_k = \left(\frac{-4,5 - k}{k} \right)^2 a_{k-1}; \quad (2.42)$$

$$b_k = \left(\frac{-1,5 - k}{k} \right)^2 b_{k-1}; \quad (2.43)$$

Para $a_0 = b_0 = 1$.

Todos demais parâmetros foram definidos previamente na descrição do método HK.

2.5.5.3- GEOMETRIA FRACTAL

O entendimento do fluxo da água no meio poroso do solo tem certa complexidade diante da variabilidade espacial do solo promovida pelo intemperismo, e dos fatores físicos intrínsecos da estrutura, como forma irregular, tamanho, tortuosidade e conectividade dos poros, além da textura e mineralogia que podem influenciar no comportamento hidrodinâmico do solo (Farias, 2003; Camapum de Cavalho *et al.*, 2009).

Frente a isso, não só métodos laboratoriais, mas inúmeras equações tentam simular o movimento da água para atender projetos de agricultura e obras em engenharia civil, como

também para prever acidentes ambientais como a desestabilização de taludes ou fluxo de contaminantes. Dentre as equações que descrevem o movimento e a retenção de água pode se citar a de Brooks & Corey (1964), Mualem (1976), Van Genuchten (1978, 1980) e Fredlund & Xing (1994). Tais equações dentre outras tem obtido certo grau de sucesso quanto à sua aplicabilidade.

No entanto, como o solo apresenta estrutura de geometria complexa não Euclideana, ou seja, de forma irregular, a geometria fractal (Figura 2.17) tem sido um novo auxílio promissor nas simulações do comportamento hidromecânico (Bacchi & Reichart, 1993). O termo fractal vem do latim *fractus* (adjetivo, fragmento), cujo verbo *frangere* significa quebrar, contrariando a palavra álgebra que significa juntar. Nos fractais a dimensão significa estritamente um número fracionário ou irracional, o qual caracteriza a geometria. Segundo Mandelbrot (1983), fractais são objetos não topológicos. Na geometria Euclideana a dimensão topológica representa um número inteiro como: 0 para um ponto; 1 para uma reta, 2 para uma superfície e 3 para volume. Assim, a dimensão fractal é uma medida do grau de irregularidade do objeto (Comiran, 2006).

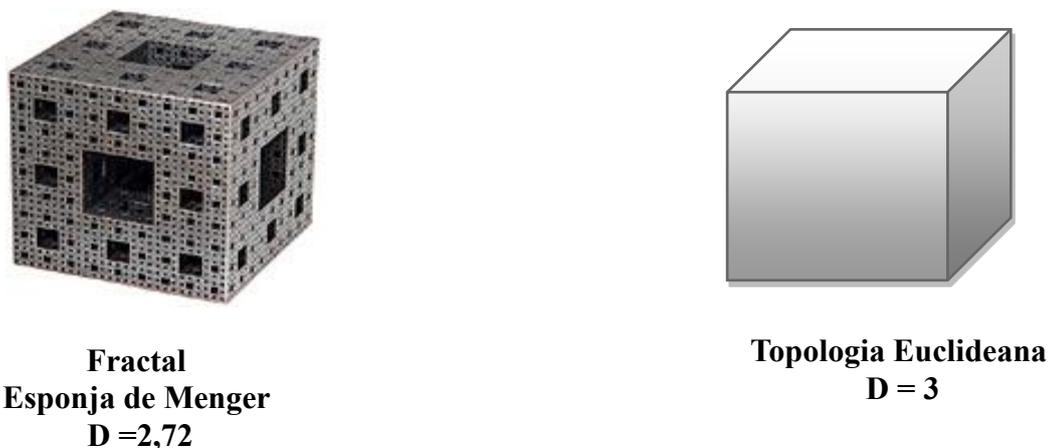


Figura 2.17 – Diferenciação da geometria fractal e Euclideana.

Bacchi & Reichardt (1993) conceituam a dimensão topológica e a dimensão fractal utilizando uma linha como exemplo. Dessa forma, pela topologia Euclideana pode-se medir o comprimento de uma linha reta de comprimento L , baseando-se em certa escala de medida ϵ , em que $\epsilon \leq L$, obtendo-se:

$$L(\epsilon) N \epsilon^1 = \text{constante} \tag{2.44}$$

Na expressão anterior N é o número de unidades de medida ϵ , o suficiente para cobrir a distância L . O expoente unitário é a dimensão topológica da linha reta. Mas caso a linha a ser medida fosse tortuosa a equação exponencial permanece válida, porém $L(\epsilon)$ não é constante para qualquer ϵ . Assim, considerando essa situação:

$$\mathbf{F} = \mathbf{N} \epsilon^{\mathbf{D}} = \mathbf{Constante} \quad (2.45)$$

Pela analogia com a Equação (2.44), \mathbf{F} é a medida do comprimento da linha e \mathbf{D} é a dimensão que produz um valor constante para F , independente da escala de medida ϵ pré-definida. Essa dimensão D é denominada a dimensão fractal da linha, a qual reflete o grau de tortuosidade da mesma. Um valor de D igual a 1 é coincidente com a dimensão topológica da linha reta. Tratando-se, portanto de uma linha sem irregularidades em qualquer escala de observação. Combinando as duas equações, a de topologia Euclideana e a que utiliza a dimensão fractal, tem-se a seguinte equação:

$$\mathbf{L}(\epsilon) = \mathbf{F} \epsilon^{1-\mathbf{D}} \quad (2.46)$$

Assim, são necessárias $F\epsilon^{-D}$ unidades de medida ϵ para cobrir o comprimento da linha. Se a dimensão fractal D é maior que 1, linha tortuosa, há uma diminuição da escala ϵ sendo proporcional a um aumento do produto $F\epsilon^{-D}$, promovendo um aumento de $L(\epsilon)$.

A dimensão fractal tem sido aplicada no solo para caracterizar e quantificar agregados, que possuem sua gênese nos óxidos e hidróxidos ou por ação da matéria orgânica ou microorganismos (Perfect *et al.*, 1992; Perfect & Blevins 1997; Parent *et al.*, 2011). Como a dimensão fractal é resultante da distribuição das partículas e do tamanho dos poros, torna-se possível relacionar com a sucção matricial e água retida nos poros do solo (Paixão *et al.*, 2009; Fuentes *et al.*, 2005). Tyler & Wheatcraft (1989) modificaram a equação de Laplace em uma expressão que relaciona a sucção matricial da água no solo ψ_i com o raio da partícula R_i de cada classe textural i , obtendo a expressão que segue:

$$\Psi_i = \frac{2T \cos \theta}{\rho g R_i} \left[\frac{2}{3} e N_i^{1-D} \right]^{-1/2} \quad (2.47)$$

Tendo em vista que \mathbf{T} é a tensão superficial da água; θ ângulo de contato entre água e a parede do capilar; ρ é a densidade da água; g é a aceleração da gravidade, R_i raio e

finalizando e índice de vazios do solo. Uma das formas de estimar a dimensão fractal baseia-se na distribuição do tamanho médio das partículas sólidas do solo (Tyler & Whatcraft, 1992). De acordo com a seguinte expressão:

$$W(R) = \left[\frac{\pi(1-D)}{\beta(3-D)} \left(\frac{2\pi\rho_s}{\rho_G(\rho_s S)} \right)^{\frac{1-D}{2}} \frac{2(\rho_s S)^{1-D}}{5-3D} \right]^{\frac{2}{D^3-5D+4}} R^{\frac{3D^2-13D+14}{D^2-5D+4}} \quad (2.48)$$

Sendo $W(R)$ a massa acumulativa das partículas do solo em percentual para ensaio com desagregação química com defloculante, S é uma constante que caracteriza a forma das partículas, ρ_s densidade real dos grãos, ρ_G densidade aparente e R o raio médio das partículas do solo. A dimensão fractal D pode ser obtida pelo coeficiente angular da equação da reta pelo gráfico de $\log W(R)$ versus $\log R$ como segue:

$$\log[W(R)] = \log c + D \log R \quad (2.49)$$

Tal estimativa da dimensão fractal proveniente da granulometria apresenta boa correlação com a dimensão fractal obtida da porosimetria por intrusão de mercúrio (Sokolowska *et al.*, 2001). Outra forma de estimar o D é a partir da curva característica de Brooks & Corey (1964), modificada por Pierrier *et al.* (1996), contendo a dimensão fractal pela equação que segue:

$$\theta_h = \theta_r + (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{h_s}{h} \right)^{3-D} \quad (2.50)$$

Sendo θ_h a umidade volumétrica do solo para uma tensão h , θ_r umidade volumétrica residual, θ_s umidade volumétrica de saturação do solo e h_s valor absoluto da tensão de água no ponto de entrada de ar. Estudo realizado por Paixão (2009) em um Neosolo Reolítico nas profundidades de 0 a 60 cm com amostras a cada 20 cm, todas com a textura franco arenosa, comparou a curva de retenção obtida em laboratório com a calculada pela dimensão fractal obtida pela equação clássica de Brooks & Corey (1964) com a equação modificada. Destas a equação modificada por Pierrier *et al.* (1996) foi a que melhor estimou o conteúdo de água no solo usando o D fractal. Ainda, o D fractal estimado pela curva de retenção obteve melhor resultado, tendo como base dados empíricos, do que o D calculado a partir da distribuição granulométrica. Entretanto, Shorafa *et al.* (2010) avaliou uma argila siltosa e uma areia e não encontrou diferença na determinação da curva característica determinada empiricamente ou

por modelos que utilizaram o D fractal estimados pela granulometria ou pela curva de retenção.

Alfaro Solto *et al.* (2008) comenta que a maioria das funções baseadas em geometria fractal permite a previsão da curva característica numa faixa limitada, ou seja próximo da saturação, não considerando o comportamento particular de prováveis distribuições bimodais, que podem ocorrer para sucções maiores. A princípio esses problemas foram contornados utilizando dois D diferentes para representar a curva característica (Alfaro Soto & Vilar, 2006). Entretanto, Alfaro Soto *et al.* (2008) apresentaram uma equação modificada expressa por:

$$w = w_r \left(1 + \left(\frac{\psi}{\psi'_i} \right)^{D-3} \right) \quad (\psi > \psi'_b) \quad (2.51)$$

$$W = W_s \quad (\psi \leq \psi'_b) \quad (2.52)$$

Nesta expressão ψ representa a sucção numa determinada umidade W , ψ_b a pressão de entrada de ar, W_s como a umidade de saturação do solo, W_r umidade residual do solo, ψ'_i sucção de inflexão entre a primeira e segunda família de distribuição de poros. A [Figura 2.18](#) representa o escalonamento da primeira família de poros.

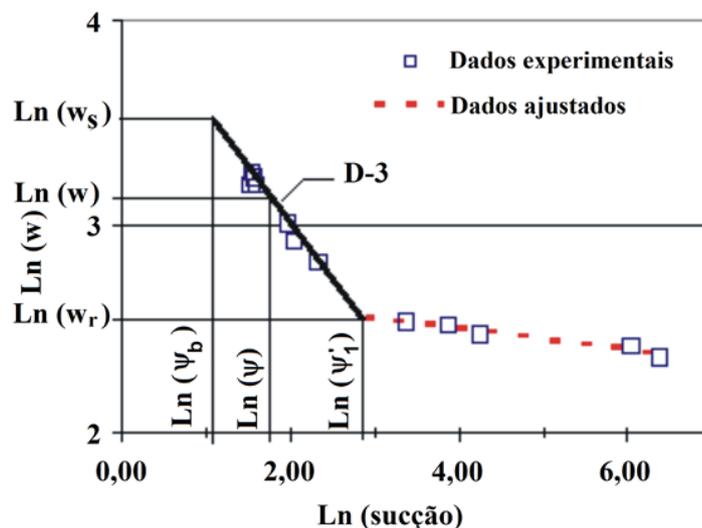


Figura 2.18 – Exemplo do escalonamento fractal para a primeira família de poros (Alfaro Solto *et al.*, 2008).

A Equação (2.51) favorece a uma aproximação para maiores faixas de sucção e associa o comportamento assintótico numa única função.

A dimensão da superfície fractal (**D**) pode ser obtida também pelas isotermas de adsorção do nitrogênio, do vapor de água e pela intrusão de mercúrio. Sokolowska (2001), avaliando amostras de Cambissolos e Luvisolos, observou que os valores do parâmetro D obtidos pela isoterma do vapor de água foram menores em relação aos obtidos pela isoterma de nitrogênio. Porém os parâmetros D obtidos pela intrusão de mercúrio foram os maiores e os que mais se aproximaram dos valores estimados a partir da caracterização granulométrica, calculados pela equação proposta por Kozak *et al.* (1996). Nessa perspectiva, no próximo ítem serão abordados os métodos de determinação do parâmetro D pela adsorção de nitrogênio.

3.5.5.4 Determinação da Dimensão da superfície fractal pela Isoterma de N₂

A caracterização da superfície por métodos baseados na geometria fractal descreve a topografia de uma superfície rugosa (superfície real) em termos do expoente de rugosidade denominado por dimensão fractal D. Superfícies ideais (superfícies lisas) podem ser modeladas usando a conceitos de geometria Euclideana (Figura 2.19).

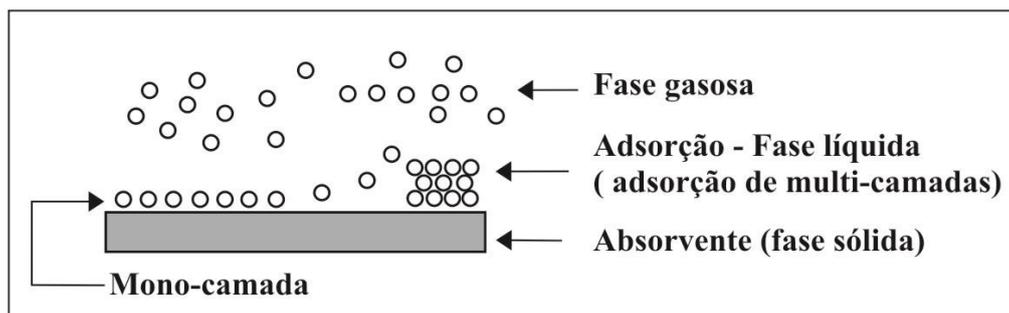


Figura 2.19 – Adsorção em uma superfície lisa (ideal).

Em contraste, superfícies reais são geralmente rugosas em função do ordenamento do empacotamento dos átomos que geram a estrutura cristalina ou de baixa cristalinidade, substituições isomórficas e/ou porosidade, dependendo da escala considerada. A Figura 2.20 apresenta a adsorção gasosa em uma superfície rugosa.

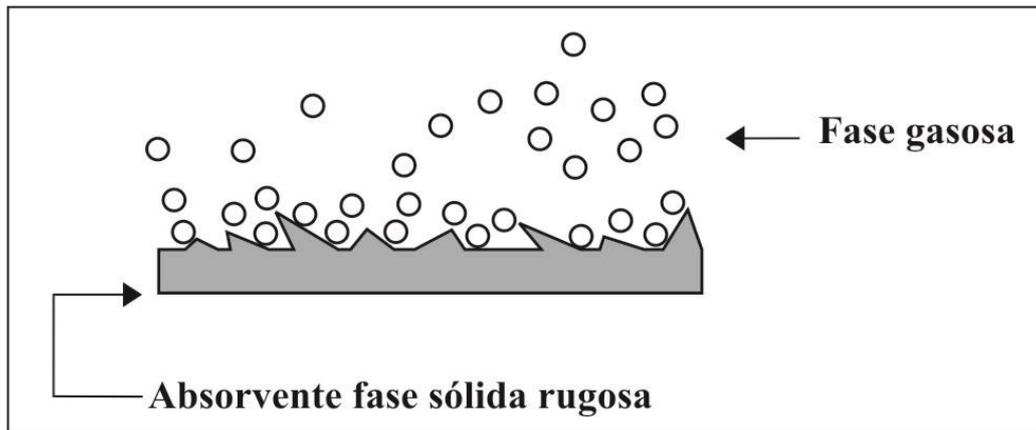


Figura 2.20 – Adsorção em uma superfície rugosa (real).

As irregularidades da superfície real podem apresentar-se de formas diferentes ou similares dependendo da escala avaliada. Como no solo as partículas estão, em geral, em uma distribuição de diferenciados tamanhos, constituídos por uma assembleia de minerais e substâncias amorfas, a rugosidade torna-se com maior evidência na escala de microns. Diante deste entendimento a rugosidade obtida pela dimensão fractal foi determinada por duas teorias, a de Frenkel-Halsey-Hill (FHH) e Neimark-Kiselev (NK).

A teoria FHH é a mais difundida, com uma proposta inicial entre os anos de 1940 e 1950 na tentativa de descrever adsorção em multicamadas em uma superfície sólida plana a partir da seguinte equação:

$$\frac{V}{V_m} \approx \left[RT \log \left(\frac{P_0}{P} \right) \right]^{-\frac{1}{U}} \quad (2.53)$$

Na Equação 2.53 V/V_m representa a razão de cobertura, V é o volume do adsorbato, V_m é o volume necessário para formar uma monocamada, P_0 e P é o equilíbrio da pressão de saturação e do adsorbato, respectivamente. U é o expoente que determina a forma da isoterma. Tal equação foi revisada na década de 90 por Pfeifer e Neimark. Esses autores sugeriram que a equação FHH poderia ser utilizada para obter a dimensão fractal da superfície sólida (Pomonis & Tsaousi, 2009). Ismail & Pfeifer (1994) apresentam nova escrita da equação FHH considerando a rugosidade da superfície sólida, pelas interações entre o sólido e o filme adsorvido:

$$\ln \left(\frac{V}{V_m} \right) = C + A \ln \left[\ln \left(\frac{P_0}{P} \right) \right] \quad (2.54)$$

Para Equação (2.54) **C** é um fator pré-exponencial, **A** expoente dependente do **D** e do mecanismo de adsorção.

Nos primeiros estágios da adsorção de baixa pressão relativa, o efeito da tensão superficial é negligenciável e as interações entre moléculas de adsorbato e adsorvente são principalmente devido às forças de Van der Waals. Assim sendo, a relação entre **A** e **D** pode ser expressa pela seguinte relação:

$$A = \frac{D - 3}{3} \quad (2.55)$$

Entretanto, a pressões elevadas ocorre o efeito da condensação por capilaridade devido à tensão superficial, à medida que esse efeito torna-se pronunciado, a relação de **A** e **D** modifica-se para:

$$A = D - 3 \quad (2.56)$$

Tanto o efeito das forças de Van der Waals como o efeito da tensão superficial são mecanismos limitantes. Contudo, em geral há uma mistura dos dois mecanismos quando a cobertura é pouco espessa (duas camadas). Para definir qual efeito é dominante (**V**) usa-se a seguinte expressão:

$$V = 3(1 + A) - 2 \quad (2.57)$$

A condensação capilar é negligenciável se $V \geq 0$ e significativa se $V < 0$.

Pela Equação (2.54) o gráfico do $\ln V/V_m$ versus $\ln(\ln(P_0/P))$ deve ter comportamento linear com um coeficiente angular negativo chamado de **A**, a partir do qual **D** pode ser deduzido Ismail & Pfeifer (1994).

O outro método proposto por Neimark (1990) é baseado na termodinâmica e na teoria fractal. A região de atuação do método está na região polimolecular que se inicia no começo da condensação por capilaridade. Sendo, portanto, um método que determina bem a região dos mesoporos. A equação que rege o método NK é a seguinte:

$$\log \left[S_{lg} \left(\frac{P}{P_0} \right) \right] = C - (D - 2) \log \left[a_c \left(\frac{P}{P_0} \right) \right] \quad (2.58)$$

Em que $S_{lg}(P/P_0)$ é a área obtida pelo equilíbrio da interface da fase condensada nitrogênio–vapor, C uma constante e a_c raio médio de curvatura da interface adsorbato-vapor dado pela equação de Kelvin:

$$a_c = r_k = \frac{2 \vartheta V_m}{RT \ln \left(\frac{P_0}{P} \right)} \quad (2.59)$$

Sendo que S_{lg} é proveniente da equação de Kiselev:

$$S_{lg} \left(\frac{P}{P_0} \right) = \frac{RT}{\vartheta} \int_{n \left(\frac{P}{P_0} \right)}^{n_{max}} \ln \left(\frac{P_0}{P} \right) dn \quad (2.60)$$

O significado para n e n_{max} é a quantidade de gás adsorvido a certa pressão relativa (P/P_0) e na pressão de saturação, respectivamente. Em outras palavras, a área acumulativa S_{lg} torna-se equivalente à área mensurável do adsorbente assumindo o critério do tamanho da área ser proporcional ao raio médio a_c , a uma dada pressão relativa (P/P_0). Assim, o gráfico de $\log[S_{lg}]$ versus $\log [a_c]$ apresenta também uma linha reta na região de multicamadas da isoterma onde pode-se determinar a dimensão fractal D (Neimark & Unger, 1993)

2.5.6- CURVA CARACTERÍSTICA PELA CENTRÍFUGAÇÃO

A porosidade interagregado em laboratório pode ser obtida por métodos como papel filtro, câmara de pressão de Richards, centrífuga, porosimetria por intrusão de mercúrio, entre outras já comentadas anteriormente. Como nesta tese usou-se o método da centrífuga será feita uma breve abordagem.

Os primeiros trabalhos utilizando campo gravitacional de 10^3 por meio da centrífuga para determinar a água potencial contida em uma amostra de solo são de Briggs & Mclane (1910) e Thomas & Harris (1925). Russel & Richards (1938), fazem um avanço no método ao apresentar um tratamento matemático para teoria da centrífuga visando calcular o potencial de água medido por volume de água contida para amostras de solo. Mas Richards & Fireman (1943) desenvolveram a técnica da câmara de pressão com membrana semipermeável; esse sistema suportava altas pressões. Após este invento, a técnica da centrífuga ficou subutilizada possivelmente devido a dificuldades para atingir altas rotações, o suficiente para atingir o ponto de murcha (Reatto *et al.*, 2008). O trabalho desenvolvido por Odém (1975) marca o ressurgimento da técnica da centrífuga com a proposição de formalismo matemático em um método integral para determinação da curva característica pela centrífuga. Tal método foi

testado experimentalmente, comparado com a câmara de Richards, obtendo-se resultados satisfatórios.

Desde então, a centrífuga tem sido bastante utilizada na ciência dos solos para entendimento do comportamento hidromecânico no meio não saturado e do efeito da sucção na capacidade de carga de fundações superficiais (Vianna, 2005), além do uso da centrífuga para determinação do fluxo de contaminantes pelo solo (Arulanandan *et al.*, 1988).

O método da centrífuga tem a vantagem de obter um rápido equilíbrio da sucção e volume de água contida no solo (normalmente menos de 6 horas). A principal desvantagem comentada do método é a consolidação do corpo de prova indeformado em função das tensões aplicadas a cada rotação sendo mais evidente a altas rotações (Freitas Junior & Silva, 1984; Cardoso, 2002). A relação entre a tensão média \bar{h} (kPa) e a velocidade angular ω (rpm) pode ser dada pela seguinte equação:

$$\bar{h} = \frac{\Phi \omega^2}{6 g} [L - 3r_e] \quad (2.61)$$

Sendo que g é a aceleração da gravidade (981 cm.s^{-2}) e Φ é a constante de valor igual a $0,09807 \text{ (kPa.cm}^{-1}\text{)}$, r_e como o raio interno que vai do eixo da centrífuga até o comprimento do corpo de prova L .

Silva & Azevedo (2002), avaliando o período de centrifugação em amostras de solos, sugere um tempo superior a 80 minutos para cada equilíbrio de potencial de água, correspondendo a uma dada força de centrifugação; ainda comentam que o período de centrifugação afeta principalmente as tensões mais elevadas. Silva *et al.* (2006) definem para o método da centrífuga a melhor combinação de pontos de tensão que descrevem a curva característica dos solos do Cerrado, como sendo: 1, 3, 6, 10, 35, 84, 611 e 1515 kPa.

Reatto *et al.* (2008) comparam o método de Richards com a técnica da centrífuga e obtém resultados satisfatórios ajustados ao modelo de Van Genuchten (1980), considerando o método da centrífuga como apropriado para determinação da curva característica em solos, utilizando um período de 120 minutos para cada equilíbrio.

2.6- ASPECTOS DO COMPORTAMENTO MECÂNICO DE SOLOS TROPICAIS COESIVOS

Pinto (2000) comenta que a resistência ao cisalhamento dos solos é essencialmente devido ao atrito entre partículas resistindo ao deslizamento entre partículas ou rearranjo e esmagamento. Para Michell & Soga (2005) essa seria a coesão real do solo. No entanto, a atração química das fracas forças de Van der Waals e interações promovidas pelos agentes cimentantes do solo constituído pelos óxidos e hidróxidos de Fe e Al podem provocar uma resistência independente da tensão normal atuante no plano, como se houvesse uma cola interligando as partículas, mantendo-as aglomeradas.

Tal parcela de coesão originada pelas interações químicas nas partículas do solo é chamada de coesão por cimentação. Em solos sedimentares essa parcela de coesão é considerada pequena, mas em solos pedologicamente evoluídos, ou seja, altamente intemperizados, tem uma contribuição significativa. Pinto (2000) também salienta que não se pode confundir com o fenômeno físico de coesão proveniente do intercepto do eixo cisalhante de acordo com o critério de Mohr-Coulomb. Apesar de ter o nome de coesão, indica simplesmente o coeficiente linear de uma equação válida para uma faixa de tensões, a qual independe da tensão normal.

A parcela de coesão por cimentação envolve ligações químicas entre partículas pela cimentação por carbonatos, sílica, alumina, óxido de ferro e compostos orgânicos. Os materiais cimentícios são gerados pelos processos de dissolução ou precipitação. A resistência coesiva pode atingir unidades da ordem de centenas de kPa (Mitchell & Soga, 2005). A Figura 2.21 apresenta o efeito da cimentação na coesão.

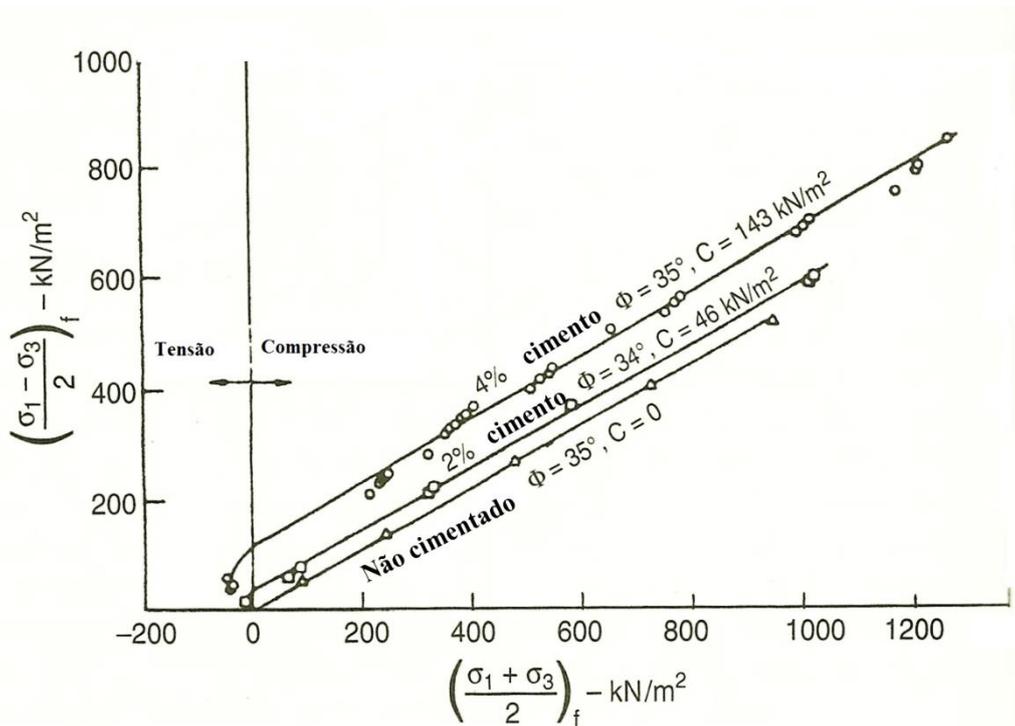


Figura 2.21 – Gráfico de ruptura de areia cimentada e não cimentada (Adaptado, Mitchell & Soga, 2005).

As interações interpartículas, que geram certa coesão no solo, podem ocorrer também por forças atrativas eletrostáticas nas bordas ou nas pontas das partículas finas ($< 1\mu\text{m}$) quando secas. A resistência a tração para separar partículas que estão a uma distância menor que 2,5 nm é maior que 7 kN/m^2 (Mitchell & Soga, 2005). A outra forma de contato entre partículas são por forças eletromagnéticas por dipolo induzido ou pontes de hidrogênio (Forças de Van der Waals), sendo consideradas forças de curto alcance, menor que 0,3 nm. Essa interação da partícula pode ocorrer pelas pontes de hidrogênio da água adsorvida nos minerais e íons em solução gerando certa interação entre partículas (Mitchell & Soga, 2005).

A coesão aparente é uma parcela de resistência ao cisalhamento de solos úmidos, não saturados, resultante do efeito de capilaridade da solução do solo. O efeito do menisco capilar, em pressões negativas, atraem as partículas do solo. Quando o solo encontra-se na situação saturada, poropressão positiva, não há forças capilares, pois θ assume 90° , dessa forma a parcela de coesão aparente desaparece e daí a origem do termo aparente (Pinto, 2000). Segundo Mitchell & Soga (2005), esta não é a coesão real, mas simplesmente uma força de atrito gerada por uma tensão efetiva positiva proveniente de uma poropressão negativa da água. Entretanto, algumas interações cimentícias promovidas por sais, como exemplo carbonatos, podem ter também efeito coesivo aparente pela dissolução em água.

O processo cíclico de secagem e molhagem por longos períodos pode alterar a estrutura de solos coesivos, dando impressão de solos que foram pré-consolidado sob grande tensão de confinamento, com posterior retirada da carga por erosão expondo novamente a superfície a tensões inferiores às sofridas no passado. Contudo, os esforços compressivos da secagem pelo efeito de capilaridade provoca certa redução dos poros, ou seja, consolidação. A esse processo de consolidação denominam-se os solos como pré-adensados. Tal pré-consolidação tem sido diagnosticados em solos dos Estados Unidos, onde parecem ter sofrido sobrecargas da ordem de 200 a 800 kPa, porém valores superiores tem sido observados no Egito, na região do vale do Nilo, com cerca de 900 kPa (Bowles, 1984 *in* Fiori & Luigi, 2009).

Entretanto, pesquisa realizada em laboratório com solos tropicais usando corpos de prova de amostras deformadas e indeformadas submetidas a 10 ciclos de secagem e molhagem com saturação por capilaridade e secagem ao ar por 7 dias, não apresentou modificação morfológica da estrutura expressiva para amostras indeformadas. Porém para as amostras deformadas pelo processo de moagem houve rearranjo e acomodação das partículas com agregados maiores e microagregados que diferiram da microestrutura original (Viana *et al.*, 2004).

Cardoso (1995) estudando a micromorfologia por meio de microscopia ótica e eletrônica de varredura (MEV) de solos tropicais colapsíveis, concluiu que a porosidade dos solos está associada à agregação de partículas, as quais se conectam por meio de pontes de argila. O autor conclui também que o potencial de colapso dos solos está associado a uma inexpressiva ação cimentante dos oxi-hidróxidos de Fe e a bioturbação de alguns solos que podem formar importantes vazios que influenciam na colapsibilidade. Essas constatações micromorfológicas foram realizadas em diferentes estágios do ensaio oedométrico. Ainda propõe uma evolução mecânica dos agregados e pontes de argila de solos naturais sobre o processo de colapso. A evolução proposta por Cardoso (1995) ocorre pela estrutura intacta dos agregados e pontes de argila com posterior carregamento, superior à tensão de pré-adensamento, gerando quebra parcial dos agregados no contato das pontes de argila, finalizando com dispersão parcial das argilas por inundação.

Farias *et al.* (2002 e 2003) demonstram a colapsibilidade de Latossolo Vermelho argiloso típico do centro-oeste brasileiro utilizando amostras indeformadas e remoldadas no ensaio oedométrico, na situação simplesmente inundada com água e com tratamento químico utilizando extração seletiva dos oxi-hidróxidos de Fe e Al (Figura 2.22 e Figura 2.23).

Salienta-se que extração utilizada não modificou os picos dos argilominerais dos difratogramas antes e após o tratamento, sendo apenas retirado das amostras os elementos associados à substituição isomórfica do Fe nos oxi-hidróxidos cristalinos ou constituintes das fases de oxi-hidróxidos de Fe paracristalinos, amorfos e elementos adsorvidos na superfície dos minerais.

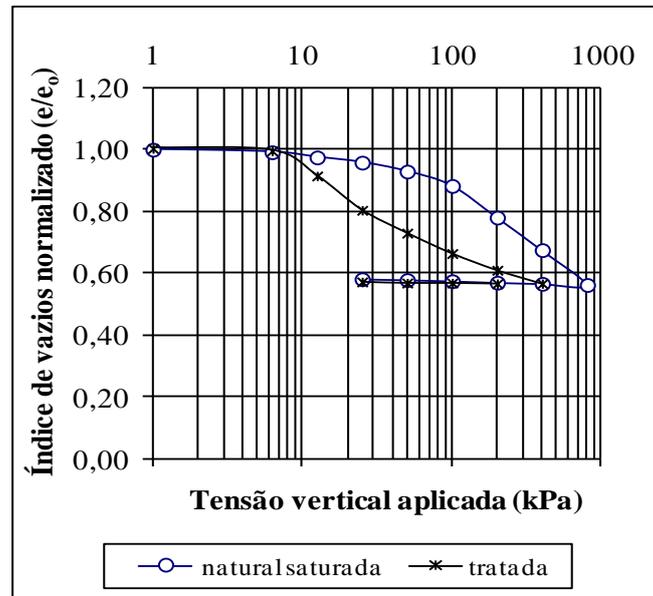


Figura 2.22 – Curvas de adensamento de amostras indeformadas natural e tratada na situação inundada (Farias *et al.*, 2003).

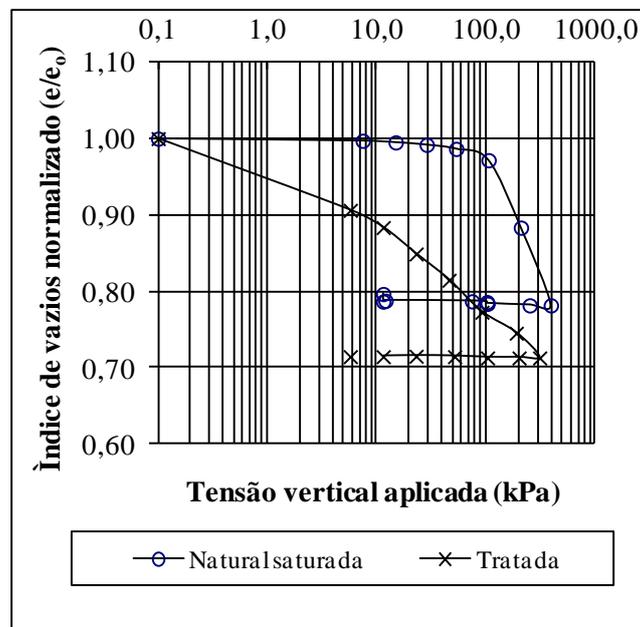


Figura 2.23 – Curvas de adensamento das amostras remoldadas natural e tratada na situação inundada (Farias *et al.*, 2003).

Farias *et al.* (2003) conclui que nos solos tropicais tipicamente colapsíveis a tensão de pré-adensamento não é regida simplesmente pelo histórico de tensões, mas pela agregação de partícula que forma uma matriz extremamente porosa. Os agregados são ligados por contatos de ponte de argila, que estão associadas aos oxi-hidróxidos de Fe e Al, que são partículas extremamente finas sobre a superfície dos minerais favorecendo a carga elétrica das superfícies minerais e, conseqüentemente, responsável por certa resistência aos solos.

O efeito cimentante do solo manifesta-se em três tipos de comportamento em ensaios de compressão triaxial (Pinto, 2000):

- A. Quando a tensão confinante é bastante baixa perante a tensão de pré-consolidação, a tensão desviadora máxima é atingida com pequena deformação (quando a cimentação é destruída), após a tensão desviadora estabilizar-se num nível mais baixo (quando a resistência passa a ser devida ao atrito entre as partículas).
- B. Para uma tensão confinante mais alta, mas ainda abaixo da tensão de pré-adensamento, a curva tensão-deformação apresenta uma mudança de comportamento quando a cimentação é destruída, havendo uma tensão desviadora maior devido ao atrito entre os grãos que passa a ser mobilizado.
- C. Para tensões confinantes acima da tensão pré-adensamento, o comportamento do material é típico de solos não cimentados, pois o próprio confinamento destruiu a cimentação.

Rocha *et al.* (2002) ao avaliar a relação existente entre a tensão cisalhante utilizando a prensa de cisalhamento direto e grau de intemperismo K_i e K_r em cinco solos, para classe dos Latossolos encontraram uma diminuição da resistência cisalhante com a redução dos índices intempéricos na seguinte sequência: Latossolo Vermelho Amarelo distrófico > Latossolo Vermelho distrófico > Latossolo Vermelho distroférico. Dessa relação, às equações encontradas foram quadráticas côncavas com R^2 acima de 0,9.

2.6.1- PENETRÔMETRO PANDA

Penetrômetros ou penetrógrafos são instrumentos que medem a resistência à penetração de um cone padrão posicionado na extremidade de uma haste de metal em unidades de pressão, quando introduzidos no interior do solo (Neto *et al.*, 2007). De acordo com Gill & Vanderberg (1967), os primeiros penetrômetros datam de 1948, os quais eram constituídos por haste graduada de 91,4 cm de comprimento e diâmetro de 0,95 cm tendo em uma de suas extremidades, um cone circular com ângulo de 30° e área de base de 1,61 cm², sendo que a

mensuração da energia para cravar o cone no solo era realizada por uma mola calibrada, cuja deformação aciona um ponteiro no visor, indicando a força por unidade de área com leitura determinada a cada instante, observando a profundidade do cone na graduação da haste. O penetrômetro evoluiu ao longo do tempo acoplando-se tecnologias para automação do sistema.

O tipo de penetração da haste no solo pode ser dividido em dois grupos. O primeiro grupo é dos equipamentos estáticos, devido à penetração realizar-se com velocidade constante utilizando-se, em geral, de sistemas hidráulicos ou elétrico-eletrônico. O segundo grupo de instrumentos designados como dinâmicos ou penetrômetros de impacto, pois a energia transmitida, ao conjunto haste e cone, necessária à penetração é obtida pelo impacto a um suporte ligado à extremidade superior da haste a partir de uma massa em queda livre.

Tendo em vista os penetrômetros dinâmicos portáteis evidencia-se o PANDA (*Pénétre-mètre Autonome Numérique Dynamique Assisté par Ordinateur*) da marca Sol Solution. Esse equipamento tem aplicabilidade em investigações de solos e para controle de compactação. Silva (2007), avaliando a infiltração de trincheiras, demonstra que a resistência na condição não saturada apresenta-se maior do que na condição saturada, atribuindo essa diminuição à sucção do solo e perda da resistência das ligações cimentícias. Batista (2007) pesquisou as características de deformabilidade de um pavimento no Distrito Federal e verificou que os módulos de deformabilidade obtidos a partir de correlações com os resultados de resistência à penetração determinada pelo PANDA apresentou resultados baixos. Comparando com o equipamento GeoGauge, os módulos correlacionados com os perfis de resistência à penetração gerados pelo equipamento PANDA podem ser associados ao trecho inicial do diagrama tensão-deformação.

Guedes (2008) realizou estudo da viabilidade técnica do cone de penetração dinâmica (CPD), do cone de penetração estática (CPE) e do PANDA em pavimentos, concluiu que o penetrômetro PANDA foi o que apresentou resultados de resistência à penetração mais precisos por ser um equipamento moderno e eletrônico e, também, por apresentar uma capacidade de penetração de até 6 m, sendo maior do que a do CPD e do CPE, obtendo dessa maneira maiores informações de resistência dos materiais constituintes do subleito em sua profundidade.

O PANDA é constituído por um martelo de 2 kg, hastes de penetração de comprimento com 50 cm e diâmetro de 14 mm com peça guia para as hastes e ponta cônica de 2, 4 ou 10 cm².

Sendo que, as pontas de 4 e 10 cm² são adequadas para solo reduzindo consideravelmente o atrito lateral. A ponta de 2 cm² é mais adequada para material compactado em estudos de pavimentos. As medidas de profundidade da penetração de ponta são controladas por correia, já a penetração e a velocidade de impacto são mensuradas por sensores. Esse sistema é interligado a uma central de aquisição ou armazenamento de dados (Figura 2.24). Os resultados são obtidos via interface do programa desenvolvido especificamente para o equipamento.

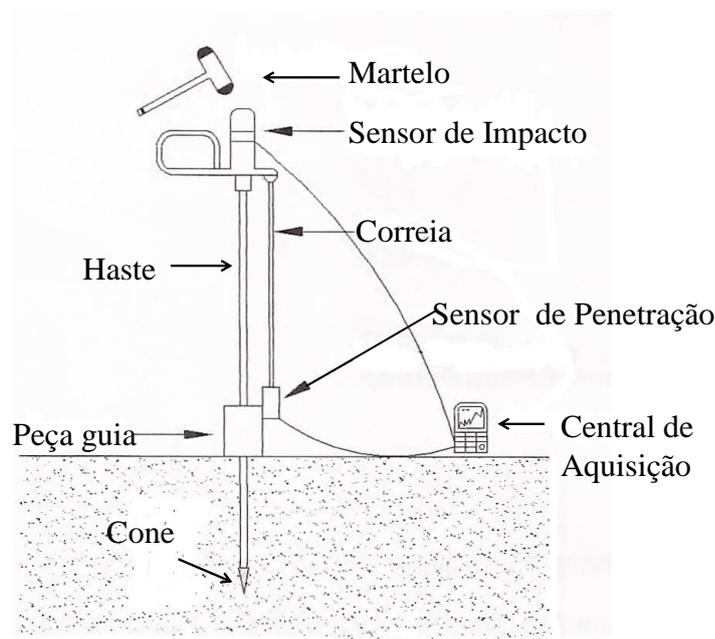


Figura 2.24 – Esquema do PANDA.

A resistência dinâmica de ponta é baseada na fórmula Holandesa modificada, pois como a energia é variável utiliza-se a energia cinética em contraste à energia potencial. As principais limitações da técnica de cravação PANDA são as seguintes (Bacconnet *et al.*, 2007; Camapum de Carvalho, 2006; Guedes, 2008):

- A máxima resistência de ponta suportada pelo PANDA está na faixa de 20 e 25 MPa;
- Atrito lateral que pode ser minimizado com a adoção de um diâmetro maior de ponta em relação às hastes ou girar o conjunto das hastes durante o ensaio;
- Efeito da sobre-pressão nos poros na condição saturada, submetido à determinada velocidade;
- Controlar a penetração da haste entre 2 e 20 mm por golpe para evitar o repique elástico devido à pressão neutra nos poros;

- Deformação das hastes durante a realização do ensaio causa perda de energia e aumento do atrito lateral;
- A interrupção demorada durante o processo de penetração pode favorecer o atrito lateral em solos coesivos, pela tendência de redução do diâmetro do furo.

Penetrômetros de cone foram utilizados para identificar regiões pré-adensadas ou camadas compactadas (Henderson, 1989) ou para previsão de algumas propriedades dos solos (Ayers & Bowen, 1987). Upadhyaya (1982) propõe uma equação da resistência à penetração (RP) influenciada pela umidade e densidade conforme segue:

$$RP = v \left(\frac{\rho}{\rho_s} \right)^n \exp(-b\theta) \quad (2.62)$$

Sendo que ρ_s (g.cm^{-3}) é a massa específica dos grãos, e ρ igual à massa específica aparente seca e os parâmetros v , n e b são gerados por ajustes determinados pela minimização do erro quadrático médio por meio da ferramenta *Solver* do programa *Excel*. Essa equação foi testada em perfis de solos tropicais obtendo interpolações satisfatórias (Patrizzi *et al.*, 2003).

3- MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais estudados foram duas topossequências que ocorrem sobre as rochas do Grupo Paranoá, de idade do Mesoproterozóica. As sequências estudadas foram escolhidas em função de três requisitos básicos: o primeiro foi a escolha de uma topossequência como referência sem a ação antrópica e outra com contribuição antrópica em função do uso agrícola; o segundo requisito para escolha foi a pedologia por conter uma evolução típica de solos do Cerrado brasileiro: no topo Latossolo Vermelho, seguido por Latossolo Vermelho Amarelo e Gleissolo; o terceiro requisito foi à distância do topo até a base (em torno de 3,5 km) com diferença topográfica em torno de 100 m.

Diante destas considerações foi escolhida uma topossequência com ação antrópica situada na vertente do córrego Quinze que faz parte da bacia do alto São Bartolomeu entre as coordenadas (projeções UTM) 222000 a 224000 e 8261000 a 8265000 (Figura 3.1), situada no Núcleo Rural Santos Dumont II. A outra sem ação antrópica situada na Estação Ecológica de Águas Emendadas na vertente leste do córrego Vereda Grande entre as coordenadas (projeções UTM) 220000 a 224000 e 8276000 a 828000, designada apenas como Águas Emendadas (Figura 3.2). Ambas topossequências estão sinalizadas nas figuras por um transecto, em preto, delimitando o topo e a base.

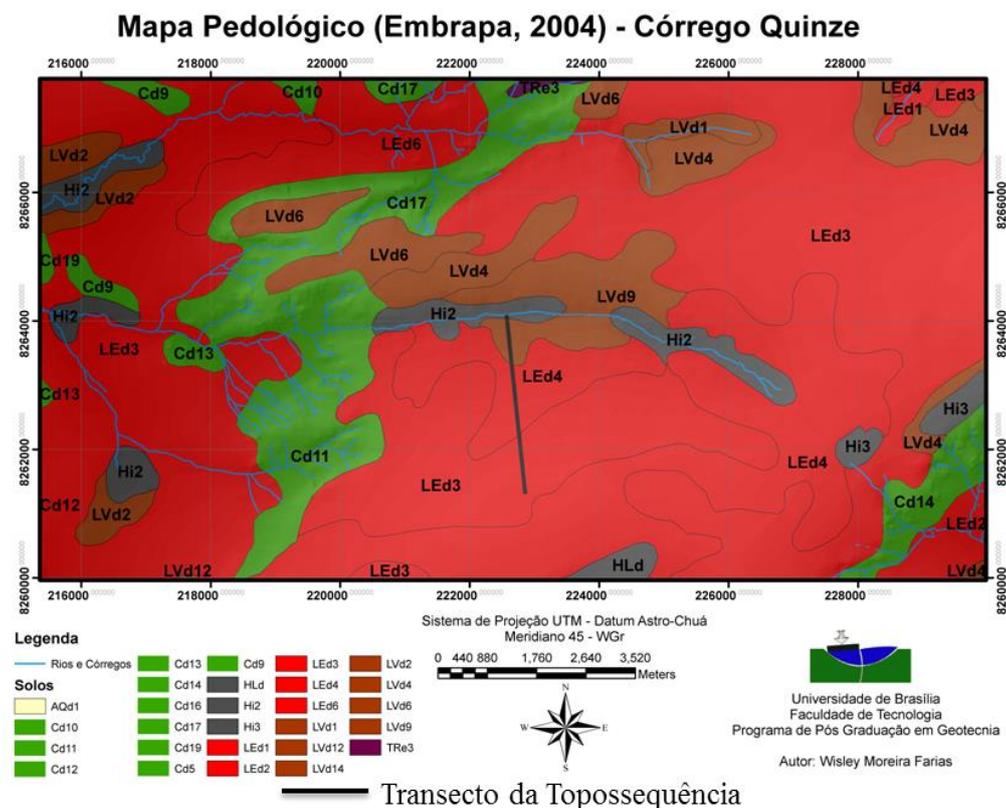
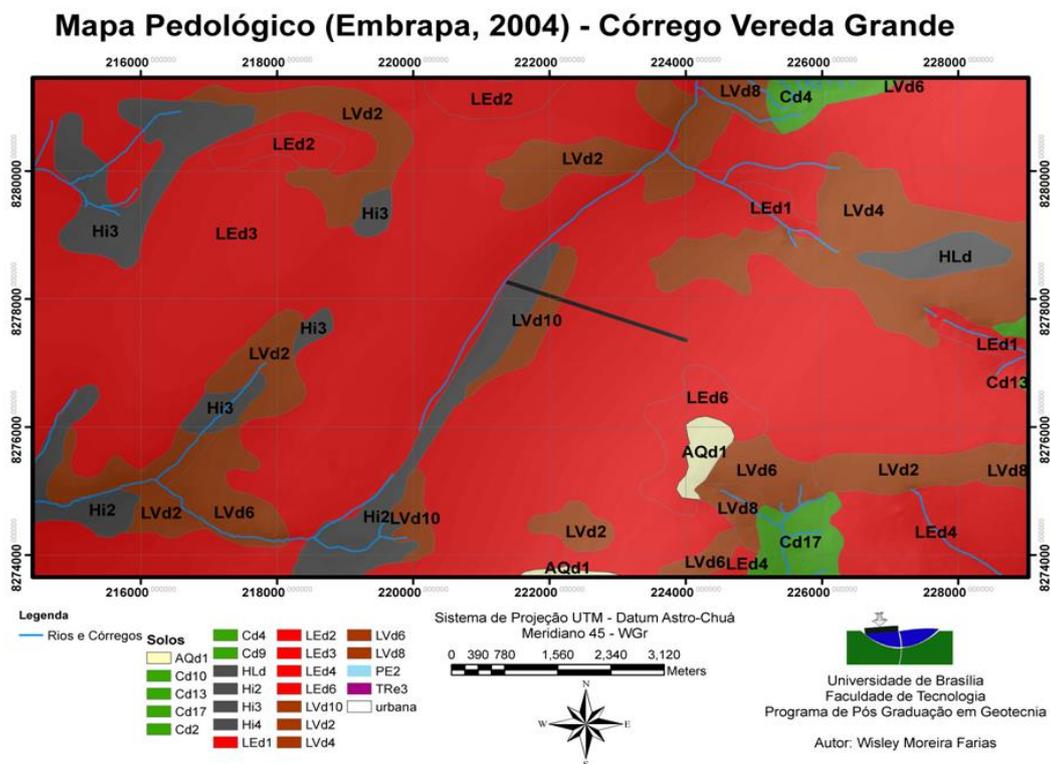


Figura 3.1 – Mapa de solos da topossequência da vertente do córrego Quinze.

No mapa de solos da topossequência do córrego Quinze, na base encontra-se a classe Hi2 que são solos hidromórficos com relevo suave a plano. Esse tipo de solo está relacionado a condições de alagamento com predomínio de um ambiente redutor com mobilização de Fe, com coloração cinza a cinza-azulada, denominada de glei com horizonte diagnóstico A húmico rico em carbono orgânico; ausência do horizonte B diagnóstico e com presença do horizonte C estratificado. O Latossolo Vermelho-Amarelo (LVd9) está na encosta suavizada condicionado ao regime hidrico de ciclos de seca e umedecimento, favorecendo a formação de goethita que gera nódulos de petroplintita. Esses solos quimicamente são geralmente ácidos e álicos (concentrado em alumínio) e distróficos com menos 50% de saturação de bases. As classes LEd3 e LEd4 são Latossolos Vermelhos álicos e distróficos a moderado com textura argilosa e encontram-se no topo da chapada e nas bordas.

Na topossequência de Águas Emendadas há formação de solo hidromórfico na base Hi2, próximo ao córrego Vereda Grande, seguido por LVd10, sendo um Latossolo Vermelho-Amarelo álico e distrótico com textura média e Latossolo Vermelho (LEd3) do topo da chapada para meia encosta, relevo ondulado suavizado.



— Transecto da Topossequência

Figura 3.2 – Mapa de solos da topossequência da vertente do córrego Vereda Grande (Estação Ecológica de Águas Emendadas).

A geologia da topossequência da Estação Ecológica de Águas Emendadas é formada por rochas do grupo Paranoá, composta por metarritmito argiloso na base na região do córrego Vereda Grande, representadas por intercalações regulares de material arenoso fino e material argilo-siltoso (unidade R₄). Na região intermediária entre a base e topo é composta pela unidade Q₃ constituída por quartzitos brancos e ocres, silicificados, maciços, fraturados, com granulação fina a média. No topo ocorre a unidade R₃ (metarritmito arenoso) composta por intercalações de camadas de rochas arenosas e materiais argilosos, porém com maior influência dos quartzidos. Para a topossequência do córrego Quinze, que também encontra-se no domínio do grupo Paranoá, a unidade predominante é o metarritmito arenoso (Freitas-Silva & Campos, 1999).

3.1- AMOSTRAGEM

As coletas de amostras para as áreas de estudos ocorreram em duas fases distintas: uma foi de amostras deformadas com sondagens a trado manual, nas profundidades sistemáticas de 0 a 0,2 m e de 0,6 a 1 m, para definir os pontos de coleta de amostra indeformadas. Após realizada a caracterização básica, limites de consistência e química total, foram definidos os horizontes para amostras indeformadas para estudos laboratoriais específicos como triaxial, curva característica, densidade aparente, permeabilidade e detalhamento dos horizontes pedológicos por meio de trincheiras que foram realizadas com as dimensões de 2 m x 1,5 m x 2 m (Figura 3.3).



Figura 3.3 – Forma das trincheiras no campo.

As amostras retiradas na Estação Ecológica de Águas Emendadas foram designadas de AM e as amostras retiradas na topossequência do córrego Quinze foram designadas de RQ. Salienta-se que a amostra AM 10 está no topo, e a nomenclatura das trincheiras vai decrescendo para base até a amostra designada como AM 3, enquanto que a amostra RQ 1 está no topo, e vai crescendo a nomenclatura para base até RQ 11. Na Figura 3.4 é apresentado um esboço do perfil das duas topossequências, indicando a disposição dos pontos, o tipo de solo (observações de campo), comprimento de rampa e altitude obtidos a partir do *Google Earth*.

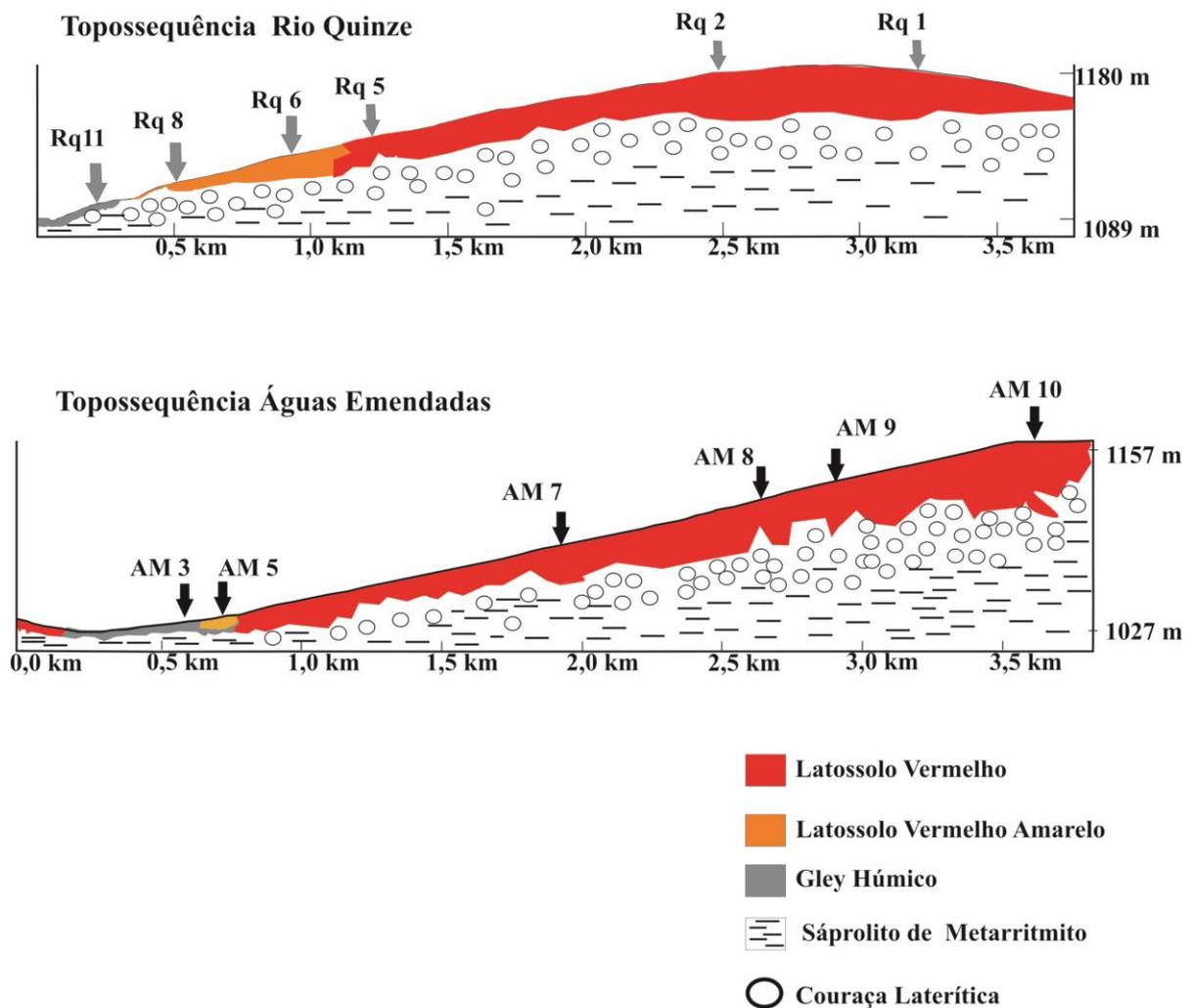


Figura 3.4 – Esboço das topossequências.

As amostras que foram coletadas nas trincheiras foram: AM 3, AM 5, AM 8, AM 7, AM 9 e AM 10 em Águas Emendadas, e as retiradas no córrego Quinze foram as amostras RQ 2, RQ5, RQ 6, RQ 7, RQ 8 e RQ 11. Os pontos obtidos na campanha de amostras retiradas à trado holandês foram georreferenciadas em coordenadas no sistema de projeção UTM (Tabela A1, Anexo A).

3.2- ANÁLISES QUÍMICAS

Este subitem apresenta os métodos da caracterização química, que envolvem os experimentos de pH, CTC, química total, determinação da matéria orgânica e ataque sulfúrico.

3.2.1- DETERMINAÇÃO DO pH EM H₂O E KCl

O potencial hidrogeniônico (pH) dos solos é de grande importância neste estudo, pois este é um fator que influencia fortemente a agregação das partículas e, conseqüentemente, a distribuição estrutural entre os vazios e os sólidos do solo.

O método utilizado foi o potenciométrico, cuja determinação do pH é quantitativa e mede somente a concentração efetiva ou ativa do hidrogênio. O aparelho empregado denomina-se potenciômetro (pH-metro); com um eletrodo de vidro combinado (junção dupla) com eletrodo de referência de Ag / AgCl. O princípio do aparelho é baseado na concentração dos íons de hidrogênio na solução do solo, com a qual o eletrodo está em contato, criando um potencial através da membrana de vidro. Este potencial é medido e comparado com o eletrodo de referência e o aparelho indica a concentração de hidrogênio na solução do solo, em valores de pH.

O pH foi determinado a partir de dois líquidos extratores, água destilada e KCl 1 mol.L⁻¹, do seguinte modo:

- Em um copo plástico de 50 ml, foram colocados 10 ml de solo e 25 ml de água destilada ou 25 ml de KCl 1 mol.L⁻¹;
- Em seguida, agitou-se com um bastão ou colocou-se em agitador por 5 min;
- Após a agitação a amostra permaneceu em repouso por 1 h, procedendo-se após as leituras em pH-metro, nunca excedendo o prazo de 3 h.

Estas análises foram realizadas no Laboratório de Química de Solos da EMBRAPA/Cerrados.

3.2.2- DETERMINAÇÃO DE MATÉRIA ORGÂNICA

A determinação da matéria orgânica realizou-se previamente com sua extração via úmida pela oxidação com dicromato de potássio em meio sulfúrico, empregando como fonte de energia o calor desprendido do ácido sulfúrico e/ou aquecimento. O excesso de dicromato, após a oxidação foi titulado com solução padrão de sulfato ferroso amoniacal (sal de Mohr). Estas

análises foram realizadas no Laboratório de Química de Solos da EMBRAPA/Cerrados, de acordo com rotinas laboratoriais desta instituição.

3.2.3- CAPACIDADE DE TROCA CATIÔNICA (CTC)

A CTC do solo é definida como sendo a soma total dos cátions que o solo pode reter na superfície coloidal. Estes cátions adsorvidos podem ser removidos por soluções salinas de amônio, cálcio, bário e soluções de ácidos diluídas e, posteriormente, determinados por métodos volumétricos, de emissão ou absorção atômica.

Muitos métodos têm sido propostos para a determinação da CTC do solo, entretanto o mais utilizado parte do princípio da soma simples de bases trocáveis e a acidez titulável. Para esta pesquisa aplicou-se esta técnica, realizada no Laboratório de Química de Solos da EMBRAPA/Cerrados, onde a metodologia usada é simplificada e apresentada nos itens 3.2.4 e 3.2.5.

3.2.4- DETERMINAÇÃO DAS BASES TROCÁVEIS

Inicialmente utilizaram-se duas técnicas de extração para a posterior determinação das bases trocáveis.

3.2.4.1- MÉTODO DO KCL 1 MOL L⁻¹

- Pesou-se 7,5 g de solo, colocou-se em erlenmeyer de 250 ml e adicionou-se 150 ml de solução de KCl 1 mol.L⁻¹.
- Fechou-se com rolha de borracha e agitou-se com movimentos circulares, evitando-se molhar a rolha; repetiu-se essa operação várias vezes ao dia.
- Depois da última agitação, foi desfeito o montículo que se forma na parte central do fundo do erlenmeyer e deixou-se em repouso durante uma noite.
- Pipetou-se para um erlenmeyer de 200 ml duas alíquotas de 50 ml da parte sobrenadante da solução, para determinação do cálcio + magnésio trocáveis.

3.2.4.2- MÉTODO DO HCL 0,05 MOL L⁻¹

- Pesou-se 10 g de solo, colocou-se em erlenmeyer de 200 ml e adicionou-se 100 ml da solução de ácido clorídrico 0,05 mol.l⁻¹.
- Fechou-se com rolha de borracha e agitou-se com movimentos circulares, evitando-se molhar a rolha; repetiu-se esta operação várias vezes ao dia.

- Depois da última agitação, desfez-se o montículo que se forma na parte central do fundo do erlenmeyer e deixou-se em repouso durante uma noite.
- Filtrou-se e, no filtrado, determinou-se o sódio e o potássio em Fotômetro de Chama, diretamente ou em alíquotas diluídas conforme os teores da Na^+ e K^+ existentes na amostra.

3.2.5- DETERMINAÇÃO DE Ca^{2+} E Mg^{2+} TROCÁVEIS

A determinação destes íons trocáveis tem como princípio a extração com solução KCl 1 mol.L⁻¹ e a determinação complexiométrica em presença do indicador negro de eriocromo. O procedimento consiste em:

- Em uma das alíquotas de 50 ml obtidas na extração com KCL 1 mol.l⁻¹, adicionou-se 3 gotas de azul de bromotimol (pH 6,0 - 7,6) e titulou-se com solução de NaOH 0,010 mol.l⁻¹, até a coloração verde-azulada persistente;
- Adicionou-se 1 gota de água de bromo para eliminar o azul de bromotimol;
- Adicionou-se 3 ml do coquetel tampão e 4 gotas do indicador negro de eriocromo e titulou-se, imediatamente, com solução de EDTA 0,01 mol.l⁻¹, até viragem da cor vermelho-arroxeadada para azul puro ou esverdeada (com esta titulação são determinados conjuntamente (Ca^{2+} e Mg^{2+});
- Anotou-se o volume de EDTA gasto, onde:

$$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} \text{ (cmol}_c\text{/kg)} = \text{ml EDTA} \quad (3.1)$$

Observação: Os reagentes mais complexos desta determinação foram obtidos da seguinte maneira:

- a) Azul de bromotimol (pH 6,0 - 7,6) – Pesou-se 100 mg do indicador, colocou-se em um almofariz (gral), e juntou-se 1,6 ml de NaOH 0,1 mol.l⁻¹, triturou bem até que o todo ficasse verde, e transferiu para balão de 100 ml e completou-se o volume com água destilada.
- b) Coquetel tampão: solução tampão pH 10 – dissolveu-se 67,5 g de NH_4Cl em 200 ml de água e colocou-se em balão aferido de 1 litro. Adicionou-se 600 ml de NH_4OH concentrado, 0,616 g de $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ e 0,930 g de EDTA, sal dissódico. Agitou-se bem até dissolver e completar o volume. Verificou-se a “neutralidade” da solução em relação ao EDTA e ao magnésio, colocando-se 50 ml de água em erlenmeyer de 125 ml, 3 ml da solução tampão e 4 gotas de negro de eriocromo; a cor avermelhada deverá virar para azul puro pela adição de uma gota do EDTA 0,01 mol.l⁻¹. Misturou-se 300 ml da solução

tampão pH 10 com 300 ml de trietanolamina e 50 ml de cianeto de potássio a 10%, agitou-se e guardou em frasco próprio.

- c) Solução de EDTA 0,01 mol.l⁻¹ – pesou-se 1,8613 g do EDTA previamente seco em estufa e dissolveu-se em água contida em balão de 1 litro, completando o volume.
- d) Indicador negro de eriocromo - dissolveu-se 100 mg do indicador em 10 ml de álcool metílico (metanol) e 10 ml de trietanolamina.

3.2.6- DETERMINAÇÃO DE POTÁSSIO TROCÁVEL

A determinação do K⁺ trocável ocorre a partir de sua extração com solução diluída de ácido clorídrico e posterior determinação por espectrofotometria de chama. O procedimento pode ser resumido da seguinte forma:

- Passou-se o extrato de solo obtido com HCl 0,05 mol.l⁻¹ no fotômetro de chama, utilizando o filtro próprio do potássio;
- Fez-se a leitura e diluiu-se a solução caso a leitura ultrapasse a do padrão utilizado;
- Para o cálculo da percentagem do K⁺ utilizou-se a seguinte expressão:

$$(\text{cmol}_c/\text{kg}) = L \times \text{diluição} \times f_k \quad (3.2)$$

onde L = Leitura da amostra

Observação: Para a obtenção do fator f_k, preparou-se 4 soluções padrão de K⁺ e Na⁺ contendo 0,1 – 0,2 – 0,3 e 0,4 cmol_c/l, a partir de:

- a) Solução padrão de KCl e NaCl (0,1 cmol_c/l) – pesou-se 0,0746 g de KCl e 0,0585 g de NaCl previamente secos em estufa e dissolveu-se em HCl 0,05 mol.l⁻¹ até completar o volume de 1 litro;
- b) Solução padrão de K⁺ e Na⁺ - pipetaram-se para balões aferidos de 500 ml as seguintes quantidades da solução anterior: 50, 100, 150 e 200 ml. Completou o volume com solução de HCl 0,05 mol.l⁻¹. Em seguida transferiu-se para frascos e anotou-se no rótulo as concentrações de 0,1 – 0,2 – 0,3 e 0,4 cmol_c/l, respectivamente.

Passou-se essas 4 soluções no fotômetro e anotou-se os valores das leituras, sendo recomendável que a leitura do padrão de 0,02 cmol_c/l de K⁺ e Na⁺ represente exatamente a metade da escala do galvanômetro.

Traçou-se o gráfico leitura x concentração e determinando-se o fator f_k.

3.2.7- DETERMINAÇÃO DE SÓDIO TROCÁVEL

A determinação do Na^+ trocável ocorreu a partir da sua extração com solução diluída de ácido clorídrico e posterior determinação com espectrofotometria de chama, conforme o seguinte procedimento:

- Analisou-se o extrato de solo obtido com HCl $0,05 \text{ mol.l}^{-1}$ no fotômetro de chama, utilizando o filtro próprio do sódio;
- Para o cálculo da percentagem do Na^+ usou a seguinte expressão:

$$\text{Na}^+ (\text{cmol}_c/\text{kg}) = L \times \text{diluição} \times f_{\text{Na}} \quad (3.3)$$

onde L = Leitura da amostra

Observação: Para a obtenção do fator f_{Na} , preparar 4 soluções padrão contendo 0,1 – 0,2 – 0,3 e 0,4 cmol_c/l , conforme o item anterior, determinar a curva, ou traçar o gráfico leitura x concentração de Na^+ , para o cálculo do fator f_{Na} .

A solução padrão de sódio foi preparada isoladamente; entretanto, como as determinações dos trocáveis envolvem as duas determinações (Na^+ e K^+), uma só solução tornou-se mais prático.

Soma de cátions trocáveis (valor S):

$$(\text{cmol}_c/\text{kg}) = (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^+ + \text{Na}^+) \quad (3.4)$$

3.2.8- DETERMINAÇÃO DA ACIDEZ TITULÁVEL

A acidez titulável ou trocável é definida pela acidez ($\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$) liberada pela reação com solução não tamponada de KCl . Estas soluções não produzem acidez por dissociação de radicais carboxílicos (H^+), e assim o $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ determinados correspondem às formas trocáveis.

A determinação foi feita titulando-se com NaOH em presença de fenolftaleína como indicador. O método usado para esta dissertação foi o de BaCl_2 $0,1 \text{ mol.l}^{-1}$ descrito a seguir.

3.2.8.1- MÉTODO DO BaCl_2 $0,1 \text{ MOL.L}^{-1}$

- Colocam-se 10 g de solo em erlenmeyer de 250 ml e adicionou 100 ml de BaCl_2 $0,1 \text{ M}$;
- Agitou-se em agitador mecânico por 1 hora e manualmente por 1 minuto, deixando a suspensão em equilíbrio por uma noite;

- Pipetou-se 50 ml do sobrenadante;
- Determinou-se a acidez com NaOH 0,025 N, usando 3 gotas de fenolftaleína 1% como indicador;
- Fez-se a prova em branco e comparou-se com o ponto de viragem do indicador;
- Para o cálculo da acidez titulável utilizou-se a seguinte expressão:

$$H^+ + Al^{3+} \text{ (cmol/kg)} = V \times 0,5 \quad (3.5)$$

onde V = volume de NaOH 0,025 mol.l⁻¹ gasto na titulação.

3.2.9- DETERMINAÇÃO DA CAPACIDADE DE TROCA CATIÔNICA (CTC)

A CTC pode então finalmente ser calculada:

$$CTC \text{ (cmol/kg)} = (S + \text{acidez}) \quad (3.6)$$

onde: $S \text{ (cmol/kg)} = (Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+ + K^+)$

Acidez $\text{(cmol/kg)} = (H^+ + Al^{3+})$

3.2.9.1- ATAQUE SULFÚRICO

O procedimento inicial para o ataque foi a pesagem de 1 g de solo em balança analítica com precisão de 5 casas decimais. Depois de pesado o material foi transferido para um erlenmeyer de 500 mL com borda interna esmerilada. Neste, foi adicionado 20 mL de ácido sulfúrico diluído 1:1. Em seguida, conectou-se o erlenmeyer no sistema composto por chapa aquecedora elétrica e condensador de refluxo ligado a vácuo para evitar evaporação do ácido no processo de extração. Após essa etapa, foi submetido à fervura por 30 minutos. Posteriormente ao esfriamento do erlenmeyer à temperatura ambiente, adicionou-se 50 mL de água deionizada agitando para homogeneizar o extrato. Dessa forma, transferiu-se para balão de 250 mL via filtragem utilizando membrana filtrante quantitativa. Para evitar resíduo no erlenmeyer foi feita a lavagem com jatos de água utilizando frasco lavador; completando, assim, o volume do balão.

Para as determinações dos constituintes em percentagens de óxido foi retirado uma alíquota de 1mL do extrato filtrado do ataque sulfúrico diluída em 9 mL de água deionizada. Finalmente, as determinações em percentagem de óxido de Fe, Al, Ca, Mg, e Ti foram realizadas utilizando a técnica de ICP/AES (Espectrometria de Emissão Atômica com Plasma de Acoplamento Induzido) da marca *Thermo Jarrell ASH* modelo Iris/AP, o qual se encontra

no Laboratório de Química da EMBRAPA Cerrados-DF. Para as determinações foram realizadas duas determinações de cada amostra com tempo de pré-fluxo de 20 segundos.

O programa utilizado para calibração do ICP/AES foi o denominado “maiores”, que converte diretamente para teores de óxido. Dentre as várias linhas que constam neste programa as que apresentaram linhas espectrais melhores para cada elemento foram as seguintes: Al 309.2, Fe 273.9, Ca 317.9, K 769.8, Si 251.6, Ti 323.4. Ainda, para as leituras no equipamento usou-se como padrão interno a solução de Y e Li.

O resíduo do ataque sulfúrico foi recuperado do papel filtro com 15 ml água destilada aproximadamente e transferido para um becker de teflon adicionando 5 mL de NaOH 30% . Depois de ferver até a completa dissolução de todo o quartzo da amostra, deixou-se esfriar e diluiu-se em balão de 50 mL até completar o menisco. As leituras da Si em percentagem de óxido foram realizadas via ICP/EAS, conforme descrito anteriormente, realizando diluições mantendo o limite das curvas de calibração.

3.2.10- DETERMINAÇÃO DA QUÍMICA TOTAL DOS ELEMENTOS MAIORES

A composição química das amostras pulverizadas foi determinada por meio de ataque de 0,05 g de amostra e 1,5 g de hidróxido de sódio como fundente, levados em cadinho de níquel à fusão em 450° C por 40 minutos, e posterior diluição em fator 10000 em 0,2 mol.l⁻¹ HCl. Os resultados foram certificados a partir da análise do padrão BG1 - Basalto, seguindo o mesmo procedimento relativo às amostras.

Os elementos Si, Al, Fe, Ti, Ca, e Mg nas soluções de ataque foram determinados por Espectrometria de Emissão Atômica com Plasma de Acoplamento Induzido (ICP/AES) marca Spectro, modelo Spectroflame FVM03. Os elementos K e Na foram quantificados por Espectrofotometria de Chama em Absorção Atômica (AAS). Estas análises foram realizadas no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da UnB.

A perda ao fogo (PF) foi determinada por Análise Termogravimétrica (ATG), calculada pela diferença entre a perda total de massa, até 1200° C, e a perda devida à umidade, até 150° C. A unidade de medida da PF é em % da massa total.

3.2.11- CARGA SUPERFICIAL

A princípio os solos analisados foram previamente secos ao ar, destorroados e passados na peneira n° 25 com abertura de 710 µm. Para determinações do PCZL utilizou-se o método de equilíbrio proposto por Magalhães (1979). Porém com a diferença de utilizar KCl ao invés de utilizar NH₄Cl. Os valores de pH foram modificados para o meio ácido utilizando HCl 0,1N e KOH 0,1N para o meio básico.

Dessa forma iniciou-se o experimento pesando 5 g de solo transferindo para um frasco de centrífuga de 80 mL, adicionando 10 mL de água deionizada com agitação horizontal por 12 h para obter a hidratação da amostra de solo. Em seguida, adicionou-se 15 mL de KCl 0,03 M e ácido (HCl) e base (KOH) para gerar uma faixa de valores de pH. Depois, completou-se com água para obter um volume final de 30 mL atingindo a concentração de 0,015 M de KCl com posterior agitação por 24 h.

Finalizou-se com a medida de pH de equilíbrio da suspensão final e a centrifugação a 3000 rpm por 30 minutos para retirar o sobrenadante. O sobrenadante foi filtrado em membrana de celulose e acetato Millipore de 0,45 µm. Foram determinados os íons K⁺ e Cl⁻. As determinações do K⁺ foram realizadas por fotômetro de chama. Para as determinações de cloreto, parte foram realizadas via cloridrômetro digital modelo 4425000 e a outra parte utilizando cromatógrafo iônico com detecção condutimétrica. Tais determinações foram realizadas nos laboratórios da Embrapa / Cerrados-Planaltina-DF.

3.2.12- DETERMINAÇÃO DA ÁREA SUPERFICIAL ESPECÍFICA E POROSIDADE INTRA-AGREGADO

A área da superfície específica foi determinada utilizando-se o analisador de superfície específica e poros, baseado na técnica de adsorção de nitrogênio a 77 K, utilizando-se o equipamento da marca *Quantachrome Instruments* modelo Nova 2200e do Laboratório de Geotecnia da Universidade de Brasília-UnB

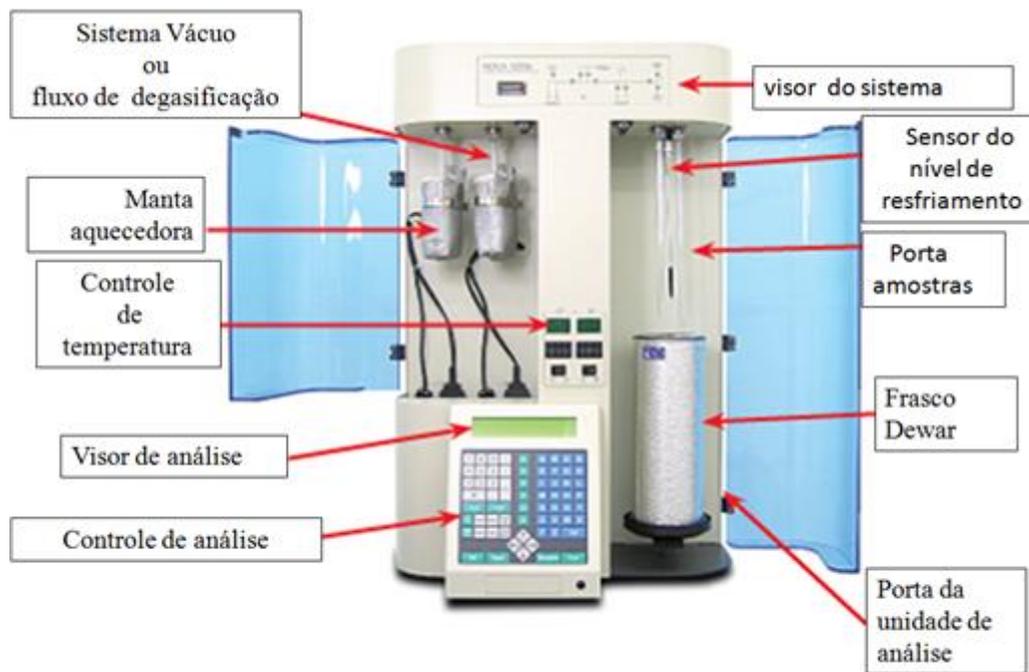


Figura 3.5 – Medidor área superficial específica e porosidade.

Para essa determinação as amostras do horizonte A foram previamente secas em estufa a 60° C para evitar a queima da matéria orgânica, por um período de 3 dias. Já para as amostras do horizonte B a secagem realizou-se por um período de 12 h à temperatura de 105° C. Em seguida, transferiu-se 0,5 g das amostras dos horizontes A e B, previamente pesadas, para o porta-amostra. Em seguida, as amostras foram novamente secas, porém a vácuo, em unidade de preparação de amostras do próprio aparelho por um tempo de 12 h. Entretanto, a secagem ocorreu a uma temperatura de 60 ° para o horizonte A e 105° para o horizonte B, conforme descrito anteriormente.

Os solos são secados no máximo até a temperatura de 105°C para que não haja alteração dos minerais presentes. Os porta-amostras são inseridos em uma unidade de adsorção, imersos em nitrogênio líquido, mantidos em frasco Dewar (isolante térmico), que os resfriam, a temperatura de 77 K até o final da análise. O equipamento é conectado a um computador e com uso do *software* NovaWin é possível determinar a porosidade e superfície específica dos solos. Esse *software* gera automaticamente duas curvas: uma de adsorção e outra de dessorção em função da variação de pressão; com base nessas curvas o próprio *software* faz os cálculos pelo método BET para obtenção da superfície específica. Para determinar a porosidade dos intra-agregados utilizou-se os métodos BJH e SF que modelam considerando a geometria cilíndrica dos poros.

3.3- ANÁLISES MINERALÓGICAS

A análise mineralógica tem por objetivo identificar e quantificar os minerais dos materiais estudados, de forma bastante precisa, com erro insignificante para a realização das correlações com os aspectos físicos e químicos destes solos.

Para isto foi usada a metodologia desenvolvida por Martins (2000), onde se utiliza uma união de várias técnicas instrumentais de identificação e quantificação mineralógica (difratometria de raios-X, Tabela de Munsell, análises térmicas e micromorfológicas), além da análise química total das amostras estudadas.

3.3.1- DIFRATOMETRIA DE RAIOS-X

A difratometria de raios-X (DRX) é a técnica mais empregada na identificação, caracterização e quantificação das fases minerais que compõem os solos. Baseia-se na interação de uma radiação monocromática de raios-X com a amostra em diversos ângulos de incidência. No método do pó, que foi empregado neste trabalho, o resultado dessa interação foi coletado em um detector que o transformou em sinal elétrico amplificado e registrado na forma digital ou analógica, designado de difratograma. Os picos são resultados da difração de raios-X em planos cristalográficos existentes na amostra, relacionando a posição, intensidade e forma. Os minerais apresentam padrões difratométricos específicos, podendo ser diferenciados uns dos outros em função disso.

Utilizou-se um difratômetro da marca Rigaku modelo Geigerflex D/MAX-2A/C, do Laboratório de Difratometria de Raios-X do Instituto de Geociências da UnB, que dispõe de dois goniômetros e filtro em linha, sendo que um deles é controlado por computador. Este equipamento dispõe de programas de tratamentos de dados (procura automática de picos, suavização da curva, correção de *background*, cálculo da largura a meia altura, procura dos possíveis minerais, análise qualitativa). A radiação $\text{CuK}\alpha$ foi a empregada nos estudos.

3.3.2- ANÁLISE TÉRMICA

A análise térmica envolve a observação de uma propriedade física de uma amostra e como essa propriedade física se modifica em resposta à mudança de temperatura (Giese, 1990). Na ATG, as variações de massa em função da variação da temperatura são medidas, em tempo real, por uma termobalança. Os termogramas típicos apresentam as reações como rampas.

O equipamento utilizado nesta pesquisa foi um TGA-50H da Shimatzu, do Laboratório de Física e Mineralogia do Solo da EMBRAPA / Cerrados, onde se dispõe da ATG para análises simultâneas, sendo possível variar entre a temperatura ambiente (em torno de 20° C) e 1500° C, em velocidades que vão de 0,2 até 60° C/min. O *software* aplicado para o tratamento destes dados foi o TAS 60WS.

Amostras pulverizadas foram preparadas em cadinho de alumina, com capacidade de 10 a 40 mg e pesadas no próprio analisador térmico. As condições utilizadas foram constantes: temperatura ambiente até 1200° C e velocidade de varredura de 10° C/min.

Para este trabalho, as análises térmicas foram realizadas por ATG apenas para a gibbsita e caulinita, e determinação da perda ao fogo.

3.3.3- TABELA DE MUNSELL

A cor do solo é resultante obviamente de todos os seus componentes (minerais, matéria orgânica, umidade) e constitui uma das maneiras mais simples de caracterizá-los. Para o fim específico de descrever as cores dos solos, a Tabela de Munsell (*Munsell Color Company Inc.*, 1954), que é baseada em três variáveis - o matiz (“*hue*”), o valor (“*value*”) e o croma (“*chroma*”) - é o sistema mais amplamente usado pelos pedólogos. Nesta pesquisa, a utilização deste sistema tem como objetivo principal a determinação da razão entre hematita e goethita nas amostras para quantificação.

3.3.4- IDENTIFICAÇÃO MINERALÓGICA

Como já descrito anteriormente, os minerais foram identificados empregando vários procedimentos analíticos. Inicialmente, as amostras pulverizadas sem nenhum pré-tratamento são estudadas por DRX. As condições analíticas foram as seguintes: amostra preparada por “*back loading*”; varredura contínua; velocidade de 4°/min; intervalo de 2 a 80° 2 θ , goniômetro com monocromadora voltagem de 40 KV e corrente de 20 mA fonte com tubo de cobre e radiação α . A técnica de “*back loading*” consiste no pressionamento do pó contra a abertura de lâmina de alumínio, disposta sobre superfície lisa e firme (geralmente vidro). O pó fica estável na abertura da lâmina, apesar de "suspenso", graças ao ajuste de uma lâmina de vidro por fita adesiva no lado que o material foi prensado, aderindo-o por pressão. Dessa forma, o lado que fica para baixo é o que vai ser varrido por raios-X. Martins (2000) considera que tal técnica reproduz com eficiência as condições de matriz e diminui os problemas de orientação preferencial.

Nesta fase, a partir dos dados em formato digital, os minerais são identificados por meio dos *softwares* D-MAX B da Rigaku e JADE 3.0 da MDI, que dispõem de rotinas de suavização de curva, eliminação de “*background*”, procura automática de picos, cálculo da largura a meia-altura, tamanho médio de partículas e pesquisa de possíveis minerais no banco de dados mineralógicos do *International Centre for Diffraction Data* (ICDD).

A finalidade deste procedimento foi fazer uma primeira aproximação qualitativa dos minerais existentes nas amostras.

3.4- ENSAIOS GEOTÉCNICOS

Todos os ensaios geotécnicos foram realizados no Laboratório de Geotecnia do Departamento de Engenharia Civil e Ambiental da Universidade de Brasília. A maior parte dos ensaios realizados é rotineiro em qualquer laboratório de geotecnia, sendo, por isso, apresentados resumidamente neste capítulo.

3.4.1- CARACTERIZAÇÃO DOS SOLOS

Os ensaios de caracterização foram realizados seguindo fundamentalmente as normas da Associação Brasileira de Normas Técnicas (ABNT). Foram adotados os seguintes procedimentos:

- Umidade Higroscópica (w_o): ABNT NBR 6457/86.
- Determinação do peso específico (γ): ABNT NBR 10838/88.
- Densidade Real dos Grãos (G_s): ABNT NBR 6508/84.
- Limite de Plasticidade (w_p): ABNT NBR 7180/84.
- Limite de Liquidez - Método Casagrande (w_L): ABNT NBR 6459/84.
- Índice de Plasticidade (I_p) - É determinado pela diferença entre w_L e w_p .
- Índice de Liquidez (I_L) - É expresso por $I_L = (w_n - w_p) / I_p$.
- Índice de Atividade do Solo (I_A) - Segundo a proposta de Skempton (1953). Obtido pela equação:

$$I_A = I_p / \% \text{ de partículas de diâmetro inferior a } 2 \mu\text{m} \quad (3.7)$$

- Peso Específico Aparente Seco (γ_d) - Cálculo a partir da equação.

$$\gamma_d = \gamma_o / (1 + w) \quad (3.8)$$

- Índice de Vazios (e)

$$e = (\gamma_s / \gamma_d) - 1 \quad (3.9)$$

- Porosidade (n)

$$n = e / (1 + e) \quad (3.10)$$

- Grau de Saturação (S_r)

$$S_r = \gamma_s \times w / \gamma_w \times e \quad (3.11)$$

3.4.2- GRANULOMETRIA

A classificação granulométrica foi realizada pelos métodos manuais usualmente praticados que são o método da pipeta, método de sedimentação e como técnica instrumental utilizou-se o granulômetro a laser.

No método da pipeta, padronizado pela EMBRAPA (1997), é retirado uma alíquota de 50 mL a 5 cm de profundidade da proveta contendo a suspensão coloidal. Para isso, usou-se 20g de solo, 1000 mL de água destilada e 10 mL de hidróxido de sódio 1 M.

O segundo método foi o de sedimentação tradicional, seguindo a padronização pela ABNT NBR7181. As amostras foram previamente preparadas e passadas pelas fases de quarteamento, secagem ao ar livre, destorreamento e posterior pesagem. Foram utilizados 70 g da amostra e feitos dois procedimentos, com e sem defloculante (hexametáfosfato de sódio). Para as amostras sem defloculante usou-se 1000 mL de água destilada, enquanto que para as amostras com defloculante usou-se 1000 mL de água e 42,7 g de hexametáfosfato de sódio tamponado com carbonato de sódio.

O terceiro método foi feito pelo granulômetro a laser modelo *Mastersizer S. Standard Bench*, produzido na Inglaterra pela *Malvern Instruments Ltda*, existente no Laboratório de Geotecnia da Universidade de Brasília, com lente 300 Rf para as granulometrias de 0,05 a 900 μm , à temperatura de 25 °C. Com tal aparelho foi possível utilizar a teoria Mie por meio do método 30HD e Fraunhofer.

Para análise no granulômetro a *laser* as amostras foram previamente secas ao ar, destorroadas, passadas pela peneira número 40 e analisadas. Na primeira análise, o solo é adicionado no preparador de amostras do granulômetro com 985 ml de água destilada durante três minutos, para dispersar. Em seguida, o aparelho faz as determinações rapidamente sendo possível fazer a medição dos dois métodos (30HD e Fraunhofer) disponíveis no *software* do equipamento. Depois é ligado o ultrassom no nível de sonificação 9 e a amostra é mantida por mais cinco minutos para realização da desagregação física das partículas; a medição pelos dois métodos é novamente realizada. Finalmente são adicionados 15 ml de hidróxido de sódio (Farias *et al.*, 1999) e feita a medição também pelos dois métodos do granulômetro mantendo novamente o tempo de 5 minutos para completa dispersão e reprodutibilidade dos dados.

O peneiramento da granulometria acima da peneira nº 40, bem como as texturas das frações mais finas foram definidas pela norma da ABNT NBR 6502/93.

3.4.3- ENSAIO TRIAXIAL

Os ensaios triaxiais foram realizados no equipamento *ELE International* no Laboratório de Geotecnia da Universidade de Brasília. O equipamento possui transdutores de sinais que medem as mudanças de tensão no corpo de prova no topo, base e de medidas de poropressão. Foi adicionado ao equipamento um sistema de aquisição de dados - Spider 8 de 600 Hz da *Hottinger Baldwin Messtechnik* - para transformar sinais elétricos analógicos em digitais. Para isso, foi calibrado cada parâmetro de medida no equipamento. A tensão axial foi calibrada com aplicação da carga axial utilizando uma célula de carga com capacidade de até 1000 kN, com calibração conhecida, foi fixada entre um corpo de prova cilíndrico, rígido, de aço, fixo, para simular as dimensões de um corpo de prova convencional para o ensaio de triaxial com as seguintes medidas: 5 cm de diâmetro e 10 cm de altura, e o pistão com a célula de carga axial com capacidade de 5 kN conectado ao Spider 8 medindo o sinal em milivolts. Com o sistema pronto, realizaram-se as medidas com a prensa, trabalhando com a velocidade de 0,05 mm/min. Feita a calibração, gerou-se o gráfico com comportamento linear da carga axial (Figura A1, anexo A).

A calibração da pressão nos transdutores do topo e da base conectados ao *Spider 8* foram efetuadas com manômetros aferidos. Para essas calibrações foram aplicadas pressões de ar geradas pelo compressor que está interligado ao painel do equipamento triaxial. O gráfico de comportamento linear da pressão do topo pode ser verificado na Figura A2, anexo A.

A tensão na célula de acrílico foi calibrada com enchimento da célula com água destilada e deaerada com posterior aplicação de pressão em kPa, sendo monitorada por manômetro do painel do equipamento de triaxial (Figura A3, anexo A).

Utilizou-se o transdutor de mudança de volume fabricado pela *ELE*, modelo 27-1641, com capacidade para 80 cm³ com um máximo de pressão de 1700 kPa. A calibração dessa unidade procedeu-se com uma seringa de 60 ml com precisão de 0,5 ml interligada por mangueira diretamente ao transdutor que transfere o sinal para o *Spider 8*.

Depois de realizadas todas as calibrações o equipamento pôde ser utilizado para realização dos ensaios.

O ensaio triaxial realizado foi o consolidado não drenado CU com saturação por contrapressão. Nesse ensaio a amostra de solo é inicialmente submetida a uma pressão confinante (σ_3) na câmara. Nas partes superior (topo) e inferior (base) existem discos de pedras porosas conectadas ao sistema para drenar o corpo de prova. Após a consolidação σ_3 da amostra, uma tensão axial σ_d é aplicada para mover o pistão.

No próprio triaxial foi medida a permeabilidade da amostra, utilizando-se como reservatório um frasco de 500 mL. Após determinada a permeabilidade com a realização de três leituras consecutivas, realizou-se a saturação por contrapressão. Esta saturação é importante para retirada de bolhas oclusas de ar que podem alojar-se no interior dos poros. A saturação da amostra foi controlada pelo coeficiente B que é obtido pela razão do incremento de poropressão Δu pelo incremento de pressão confinante $\Delta \sigma_3$. A diferença entre a tensão confinante e a contrapressão aplicada no interior da amostra é pequena o bastante para prevenir a consolidação parcial do corpo de prova a ser saturado. Essa diferença deve ser no máximo de 10 kPa. Para a fase de consolidação isotrópica a contrapressão é mantida. Então é aplicada uma diferença de pressão na célula em relação à contrapressão da célula para obter a pressão confinante desejada. A mudança de volume foi medida pelo transdutor de volume. Na fase de cisalhamento todas as aberturas são fechadas e a poropressão é medida usando o transdutor. A velocidade de cisalhamento foi padronizada para todas as amostras em 0,05 mm/min para garantir uniformização das pressões internas ao logo do corpo de prova.

3.4.4- CONE DE PENETRAÇÃO

O ensaio de cone de penetração foi realizado com a utilização do sistema portátil denominado de penetrômetro Panda que possui um mecanismo de aquisição de dados que pode ser transferido direto para meio digital. Os ensaios foram realizados em pontos próximos das trincheiras. Para isso, foram feitas retiradas de amostras para determinação da umidade a 0,25 m e a cada 0,5 m por diante até a profundidade de 2 m, no mesmo dia das sondagens com penetrômetro. As amostras de densidade aparente foram retiradas da trincheira a cada 0,3 m até a profundidade de 1,10 m para correlacionar com dados da variação da resistência de ponta. As sondagens com penetrômetro Panda foram feitas em triplicata, circundando a área da trincheira. Em cada furo de sondagem foram feitas as médias das leituras efetuadas a cada 0,30 m de profundidade. Depois de realizada a média de cada um dos três furos da trincheira, fez-se a média geral. Esse tratamento foi feito para evitar erros de amostragem e obter maior representatividade dos dados de campo. Dessa forma, cada ponto, que será apresentado nos resultados, representa a média de cerca de noventa leituras realizadas com o penetrômetro Panda.

3.4.5- POROSIDADE INTERAGREGADO E ADENSAMENTO PELA CENTRÍFUGA

A princípio os corpos de prova de amostras indeformadas foram retirados em anéis cilíndricos de aço inoxidável com volume de 100 cm^3 (5,1 cm de diâmetro e 5 cm de comprimento). Em seguida as amostras são saturadas com água destilada por capilaridade no período de 24 horas. Após isso, a água gravimétrica contida foi determinada nas tensões de 0, 6, 10, 33, 60, 100 e 1500 kPa via acréscimos de velocidade de rotação da centrífuga. Cabe ressaltar que para cada acréscimo de tensão há perda de água do corpo de prova por sistema de drenagem locados no porta-amostras da centrífuga. Para cada amostra ensaiada utilizou-se corpos de prova triplicados. O tempo de equilíbrio para cada acréscimo de tensão aplicada foi de 30 minutos. Entre cada intervalo de centrifugação as amostras foram pesadas para medir o conteúdo de água retido em cada corpo de prova. Ao final da tensão de 1500 kPa os corpos de prova foram secos à temperatura de 105 °C para obter a massa de solo seco. Nos ensaios utilizou-se centrífuga da marca Kokusan modelo H-1400pF, com capacidade para 4 amostras por vez, com raio de 8,3 cm, que encontra-se no Laboratório de Física de solos da Embrapa/Cerrados. Essa centrífuga é equipada com controle de temperatura entre 16 a 21°C, com ajustes de acréscimo de velocidade de rotação da centrífuga realizados por tacômetro eletrônico.

Para determinar a consolidação dos corpos de provas ensaiados foi mensurada a altura do corpo de prova antes de cada acréscimo de tensão aplicada. As medidas de altura do corpo de prova foram feitas pela média de 3 leituras em regiões distintas da superfície do corpo de prova, por paquímetro digital com precisão de 0,005 mm.

4- RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentados os resultados da caracterização pedológica, química, mineralógica e geotécnica. No item pedologia consta a descrição dos perfis no campo. A caracterização química é composta pelos seguintes dados laboratoriais:

- Digestão parcial da fase coloidal do solo utilizando o ácido sulfúrico em conjunto com a fase alcalina para determinar o Si do quartzo;
- Parâmetros de fertilidade do solo;
- Parâmetros eletroquímicos;
- Digestão total;
- Determinação da superfície específica por adsorção de N₂ a 77 K.

A caracterização mineralógica foi feita a partir da difratometria de raios-X (DRX) e a quantificação a partir dos dados de ATG e ataque sulfúrico. A caracterização geotécnica realizou-se pelo uso do Sistema de Classificação Unificada (SUCS) e do sistema de classificação rodoviária TRB-AASHTO (*Transportation Research Board – American Association of State Highway and Transportation Officials*), antiga classificação HRB, baseadas na granulometria e nos limites de consistência, finalizando com a classificação brasileira MCT expedida. Seguindo com resultados de porosidade interagregado por centrífuga e intra-agregado por adsorção de N₂ a 77 K, resistência à penetração utilizando o equipamento PANDA e os ensaios triaxiais.

4.1- CARACTERIZAÇÃO PEDOLÓGICA

A descrição pedológica dos perfis foi realizada em seis pontos de cada topossequência objetivando avaliar os tipos de solos e o nível de evolução de cada perfil por meio da classificação dos horizontes diagnósticos. Aspectos morfológicos, tácteis visuais, como cor pela carta de Munsell, textura estrutura e consistência foram avaliados em campo por meio de trincheiras retangulares com 2 metros de profundidade por 2 m de largura e 1,5 m de comprimento. Dessa forma, para cada perfil foi feita uma abordagem em linhas gerais, detalhando aspectos relevantes. Cabe ressaltar que a terminologia pedológica utilizada encontra-se no Apêndice B.

A topossequência estudada na Estação Ecológica de Águas Emendadas está situada em uma área preservada com uma altitude da base de 1027 m e topo com 1157 m. A

compartimentação geomorfológica de Martins & Baptista (1998) classifica a região da topossequência de rebordos suaves. Essa região é caracterizada por extensas rampas retilíneas que iniciam nas chapadas elevadas até o córrego Vereda Grande com declividade média de 2° no sentido NW com Latossolos que favorecem a infiltração da água pluvial e redução do escoamento superficial (Figura 4.1).

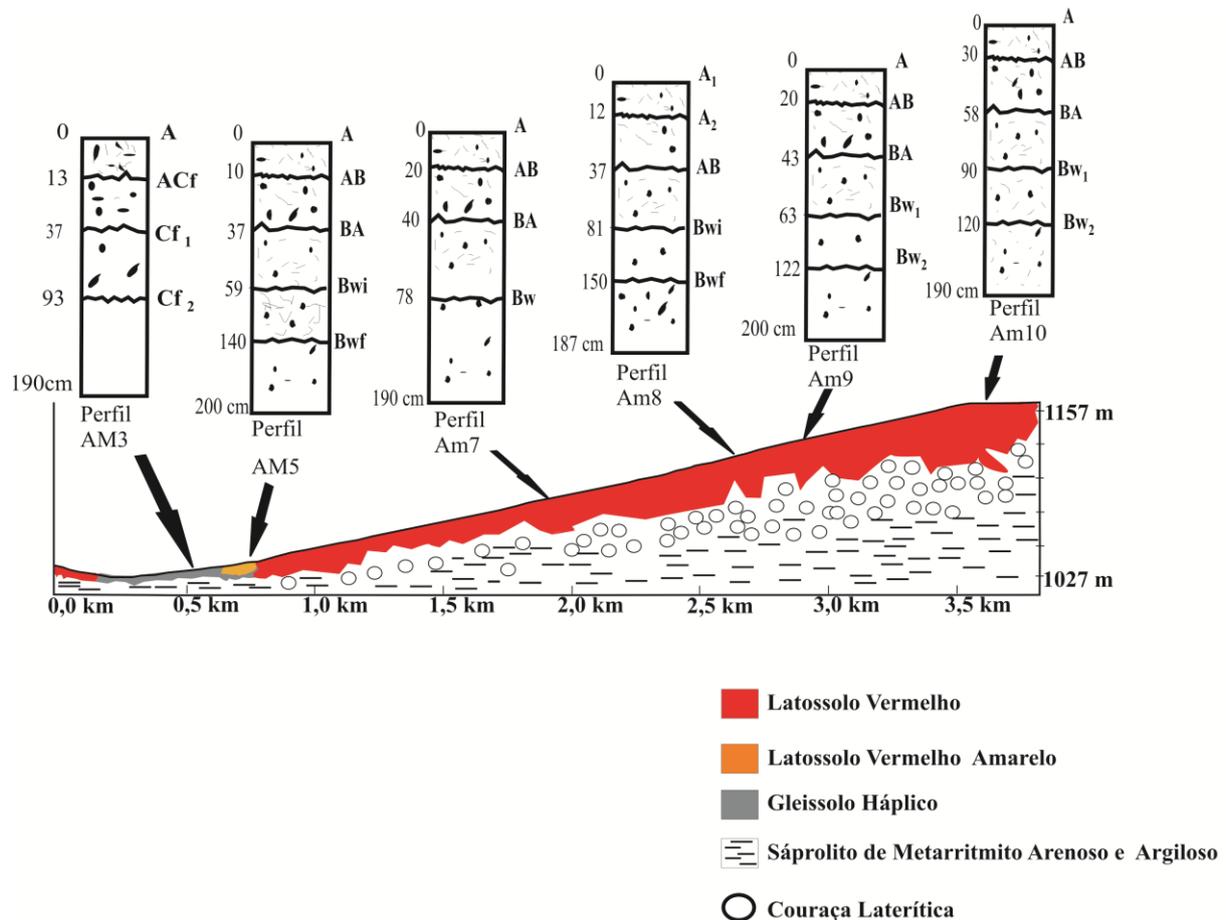


Figura 4.1 – Esboço dos perfis da topossequência da Estação Ecológica de Águas Emendadas.

Em todos os perfis avaliados o símbolo “+”, no texto, significa que o horizonte pode ter profundidade maior que a observada em campo. O perfil AM3 é caracterizado como um Plintossolo Háptico, os horizontes descritos em campo foram os seguintes: A (0 a 13 cm; cor 7,5YR 4/3), ACf (13 a 37; cor 2,5Y 5/2), Cf₁ (37 a 93 cm; 5Y 8/2) e Cf₂ (93 a 190 cm+; cor 5Y 8/2). Horizontes A e ACf com muita raízes fasciculadas e ação biológica. Identificou-se também mosqueados de cor 2,5Y 6/8, apresentando-se em quantidade frequente (15 a 40%) tornando-se esparsos em profundidade. As transições são do tipo gradual e plana, com material plástico e pegajoso a muito pegajoso para o horizonte Cf₂. A consistência dos materiais foi caracterizada como firme de estrutura do torrão subangulares que desmancha em

agregados pequenos de textura fina. Para o perfil AM5 os horizontes foram definidos como: horizonte A (0 a 10 cm, cor 7,5 YR 3/3), apresenta raízes do tipo fasciculada, com material de consistência pegajosa e plástico, com agregados em blocos, que se desmancham facilmente em blocos menores. Horizonte AB (10 a 37 cm; cor 7,5YR 4/6), forma agregados firmes associados à estrutura de cupim, de tamanho centimétrico a milimétrico. Os blocos médios a grandes desmancham facilmente em agregados pequenos e nódulos de argila de tons mais claros com consistência muito firme; possivelmente pedotúbulos formados pela ação biológica na forma de cilindros compactos e firmes (Figura 4.2 e Figura 4.3).



Figura 4.2 – Bloco angular perfil AM5.



Figura 4.3 – Agregados do horizonte A perfil AM5.

Horizonte BA (57 a 59 cm; Cor 7,5YR 5/6) forma blocos angulares e subangulares de tamanhos grande a médio, muito friável que desmancham a pequeno para muito pequeno. Os agregados de argila do torrão (blocos) desmanchados são maiores e muito firmes a pressão entre os dedos indicador e polegar, tendo em vista o horizonte AB. No entanto, os nódulos de argila apresentam tamanhos menores considerando o horizonte anterior. Horizonte Bw₁ (59 a 140 cm; 7,5YR 5/8), apresenta menor quantidade de pedotúbulos com agregados de argila e concreções de consistência firme, designado como plintita, material rico em óxidos de ferro e alumínio com quartzo e outros constituintes, apresenta-se em forma de camadas ou nódulos vermelho escuro ou vermelho-amarelado, pobre em carbono orgânico (Embrapa, 2006). Observou-se na matriz do solo a presença de carvão, caracterizando indicativo de queimada (Figura 4.4 e Figura 4.5).



Figura 4.4 – Plintita perfil AM5.



Figura 4.5 – Estrutura cilíndrica de pedotúbulo perfil AM7.

Horizonte Bwf (140 a 200 cm+; cor 10YR 6/6), caráter plíntico ficando centimétricos para base do perfil. A plintita é friável. A cor interna da plintita com matriz caulínica 2,5 YR 4/6 internamente homogênea, com maciço arredondado, milimétrico a centimétrico, com limite brusco entre a borda e a matriz. Em todo o perfil os contrastes das transições foram do tipo gradual e plana. A textura do perfil apresentou-se média a fina, com agregados granulares firmes. No perfil AM7 os horizontes foram classificados como: A, AB, BA, e Bw. No horizonte A (0 a 20 cm; cor 2,5YR 4/4) constatou-se a presença de pedotúbulos de forma cilíndrica (Figura 5.5). A estrutura do material é granular com blocos friáveis, pegajoso e plástico. No horizonte AB (20 a 40 cm; cor 2,5YR 4/6) também constatou-se a presença de pedotúbulos de consistência muito firme com textura fina, apresentando nódulos de goethita arredondados e finos, composto por agregados que desmancham com facilidade a partículas menores, caracterizando a textura argilosa. A camada BA (40 a 78 cm; cor 2,5YR 5/6) apresenta uma estrutura granular muito firme. Finalizando o perfil com horizonte Bw (78 a 190 cm+; cor 2,5YR 5/6) com estrutura granular muito firme com textura média, devido à existência de partículas de quartzo fino.

Perfil AM8 foi descrito pelas seguintes horizontes: A₁, A₂, AB, Bwi e Bwif. Localizado em área de vegetação rasteira, sendo a gramínea de maior frequência. Horizonte A₁ (0-12 cm; cor 5YR 4/4) com estrutura biológica dominante até o horizonte AB com raízes fasciculadas, transição plana e irregular, estrutura granular, textura de areia média, com agregados firmes, de consistência molhada, pegajoso e plástico. No horizonte A₂ (12 a 37 cm; cor 5YR 4/4) com características semelhantes ao horizonte A₁, porém com contraste diferenciado de matéria orgânica com agregados granulares tamanho areia média muito estável, plástico e pegajoso.

Horizonte AB (37 a 81 cm; cor 5YR 5/6) também com agregados granulares tamanho areia média firme. Horizonte Bwi (81 a 150 cm; cor 5YR 5/8), com transição plana e gradual. Presença de mosqueado da rocha de origem, sendo um indicativo de formação *in loco*. A estrutura é laminar com agregados granulares pequenos, com consistência firme, porém os blocos laminares são centimétricos, com estrutura friável (Figura 4.6 e Figura 4.7).



Figura 4.6 – Estrutura laminar perfil AM8.



Figura 4.7 – Mosqueados milimétricos da rocha de origem.

Horizonte Bwif (150 a 187 cm+; cor 5YR 6/6) mosqueado milimétrico (Figura 5.7) com pequenas concreções na forma de placas e nódulos subangulares de cor 2,5YR 4/8. Os agregados são granulares de tamanho pequeno e friável, ou seja, desmancha-se facilmente com a pressão dos dedos considerando a umidade de campo.

No perfil AM9 classificaram-se os seguintes horizontes: A, AB, BA, Bw₁ e Bw₂. No quesito contraste das transições de A até BA são do tipo plana e gradual, porém de BA para Bw₁ é plana e irregular. Horizonte A (0 a 20 cm; cor 2,5YR 4/6), apresentou agregados maiores de origem biológica, associados a raízes e insetos, são firmes, ligeiramente pegajosos e plásticos. As raízes fasciculadas e abundantes, porém com raízes pivotantes em quantidade caracterizada como pouco frequente.

Horizonte AB (20 a 43 cm; 5YR 5/8) compacto em função das raízes com agregados granulares, compondo granulometria similar de areia fina, apresentando consistência firme, ligeiramente pegajoso e plástico. Horizonte BA (43 a 63 cm; 5YR 4/6) agregado granular composto por tamanho areia grossa forte, pouco plástico, ligeiramente pegajoso e friável.

Presença de raízes pivotantes finas pouco frequentes. Horizonte Bw₁ (63 a 122 cm; 5YR 5/6) textura fina friável, pegajoso e plástico.

Finalizando o perfil com o horizonte Bw₂ (122 a 190 cm+; 5YR 5/6), caracterizado por textura fina, com agregados granulares muito pequenos, com blocos de agregados do tipo plástico, pegajoso e friável. O perfil AM10 representa o topo da topossequência de Águas Emendadas, apresentando transições graduais e planas. Os horizontes foram classificados como: A, AB, BA, Bw₁ e Bw₂.

O horizonte A (0 a 30 cm; cor 2,5YR 2,5/4) foi caracterizado como ligeiramente plástico de textura de areia fina devido ao quartzo e aos agregados de areia com argila. Presença de raiz fasciculada abundante. Os agregados em bloco podem estar associados à ação microbiológica com estrutura friável, granular de tamanho pequeno muito firme com presença de grãos de areia. Horizonte AB (30 a 58 cm; cor 2,5YR 4/4), com textura média, ligeiramente plástico e pegajoso. Pedotúbulos com formato cilíndrico a tubos esféricos, diâmetro milimétrico com estrutura firme. Agregados milimétricos com consistência muito firme, compondo estrutura granular, que constituem blocos friáveis.

No horizonte BA (58 a 90 cm; cor 2,5YR 5/6), notou-se a presença de agregados granulares de argila com areia, apresentando consistência firme na umidade de campo, que formam blocos friáveis subangulares à angulares de tamanhos centimétricos. Observou-se também a presença de pedotúbulos com menor frequência em relação ao horizonte anterior, porém de consistência muito firme. Horizonte Bw₁ (90-120 cm; cor 2,5YR 5/6) agregados em bloco friável, tamanho pequeno a médio desfazendo-se em estrutura granular pequena e firme. Textura média à argilosa, pegajoso e ligeiramente plástico. Horizonte Bw₂ (120-190 cm+; cor 2,5 YR 4/8) agregado claro. Textura média a argilosa (Latosolo vermelho) pegajoso e pouco plástico.

Para os perfis RQ a topossequência possui uma altitude de 1180 m, com a base no córrego Quinze em 1089 m e distância de 3,5 km com geomorfologia também classificada como rebordos suaves, com uso e ocupação voltados para agricultura. Na base da sequêcia há plantio de leguminosas e do ponto intermediário RQ5 para o topo (RQ2 e RQ1) sorgo e milho. Os Latossolos são porosos com boa capacidade de infiltração da água pluvial (Figura 4.8).

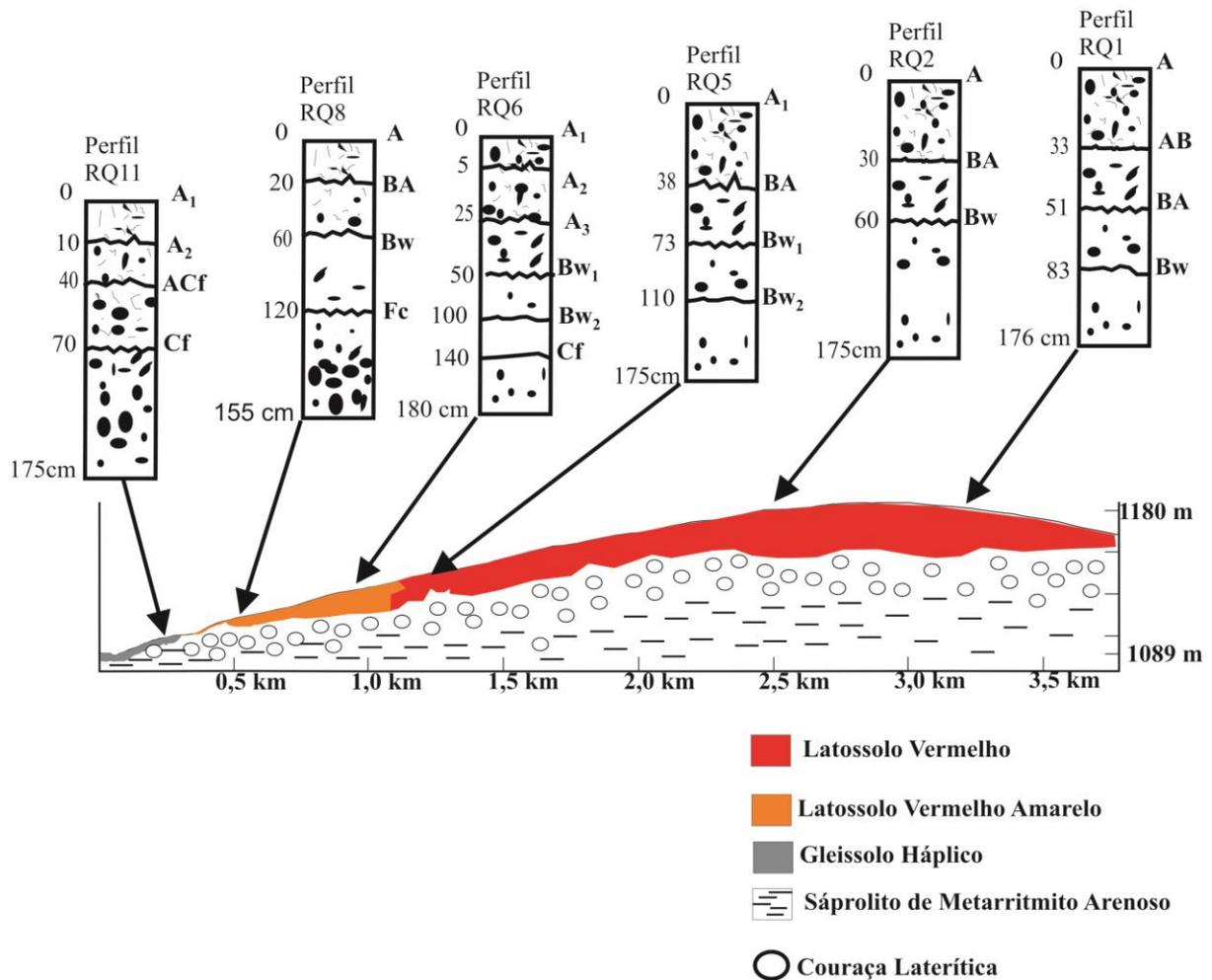


Figura 4.8 – Esboço dos perfis da topossequência do córrego Quinze.

O perfil RQ1 apresenta os seguintes horizontes: A (0 a 33 cm; cor 5YR 4/4), AB (33 a 51 cm; cor 5YR 4/6), BA (51 a 83 cm; cor 5YR 4/4) e BW (83 a 176 cm+; cor 5YR 5/6) sendo todos os horizontes com transição entre os horizontes tipo plana e gradual. No horizonte A e AB possuem estrutura granular compacta, de consistência friável diante da pressão entre os dedos e plástica quando molhada (moldável).

Para os demais horizontes os blocos de agregados são angulares com a presença de pedotúbulos de forma cilíndrica, com estrutura dos torrões na forma de blocos angulares com estruturas ligeiramente pegajosas e plásticas e consistência firme à pressão moderada entre o dedo indicador e polegar. Em todo perfil há presença de raízes do tipo pivotante com agregados maiores que desmancham com facilidade, mas nos agregados menores há maior resistência. Observou-se também a presença pouco frequente de nódulos de goethita.

No perfil RQ2 os horizontes são: A (0 a 30 cm; cor 5YR 4/4), BA (30 a 60 cm; cor 2,5YR 4/6) e Bw (60 a 175 cm+; cor 2,5YR 5/6). A transição é gradual e plana com torrão de

consistência firme, pegajoso e plástico. No horizonte A os agregados são mais duros, formando uma camada compacta até o horizonte BA, porém para o horizonte Bw os agregados tornam-se friáveis, formando blocos angulares. Para o perfil RQ5 a classificação foi a seguinte: A (0 a 38 cm; 5YR 4/4); BA (38 a 73 cm; 2,5YR 4/8), Bw₁ (73 a 110 cm; 2,5YR 4/8) e Bw₂ (110 a 175 cm+; 2,5YR 5/6).

No horizonte A observou-se estrutura granular firme, não pegajosa e ligeiramente plástica com agregados granulares. A transição em todos horizontes é do tipo gradual e plana. Nos demais horizontes a estrutura do torrão é friável de forma granular, com grãos firmes. No material molhado as características foram de plástico e pegajoso. Devido aos agregados o material apresenta textura de areia fina com presença de nódulos de goethita. O horizonte BA apresenta-se consolidado em função de manejo agrícola e/ou devido a ação das raízes que provocam a sucção.

O ponto RQ6 obteve a classificação do perfil da seguinte forma: A₁ (0 a 5 cm; 2,5YR 4/4), A₂ (5 a 25 cm; 5YR 4/4), A₃ (25 a 50 cm; 5YR 4/4), Bw₁ (50 a 100 cm; 5YR 5/6), Bw₂ (100 a 140 cm; 5YR 5/6) e Cf (140 a 180 cm+; 5YR 5/8). No horizonte A₂ há camada de nódulos de laterita centimétrico por influência do processo de pavimentação com cascalho na rua próxima a trincheira do ponto RQ6 indicando transporte. Dessa forma o horizonte A₁ foi formado pela ação do manejo agrícola, apresentando laterita pouco frequente. Nos horizontes A₁ e A₂ o contraste da transição é abrupta e plana, apresentando material ligeiramente pegajoso, plástico e friável, contendo agregados de forma granular.

Para os horizontes Bw₁ e Bw₂ o material é firme com presença de nódulos, sendo que o Bw₂ é pegajoso e plástico. Para o horizonte Cf material com textura fina é pegajoso e plástico, apresentando mosqueados vermelho-amarelo e vermelhos, em quantidade comum.

No perfil RQ8 as camadas foram definidas como: A (0 a 20 cm; cor 10YR 4/3), BA (20 a 60 cm; 10YR 5/8), Bw (60 a 120 cm; 10 YR 5/8) e Fc (120 a 155 cm+; cor 7,5YR 5/8). As transições no perfil são do tipo gradual e plana, com presença de nódulos. Os agregados são granulares com torrões ligeiramente pegajosos, plástico com estrutura firme.

No horizonte Fc, observou-se o afloramento da couraça laterítica na base (155cm+) com horizonte tipicamente concrecionário como designado pela pedologia. Nesse horizonte o material é muito firme ligeiramente pegajoso e plástico. Finalizando a topossequência, com o ponto RQ11, situado na mata ciliar na base da sequência constituído pelos seguintes

horizontes: A₁ (0 a 10 cm; 2,5 Y 4/1), A₂ (10 a 40 cm; 10YR 4/2), ACf (40 a 70 cm) e Cf (70 a 175 cm+).

Nos horizontes A₁ e A₂ há uma intensa ação biológica e presença de carvão. A estrutura é granular, ligeiramente pegajosa de consistência firme na umidade de campo. O horizonte A₂ apresenta-se consolidado com a presença de petroplintita, material proveniente da plintita, que sobre os efeitos dos ciclos de secagem e molhagem sofre consolidação irreversível pela perda de água dando lugar a concreções ferruginosas, designadas também como lateritas (Embrapa, 2006), além de encontrar plintitasa esparsas. Nos horizontes ACf e Cf encontrou-se saprólito de metarritmito arenoso com mosqueados variegados sobre a matriz arenosa fina, com aumento pronunciado no horizonte Cf (Figura 4.9).



Figura 4.9 – Amostra de bloco indeformado para ensaios geotécnicos do horizonte Cf RQ11.

A cor dos mosqueados arenosos 10YR 9/9 a 10YR 7/8, para os mosqueados finos foi de 10YR 6/9 a 2,5YR 4/6. A quantidade dos mosqueados pode ser considerada abundante. Ressalta-se que a cor apresentada em todos os perfis descritos é a molhada, ou seja, com a adição de água destilada para umedecer ao máximo a amostra com caracterização da cor à sombra.

Para a continuidade das demais caracterizações (química, mineralógica e geotécnica) foram escolhidas amostras apenas do horizonte A com profundidade de 0 a 20 cm e do horizonte B e C uniformizados na profundidade de 60 a 100 cm em todos os perfis descritos neste item. Portanto, para facilitar a nomeação das amostras de Águas Emendadas para o horizonte A elas foram designadas de AM3 A, AM5 A, AM7 A, AM8 A, AM9 A e AM10 A. Para o horizonte

B ou **C** foram nomeadas de AM3 C, AM5 B, AM7 B, AM8 B, AM9 B e AM10 B. Dessa forma, para amostras do córrego Quinze segue a mesma nomenclatura do horizonte **A** como: RQ1 A, RQ2 A, RQ5 A, RQ6 A, RQ8 A e RQ11 A. Assim para o horizonte **B** ou **C**, as designações foram RQ1 B, RQ2 B, RQ5 B, RQ6 B, RQ8 B e RQ11 C. Essa forma de separar em dois horizontes teve o objetivo de restringir o número de amostras em função da quantidade de experimentos desenvolvidos e entender o comportamento em dois horizontes que são extremamente diferenciados na concepção pedogenética.

4.2- CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA E COMPORTAMENTO INTEMPÉRICO

A caracterização química da fase coloidal do solo (parte fina do solo composta pelos minerais de argila) obtida pelo extrator sulfúrico teve o objetivo de determinar os índices de intemperismo K_i e K_r (Tabela 4.1). Além de apresentar os elementos usuais na forma de óxido (SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3) para obter as razões moleculares que definem os índices intempéricos.

Tabela 4.1 – Índices de intemperismo obtidos pelo ataque sulfúrico.

Amostra	Horizonte	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	Fe ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	MgO (%)	TiO ₂ (%)	K ₂ O (%)	K _i	K _r
AM3	A	13,16	16,21	1,76	0,00	0,03	0,54	0,00	1,38	1,29
AM3	C	13,30	17,77	1,42	0,00	0,03	0,47	0,00	1,27	1,21
AM5	A	13,71	16,18	7,22	0,00	0,01	0,52	0,00	1,44	1,12
AM5	B	14,12	16,50	6,98	0,00	0,01	0,54	0,00	1,46	1,15
AM7	A	17,03	14,95	13,45	0,01	0,01	0,39	0,00	1,94	1,23
AM7	B	17,57	15,44	14,17	0,00	0,03	0,31	0,00	1,93	1,22
AM8	A	9,56	9,76	10,79	0,00	0,00	0,18	0,00	1,67	0,98
AM8	B	11,09	11,17	11,87	0,05	0,00	0,28	0,00	1,69	1,01
AM9	A	11,02	12,11	13,74	0,00	0,03	0,34	0,00	1,55	0,90
AM9	B	11,24	10,78	12,61	0,00	0,02	0,20	0,00	1,77	1,02
AM10	A	2,95	4,73	9,00	0,00	0,01	0,14	0,00	1,06	0,48
AM10	B	11,15	5,79	10,38	0,00	0,00	0,17	0,00	3,28	1,53
RQ1	A	9,18	10,91	12,04	0,16	0,00	0,31	0,00	1,43	0,84
RQ1	B	10,49	11,80	12,85	0,00	0,02	0,42	0,00	1,51	0,89
RQ2	A	18,40	16,58	13,65	0,00	0,00	0,61	0,08	1,89	1,24
RQ2	B	19,00	16,30	13,34	0,00	0,04	0,34	0,21	1,98	1,30
RQ3	A	16,43	15,41	13,72	0,05	0,00	0,46	0,25	1,81	1,16
RQ3	B	15,59	16,29	14,08	0,00	0,00	0,56	0,11	1,63	1,05
RQ5	A	15,59	16,00	13,00	0,00	0,00	1,04	0,21	1,66	1,09
RQ5	B	10,82	17,47	13,46	0,00	0,02	0,44	0,04	1,05	0,71
RQ6	A	15,47	17,39	13,13	0,38	0,02	0,46	0,10	1,51	1,02
RQ6	B	14,06	18,44	13,47	0,00	0,00	0,53	0,10	1,30	0,88
RQ8	A	5,86	13,07	13,56	0,39	0,03	0,33	0,07	0,76	0,46
RQ8	B	6,91	14,45	14,83	0,00	0,00	0,52	0,42	0,81	0,49
RQ11	A	10,41	9,42	2,83	0,12	0,02	0,31	0,33	1,88	1,58
RQ11	C	9,08	7,94	2,45	0,25	0,02	0,24	0,25	1,94	1,62

De acordo com o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS), os Latossolos devem apresentar índice intempérico K_i menor que 2,2 ou, como na maioria dos casos, menor que 2. Avaliando os dados para a amostra de solo AM10 horizonte B os teores de Al_2O_3 são os mais baixos de toda a topossequência de Águas Emendadas inclusive para o horizonte A do mesmo perfil. Indicando baixa quantidade de gibbsita e caulinita, porém com SiO_2 mais elevado para o horizonte B, caracterizando uma fase mineral silicatada, possivelmente quartzo na fração argila. Dessa forma, na amostra AM10B o valor de 3,28 para o K_i possivelmente é proveniente do quartzo. Esse valor pode estar associado à Latossolo de textura média, porém na transição para um Neossolo Quartzarênico.

Na caracterização pedológica de campo observaram-se agregados de areia com argila na profundidade 58 a 90. Os solos hidromórficos AM3 e RQ11 apresentam baixa quantidade de Fe_2O_3 devido ao ambiente redutor e ácido que promove a saída do ferro na forma solúvel Fe^{2+} . Assim, o baixo teor de ferro determinado está associado a nódulos de plintita e petroplintita, que são, no geral, de granulometria maior do que o material passado na peneira de número 40, utilizada para realizar as extrações químicas dessa tese.

Outro aspecto importante dos dados está na quantidade traço do K_2O em quase todas as amostras da topossequência do córrego Quinze, caracterizando um indicativo de aplicação de insumo agrícola, o que não ocorre na área preservada de Águas Emendadas, onde o valor zero nas análises configura valor abaixo do limite de quantificação do método. O TiO_2 presente em todas as amostras analisadas tem sua origem nos minerais rutilo e anatásio que serão comprovados na caracterização mineralógica. Os óxidos de magnésio e cálcio estão em quantidades traço ou ausentes (valor menor que o limite de quantificação) indicando processo de intemperismo pela lixiviação das bases do solo e/ou devido à baixa quantidade na rocha que deu origem ao solo.

Para avaliação dos parâmetros químicos de fertilidade como K^+ , Ca^{2+} e saturação de bases (V_{sat}), utilizou-se os critérios de classificação do Boletim Técnico 100 do Instituto Agrônomo de Campinas-IAC. Tais critérios de classificação com valores limites podem ser verificados no Apêndice C. O parâmetro químico de fertilidade K^+ do solo para as amostras da topossequência de Águas Emendadas apresentaram valores classificados como baixos (entre 0,08 a 0,15 $cmol_c.kg^{-1}$) no horizonte A e muito baixos (entre 0 a 0,07 $cmol_c.kg^{-1}$) para horizonte B (Tabela 4.2). Esse resultado muito baixo para o horizonte B deve-se ao baixo teor de matéria orgânica (MO) em relação ao horizonte A dos perfis avaliados. A matéria orgânica

por conter sítios de carga negativa favorece a retenção de cátions livres na solução coloidal dos solos. Para o íon Ca^{2+} nos horizontes A, B e C os valores encontrados foram classificados como baixo (entre 0 a $0,3 \text{ cmol}_c\cdot\text{kg}^{-1}$). Para o fósforo as concentrações encontradas foram maiores no horizonte A com valores de 0,79 a $1,19 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ em relação ao horizonte B, que apresentou valores 0,60 a $0,67 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$. A classificação foi realizada considerando culturas florestais.

Dessa forma, tanto no horizonte A quanto no B foram obtidos valores de concentração classificadas como muito baixa. Nos solos do Cerrado há uma fixação natural do fósforo devido ao teor elevado de Fe e Al. A saturação de bases (V_{sat}) indica que quanto maior V_{sat} maior é a contribuição das bases e menor é o efeito do $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$, entretanto, o inverso quanto maior o efeito do $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ menor é a importância das bases na CTC do solo, em consequência maior é a acidez do solo. Essa acidez tem influência na floculação e baixa CTC do solo. A saturação de bases da topossequência de Águas Emendadas é muito baixa (entre 0 e 25%). Essa classe muito baixa em todos os perfis de Águas Emendadas confirma caráter distrófico, pois V_{sat} é menor que 50%. Finalizando, os resultados da Tabela 4.2, a saturação por alumínio trocável (m_{sat}) na superfície coloidal dos minerais do solo, em pH menores que 5,6 ou 5,5 medidos em solução de KCl, apresenta-se na forma $\text{Al}(\text{H}_2\text{O})_6$ podendo formar polímeros maiores a partir do monômero hexa-hidratado. No entanto, em pH maior que 5,5 ou 5,6 encontra-se na forma de hidróxido (Malavolta & Kliemann, 1985). Contudo, no solo o caráter álico é definido para teores de saturação por alumínio acima de 50%. Dessa forma, apenas as amostras AM5B e AM8B não apresentaram o caráter álico, em função do pH (Tabela 4.3).

Tabela 4.2 – Resultados dos parâmetros químicos de fertilidade do solo em Águas Emendadas.

Amostra	Al^{3+} (cmol_c/kg)	$\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ (cmol_c/kg)	P (mg/L)	K^+ (cmol_c/kg)	Ca^{2+} (cmol_c/kg)	$\text{H}^++\text{Al}^{3+}$ (cmol_c/kg)	MO (%)	S_B^* (cmol_c/kg)	CTC (cmol_c/kg)	V_{sat}^{**} (%)	m_{sat}^{***} (%)
AM3 A	1,76	0,26	0,80	0,09	0,04	8,22	3,55	0,35	8,57	4	84
AM3 C	0,19	0,15	0,67	0,01	0,03	3,58	1,47	0,16	3,74	4	54
AM5 A	0,78	0,19	0,79	0,08	0,04	7,34	3,54	0,27	7,61	4	74
AM5 B	0,09	0,17	0,60	0,03	0,03	4,14	1,94	0,20	4,34	5	32
AM8 A	1,19	0,22	0,84	0,11	0,05	8,08	3,26	0,33	8,41	4	78
AM8 B	0,17	0,17	0,63	0,03	0,03	6,56	1,54	0,20	6,76	3	46
AM10 A	2,36	0,36	1,19	0,13	0,05	10,36	3,06	0,49	10,85	5	83
AM10 B	0,89	0,13	0,60	0,02	0,04	4,64	1,30	0,15	4,79	3	85

* S_B igual à soma de bases ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^+$).

** V_{sat} igual à Saturação de bases, razão S_B pela CTC ($S_B + H^+ + Al^{3+}$) em percentagem.

*** m_{sat} Índice de saturação por alumínio trocável, igual à razão de Al^{3+} por S_B mais Al^{3+} em percentagem.

A caracterização e compreensão da acidez e da carga superficial do solo, bem como a determinação do ponto de carga zero (PCZ) ou PCLZ, propicia o entendimento do fenômeno de agregação das partículas do solo. Podendo, ainda, determinar por meio de pH se a estrutura está dispersa ou floculada, além de prever o comportamento colapsível do solo diante de fatores físico-químicos, como por exemplo, a ação da solução alcalina do esgoto em um solo colapsível ou até mesmo do pH da própria água que em determinadas condições do ambiente pode estar mais ácida ou básica. Nessa perspectiva os parâmetros eletroquímicos do solo obtidos a partir do pH (potencial hidrogeniônico) determinam o ΔpH , pHo. E pelo uso da titulação potenciométrica determina-se o ponto de carga líquida zero (PCLZ) pela técnica de equilíbrio de adsorção. O ΔpH é um indicador de carga superficial dos solos e de intemperismo, pois o predomínio de argilas silicatadas apresenta ΔpH negativo para horizontes B e C. Entretanto, caso ocorra no solo maior abundância dos oxi-hidróxidos de Fe e Al o ΔpH tende a próximo de zero ou a positivo. Portanto, no horizonte B dos Latossolos o pH (KCl) maior do que o pH (H_2O) é um indicativo de intemperismo avançado. Na Tabela 5.3 são apresentados os valores de pH em água como na solução de cloreto de potássio. Assim, comparando os valores de pH em KCl com os estabelecidos no Boletim 100 do IAC, os quais estão tabelados para solução de cloreto de cálcio pode-se classificar a acidez do horizonte A da topossequência de Águas Emendadas como muito alta, ou seja, abaixo do valor 4,3.

Tabela 4.3 – Resultados dos parâmetros eletroquímicos dos solos em Águas Emendadas.

Amostra	pH (H_2O)	pH (KCl)	ΔpH	pHo	PCLZ
AM3 A	4,66	4,11	-0,55	3,56	3,60
AM3 C	4,65	4,27	-0,38	3,89	4,20
AM5 A	4,55	4,19	-0,36	3,83	3,70
AM5 B	4,96	5,46	0,50	5,96	7,10
AM8 A	4,72	4,22	-0,50	3,72	4,40
AM8 B	4,96	5,97	1,01	6,98	6,80
AM10 A	4,31	3,86	-0,45	3,41	3,50
AM10 B	4,42	4,39	-0,03	4,36	7,70

Tal acidez do horizonte A relaciona-se aos parâmetros $H^+ + Al^{3+}$, alumínio trocável e matéria orgânica do solo que possui grupos carboxílicos e fenólicos que podem liberar H^+ para solução (Figura 4.10, Figura 4.11 e Figura 4.12).

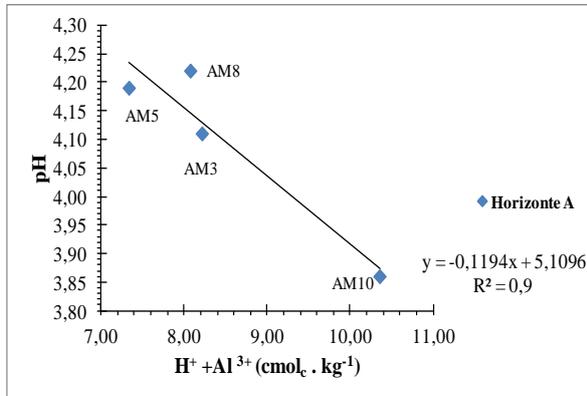


Figura 4.10 – Gráfico da relação $H^+ + Al^{3+}$ e pH em KCl.

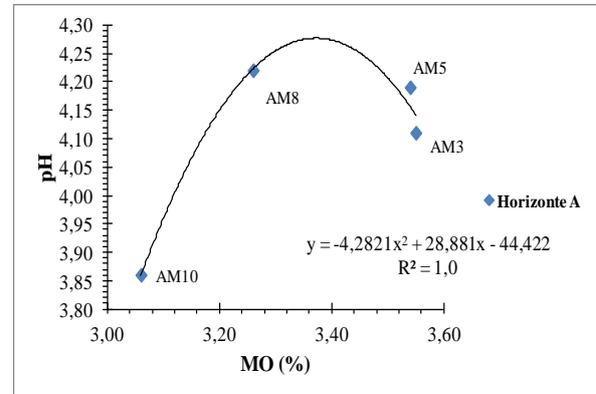


Figura 4.11 – Gráfico da relação MO e pH em KCl.

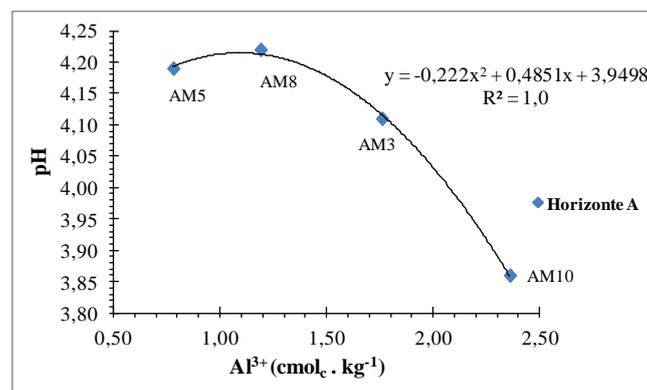


Figura 4.12 – Gráfico da relação Al^{3+} e pH em KCl.

Nos horizontes B e C as amostras AM3C, AM10B, AM5B, e AM8B apresentaram a classificação de acidez muito alta, alta, média e baixa respectivamente. Não houve correlações satisfatórias como as anteriores (Figura 4.10, Figura 4.11 e Figura 4.12). Isso pode significar que o efeito da matéria orgânica no pH deve ser pouco pronunciado, indicando que nos horizontes B e C o pH está relacionado com as cargas da superfície do mineral (Figuras 4.13 e 4.14). É importante notar que o PCLZ apresenta um comportamento quadrático côncavo (equação negativa), enquanto que o pHo apresenta comportamento linear crescente com $H^+ + Al^{3+}$. As amostras AM5B, AM8B e AM10B apresentam soma de bases $S_B + Al^{3+}$ menor ou igual a $1,5 \text{ cmol}_c \cdot \text{kg}^{-1}$ e todos com ΔpH positivo ou próximo de zero e/ou pH em KCl maior que 5 caracterizando o caráter ácrico, sendo que apenas a amostra AM10B também apresenta o caráter álico.

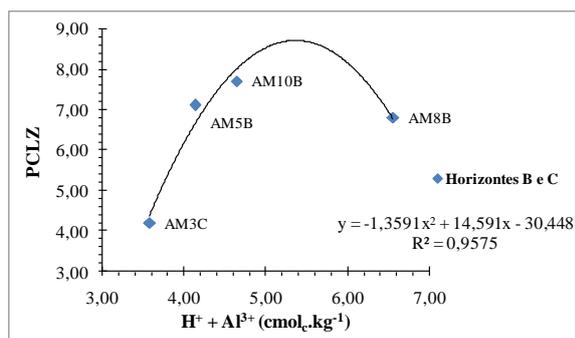


Figura 4.13 – Gráfico da relação PCLZ e $H^+ + Al^{3+}$ (cmol_c. kg⁻¹).

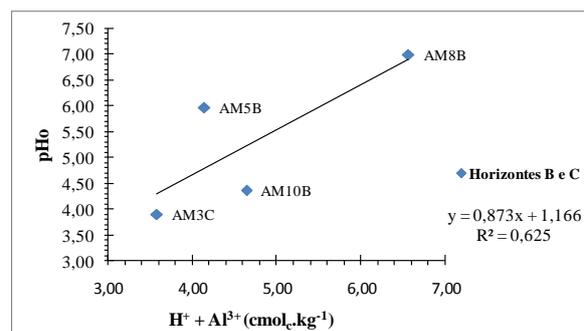


Figura 4.14 – Gráfico da relação pHo e $H^+ + Al^{3+}$ (cmol_c.kg⁻¹).

Considerando o ΔpH do horizonte A todos são negativos. O fato dos valores de ΔpH serem negativos podem estar intimamente relacionados aos sítios negativos da MO, ao invés dos sítios de carga de argila silicatada ou areia por meio de fraturas na superfície mineral. Essa dúvida ficará esclarecida no item discussão em conjunto com dados de mineralogia. Comparando os pontos de carga zero estimado pelo pHo e o determinado pela adsorção de equilíbrio (PCLZ) há uma certa similaridade nos valores, diferindo bastante para a amostra AM10B, possivelmente em função de efeitos dos caracteres álico e ácido.

Na topossequência do córrego Quinze o íon potássio trocável no horizonte A foi classificado como médio nas amostras RQ1A (grama) e RQ11A (mata ciliar) e para amostras RQ2A a RQ5A (milho e sorgo) como alto, finalizando como muito alto para as amostras RQ6 a RQ8 onde se situa cultura de hortaliças (Tabela. 4.4). Nos horizontes B e C o cátion K^+ apresentou valores classificados como muito baixo para amostras RQ1B, RQ5B, RQ6B e RQ11C, na amostra RQ2B o valor obtido foi tido como baixo e médio para amostra RQ8B. Nota-se que na área da amostra RQ8 o manejo agrícola apresenta valores K^+ consideráveis, tanto no horizonte A como no B, ou seja, há transporte do horizonte A para camadas mais profundas, indicando que não há perda do nutriente simplesmente na horizontal, como também na vertical, em função da porosidade e carga superficial dos solos. Quanto ao cálcio trocável apresenta-se alto nas amostras RQ1A até RQ11A. Todavia para os horizontes B e C a amostra RQ1B e RQ11C apresentam valores baixos, e na amostra RQ6B o valor de cálcio definido como médio, já nas amostras RQ2B, RQ5B e RQ8B obtiveram valores classificados como alto. Para o fósforo considerou-se a cultura de hortaliças para balizar os valores encontrados, obtendo: concentrações com valores classificados como muito baixo para as amostras RQ1A, RQ5A e RQ11A, porém baixo para RQ2A, médio para RQ6A e muito alto para a amostra

RQ8A obtendo o maior valor de concentração (244,33 mg . L⁻¹). Por outro lado, no horizonte B todas as amostras apresentaram valores de concentrações de fósforo classificados como muito baixo. Isso mostra que para o elemento fósforo não há transporte ou migração para camadas mais profundas nas amostras avaliadas (Tabela 4.4).

Tabela 4.4 – Resultados dos parâmetros químicos de fertilidade do solo no córrego Quinze.

Amostra	Al ³⁺ (cmol _c /kg)	Ca ²⁺ +Mg ²⁺ (cmol _c /kg)	P (mg/L)	K ⁺ (cmol _c /kg)	Ca ²⁺ (cmol _c /kg)	H ⁺ +Al ³⁺ (cmol _c /kg)	MO (%)	S _B [*] (cmol _c /kg)	CTC (cmol _c /kg)	V _{sat} ^{**} (%)	m _{sat} ^{***} (%)
RQ1 A	0,20	2,24	2,71	0,28	1,84	6,02	3,25	2,52	8,54	29	7,36
RQ1 B	0,00	0,21	0,56	0,05	0,18	2,68	1,16	0,26	2,94	9	0,00
RQ2 A	0,00	6,32	12,27	0,56	5,04	4,18	3,29	6,88	11,06	62	0,00
RQ2 B	0,00	1,60	0,98	0,11	1,52	2,84	1,59	1,71	4,55	38	0,00
RQ5 A	0,00	6,67	4,51	0,53	6,10	3,40	3,39	7,20	10,60	68	0,00
RQ5 B	0,00	0,99	0,65	0,04	0,89	2,92	1,38	1,03	3,95	26	0,00
RQ6 A	0,00	6,05	39,44	0,68	5,52	4,52	3,27	6,73	11,25	60	0,00
RQ6 B	0,00	0,68	0,84	0,07	0,41	2,48	1,51	0,75	3,23	23	0,00
RQ8 A	0,00	9,67	244,33	0,89	8,78	2,30	3,31	10,56	12,86	82	0,00
RQ8 B	0,00	2,42	4,09	0,20	2,26	2,08	1,60	2,62	4,70	56	0,00
RQ11 A	0,75	2,28	1,66	0,16	1,03	5,56	2,15	2,44	8,00	31	23,51
RQ11 C	0,49	0,49	1,12	0,05	0,26	2,94	0,68	0,54	3,48	16	47,43

*S_B igual à soma de bases (Ca²⁺+ Mg²⁺ + K⁺).

**V_{sat} igual à Saturação de bases, razão S_B pela CTC (S_B+ H⁺ + Al³⁺) com resultado em percentagem.

***m_{sat} Índice de saturação por alumínio trocável, igual à razão de Al³⁺ por S_B mais Al³⁺ com resultado em percentagem.

A saturação de bases foi classificada como: baixa na amostra RQ1A, média nas amostras RQ2A, RQ5A, RQ6A e RQ11A, apenas a amostra RQ8A apresentou-se como alta. Para o horizonte A o caráter eutrófico (V_{sat} ≥ 50%) foram determinados para amostras RQ2A, RQ5A, RQ6A e RQ8A, as demais amostras, RQ1A e RQ11A, apresentaram caráter distrófico. Nos horizontes B e C a classificação foi a seguinte: muito baixa em RQ1B, RQ6B e RQ11C, baixa em RQ2B, RQ5B e média em RQ8B. Quanto ao caráter eutrófico foi determinado apenas na amostra RQ8B, sendo as demais amostras consideradas distróficas. O caráter eutrófico nos solos estudados indica o efeito do manejo agrícola pela aplicação de fertilizantes e calagem, sendo mais evidente no horizonte A. O caráter álico (m_{sat} ≥ 50%) não foi encontrado em nenhuma das amostras avaliadas. Isso indica o efeito da calagem em algumas amostras o que poderá ser esclarecido com dados de pH (KCl).

Os parâmetros eletroquímicos determinados nas amostras do córrego Quinze apresentaram para o horizonte A, acidez classificada como: muito baixa para as amostras RQ2A, RQ5A e RQ8A; baixa na amostra RQ1A e alta para amostra RQ6A e muito alta em RQ11A. No

horizonte B a acidez foi classificada: muito baixa na amostra RQ6B; baixa nas amostras RQ1B, RQ2B, RQ5B, RQ8B e alta para amostra RQ11C Tabela 4.5). O pH em KCl está baixo apenas nas amostras RQ6A e RQ11A e RQ11B. A amostra RQ6 tem essa diferenciação no pH por meio de aporte de material de construção da pista, formando uma camada no horizonte A conforme descrição pedológica. E as amostras RQ11 por estarem em ambiente hidromórfico preservado.

O Δ pH determinado no horizonte A apresenta também valores negativos como ocorre na área preservada de Águas Emendadas, indicando efeito da matéria orgânica e da calagem, que pode alterar o pH para valores de acidez mais baixa, ou seja, tendendo a pH mais alcalino. Salienta-se que o efeito da calagem não ocorre na amostra RQ11 por estar em ambiente preservado de mata ciliar. Entretanto, o Δ pH nos horizontes B e C apresentam-se positivos (presença de oxi-hidróxidos de Fe e Al) para a maioria das amostras, exceto para a amostra RQ8B por sofrer efeitos pronunciados dos insumos agrícolas em relação as demais amostras por estar em área de horta.

Tabela 4.5 – Resultados dos parâmetros eletroquímicos dos solos no córrego Quinze.

Amostra	pH (H₂O)	pH (KCl)	ΔpH	pH_o	PCLZ
RQ1 A	6,12	5,66	-0,46	5,20	4,80
RQ1 B	5,12	5,61	0,49	6,10	8,40
RQ2 A	6,77	6,45	-0,32	6,13	7,30
RQ2 B	4,87	5,79	0,92	6,71	8,30
RQ5 A	6,74	6,29	-0,45	5,84	6,30
RQ5 B	5,02	5,70	0,68	6,38	8,40
RQ6 A	5,15	4,77	-0,38	4,39	-
RQ6 B	4,93	6,15	1,22	7,37	-
RQ8 A	6,54	6,24	-0,30	5,94	8,20
RQ8 B	6,36	5,79	-0,57	5,22	8,10
RQ11 A	4,72	3,97	-0,75	3,22	5,20
RQ11 C	4,12	4,65	0,53	5,18	6,60

Os valores de pH elevados acima de 5,5 ou 5,6 indicam efeito de calagem e também confirmam a presença de alumínio trocável na forma de hidróxidos precipitados, provocando, assim, o desaparecimento do caráter distrófico. No entanto, nos horizontes B e C onde o efeito da calagem foi bastante minimizado, exceto na amostra RQ8, o caráter ácido pode ser constatado nas amostras RQ1B, RQ5B, RQ6B e RQ11C indicando saldo de carga positiva. Os pontos de carga zero estimados pelo pH_o destoam dos pontos de PCLZ determinados pelo método direto (equilíbrio de adsorção). Isso se deve ao tempo de equilíbrio do pH ser maior

no método direto sobre ação da agitação por 24 horas. Outra questão importante são os pontos de carga zero deslocados para valores mais alcalinos, devido à interação do calcário, do processo da calagem, com a solução do solo, modificando o equilíbrio do pH na determinação da carga líquida zero. Portanto, devido ao efeito da calagem, as relações entre parâmetros de fertilidade e eletroquímicos podem ser verificadas nos pontos de carga líquida zero (Figura 4.15, Figura 4.16 e Figura 4.17).

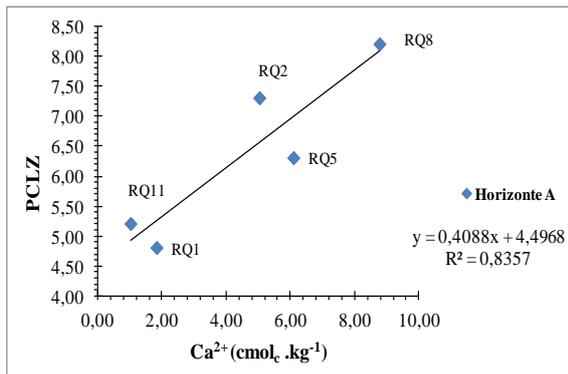


Figura 4.15 – Gráfico do Ca^{2+} versus PCLZ.

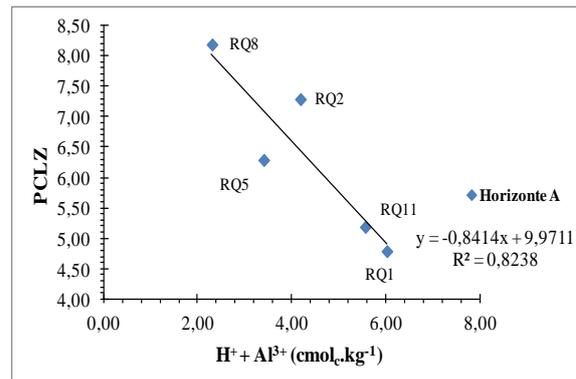


Figura 4.16 – Gráfico do $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ versus PCLZ.

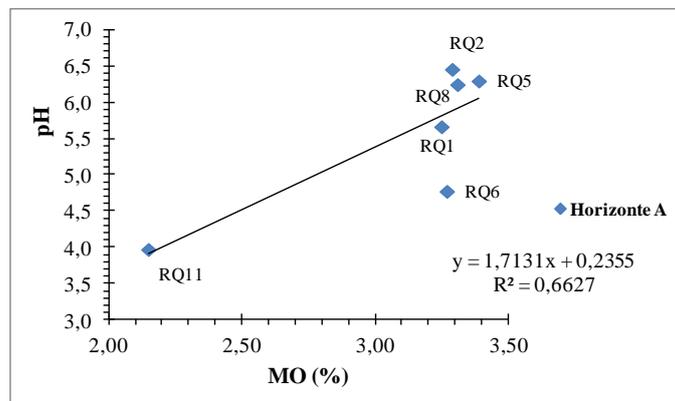


Figura 4.17 – Gráfico da MO versus pH em KCl.

Na Figura 4.15 e Figura 4.16 as relações são lineares, porém a relação da Figura 5.16 é negativa, ou seja, à medida que aumenta o PCLZ decresce a concentração de $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$. Ambas relações apresentam R^2 da ordem de 0,8; mas a relação da MO com pH em KCl apresenta um R^2 , mais baixo a cerca de 0,7 (Figura 4.17). Essas três relações indicam que a matéria orgânica não domina o $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ como nos dados da topossequência de Águas Emendadas, é notável o efeito Ca^{2+} no PCLZ à medida que o cálcio cresce o ponto de carga líquida também acompanha o crescimento.

Nos horizontes B e C da sequência do córrego Quinze a relação de MO com PCLZ apresentou função polinomial de segundo grau negativa, ou seja, côncava. No entanto, a relação da MO

com pH, é uma função linear positiva (Figura 4.18 e Figura 4.19). A não linearidade do PCLZ pode estar associada ao efeito dos insumos e do $H^+ + Al^{3+}$. As Figura 4.20 e Figura 4.21 retratam o efeito da calagem e da acidez potencial advinda do $H^+ + Al^{3+}$, que geralmente está associada à matéria orgânica.

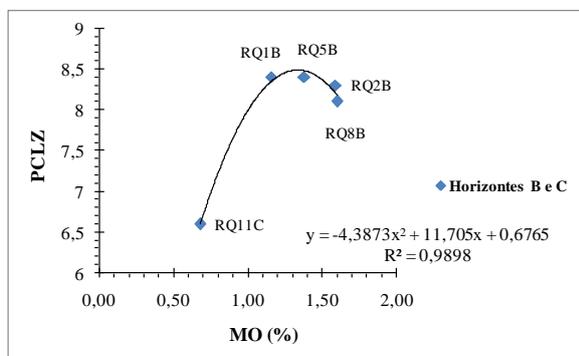


Figura 4.18 – Gráfico da MO versus o PCLZ.

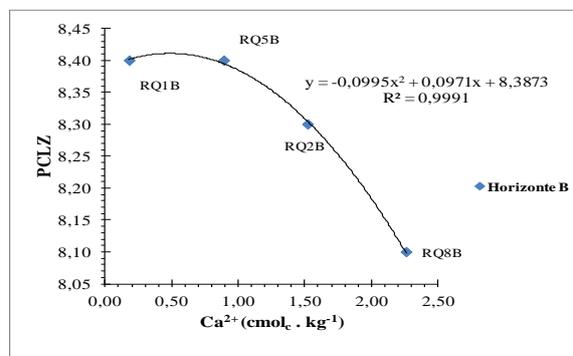


Figura 4.20 – Gráfico da relação Ca^{2+} versus o PCLZ

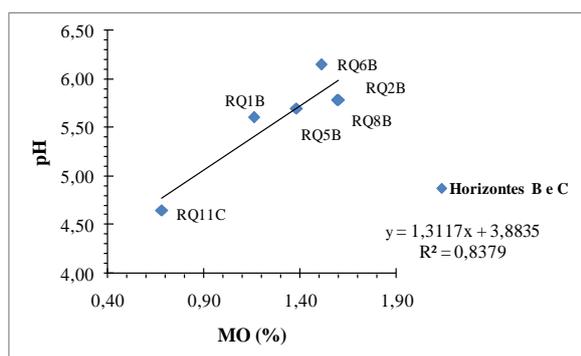


Figura 4.19 – Gráfico da MO versus pH em KCl.

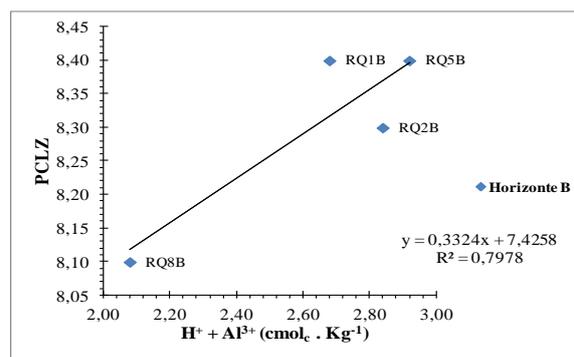


Figura 4.21 – Gráfico da relação da acidez potencial versus PCLZ.

A Figura 4.20 e Figura 4.21 não apresentam a amostra RQ11C em razão desta, diferir das demais, pois não contem o efeito de insumos que influenciem no ponto de carga líquida zero, além de não ser um Latossolo, mas sim um saprólito. Contudo, avaliando as amostras que apresentam efeito dos insumos agrícolas é possível observar correlação quadrática negativa com Ca^{2+} . A calagem pode promover a disponibilização do fósforo como também mineralização da matéria orgânica favorecendo o aumento da CTC e nitrogênio. Outro insumo importante que possivelmente possa estar relacionado com PCLZ elevados (na ordem de pH 8) e decrescentes com o teor de Ca possivelmente em função do fertilizante fosfato super simples e/ou demais fosfatos parcialmente acidulados. No super simples há 60% de gesso $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (Malavolta & Kliemann, 1985).

O ânion SO_4^{2-} nos solos submetidos ao efeito da calagem aumentam o pH da solução do solo promovendo a disponibilidade do SO_4^{2-} , o qual em condições normais de pH do solo do cerrado, está adsorvido na matéria orgânica ou nos óxidos de Fe e Al (Ensminger, 1954; Mehlich, 1964; Parfitt & Smart, 1978). Além da elevação do pH promovido pela calagem, o fósforo disponível é mais reativo que SO_4^{2-} diante dos sítios positivos dos óxidos de Fe e Al, fixando-se no horizonte superficial. Dessa forma, o anion SO_4^{2-} estando disponível pelo efeito da calagem e perdendo a competição pela adsorção nos sítios positivos dos óxidos para o fósforo, favorece em solos argilosos, porém porosos a lixiviação para horizontes mais profundos. Apesar do enxofre não ter sido determinado, nesse trabalho, pode-se inferir o uso do insumo fosfatado pelos indícios das concentrações de fósforo encontradas no horizonte A, sendo superior, quando comparado com valores encontrados na área preservada, constatado principalmente na amostra RQ8.

A outra fonte do íon SO_4^{2-} , pelo manejo agrícola, advém do sulfato de amônio. Contudo, cabe ressaltar que o enxofre também se encontra na natureza presente na pirita e nos sulfitos metálicos o que não ocorre na área de pesquisa, contendo também na litosfera com teor aproximado de 0,06% (Filho, 2006).

As correlações entre os índices eletroquímico ΔpH e pH_o obtidos a partir do pH em H_2O e pH em KCl são parâmetros indicativos das cargas superficiais. Esses parâmetros também são considerados como indicadores do intemperismo. A princípio as Figuras 4.22 a 4.25 apresentam as correlações entre esses dois parâmetros para as duas topossequências. Em Águas Emendadas (AM) as relações são do tipo polinômio de segundo grau em ambos os horizontes com correlações satisfatórias com R^2 , no horizonte A, de praticamente 1 e nos horizontes B e C de praticamente 0,9.

Na sequência do córrego Quíze (RQ) as correlações de R^2 são praticamente 1 para horizonte A e nos horizontes B e C de cerca de 0,8. Os comportamentos das funções foram lineares para horizonte A e quadráticas nos horizontes B e C. Cabe frisar que o ΔpH para horizonte A, tanto na sequência AM como RQ, são negativos comparando área preservada com a de uso de insumos agrícolas, justificando a ação dos sítios de cargas negativas da matéria orgânica, por conter grupos carboxílicos, fenólicos, carbonílicos, cetônicos, amínicos, amílicos, tiólicos e ésteres, os quais podem contribuir na fixação de íons, neutralizando mesmo em pH baixo as cargas positivas dos óxidos metálicos pela formação de complexos organominerais (Stevenson, 1994).

Nos horizontes B e C do córrego Quinze, os valores de ΔpH são todos positivos, marcando a presença dos óxidos e hidróxidos de Fe Al como agentes dominantes na carga desse horizonte. Na sequência AM a amostra AM8 está com ΔpH altamente positivo por ser um horizonte com pouca ação microbiológica e das raízes com ponto de carga zero estimado (pHo) próximo de 7. A outra amostra com ΔpH positivo é a AM5, possivelmente devido a sítios positivos da caulinita e por estar sobre a influência de ambiente hidromórfico. A amostra AM10 também se apresenta praticamente com ΔpH próximo de zero.

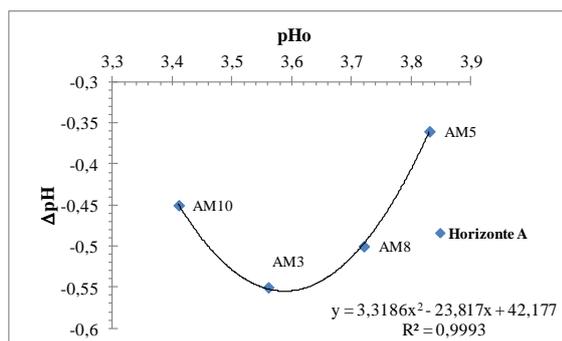


Figura 4.22 – Gráfico da relação pHo versus ΔpH sequência de Águas Emendadas.

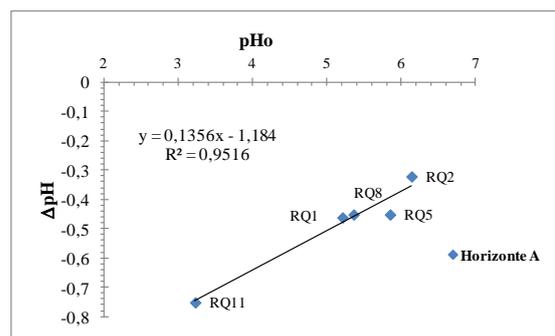


Figura 4.24 – Gráfico da relação pHo versus ΔpH na sequência do córrego Quinze.

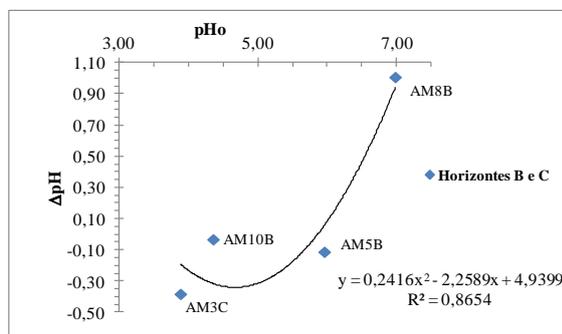


Figura 4.23 – Gráfico da relação pHo versus ΔpH sequência de Águas Emendadas.

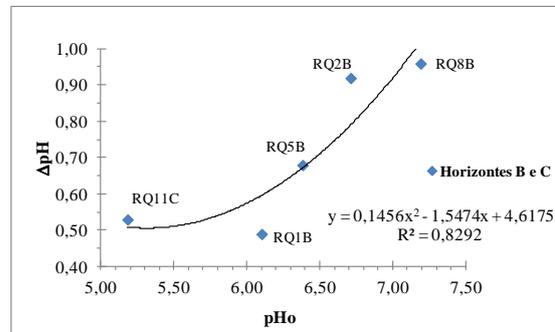


Figura 4.25 – Gráfico da relação pHo versus ΔpH na sequência do córrego Quinze.

Avaliando os pontos de carga zero estimados pelo pHo em função dos índices intempéricos K_i e K_r na sequência de Águas Emendadas, observam-se comportamento quadráticos das funções nos horizontes A, B e C com R^2 satisfatórios (Figuras 4.26 a 4.29). Esse comportamento idêntico para os dois horizontes demonstra que as relações são satisfórias para determinar o intemperismo pelas cargas. A amostra AM10 tem a tendência de promover o comportamento quadrático devido à sua relação molar dos índices diferenciando-se das

demais amostras por ser um solo rico em areia fina, está observação será comprovada em conjunto com os dados granulométricos da caracterização geotécnica.

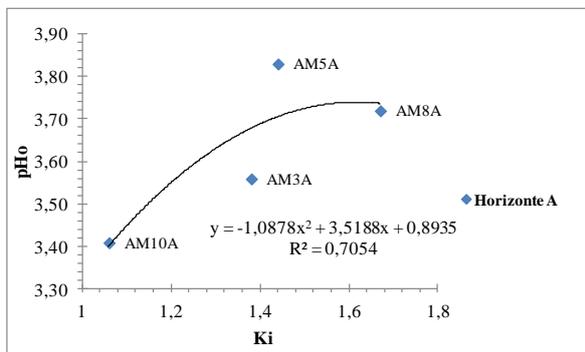


Figura 4.26 – Gráfico do Ki versus pHo na sequência de Águas Emendadas.

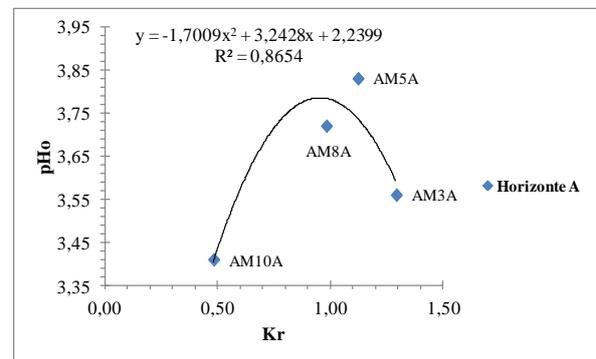


Figura 4.28 – Gráfico do Kr versus pHo na sequência de Águas Emendadas.

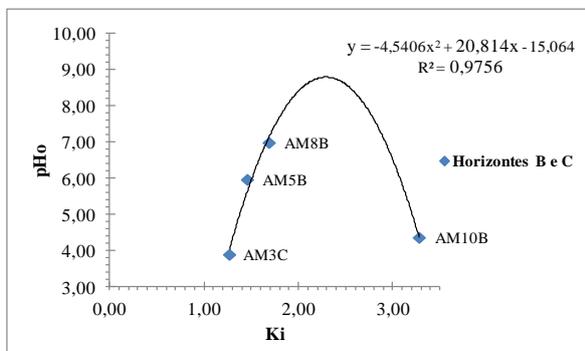


Figura 4.27 – Gráfico do Ki versus pHo na sequência de Águas Emendadas.

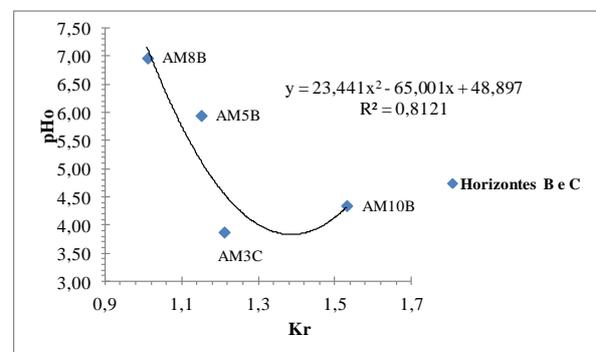


Figura 4.29 – Gráfico do Kr versus pHo na sequência de Águas Emendadas.

Os pontos determinados na área do córrego Quinze apresentaram funções quadráticas no horizonte A e lineares no horizonte B para os índices Ki e Kr. A similaridade no comportamento das funções para os índices indica o baixo efeito do Fe na relação molar Kr. Destaca-se a amostra RQ11 diferindo-se das demais por não sofrer ação dos insumos agrícolas e pelo fato de seu horizonte C, ser o horizonte C_f constituído pelo metarritmito arenoso, de acordo com o perfil pedológico. Tal motivo levou à retirada da amostra RQ11A para determinação do Ki. Entretanto, a correlação com a amostra RQ11A foi possível devido à influência do Fe no Kr (Figuras 4.30 a 4.33).

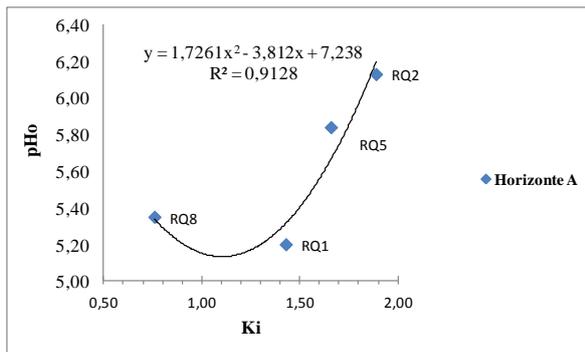


Figura 4.30 – Gráfico do Ki versus pHo na sequência do córrego Quinze.

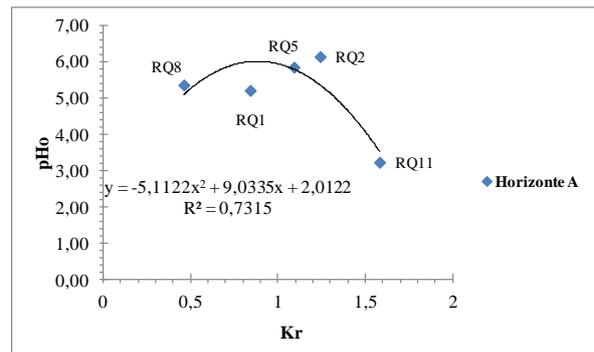


Figura 4.32 – Gráfico do Kr versus pHo na sequência do córrego Quinze.

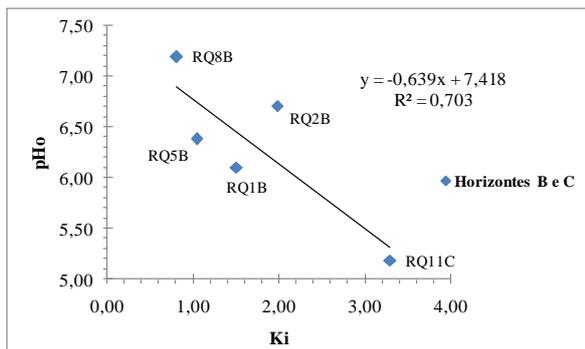


Figura 4.31 – Gráfico do Ki versus pHo na sequência do córrego Quinze.

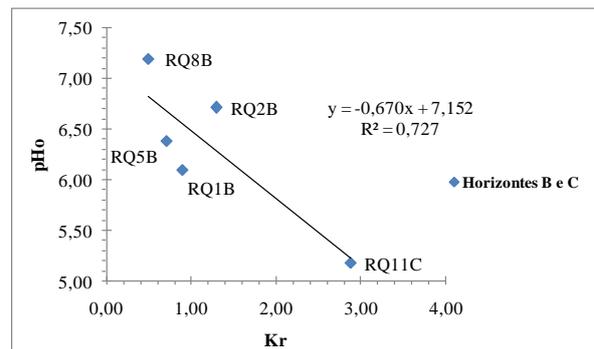


Figura 4.33 – Gráfico do Kr versus pHo na sequência do córrego Quinze.

O comportamento quadrático volta a confirmar-se nas amostras AM com as relações do PCLZ com os índices de intemperismo. Na relação PCLZ e Ki para horizonte A observa-se, que a amostra AM8 apresenta-se com menor intemperismo no seu grupo, sendo a amostra AM10 a mais intemperizada (Figura 4.34). Entretanto, para o horizonte uniformizado como B a amostra AM3 apresentou-se com o maior intemperismo e a amostra AM10 com o menor intemperismo (Figura 4.35). O PCLZ nesse horizonte apresentou-se menor para amostra AM3 e maior para AM10. Considerando o Kr (Figura 4.36), a amostra AM10 expressou maior intemperismo e a AM3 o menor. Para Figura 4.37 a amostra AM10 não aparece na correlação por ser anômala, ao ter características transitórias entre um Latossolo e um Neossolo Quartzarênico, pelo efeito do quartzo fino. Contudo, avaliando as demais amostras a AM8 apresenta-se com maior intemperismo, enquanto a amostra AM3 com o menor. Os PCLZ são maiores no horizonte B em relação ao horizonte A, com correlações quadráticas apresentando funções negativas, exceto para Figura 4.34.

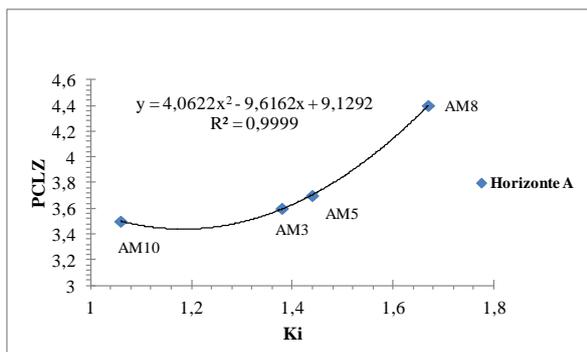


Figura 4.34 – Gráfico do Ki versus PCLZ na sequência de Águas Emendadas.

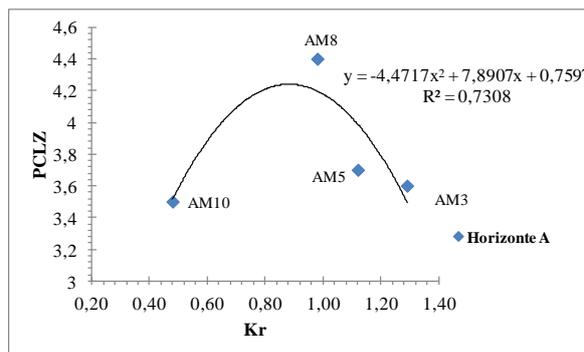


Figura 4.36 – Gráfico do Kr versus PCLZ na sequência de Águas Emendadas.

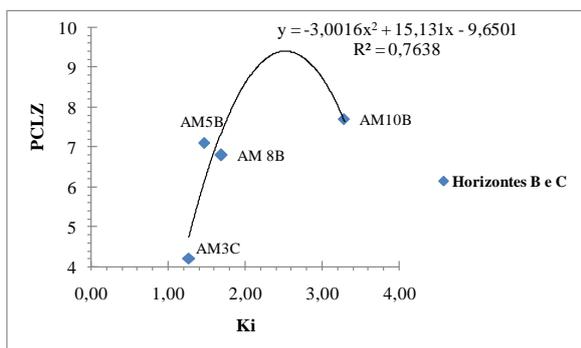


Figura 4.35 – Gráfico do Ki versus PCLZ na sequência de Águas Emendadas.

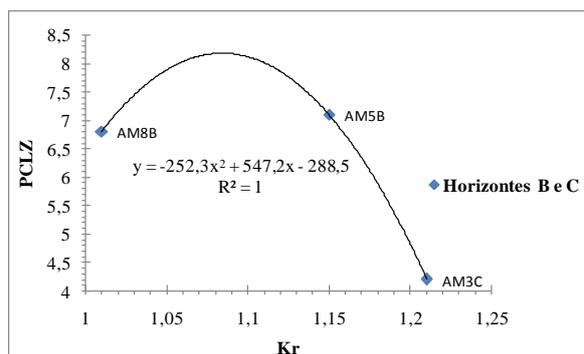


Figura 4.37 – Gráfico do Kr versus PCLZ na sequência de Águas Emendadas.

Na toposequência do córrego Quinze a Figura 4.38 mostra uma dispersão dos pontos RQ5, RQ2, RQ1 e RQ11. Essa dispersão provém da ação dos insumos agrícolas, mais especificamente do calcário, porém o comportamento do polinômio de segundo grau prevalece em uma correlação baixa, R^2 próximo de 0,6. Para Figura 4.38 a dispersão dos dados fica nítida nas amostras RQ2 e RQ11 ao obter semelhantes índices de Ki relativos ao menor intemperismo, tendo em vista que RQ2 é um Latossolo e a amostra RQ11 é um Gleissolo. O PCLZ mostra bem a diferença entre as duas amostras: RQ2 possui maior valor de ponto de carga líquida zero do que a amostra RQ11, que tem efeito pronunciado dos sítios negativos da MO que liberam H^+ , elevando o ponto de carga líquida zero. As semelhanças no Ki das amostras RQ2 e RQ11 podem estar associadas à similaridade mineralógica. Isso poderá ser verificado posteriormente com dados de mineralogia. Na Figura 4.40 a correlação tornou-se possível com a retirada da amostra RQ11, que é anômala por suas características intrínsecas como: PCLZ baixo em relação às demais amostras de seu grupo, mineralogia e matriz mosqueada. Ainda na Figura 4.40, o maior intemperismo é da amostra RQ8 e o menor intemperismo está na amostra RQ2. Os pontos extremos de intemperismo nas funções quadráticas das Figuras 4.39 e 4.41 são das amostras RQ8, com maior intemperismo e RQ11C

com menor intemperismo, obtendo funções quadráticas negativas, ou seja, côncavas similares para os índices Ki e Kr, indicando baixa influência do Fe no índice Kr.

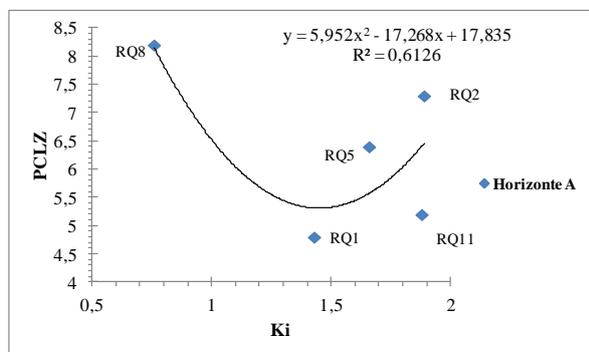


Figura 4.38 – Gráfico do Ki versus PCLZ na sequência do córrego Quinze.

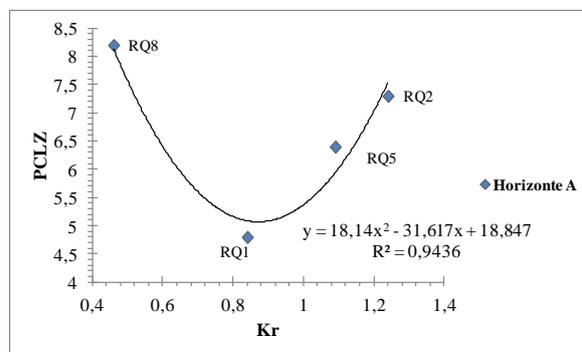


Figura 4.40 – Gráfico do Kr versus PCLZ na sequência do córrego Quinze.

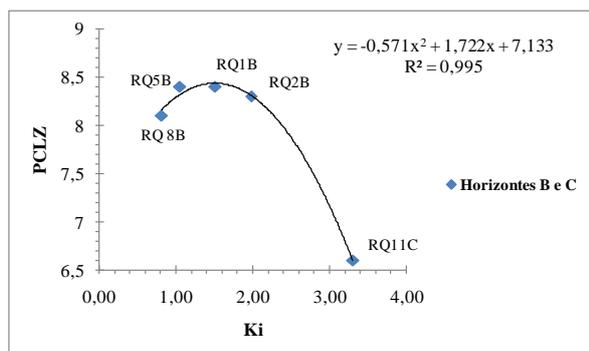


Figura 4.39 – Gráfico do Ki versus PCLZ na sequência do córrego Quinze.

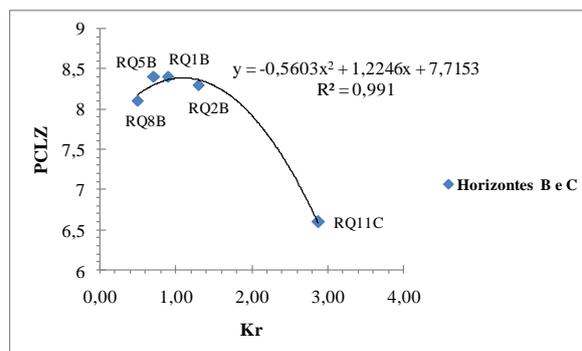


Figura 4.41 – Gráfico do Kr versus PCLZ na sequência do córrego Quinze.

Em termos gerais verificaram-se relações satisfatórias dos índices Ki e Kr com os parâmetros eletroquímicos.

Dando continuidade à caracterização, o próximo item abordará a qualificação e a quantificação mineralógica dos argilominerais e quartzo das duas topossequências e suas relações com os índices de intemperismo.

4.3- CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E COMPORTAMENTO INTEMPÉRICO

Para continuidade da caracterização e interligações entre os dados químicos e mineralógicos, os índices Ki e Kr, comentados no item anterior, serão relacionados com os dados de mineralogia, que também representam o processo de intemperismo ao longo das

topossequências. Para isto, foram inicialmente realizadas as qualificações dos minerais constituintes das amostras de solos analisadas pela difratometria de raios-X (DRX).

A Figura 4.42 apresenta o conjunto de difratogramas do horizonte A da topossequência de Águas Emendadas, onde o número maior de amostras analisadas pela DRX são de amostras coletadas por sondagens a trado na campanha inicial, para definir os pontos onde seriam realizadas as trincheiras para uma maior caracterização. Como os difratogramas apresentavam certa similaridade (Figura 4.42 e Figura 4.43), as amostras de trincheiras foram definidas pela diferenciação da cor dos solos analisados. Essa definição para as trincheiras ocorreu também na topossequência do córrego Quinze. Dessa forma, os difratogramas da topossequência de Águas Emendadas para o horizonte A apresentou os seguintes constituintes minerais: gibbsita, quartzo, caulinita, anatásio, hematita e goethita. Nos horizontes B e C identificou-se gibbsita, quartzo, caulinita, anatásio, hematita, goethita e rutilo. Avaliando os difratogramas do horizonte A com sua amostra correspondente nos horizontes B e C pode-se notar certa similaridade mineralógica pelos picos apresentados. Ressalta-se nos horizontes B e C, em algumas amostras, a presença do TiO_2 na forma do mineral rutilo com teores possivelmente traço.

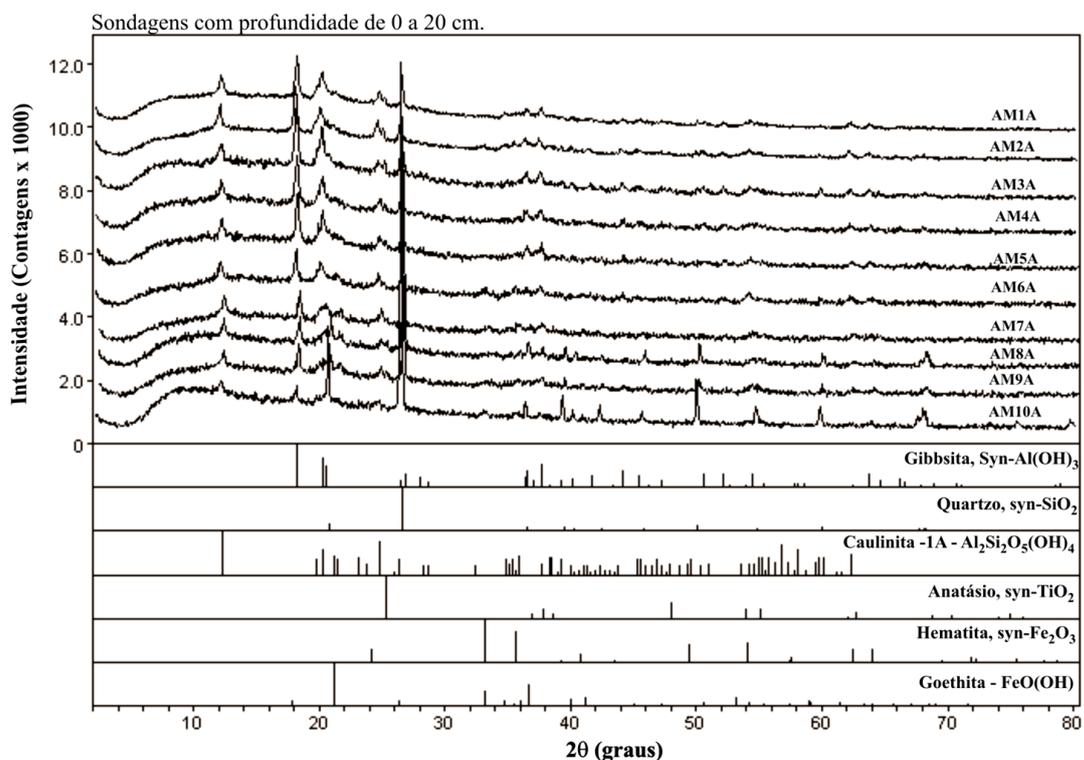


Figura 4.42 – Difratogramas das amostras de Águas Emendadas horizonte A.

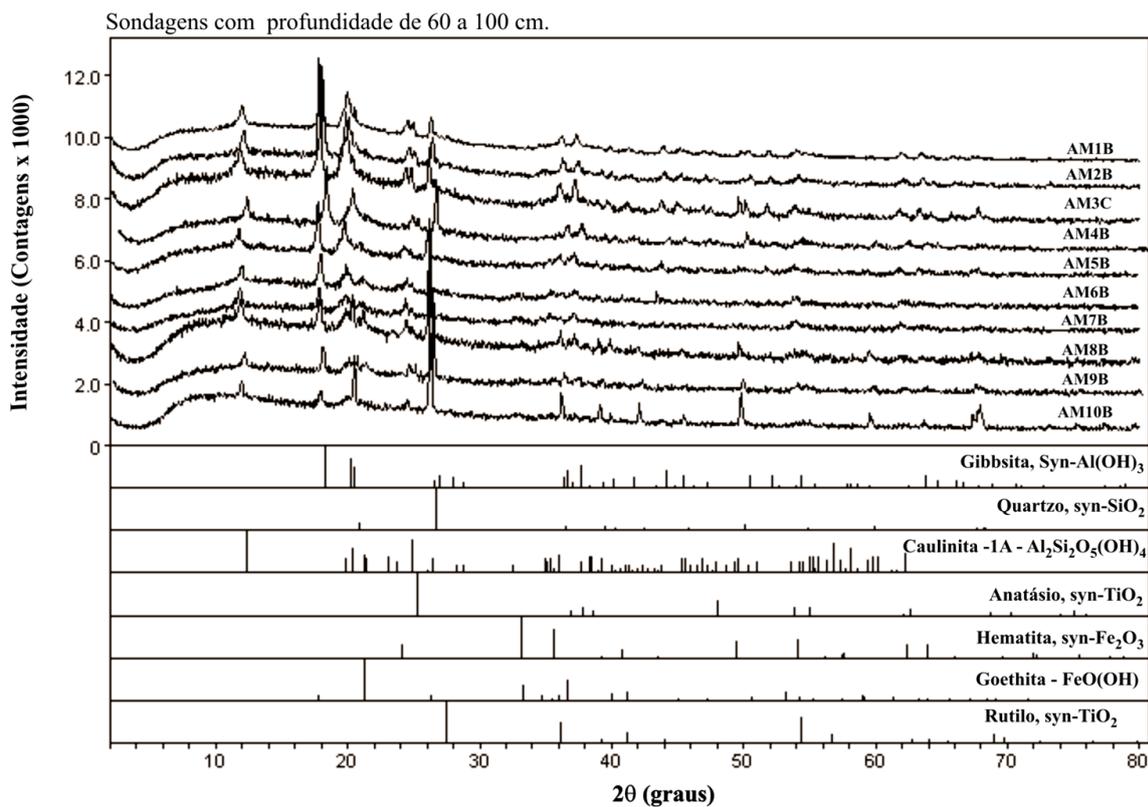


Figura 4.43 – Difratomogramas das amostras de Águas Emendadas para os horizontes B e C.

A quantificação mineralógica das amostras é baseada na reconstituição dos minerais a partir da DRX, química, ATG e cor. Avaliando aspectos diferenciais nas amostras, nota-se que a amostra AM10 horizontes A e B apresentam os valores mais baixos de gibbsita e caulinita na topossequência AM, porém com os maiores teores de quartzo de 65,39 e 62,43% para os horizontes A e B, respectivamente. Tal resultado corrobora com o Ki maior que 2,2 da amostra AM10, configurando-se um quartzo fino que será verificado na granulometria. Nas amostras AM5 observa-se valor zero para hematita, com teor de goethita na faixa de 8,04 a 8,16 confirmando o processo de xantização pelo pedoambiente de borda da chapada, que sofreu influência do lençol freático devido aos ciclos de secagem e molhagens, propícios à formação da goethita gerando o Latossolo Vermelho-Amarelo conforme o encontrado em campo pela descrição pedológica. As amostras AM3 são de ambiente hidromórfico típico dos plintossolos com hematita devido aos mosqueados vermelhos e nódulos de goethita.

Ressalta-se o horizonte A, com 50,00% de caulinita e o horizonte B com 44,17% em gibbsita indicando maior intemperismo em profundidade. Outra importante observação na sequência de solos são os teores de quartzo, sendo elevados da amostra AM8 para a AM10 topo e mais baixos da amostra AM8 para a base da topossequência. Além da quantificação mineralógica a

Tabela 5.6 traz a razão RHmGt: hematita (Hm) e goethita (Gt), $\frac{Hm}{Hm+Gt}$ e a razão RCtGb: caulinita (Ct) e gibbsita (Gb), $\frac{Gb}{Gb+Ct}$. Essas razões são importantes para classificar as amostras por gráficos de acordo com o quadrante em que se situa a amostra utilizando a classificação *Soil Taxonomy* (Figura 4.44 e Figura 4.45).

Tabela 4.6 – Quantificação mineralógica da topossequência de Águas Emendadas.

Amostra	Gibbsita (%)	Caulinita (%)	Goethita (%)	Hematita (%)	Anatásio (%)	Quartzo (%)	RHGt	RCGb
AM3 A	28,00	50,00	1,87	0,08	0,54	19,51	0,04	0,64
AM3C	44,17	33,27	0,06	1,37	0,47	20,66	0,96	0,43
AM5 A	39,75	31,86	8,04	0,00	0,52	19,83	0,00	0,44
AM5 B	37,54	32,79	8,16	0,00	0,54	20,97	0,00	0,47
AM7 A	23,79	49,59	6,19	7,89	0,39	12,15	0,56	0,68
AM7B	24,20	46,26	6,21	8,59	0,31	14,44	0,58	0,66
AM8 A	20,28	26,73	8,13	3,48	0,18	41,20	0,30	0,57
AM8 B	18,39	27,18	9,22	3,59	0,28	41,34	0,28	0,60
AM9 A	24,24	30,95	6,32	8,06	0,34	30,10	0,56	0,56
AM9 B	21,18	28,38	9,79	3,81	0,20	36,64	0,28	0,57
AM10 A	9,66	15,43	3,75	5,63	0,14	65,39	0,60	0,62
AM10 B	9,56	17,00	4,55	6,29	0,17	62,43	0,58	0,64

Essa classificação foi utilizada por Reatto *et al.* (2000), concluindo que alguns Latossolos vermelhos classificados como oxídicos-gibbsíticos, de acordo com critérios estabelecidos nos Estados Unidos da América pela *Soil Taxonomy* em 1992, seriam melhor classificados como cauliniticos-oxídicos por apresentarem razão (RCtGb) > 0,5 e valores médios de Ct >40%.

Como a classificação da *Soil Taxonomy* considera a percentagem da fração argila para interpretar os solos oxídicos, está será comparada com as demais classificações de intemperismo após a apresentação dos dados de granulometria. Dessa forma, abordará apenas aspectos de intemperismo, comparando as amostras com sua disposição na topossequência. As amostras AM10A, AM9A e AM7A apresentam-se no quadrante CtHm, indicando baixo intemperismo em relação as demais amostras do seu grupo. Quanto à disposição das amostras no relevo observa-se que os pontos AM10 e AM9 estão no topo, porém o ponto AM7 está em região intermediária da sequência de solo. Caracterizando solos bem drenados praticamente sem influência do nível do lençol freático. Avaliando as amostras da base da sequência de solos, ou seja, na borda da chapada (AM5A e AM3A) há influência do lençol freático com N.A variando com períodos secos e chuvosos favorecendo a formação da goethita. Observa-se a diferenciação da amostra AM5A por conter a gibbsita em maior abundância. Apesar da

amostra AM8 estar próxima do topo apresenta goethita em quantidade maior que as demais amostras, indicando também ambiente de certa umidade.

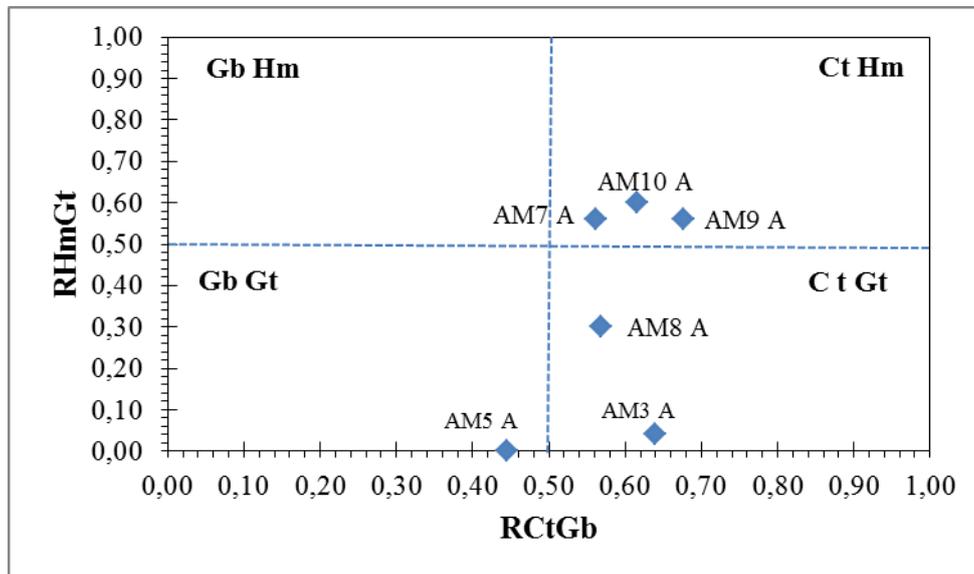


Figura 4.44 – Gráfico da RCTGb versus RHmGt para amostras de Águas Emendadas, horizonte A.

Nos horizontes B e C houve inversão mineralógica da amostra AM3, que apresentava características CtGt no horizonte A, modificando para GbHm com presença da hematita em função dos mosqueados de plintita. A gibbsita indica maior intemperismo em relação ao horizonte A. As amostras do topo AM10B, AM7B e AM8 e da base AM5B mantiveram-se nos mesmos quadrantes CtHm, CtGt e GbGt, respectivamente (Figura 4.45).

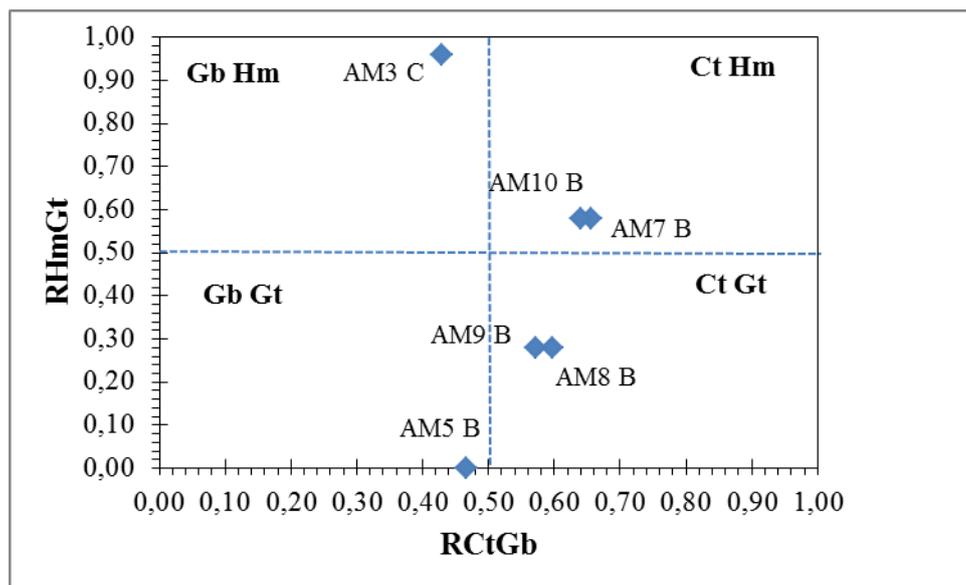


Figura 4.45 – Gráfico da RCTGb versus RHmGt para amostras de Águas Emendadas horizontes B e C.

Os difratogramas das amostras do horizonte A da topossequência do córrego Quinze apresentam também similaridade na composição mineralógica, apresentando quartzo, gibbsita, caulinita, hematita, anatásio, tridimita e goethita (Figura 4.46). O mineral tridimita não foi encontrado na área preservada. Contudo, sua presença na topossequência do córrego Quinze pode estar associada a queimadas e/ou pela sílica formada em tecido vegetal de plantas, pois a tridimita é um poliamorfo do quartzo. Na prática agrícola é comum o uso de queimadas para evitar a roçagem ou limpeza dos resíduos da cultura anterior para um novo plantio. A sua presença não ocorre na amostra RQ11 por estar em área de mata ciliar. Os picos menos intensos do quartzo tornam-se evidentes nas amostras RQ1, RQ8 e RQ11.

Nos horizontes B e C os difratogramas apresentam a mesma mineralogia do horizonte A. Um aspecto interessante é a identificação da tridimita na profundidade de 60 a 100 cm. A sua presença nessa profundidade pode estar associada à gênese dos solos ao gerar quantidades traço de quartzo amorfo ou pelo manejo com gradagem, promovendo o descolamento da tridimita para o horizonte B.

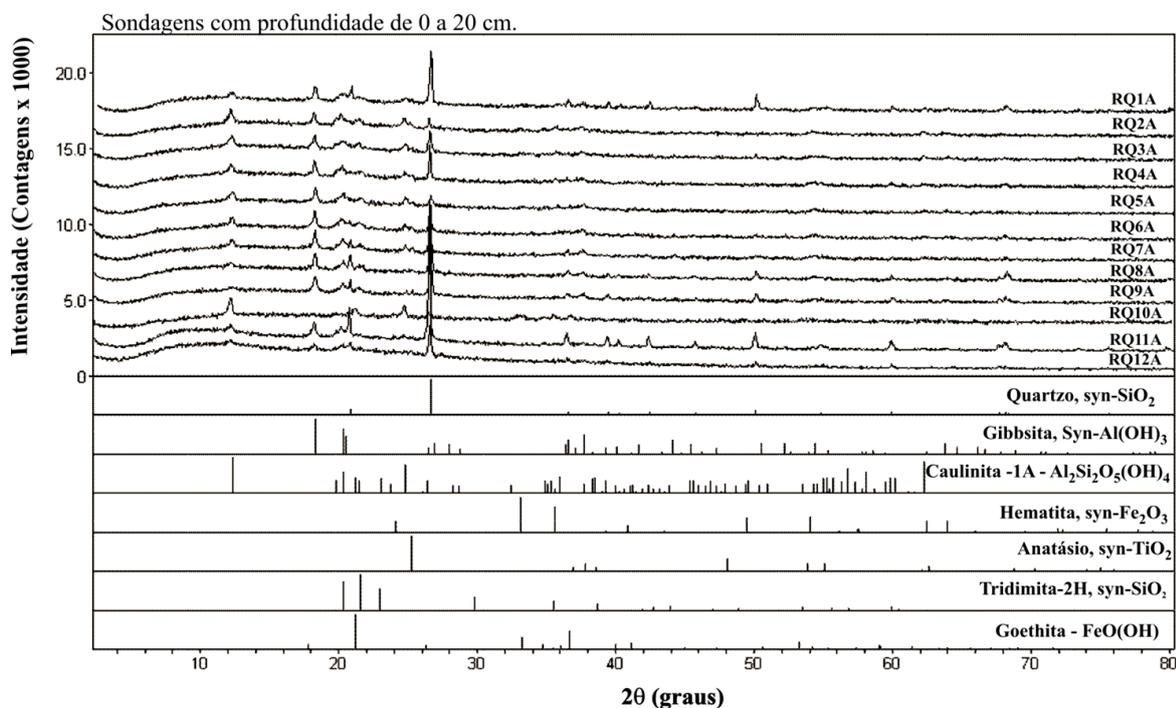


Figura 4.46 – Difratogramas das amostras da Topossequência do córrego Quinze para o horizonte A.

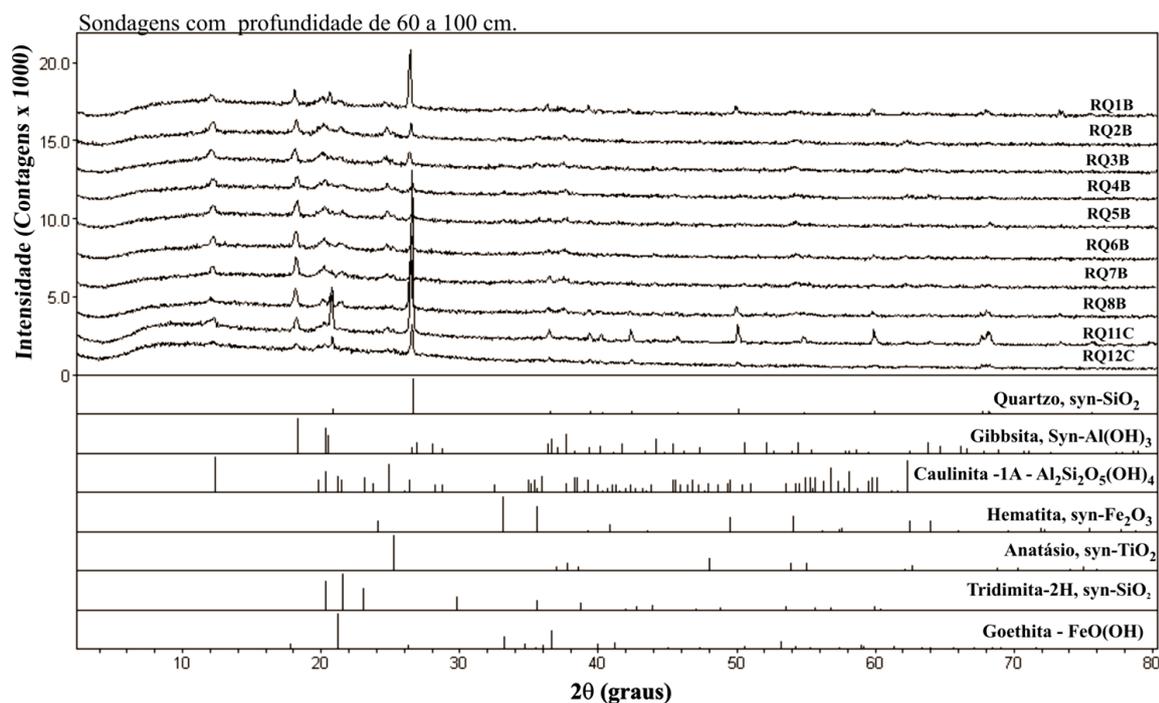


Figura 4.47 – Difratomogramas das amostras da Topossequência do córrego Quinze para os horizontes B e C.

Na Tabela 4.7 é apresentada a quantificação mineralógica dos horizontes A, B e C. O quartzo aparece com maiores teores no topo RQ1 e na base RQ8 e RQ11. A amostra RQ1 apresentou a influência do metarritmito arenoso, o qual aflora no RQ11 horizonte B. A hematita aparece com teor zero pelo processo de xantização. A evidência da xantização é a goethita com maior valor em toda a sequência de solos nos dois horizontes. Os demais comentários serão feitos por meio dos gráficos das razões RHmGt e RCtGb (Figura 4.48 e Figura 4.49).

Tabela 4.7 – Quantificação mineralógica da topossequência do córrego Quinze.

Amostra	Gibbsita (%)	Caulinita (%)	Goethita (%)	Hematita (%)	Anatásio (%)	Quartzo (%)	RHGt	RCGb
RQ1 A	22,68	24,67	9,07	3,89	0,31	39,39	0,30	0,52
RQ1 B	20,43	23,16	9,33	4,47	0,42	42,19	0,32	0,53
RQ2 A	25,69	53,63	10,28	4,41	0,61	5,37	0,30	0,68
RQ2 B	23,58	55,61	5,21	8,66	0,34	6,60	0,62	0,70
RQ3 A	26,15	42,54	10,33	4,43	0,46	16,08	0,30	0,62
RQ 3 B	26,29	43,84	5,50	9,14	0,56	14,67	0,62	0,63
RQ5 A	31,74	45,53	9,79	4,20	1,04	7,70	0,30	0,59
RQ5 B	28,95	42,85	3,87	9,98	0,44	13,90	0,72	0,60
RQ6 A	31,87	38,39	9,89	4,24	0,46	15,16	0,30	0,84
RQ6 B	31,93	39,64	9,78	4,69	0,53	13,425	0,32	0,75
RQ8 A	29,89	18,85	20,83	0,00	0,33	30,10	0,00	0,39
RQ8 B	31,88	19,31	20,79	0,00	0,52	27,49	0,00	0,38
RQ11 A	17,34	21,60	2,04	1,00	0,31	57,72	0,33	0,55
RQ11C	14,25	18,85	3,92	0,00	0,32	62,65	0,00	0,57

Na Figura 4.48 é apresentado o gráfico do horizonte A, onde quase todas as amostras estão alocadas no quadrante CtGt e apenas a RQ8 está locada no quadrante GbGt, mostrando certa homogeneidade dos dados. Isso pode ocorrer possivelmente devido ao manejo agrícola, causado pelo revolvimento e a mistura do horizonte A em solos com certa similaridade mineralógica.

No entanto, nos horizontes B e C, as amostras apresentam certa dispersão nas amostras RQ2B, RQ3B e RQ5B no quadrante CtHm. Enquanto as amostras RQ1B, RQ6 B e RQ11C estão no mesmo quadrante do horizonte A, isto é, CtGt. O mesmo ocorre com a amostra RQ8A, que permanece no quadrante GbGt. Diante da mudança de quadrante das amostras RQ2B, RQ3 e RQ5B, as quais estão próximas, nota-se no horizonte B menor intemperismo (presença da hematita) em relação ao horizonte A (presença da goethita).

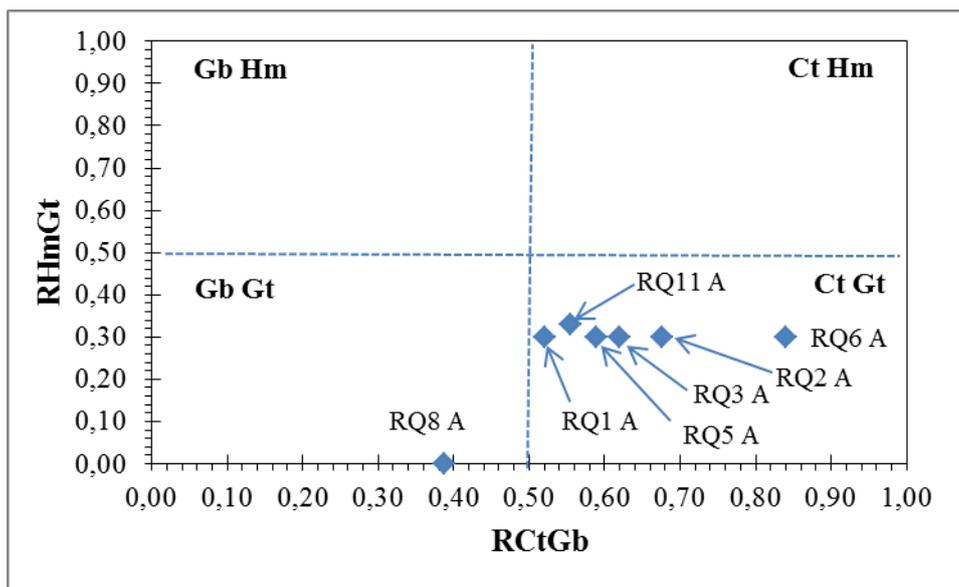


Figura 4.48 – Gráfico da RCTGb versus RHmGt para amostras do córrego Quinze no horizonte A.

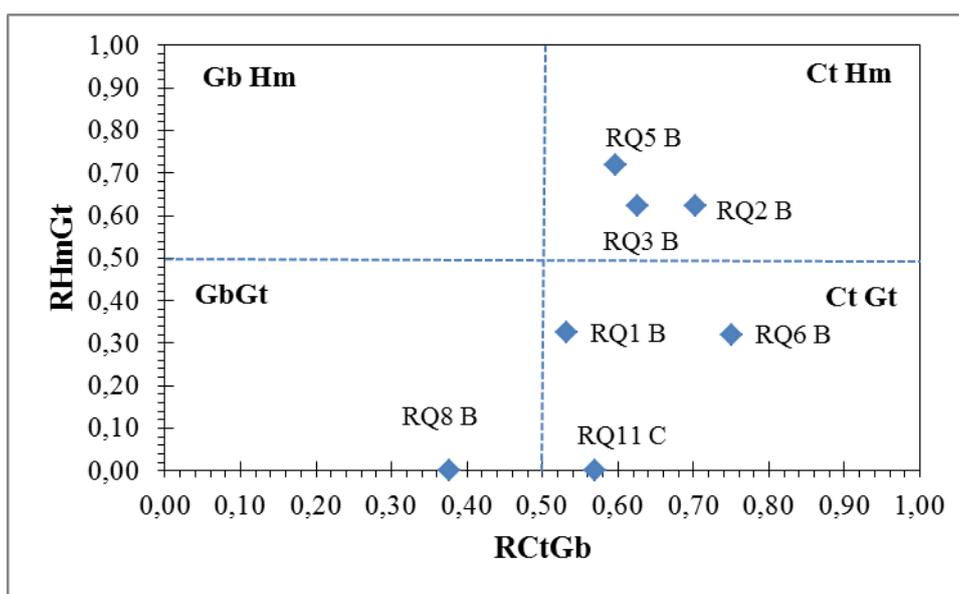


Figura 4.49 – Gráfico da RCTGb versus RHmGt para amostras do córrego Quinze nos horizontes B e C.

Partindo-se dos dados de mineralogia e dos índices químicos de intemperismo, pode-se desenvolver correlações entre a soma mineralógica da fase coloidal do solo e os índices químicos para amostras da topossequência de Águas Emendadas (Figuras 4.50 a 4.53). Correlacionou-se os índices K_i das amostras em função da soma dos minerais de caulinita, dos oxi-hidróxidos de Fe e Al e do anátasio, em percentagem (Figuras 4.50 e 4.51). As funções encontradas são: linear no horizonte A e quadrática convexa nos horizontes B e C. O mesmo comportamento ocorreu para o índice K_r , que se apresentou linear no horizonte A e

polinômio de segundo grau nos horizontes B e C. Todas as correlações obtiveram R^2 satisfatórios, exceto a correlação da Figura 4.50, que obteve valor a cerca de 0,5. Nota-se na amostra AM7 menor intemperismo no horizonte A do que no horizonte B. Na amostra AM10 também ocorre uma inversão do intemperismo, ou seja, maior intemperismo no horizonte A e menor no horizonte B.

O mesmo comportamento ocorre com índice químico Kr, no entanto as correlações são significativas nos dois horizontes. A amostra AM10 apresenta menor teor dos minerais da fase coloidal por conter maior quantidade de quartzo. Porém a amostra AM7 apresenta o maior teor da soma mineralógica da fase coloidal dos solos. A sequência intempérica encontrada no horizonte A, em ordem crescente para Ki, é AM7A < AM8A < AM9A < AM5A < AM3A < AM10A. No mesmo horizonte para Kr a ordem intempérica foi AM3A < AM7A < AM5A < AM8A < AM9A < AM10A. Nos horizontes B e C a sequência Ki crescente foi AM10B < AM7B < AM9B < AM8B < AM5B < AM3C. Finalizando com a sequência Kr: AM10B < AM7B < AM3C < AM5B < AM9B < AM8B.

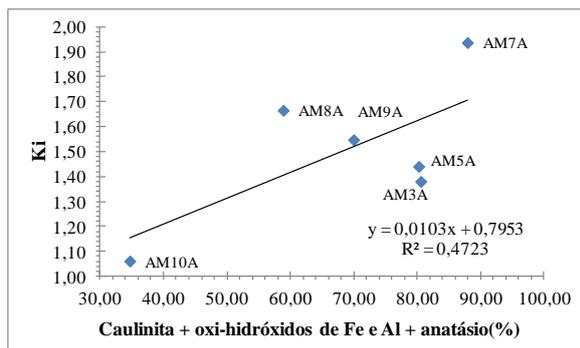


Figura 4.50 – Relação Ki e mineralogia da fase coloidal dos solos em Águas Emendadas.

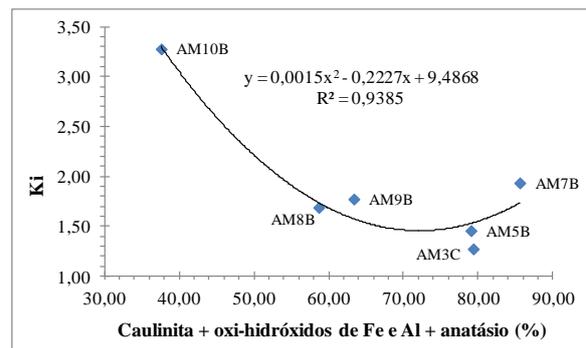


Figura 4.52 – Relação Ki e mineralogia da fase coloidal dos solos em Águas Emendadas.

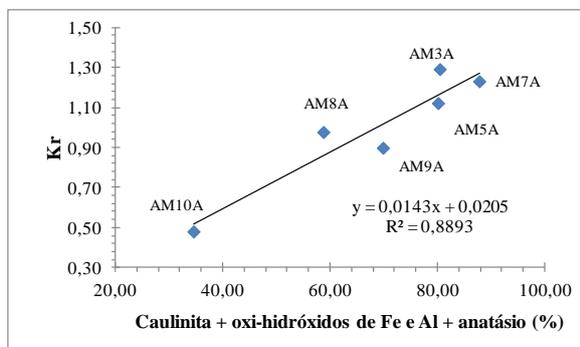


Figura 4.51 – Relação Kr e mineralogia da fase coloidal dos solos em Águas Emendadas.

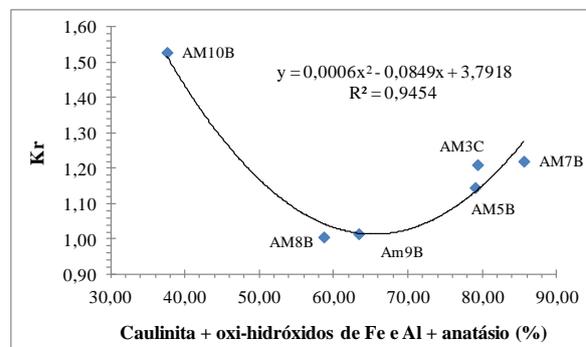


Figura 4.53 – Relação Kr e mineralogia da fase coloidal dos solos em Águas Emendadas.

As mesmas correlações foram efetuadas para a topossequência do córrego Quinze (Figuras 4.54 a 4.57). Tais correlações apresentaram funções de polinômio do segundo grau convexas, sendo que amostras RQ11 e RQ2 foram as que apresentaram menor intemperismo, e a amostra RQ8 o maior intemperismo nos três horizontes da sequência. A amostra RQ2 apresenta maior teor da soma mineralógica, ou seja, com o menor teor de quartzo. No entanto, a amostra RQ11 expressou a menor quantidade da soma mineralógica da fase coloidal dos solos estudados. Observa-se também a semelhança do comportamento quadrático dos índices Ki e Kr do horizonte A para os horizontes B e C.

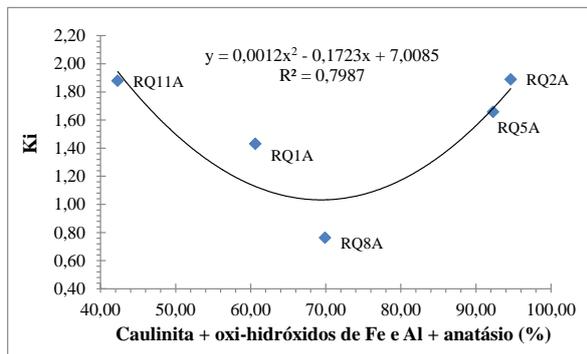


Figura 4.54 – Relação Ki e mineralogia da fase coloidal dos solos no córrego Quinze.

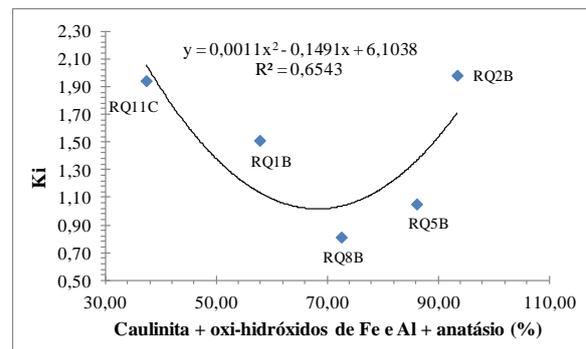


Figura 4.56 – Relação Ki e mineralogia da fase coloidal dos solos no córrego Quinze.

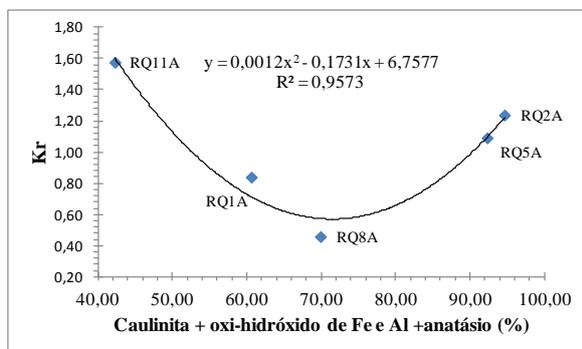


Figura 4.55 – Relação Kr e mineralogia da fase coloidal dos solos no córrego Quinze.

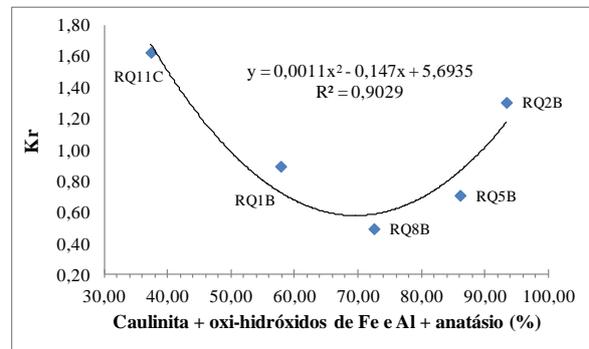


Figura 4.57 – Relação Kr e mineralogia da fase coloidal dos solos no córrego Quinze.

A sequência intempérica para Ki e Kr no horizonte A é a seguinte, em ordem crescente: RQ11A < RQ2A < RQ5A < RQ1A < RQ8A. Nos horizontes B e C a sequência intempérica apresentou-se na seguinte ordem para os índices Ki e Kr: RQ11C < RQ2B < RQ1B < RQ5B < RQ8B.

O próximo item abordará a caracterização geotécnica via classificação MCT expedita, classificações SUCS e TRB, obtidas a partir de dados tácteis visuais, granulométrico e limites de consistência.

4.4- CARACTERIZAÇÃO GEOTÉCNICA E COMPORTAMENTO INTEMPÉRICO

Nos solos de clima tropical as partículas de solo não estão dispersas, geralmente estão na forma de agregados. Tais agregados estão associados às ligações eletrostáticas e fracas forças de *Van der Waals*, que propiciam as pontes de argila, ligações entre minerais, que podem também ocorrer entre substâncias orgânicas evoluídas da degradação de material orgânico decomposto (lignina e substâncias húmicas), ou devido aos geles amorfos de óxidos e hidróxidos de Fe e Al, os quais se depositam na superfície dos minerais, sendo estes os principais agentes cimentantes gerados pelo intemperismo químico da água (Paixão & Camapum de Carvalho, 1994; Cardoso, 2002; Farias, 2003).

A agregação da macro e microestrutura, sua forma geométrica, e o tipo de composição mineral do solo podem influenciar nos parâmetros físicos como: resistência, permeabilidade e densidade do material. Dessa forma, o conhecimento da granulometria, que considera distribuição do tamanho de partículas, é de grande relevância para aplicações tecnológicas (pavimentos) e ambientais (aterros sanitários) de materiais empregados em obras de infraestrutura.

Para determinação da distribuição granulométrica das amostras da sequência de Águas Emendadas foram utilizados o método da pipeta, conforme preconizado pelo manual da Embrapa (1997), a metodologia da sedimentação de acordo com a norma ABNT NBR (1984), como também o granulômetro digital (Apêndice E). O método da pipeta utiliza o NaOH 1M como defloculante, enquanto a norma da ABNT usa como defloculante o hexametáfosfato de sódio tamponado com carbonato de sódio, a pH entre 8 e 9 (Figuras 4.58 a 4.61). Contudo, os métodos de sedimentação e da pipeta são baseados na velocidade de sedimentação das partículas dos solos em meios viscosos expressos pela Lei de Stokes, que considera a velocidade de decaimento da partícula resultante das forças de atrito e de empuxo que agem em sentido oposto ao movimento e a força peso da partícula em uma suspensão coloidal.

A técnica instrumental da determinação do tamanho das partículas por meio do granulômetro a laser tem sido muito utilizada em detrimento aos métodos manuais convencionais. Essa técnica utiliza o espalhamento ou difração da luz que incide na suspensão coloidal sendo correlacionável com o tamanho de partícula. Assim, para determinação do tamanho da partícula, o granulômetro a laser utiliza duas teorias com efeitos diferenciados no tamanho de partícula. A teoria pelo espalhamento Mie considera previamente os índices de refração do

material em análise e do meio dispersivo e pode ser aplicada a diferentes formatos e tamanhos de partículas por considerar o diâmetro esférico equivalente por volume-peso. Para a teoria Fraunhofer, segundo Papini (2003), o tamanho mínimo para determinação das partículas é de 1 a 2 μm . Isso se deve ao tamanho do feixe do laser que, geralmente, utiliza fonte de luz de Neon e Hélio para o equipamento *Mastersizer da Malvern Instruments Ltda*, que apresenta comprimento de onda de 0,632 μm , sendo maior que as partículas de argila encontradas nos solos (Farias, 2010).

Portanto, para utilização do efeito Mie no granulômetro a laser visando determinar com certa precisão as partículas finas aplicou-se o método 30HD com ultrassom, o qual promove uma desagregação física. No intuito de promover o máximo de desagregação realizou-se também ensaios de ultrassom com adição de NaOH 1M (Figuras 4.62 a 4.65). O método Fraunhofer é semelhante aos métodos convencionais sem defloculante e estão tabelados no apêndice E.

Dessa forma, utilizou-se para classificação da granulometria o diagrama ternário de acordo com Manual de técnico de pedologia do IBGE (2007). Observa-se que o método da ABNT NBR 7181/84 não foi empregado para todas as amostras da topossequência de Águas Emendadas, porém foi o suficiente para realizar uma comparação da classificação textural (Figuras 4.58 e 4.61). Contudo, como as técnicas de leitura e solução de defloculação são distintas, será descrito apenas o grupo da classificação textural e feita a comparação até o ponto que há similaridade entre as metodologias empregadas.

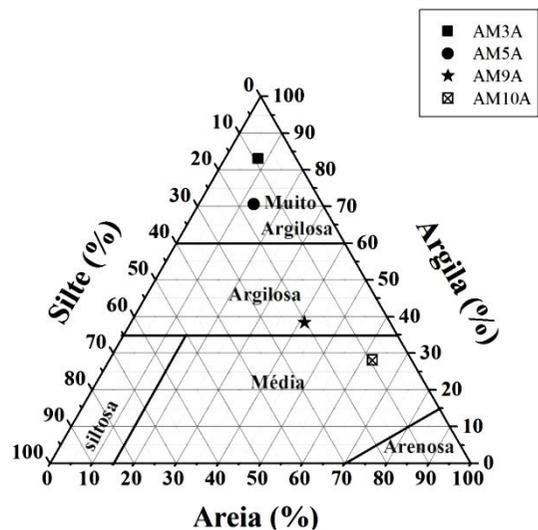


Figura 4.58 – Textura método ABNT com Defloculante.

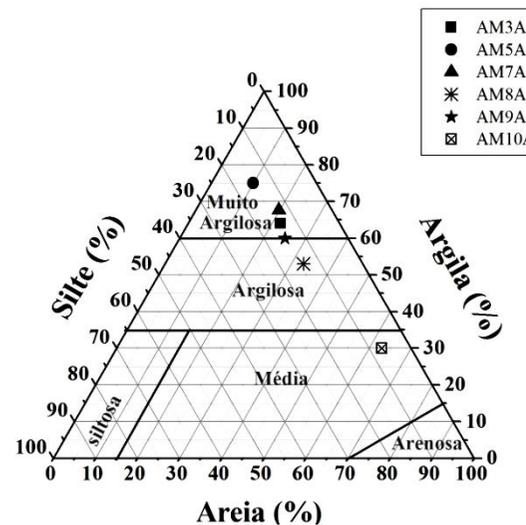


Figura 4.60 – Textura método da pipeta com NaOH.

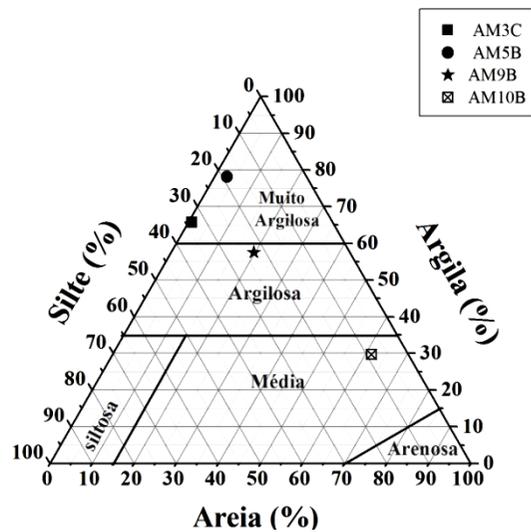


Figura 4.59 – Textura método ABNT com Defloculante.

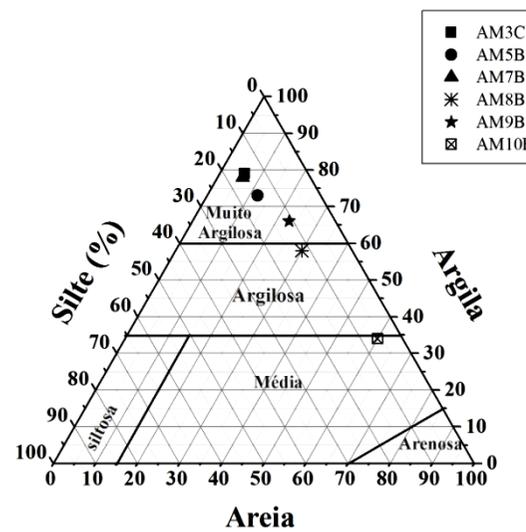


Figura 4.61 – Textura método da pipeta com NaOH.

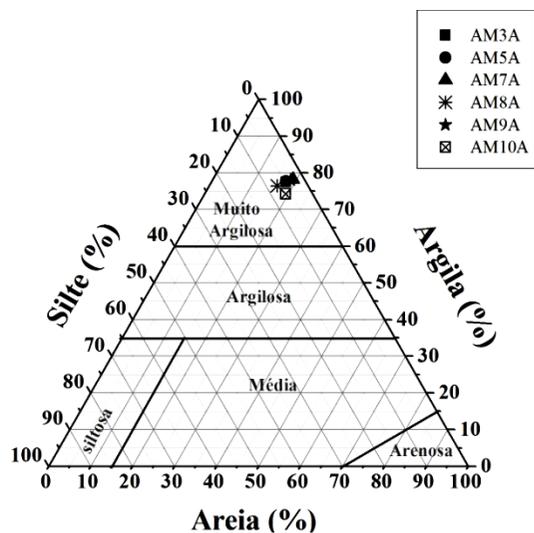


Figura 4.62 – Textura via granulômetro a laser com ultrassom e NaOH.

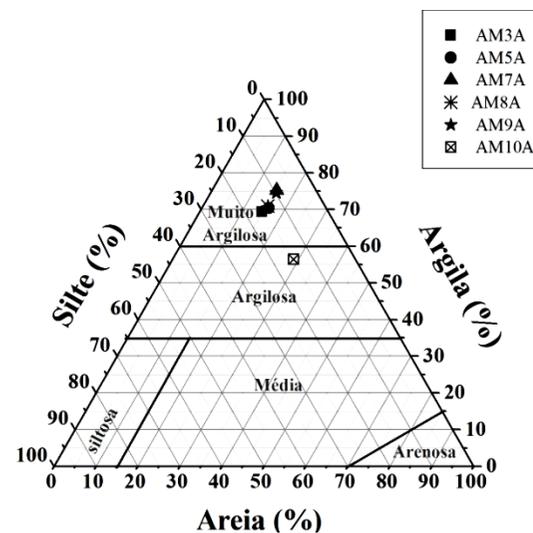


Figura 4.64 – Textura via granulômetro a laser com ultrassom.

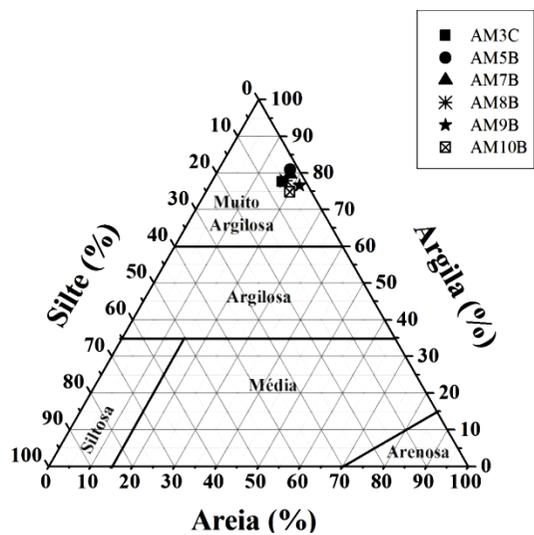


Figura 4.63 – Textura via granulômetro a laser com ultrassom e NaOH.

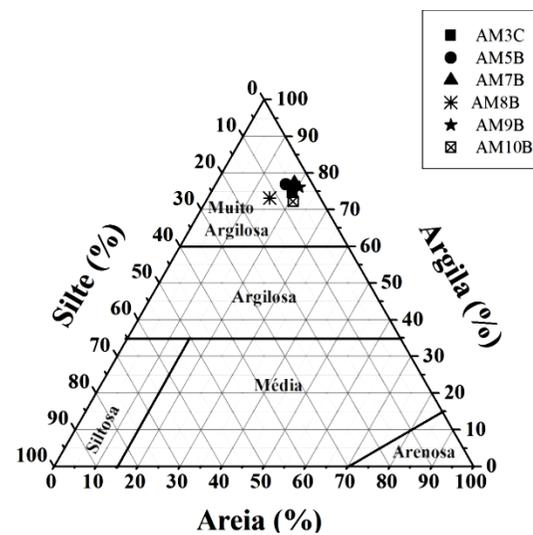


Figura 4.65 – Textura via granulômetro a laser com ultrassom.

A classificação das amostras do horizonte A pelo método da ABNT com defloculante apresentou textura identificada como muito argilosa nas amostras AM3A e AM5A e argilosa para amostra AM9A, finalizando com textura média na amostra AM10A. Comparando com o método da pipeta, apenas a amostra AM9A apresentou classificação textural diferenciada como argilosa/muito argilosa pelo fato de estar na transição das duas classes. As demais amostras que foram classificadas pelo método da pipeta foram as amostras AM7A que obtiveram a classe muito argilosa e AM8A como argilosa. Nos horizontes B e C, o método da ABNT com defloculante apresentou classificação muito argilosa nas amostras AM3C e AM5B, argilosa para AM9B e textura média para AM10B. Textura similar ao horizonte A, com pequenas inversões de teores das amostras AM3 e AM5 e AM9A, o que não modificou as classes. Para o diagrama ternário do método da pipeta nos horizontes B e C, as amostras AM3C, AM5B, AM7B e AM9B apresentaram-se como muito argilosas, já para amostra AM8B como argilosa, e novamente textura média para amostra AM10B. Apesar das diferenças das técnicas empregadas há uma similaridade satisfatória entre o método da ABNT e o da pipeta. Portanto, em síntese, a classificação do horizonte A foi a seguinte: AM3A, AM5A e AM7A como textura muito argilosa, AM9A argilosa e AM10A como textura média. Nos horizontes B e C, em síntese, a classificação textural foi muito argilosa nas amostras AM3C, AM5B, AM7B e AM9B; argilosa para AM8B e textura média na amostra AM10B.

Outra comparação importante por meio dos dados de granulometria foi obtida ao utilizar o granulômetro a laser (Figuras 4.62 a 4.65). No horizonte A o uso do ultrassom aplicando o método 30HD que apresenta o efeito Mie apresentou duas classes texturais: muito argilosa para amostras AM3A, AM5A, AM7A, AM8A e AM9A; e argilosa para amostra AM10A. Entretanto, com o uso do reagente químico NaOH 1M por seu efeito defloculante a amostra AM10A, que possivelmente havia agregados estáveis, romperam-se ao uso do ultrassom somado ao defloculante. Assim todas as amostras deste ensaio apresentaram textura muito argilosa.

Considerando os horizontes B e C, tanto a desagregação somente física pelo ultrassom, como a adição de defloculante em todas as amostras gerou a classificação textural muito argilosa. A característica de argilosa ou muito argilosa são típicas de Latossolos.

Nos dados de granulometria da topossequência do córrego Quinze utilizou-se apenas a técnica instrumental do granulômetro a laser (Figuras 4.66 a 4.69).

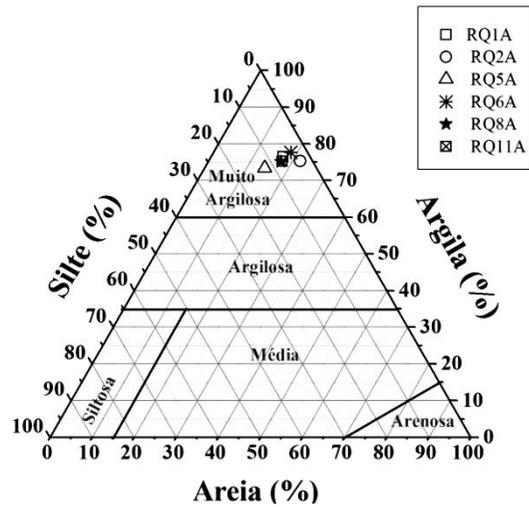


Figura 4.66 – Textura via granulômetro a laser com ultrassom e NaOH.

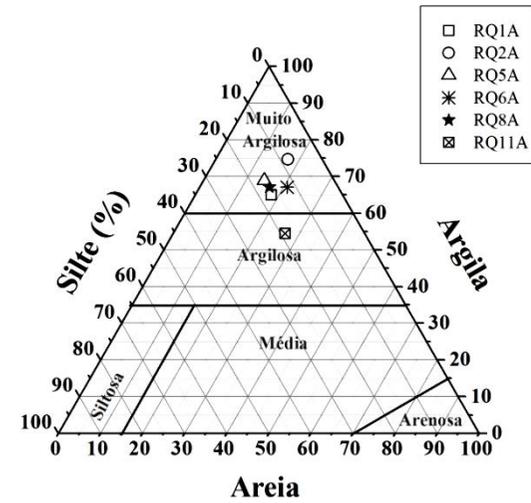


Figura 4.68 – Textura via granulômetro a laser com ultrassom.

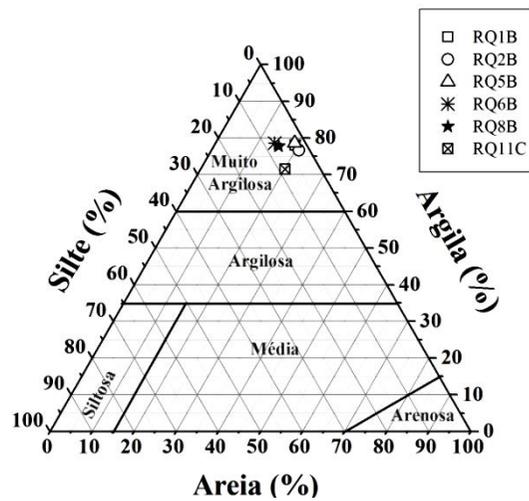


Figura 4.67 – Textura via granulômetro a laser com ultrassom e NaOH.

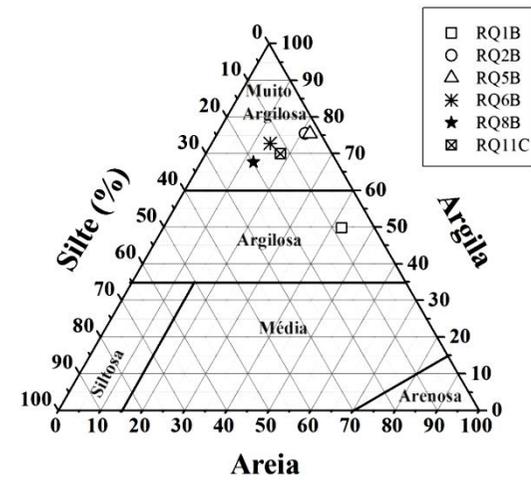


Figura 4.69 – Textura via granulômetro a laser com ultrassom.

A Figura. 4.67 apresenta resultados da classificação textural das amostras do horizonte A com o uso do ultrassom. Nestas apenas a amostra RQ11A apresenta textura argilosa, sendo que as demais são da classe textural muito argilosa. Porém, como ocorreu no horizonte A das amostras de Águas Emendadas, o uso do ultrassom associado ao defloculante NaOH propiciou que todas as amostras fossem enquadradas na classe textural muito argilosa (Figura. 4.66). Na classificação dos horizontes B e C do córrego Quinze com uso de ultrassom, apenas a amostra RQ1B foi classificada como argilosa e as demais como muito argilosa (Figura. 4.69). Novamente com o uso do ultrassom associado ao defloculante, todas as amostras foram enquadradas como muito argilosa (Figura 4.68).

As relações da granulometria da fração argila com a sua mineralogia constituinte, excetuando o quartzo, foram avaliadas para o horizonte A, utilizando-se dos métodos tradicionais da pipeta e da ABNT, ambos com defloculante e uso do granulômetro a laser pelo método 30HD somente com ultrassom e com a adição do NaOH (Figuras 4.70 a 4.73). As Figuras 4.70, 4.71 e 4.73 apresentam correlações lineares positivas. A Figura 4.72 apresenta um gráfico de comportamento quadrático convexo. As correlações obtiveram R^2 de praticamente 1 para os gráficos do método da pipeta e ABNT e de 0,7 e 0,9 para os método 30HD com ultrassom e com a adição de NaOH, respectivamente.

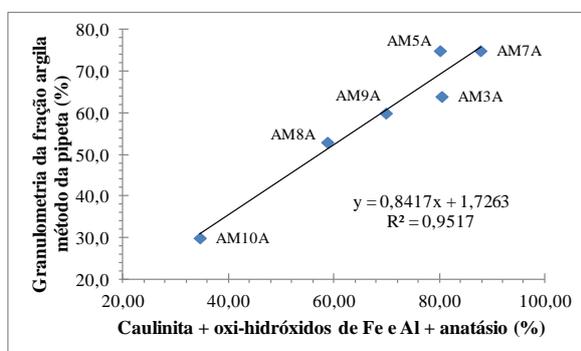


Figura 4.70 – Fração argila versus mineralogia.

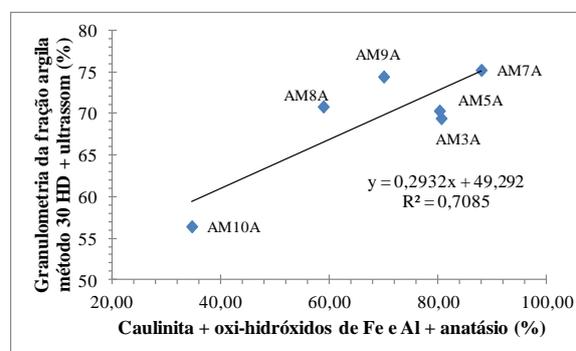


Figura 4.71 – Fração argila versus mineralogia.

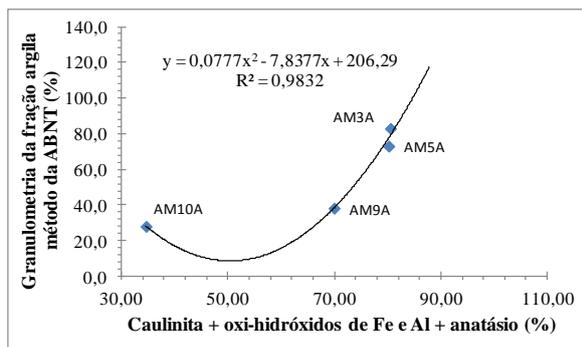


Figura 4.72 – Fração argila versus mineralogia.

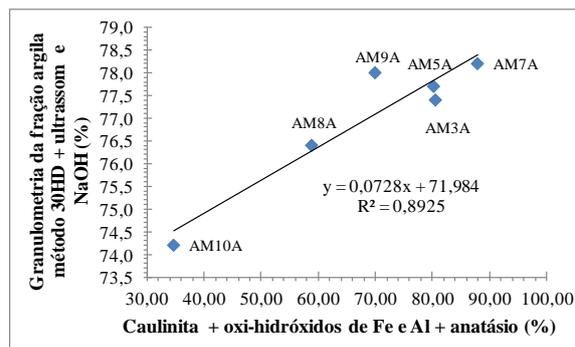


Figura 4.73 – Fração argila versus mineralogia.

Como os valores K_i e K_r são obtidos da fração argila, ou seja, fração coloidal dos solos, realizou-se também a comparação entre a granulometria da fração argila oriunda dos diversos métodos de análise granulométrica usados nesta tese e os valores de K_i e K_r . As relações para K_r foram todas lineares e significativas para o método da pipeta e da ABNT (R^2 0,8 a 0,9), porém com o uso do granulômetro a laser com ultrassom e defloculante foi satisfatória com valor de R^2 na faixa de 0,69 (Figuras 4.74 a 4.77).

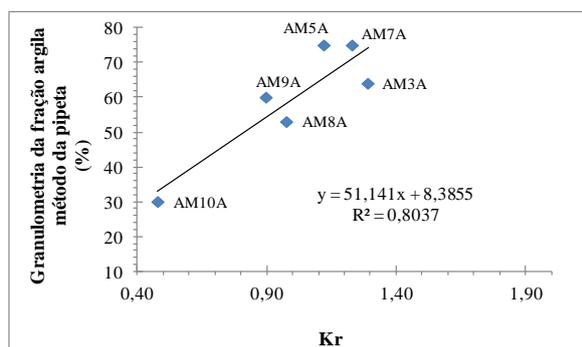


Figura 4.74 – Fração argila versus K_r .

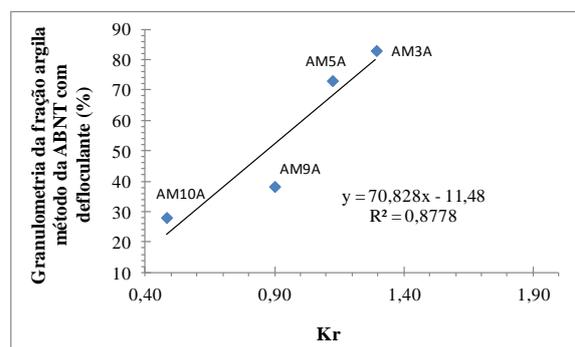


Figura 4.76 – Fração argila versus K_r .

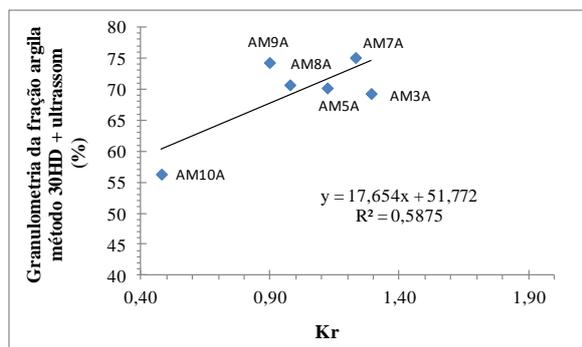


Figura 4.75 – Fração argila versus K_r .

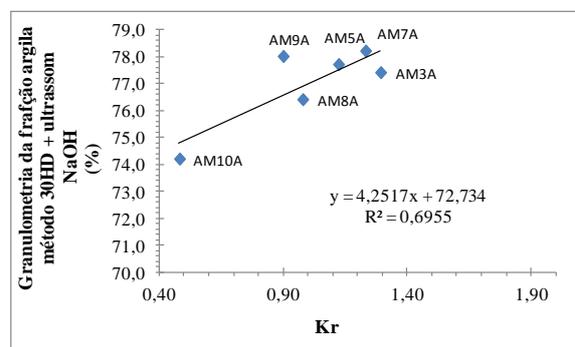


Figura 4.77 – Fração argila versus K_r .

Nos horizontes B e C as relações dos teores da mineralogia (caulinita + oxi-hidróxidos de Fe e Al + anatásio) para cada amostra versus a granulometria apresentaram também correlações

lineares positivas com R^2 de 1 e 0,9 para os métodos da pipeta e ABNT, e com correlações na ordem de 0,7 para com as metodologias do granulômetro (Figuras 4.78 a 4.81).

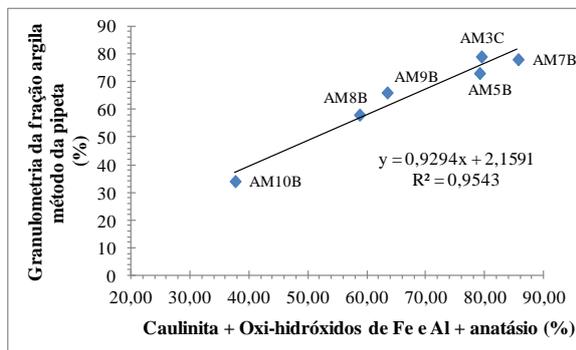


Figura 4.78 – Fração argila versus mineralogia.

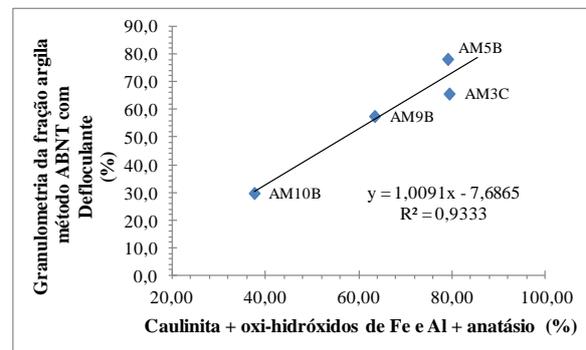


Figura 4.80 – Fração argila versus mineralogia.

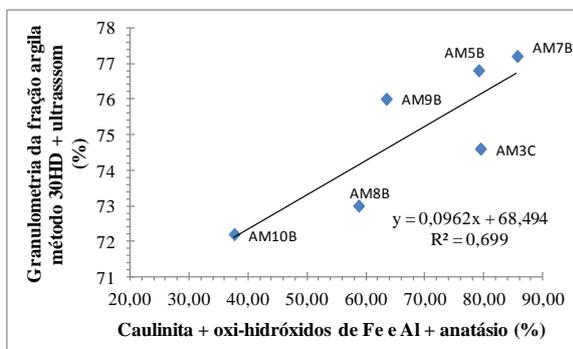


Figura 4.79 – Fração argila versus mineralogia.

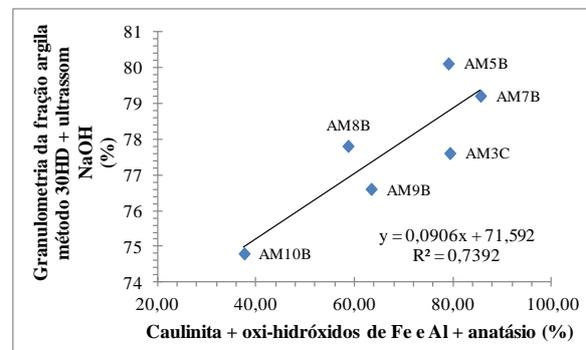


Figura 4.81 – Fração argila versus mineralogia.

As relações da granulometria e do índice K_i no horizonte B foram todas lineares negativas. As melhores correlações foram dos métodos da pipeta e da ABNT com valores de R^2 de 0,8 a 0,9. No entanto, as relações envolvendo o granulômetro foram insatisfatórias com R^2 de 0,3 e 0,5 pelo método 30 HD com ultrassom e com adição NaOH, respectivamente (Figuras 4.82 a 4.85). Os valores negativos das funções indicam que quanto menor o índice K_i maior é o intemperismo, maiores são também os teores da fração argila. Nos horizontes A, B e C de Águas Emendadas a granulometria está mais bem distribuída nas amostras que utilizam os métodos convencionais com defloculante. Isso favorece às significativas correlações encontradas com os dois métodos, tanto na relação com os minerais, quanto com os índices de intemperismo.

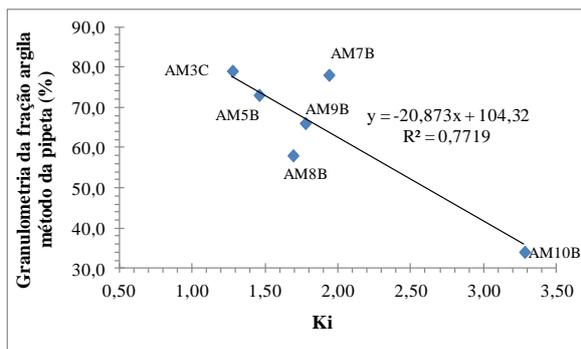


Figura 4.82 – Fração argila versus Ki.

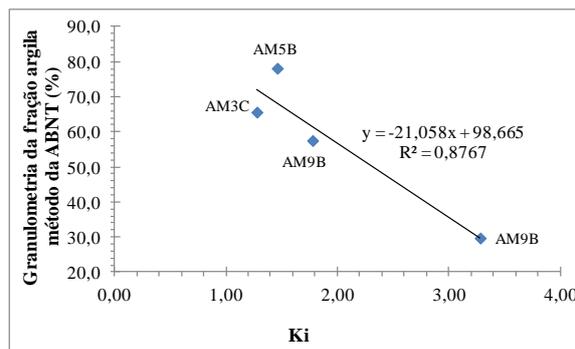


Figura 4.84 – Fração argila versus Ki.

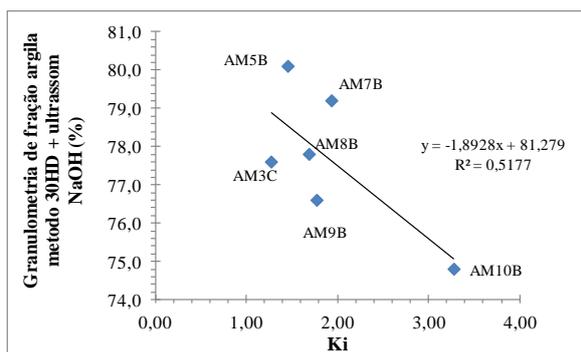


Figura 4.83 – Fração argila versus Ki.

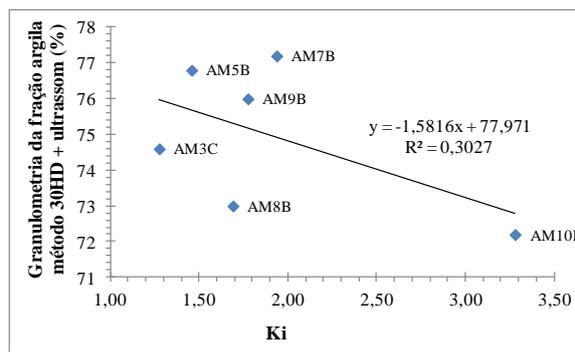


Figura 4.85 – Fração argila versus Ki.

Na toposequência do córrego Quinze não foram utilizados os métodos convencionais com defloculante preconizados pela ABNT e Embrapa, mas apenas as metodologias aplicadas ao granulômetro a laser.

No horizonte A existe um melhor resultado para a relação da granulometria em função da mineralogia da fração argila com uso simplesmente do ultrassom, com correlação R^2 de 0,8; contra 0,2 com a adição de NaOH (Figuras 4.86 a 4.87). Observa-se nas amostras com NaOH uma maior aglutinação dos teores da fração argila na faixa de 71 a 78% e dispersão dos dados provocando a redução do R^2 (Figura 4.87).

Os gráficos da relação granulométrica em função do índice químico Kr apresentam-se na forma de funções quadráticas côncavas com R^2 de 0,6 e 0,7 para tratamento no granulômetro com ultrassom e adição de defloculante em conjunto com ultrassom, respectivamente (Figuras 4.86 a 4.89).

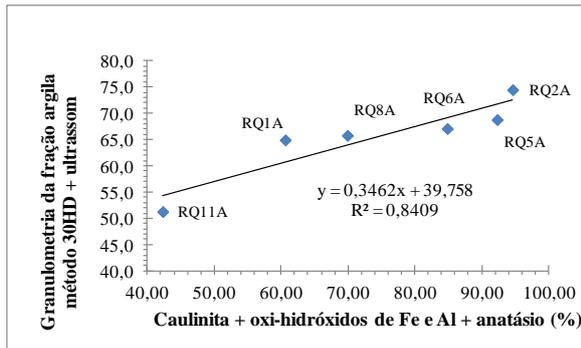


Figura 4.86 – Fração argila versus a soma da mineralógica.

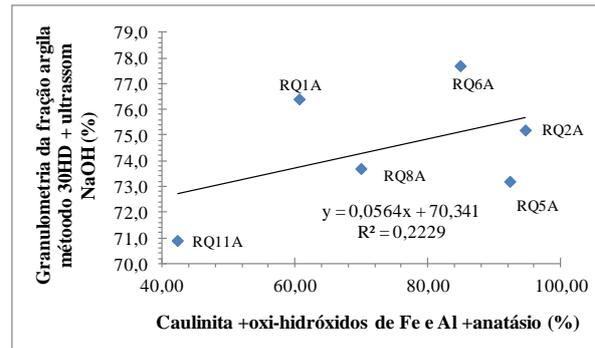


Figura 4.88 – Fração argila versus a soma mineralógica.

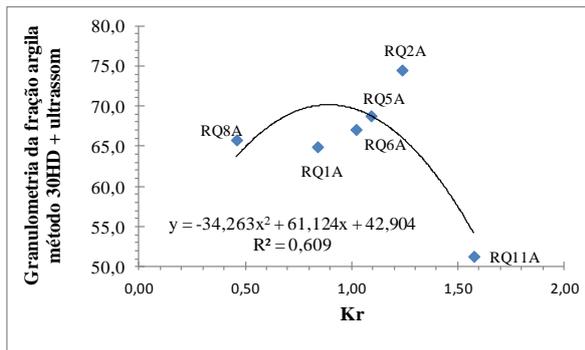


Figura 4.87 – Fração argila versus Kr.

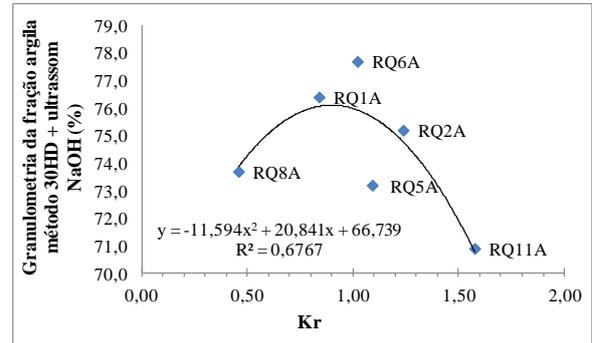


Figura 4.89 – Fração argila versus Kr.

No horizonte B realizou-se correlação somente com o método do granulômetro 30HD, com ultrassom e adição de defloculante (Figuras 4.90 a 4.91). A relação da granulometria da fração argila em função da mineralogia apresenta um comportamento quadrático côncavo. O mesmo ocorre na relação em função do índice Kr. A principal diferença nas duas correlações são os extremos, que na mineralogia é ditado pelas amostras RQ11C e RQ2B, enquanto que na relação com Kr os extremos são RQ8B e RQ11C.

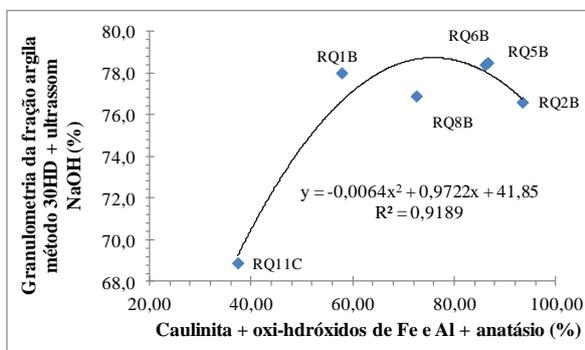


Figura 4.90 – Fração argila versus soma mineralógica.

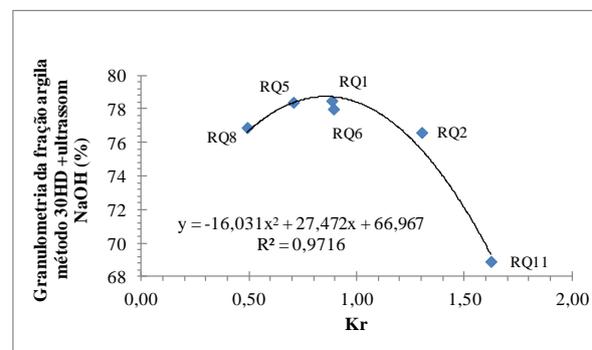


Figura 4.91 – Fração argila versus Kr.

Como a agregação das partículas estão relacionadas aos efeitos de cargas superficiais dos minerais e matéria orgânica adsorvida, foram realizadas correlações entre agregação e carga superficial determinada pelo PCLZ (Figuras 4.92 a 4.95). As correlações foram negativas para agregação nas Figuras 4.94 e 4.93 e positiva nas Figuras 4.92 e 4.95. A Figura 4.92 com o método da ABNT foi realizada com poucos pontos, porém as demais são mais consistentes, com número maior de pontos, indicando tendência com função negativa. Outra correlação realizada foi agregação no horizonte B do córrego Quinze (Figura 4.95). A agregação apresenta-se crescente com o aumento do ponto de carga líquida. Esse comportamento pode estar associado aos íons dispersos devido a aplicação de insumos agrícolas.

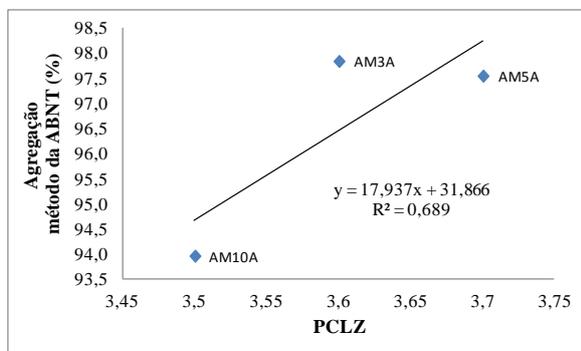


Figura 4.92 – Agregação versus PCLZ.

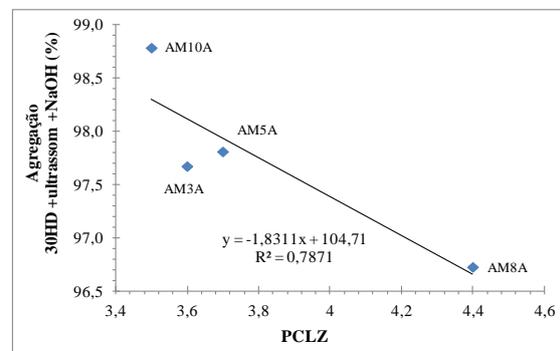


Figura 4.94 – Agregação versus PCLZ.

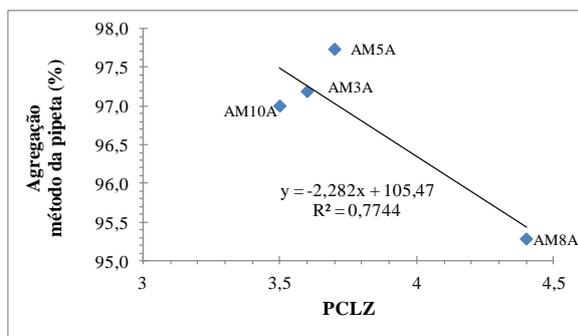


Figura 4.93 – Agregação versus PCLZ.

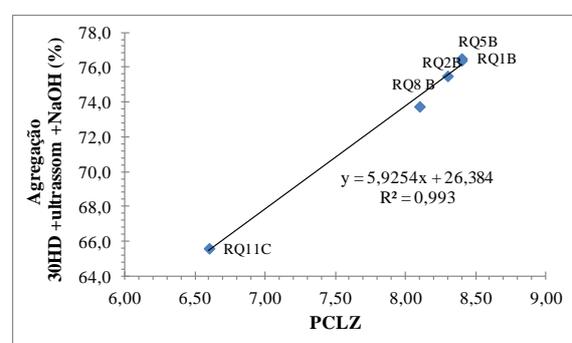


Figura 4.95 – Agregação versus PCLZ.

O peso específico dos grãos (γ_s) está associado à assembleia de minerais constituintes do solo. Assim, cada mineral apresenta uma determinada massa específica, por exemplo: quartzo de 2,65 a 2,66 g.cm⁻³; caulinita de 2,60 a 2,68 g.cm⁻³; hematita 4,90 a 5,30 g.cm⁻³; goethita 4,37 g.cm⁻³ (Kiehl, 1979). Dessa forma, realizou-se o ataque total dissolvendo todos os constituintes do solo via fusão alcalina com NaOH. Os dados dos teores dos óxidos de ferro foram avaliados com o peso específico dos grãos de cada amostra (Tabela 4.8).

Tabela 4.8 – Ferro total e peso específico dos grãos nas amostras de Águas Emendadas.

Amostra	Fe ₂ O ₃ (%)	γ _s (kN.m ⁻³)	Amostra	Fe ₂ O ₃ (%)	γ _s (kN.m ⁻³)
AM3 C	2,39	25,20	AM3 A	2,74	24,20
AM5 B	8,08	26,00	AM5 A	8,21	25,50
AM7 B	13,43	26,80	AM7 A	12,70	26,70
AM8 B	11,87	27,20	AM8 A	12,12	26,70
AM9 B	12,85	27,40	AM9 A	12,31	27,10
AM10 B	9,83	27,20	AM10 A	8,57	26,60

As Figuras 4.96 e 4.97 apresentam a relação dos pesos específicos dos grãos em função do ferro total para as amostras da topossequência de Águas Emendadas. No horizonte A há um crescente aumento em direção aos solos lateríticos. As amostras AM3A e AM5A são solos da base da sequência, onde o teor de ferro é baixo em função dos processos de plintização (laterização) e xantização, respectivamente. As amostras AM10A e AM9A são pontos mais elevados da topossequência.

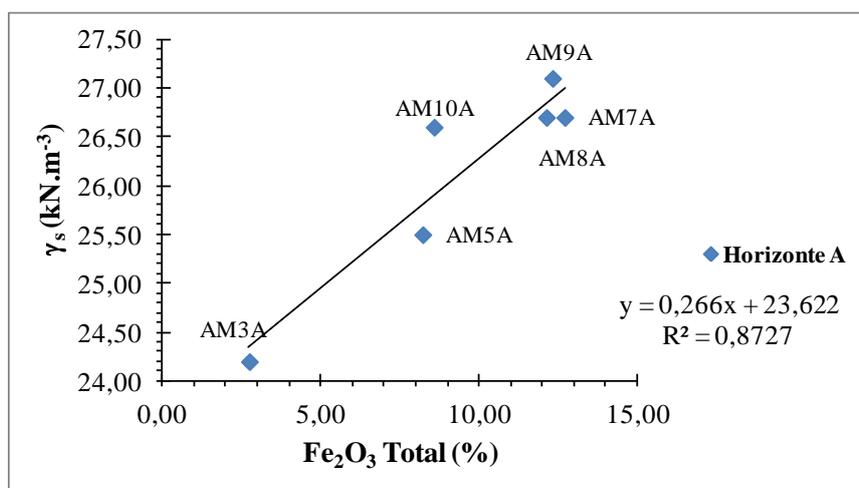


Figura 4.96 – Gráfico do ferro total versus peso específico dos grãos.

Nos horizontes B e C o comportamento do gráfico é semelhante ao do horizonte A, ou seja, linear com função positiva. Isso significa que à medida que cresce o teor de ferro, também tem-se o aumento do peso específico dos grãos mostrando que a hematita e a goethita controlam esse comportamento na sequência de solos.

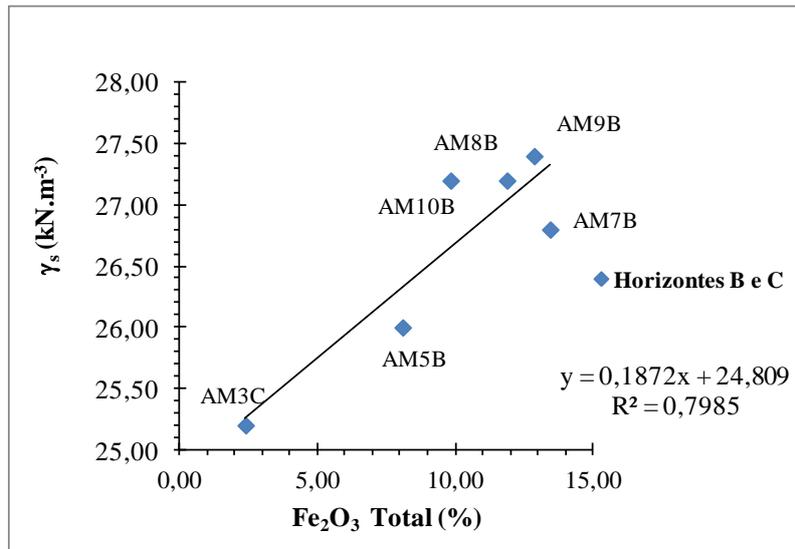


Figura 4.97 – Gráfico do ferro total versus peso específico dos grãos.

No córrego Quinze foi avaliada a relação entre γ_s e ferro total nos horizontes A, B e C da topossequência (Tabela 4.9). Partindo dos dados foram gerados dois gráficos que esboçam o comportamento do ferro total, o qual tem sua contribuição nos oxi-hidróxidos de Fe (Figuras 4.98 e 4.99).

Tabela 4.9 – Ferro total e peso específico dos grãos nas amostras do córrego Quinze.

Amostra	Fe ₂ O ₃ (%)	γ _s (kN.m ⁻³)	Amostra	Fe ₂ O ₃ (%)	γ _s (kN.m ⁻³)
RQ1 B	11,06	27,20	RQ1 A	10,30	27,1
RQ2 B	15,29	28,30	RQ2 A	12,53	26,7
RQ3 B	11,34	27,30	RQ3 A	12,34	27,5
RQ5 B	11,54	28,20	RQ5 A	11,91	27,4
RQ6 B	11,43	27,70	RQ6 A	10,89	26,8
RQ8 B	11,81	28,30	RQ8 A	10,79	26,6
RQ11 C	3,26	25,90	RQ11 A	13,08	26,5

A tendência do horizonte A da área de agricultura apresenta-se de forma complexa (por meio de polinômio de quarto grau), indicando a possibilidade da interferência do manejo agrícola. No ponto de inflexão da função os maiores valores de peso específico dos grãos (RQ5A e RQ3A) não representam os maiores valores dos teores de ferro total entre as amostras avaliadas no horizonte A. Tal tendência demonstra que não há uma relação de fácil compreensão do peso específico dos grãos com ferro total no horizonte A (Figura 4.98).

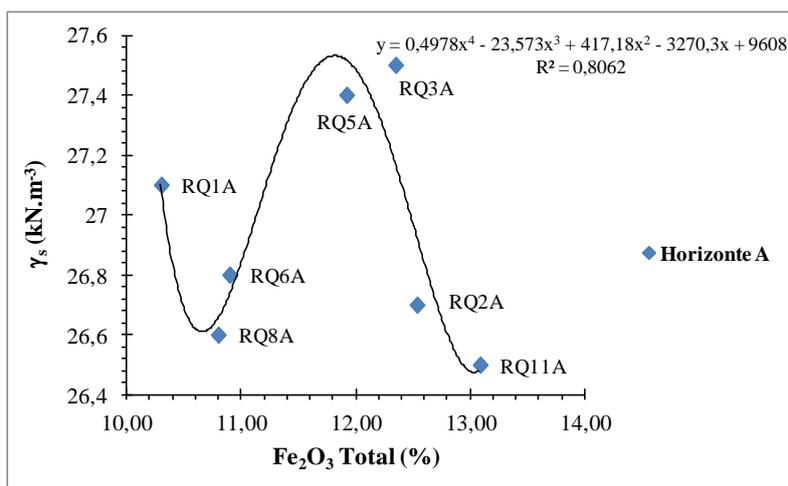


Figura 4.98 – Gráfico do ferro total versus peso específico dos grãos.

Para o horizonte B em conjunto com C o comportamento é linear com mais baixo teor de Fe no ponto RQ11C, ocorrem o metarritimito arenoso, o solo laterítico RQ2A como o de maior quantidade de Fe hematítico e a amostra RQ8B com Fe goethítico. Porém os valores elevados de Fe na amostra RQ2B podem, também, estar associados a amorfos.

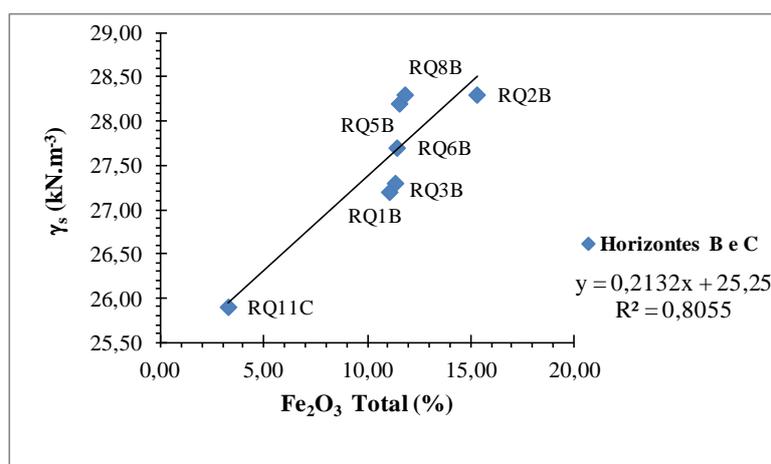


Figura 4.99 – Gráfico do ferro total versus peso específico dos grãos.

As classificações dos sistemas SUCS e TRB dividem os solos em grãos grossos ou finos, e baseiam-se na textura e limites de consistência. De acordo com a classificação TRB o solo é considerado fino quando 35% passa pela peneira #200 (0,074 mm). Por outro lado, a classificação SUCS é mais restritiva, considerando solos finos aqueles que passam mais de 50% do material pela peneira #200. Como em todos os solos analisados pela granulometria há mais de 50% de material, passa pela peneira #200, eles foram, então, classificados pelo Sistema Unificado como solos finos. Outra classificação utilizada pela sua simplicidade é a classificação brasileira MCT expedida (Nogami & Villibor, 1994; Godoy, 1997), a qual utiliza pastilhas para diferenciar discrepâncias dos solos tropicais diante das classificações de clima

temperado (SUCS e TRB), como por exemplo, discrepâncias entre um solo laterítico e um não laterítico (saprolítico). Dessa forma, foram aplicadas as classificações SUCS, TRB e MCT nos horizontes A, B e C das duas topossequências para uma análise detalhada dos solos abrangidos pela tese (Tabela 4.10).

Iniciando os comentários pelo horizonte A das duas topossequências, obteve-se para quase todas as amostras a classificação pelo sistema SUCS como solo orgânico de alta e baixa plasticidade (**OH** e **OL** respectivamente) e apresentam classificação TRB correspondente A-7-5, A-5 e A-4. Comparando esses resultados da TRB com a literatura, verifica-se que estão de acordo, sendo considerados como os mais prováveis diante da classificação unificada (Das, 2007). As exceções estão na amostra AM10A que possui textura considerada como média pelo método da ABNT e pipeta, porém argilosa com o uso do ultrassom; e na amostra RQ11A, que possui textura argilosa pelo ultrassom, a qual possivelmente deve ter textura obtida pelos métodos convencionais com defloculante semelhante à amostra AM10A. Assim a amostra AM10A foi classificada como **CL-ML** (argila de baixa plasticidade – silte de baixa plasticidade), sendo que a baixa plasticidade ocorre pela presença de areia. A classificação TRB foi A-4, caracterizando areia siltosa ou como classificado pela SUCS como argila-silto-arenosa. Portanto, a amostra RQ11A também tem quantidade significativa de areia em sua constituição, sendo classificada corretamente como **CL** e A-4 descartando a hipótese de incoerência nessa classificação. Comparando a Classificação MCT expedita com as demais para o horizonte A, encontrou-se os seguintes grupos: **LG'**, **LA'**, **LA** e **LA'- LG'**. Os solos **LG'** (argila laterítica) são típicos horizontes B dos Latossolos, solos podzólicos e terras roxas estruturadas. Quando há percentagem relativamente significativa de areia estes materiais podem apresentar propriedades similares às dos solos do Grupo **LA'**. O grupo **LA'** é também Latossolo típico do horizonte B com textura média. Os solos do grupo **LA** são areias com reduzidas quantidades de caulinita e de oxi-hidróxidos de Fe e Al, os quais identificam como solos lateríticos, sendo conhecidos pedologicamente como areias quartzosas ou regossolos. No horizonte A, tais classificações são satisfatórias para a textura siltosa obtida pela TRB, com a caracterizada pela MCT expedita como **LA'**. Ambas podem ser explicadas pela agregação das partículas formando grãos tamanho areia.

Nos horizontes B e C encontrou-se no geral o grupo **ML** (silte de baixa plasticidade) com os correspondentes grupos da Classificação TRB como segue: A-7-5, A-5, A-4 com características de siltes arenosos. Novamente observa-se o efeito da agregação que pode ser classificado pela MCT como **LA'- LG'** ou **LG'**. A amostra AM10B pode não estar sobre a

influência maior da agregação, mas sim dos significativos grãos de areia fina, obtendo classificação **CL-ML** coerente com a classificação A-4 de siltes arenosos e **LA'- LG'**. Notou-se na amostra RQ8B certa incongruência da classificação **ML** (silte arenoso) de grupo correspondente A-6 (argiloso), o qual pela literatura pode ser um possível correspondente da Classificação **ML** SUCS. Contudo, o resultado **LA'** configurando areias argilosas pela classificação MCT, corresponderia adequadamente aos grupos A-2 e A-4 e classificação SUCS **SC**. Na amostra RQ11C a classificação **CL-ML** tem característica argila-silto-arenosa plausível para um saprólito de aspecto arenoso.

Tabela 4.10 – Classificações geotécnicas das duas topossequências.

Amostra	Peneira 10 (%)	Peneira 40 (%)	Peneira 200 (%)	W _L (%)	W _P (%)	I _p (%)	SUCS	TRB	Material constituinte	MCT expedita
AM3A	97,4	99,8	93,0	53	39	14	OH	A-7-5	argiloso	LG'
AM3C	98,2	99,4	99,4	49	35	14	ML	A-7-5	argiloso	LG'
AM5A	97,1	99,7	83,2	47	37	10	OL	A-5	siltoso	LA'
AM5B	95,4	99,6	98,2	45	36	9	ML	A-5	siltoso	LA'-LG'
AM7A	98,0	99,7	99,7	48	37	11	OL	A-7-5	argiloso	LA'
AM7B	98,1	99,8	99,8	46	36	10	ML	A-5	siltoso	LA'-LG'
AM8A	97,8	99,5	84,2	39	31	8	OL	A-4	siltoso	LA'-LG'
AM8B	98,3	99,2	89,7	37	28	10	ML	A-4	siltoso	LA'-LG'
AM9A	99,9	99,4	89,5	44	33	11	OL	A-7-5	argiloso	LA'-LG'
AM9B	98,1	99,3	97,9	40	30	10	ML	A-4	siltoso	LA'-LG'
AM10A	98,4	99,4	54,6	27	20	7	CL-ML	A-4	Argila-silto-arenosa	LA
AM10B	98,9	99,6	58,4	24	19	5	CL-ML	A-4	Argila-silto-arenosa	LA'-LG'
RQ1A	100	99,5	79,0	35	26	9	OL	A-4	siltoso	--
RQ1B	100	99,5	90,0	35	27	8	ML	A-4	siltoso	--
RQ2A	99,9	99,8	97,9	47	36	11	OL	A-7-5	argiloso	LA'-LG'
RQ2B	100	99,9	99,5	47	37	10	ML	A-5	siltoso	LA'-LG'
RQ5A	99,8	99,5	87,7	46	36	10	OL	A-6	siltoso	LA'-LG'
RQ5B	99,8	99,4	99,4	45	35	11	ML	A-7-5	argiloso	LA'-LG'
RQ6A	100	99,5	64,2	46	35	11	OL	A-7-5	argiloso	--
RQ6B	100	99,8	99,8	50	35	15	MH	A-7-5	argiloso	--
RQ8A	98,1	97,0	81,7	38	28	9	OL	A-4	siltoso	LA'-LG'
RQ8B	99,0	98,1	100	38	27	11	ML	A-6	argiloso	LA'
RQ11A	94,0	92,3	57,9	33	23	10	CL	A-4	argila-arenosa	--
RQ11C	96,4	95,5	71,3	26	20	7	CL-ML	A-4	Argila-silto-arenosa	--

Como os dados de granulometria foram apresentados e são importantes para classificação dos solos baseada na química e mineralogia de acordo com *Soil Taxonomy* modificada pela Embrapa (boletim nº 19, 2000). Assim será abordado no próximo item, de forma sintética, às classificações intempéricas e suas comparações, como também a proposição de classificação.

4.5- CLASSIFICAÇÕES INTEMPÉRICAS BASEADAS NA MINERALOGIA E QUÍMICA DOS SOLOS

Antes de apresentar as classificações é importante aprofundar algumas definições relacionadas aos processos intempéricos de solos.

A laterização é um processo típico de clima tropical, em função dos ciclos molhagem e secagem sobre intensa lixiviação de sais solúveis Ca, Mg, Na e K, retardando em fase posterior o Al e o Fe. Nesse sistema, a matéria orgânica é intensamente degradada, no entanto o acúmulo na superfície do solo é incipiente. Conforme comentado anteriormente, o termo laterita é dado a concreções ferruginosas relacionando-se a corpos nodulares, concreções, piçarras, carapaças e couraças. Portanto, a laterização não significa a formação exclusiva da Laterita, termo dado por Buchanan, em 1807, aos solos vermelhos dos trópicos que tinham a condição particular de endurecerem irreversivelmente quando secos, mas abrange todas as alterações alíticas, onde a alumina encontra-se acompanhada por óxido e hidróxido férrico, tal como é observado nas lateritas e solos lateríticos (Vieira, 1975). Contudo, atualmente tem-se empregado o termo latolização para o processo em que há intemperismo químico (hidrólise, oxidação) com intensa lixiviação, promovendo os processos de dessilicação média (monossilização) ou forte (alitização), podendo apresentar nódulos e mosqueadas esparsos. Dessa forma, resume-se a laterização como a solubilização do Fe^{2+} diante do intemperismo químico da água, seja da chuva ou pela mudança no nível freático (ou por meio de fluxos gravitacionais descendentes ou capilares ascendentes), transportando o Fe na encosta que se segrega na base ou em suas proximidades, e formando nódulos diante das secagens e umedecimentos em processos cíclicos.

O termo solo laterítico está associado a solos com elevado grau de desenvolvimento ou maturidade que contém em sua matriz laterita e são genericamente designados como lateríticos. Esse termo ainda é muito empregado na Geotecnia, enquanto na pedologia evoluiu para Latossolo. Os franceses designaram como solos Ferralíticos (Espindola *et al.*, 2008).

Portanto, nos Latossolos das chapadas a laterita profunda controla o relevo dando sustentação às superfícies aplainadas ou aos relevos suaves espessos submetidos ao alto grau de evolução. Isso quer dizer baixo teor de saturação de bases com mineralogia dominada pela caulinita associada à gibbsita, a qual em algumas situações de intemperismo pode estar em maior

quantidade em relação à caulinita. A relação silte/argila é baixa contendo óxidos e hidróxidos de Fe e Al, formando agregados inclusive associados a grãos de quartzo.

Na Tabela 4.11 são apresentadas as classificações intempéricas de solos comumente utilizadas e uma proposta de classificação partindo da química e mineralogia das amostras analisadas neste estudo.

Tabela 4.11 – Classificações de solos utilizando química e mineralogia de solo.

Ponto	Ki	Kr	Winterkorn & Chandrasenkharan (1951)	Moniz* (1972)	Rezende & Santana (1988)	Soil Taxonomy	Proposta	Quadrante dominante RCGt & RHGb
AM3A	1,38	1,29	solo de laterita	alítico	caulinítico	oxídico-gibbsítico	caulinítico	CtGt
AM3C	1,27	1,21	solo de laterita	alítico	caulinítico	gibbsítico	gibbsítico	GbHm
AM5A	1,44	1,12	solo de laterita	alítico	caulinítico	gibbsítico	gibbsítico	GbGt
AM5B	1,46	1,15	solo de laterita	alítico	caulinítico	oxídico-gibbsítico	oxídico-gibbsítico	GbGt
AM7A	1,94	1,23	solo de laterita	alítico	caulinítico	caulinítico-oxídico	caulinítico-oxídico	CtHm
AM7B	1,93	1,22	solo de laterita	alítico	caulinítico	caulinítico-oxídico	caulinítico-oxídico	CtHm
AM8A	1,67	0,98	solo de laterita	alítico	caulinítico	oxídico-gibbsítico	caulinítico-oxídico	CtGt
AM8B	1,69	1,01	solo de laterita	alítico	caulinítico	oxídico-gibbsítico	caulinítico-oxídico	CtGt
AM9A	1,55	0,90	solo de laterita	alítico	caulinítico	oxídico-gibbsítico	caulinítico-oxídico	CtHm
AM9B	1,77	1,02	solo de laterita	alítico	caulinítico	oxídico-gibbsítico	caulinítico-oxídico	CtGt
AM10A	1,06	0,48	solo de laterita	ferralítico	caulinítico-oxídico	oxídico-gibbsítico	caulinítico-oxídico	CtHm
AM10B	3,28	1,53	solo de laterita	sialítico	caulinítico	oxídico-hematítico	oxídico-hematítico	CtHm
RQ1A	1,43	0,84	solo de laterita	alítico	caulinítico	oxídico-gibbsítico	caulinítico-oxídico	CtGt
RQ1B	1,51	0,89	solo de laterita	alítico	caulinítico	oxídico-gibbsítico	caulinítico-oxídico	CtGt
RQ2A	1,89	1,24	solo de laterita	alítico	caulinítico	caulinítico	caulinítico	CtGt
RQ2B	1,98	1,30	solo de laterita	alítico	caulinítico	caulinítico	caulinítico	CtHm
RQ3A	1,81	1,16	solo de laterita	alítico	caulinítico	oxídico-gibbsítico	caulinítico-oxídico	CtGt
RQ3B	1,63	1,05	solo de laterita	alítico	caulinítico	oxídico-gibbsítico	caulinítico-oxídico	CtHm
RQ5A	1,66	1,09	solo de laterita	alítico	caulinítico	oxídico-gibbsítico	caulinítico-oxídico	CtGt
RQ5B	1,05	0,71	solo de laterita	ferralítico	caulinítico-oxídico	oxídico-gibbsítico	caulinítico-oxídico	CtHm
RQ6A	1,51	1,02	solo de laterita	alítico	caulinítico	oxídico-gibbsítico	caulinítico-oxídico	CtGt
RQ6B	1,30	0,88	solo de laterita	alítico	caulinítico	oxídico-gibbsítico	caulinítico-oxídico	CtGt
RQ8A	0,76	0,46	solo de laterita	ferralítico	caulinítico-oxídico	oxídico-gibbsítico	oxídico-gibbsítico	GbGt
RQ8B	0,81	0,49	solo de laterita	ferralítico	caulinítico-oxídico	oxídico-gibbsítico	oxídico-gibbsítico	GbGt
RQ11A	1,88	1,58	solo laterítico	alítico	caulinítico	oxídico-gibbsítico	caulinítico-oxídico	CtGt
RQ11C	1,94	1,62	solo laterítico	alítico	caulinítico	oxídico-gibbsítico	caulinítico-oxídico	CtGt

*Baseou-se na classificação francesa.

A classificação de solos proposta tem sua base na *Soil Taxonomy* (1992) e no Sistema Brasileiro de Classificação de solos (SiBCs). Avaliando a Tabela 4.11 observa-se que a classificação Winterkon & Chandrasenkhara (1951) é muito simplista ao considerar apenas duas classes: a de solo de laterita e de solo laterítico. Observa-se que todos os Latossolos foram considerados solo de laterita por conterem nódulos de Fe, além de considerar o solo hidromórfico rico em mosqueados de plintita e petroplintita (concreções) como laterítico. Como todos os solos são ricos em caulinita e gibbsita, a classificação utilizada por Moniz (1972) baseia-se na desenvolvida pelos franceses (1967), a qual tem sua base nos índices Ki e Kr considerando quase todos os solos como alíticos, exceto as amostras RQ10A, RQ5B, RQ8A e RQ8B que são classificadas como solos ferralíticos.

A classificação de Resende & Santana (1988), também baseada apenas nos índices Ki e Kr assemelha-se a classificação francesa utilizada por Moniz (1972), porém detalhando os solos ao invés de alítico como caulínítico e os ferralíticos foram designados como caulínítico-oxídicos. A classificação baseada na *Soil Taxonomy*, de acordo com o boletim de pesquisa nº 19 da Embrapa de 2000, classifica as amostras AM3C e AM5A como gibbsítico e as amostras RQ2A e RQ2B como caulínítico, as amostras AM7A e AM7B como caulínítico-oxídico, para AM10B como oxídico-hematítico e todas as demais como oxídico-gibbsítico. Observa-se maior detalhe na classificação da *Soil Taxonomy* modificada pela Embrapa (2000). Contudo, avaliando os quadrantes dos gráficos de mineralogia, nota-se contraste com a *Soil Taxonomy* em função do fato que a maior parte das amostras possui em abundância a caulinita e não a gibbsita. Partindo dessa contradição, inclusive com a classificação de Resende & Santana (1988), resolveu-se propor alterações da *Soil Taxonomy* utilizando-se dos seguintes critérios:

Caulínítico $\geq 50\%$ (Ct) na fração argila;

$$\text{Oxídico} = \frac{\% \text{Fe}_2\text{O}_3 \text{ (ataque sulfúrico)} + \% \text{ gibbsita (argila)}}{\% \text{ argila}} \geq 0,2 \quad (4.1)$$

Gibbsítico $\geq 40\%$ (Gb na argila);

Oxídico-gibbsítico = Gb > Ct, se Gb > Hm + Gt (argila);

Caulínítico-oxídico = Ct > Gb (argila) ou $\frac{\text{Ct}}{\text{Ct}+\text{Gb}} \geq 0,5$, se Gb > Hm + Gt;

Entretanto, mesmo que a Ct seja maior que a Gb, mas ocorra:

Gb (argila) < Gt + Hm (argila) e $Hm \geq Gt$ ou $\frac{Hm}{Hm+Gt} \geq 0,5$; classifica-se como **Oxídico-hematítico**;

Caso também ocorrer:

Gb (argila) < Gt + Hm (argila) e $Hm < Gt$ ou $\frac{Hm}{Hm+Gt} < 0,5$; classifica-se como **Oxídico-goethítico**.

Observando-se a Tabela 4.11, nota-se que há certa coerência da classificação proposta com os quadrantes e com as classificações de Resende & Santana (1988) e Moniz (1972), porém apresentando maior detalhe em função da mineralogia. Portanto, a classificação proposta baseada na química e mineralogia pode contribuir para um melhor entendimento do comportamento físico em solos lateríticos profundamente intemperizados.

4.6- POROSIDADE

A porosidade do solo foi determinada utilizando-se o método da centrífuga e a adsorção de nitrogênio a 77 K. As amostras retiradas nas profundidades de 10 a 40 cm foram identificadas pela letra A, e nas profundidades de 90 a 130 cm as amostras foram designadas pela letra B e C. Para o estudo da porosidade pelo método da centrífuga (interagregados) utilizaram-se amostras indeformadas. Para obtenção da curva característica as sucções ($u_a - u_w$) utilizadas foram de 0,1; 6,08; 33,4; 60,80; 101,33 e 1519,88 kPa. A porosidade intra-agregado foi determinada pela adsorção de nitrogênio a 77 K. O material utilizado para essa análise foi o pó seco destorroado e passado na peneira nº 40. Dessa forma, realizou-se a distribuição completa dos poros.

Os resultados do índice de vazios para amostras de Águas Emendadas apresentaram valores de 1,20 a 2,04, para as amostras AM10B e AM5B, respectivamente. Salienta-se que no ponto AM5, a curva característica foi determinada em dois pontos: AM5A e AM5B. No ponto A, camada de 10 a 40 cm, o índice de vazios foi de 1,61, indicando consolidação em relação à camada inferior de 90 a 130 cm. Tendo em vista que estes resultados situam-se em área preservada no domínio do Latossolo Vermelho-Amarelo, sugere intenso processo de secagem em detrimento ao de molhagem. Isso possibilitou a consolidação da camada AM5A do solo não, só pelo processo climático, como também pela influência da sucção das raízes da vegetação frequentemente presentes (Figura 4.100).

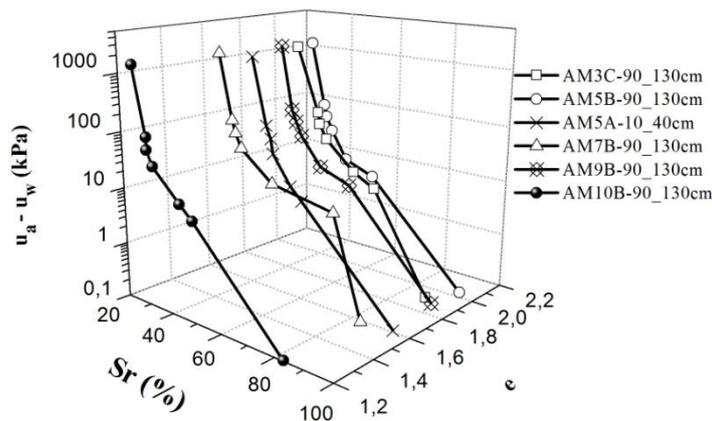


Figura 4.100 – Curva característica para índices de vazios distintos das amostras de Águas Emendadas.

Os graus de saturação naturalmente se equipararam aos índices de vazios com maior valor para a amostra AM5 e menor valor para AM10B, na faixa de 94 para 83%. Apesar da distorção do gráfico 3D, o valor de saturação residual teve a seguinte ordem crescente de retenção de água: AM10B < AM7B < AM9B < AM5B < AM3C < AM5A, com valores de 26 a 41% (apêndice G). Contudo, a Figura 4.101 apresenta a distribuição dos poros mostrando distinções na retenção da água residual (cerca de 1500 kPa) e comportamento da distribuição, considerando o valor de 1000 μm (1 mm) como condição limite para o maior poro. Essa condição não causa distorções, pois todos os solos estudados são formados por partículas finas.

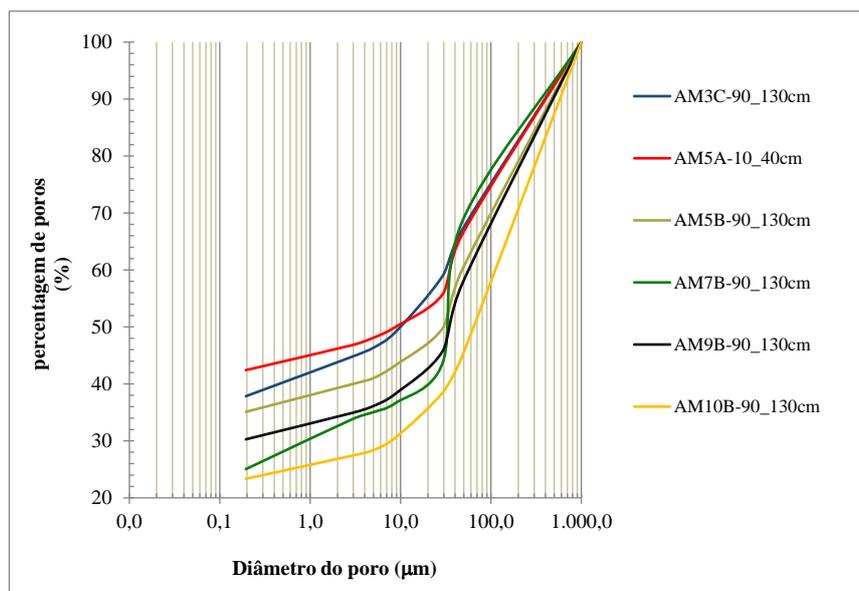


Figura 4.101 – Gráfico da percentagem de poros acumulada em função do diâmetro do poro.

No gráfico de colunas torna-se prático visualizar a distribuição dos poros comparados aos tamanhos de partícula argila, silte e areia (Figura 4.102).

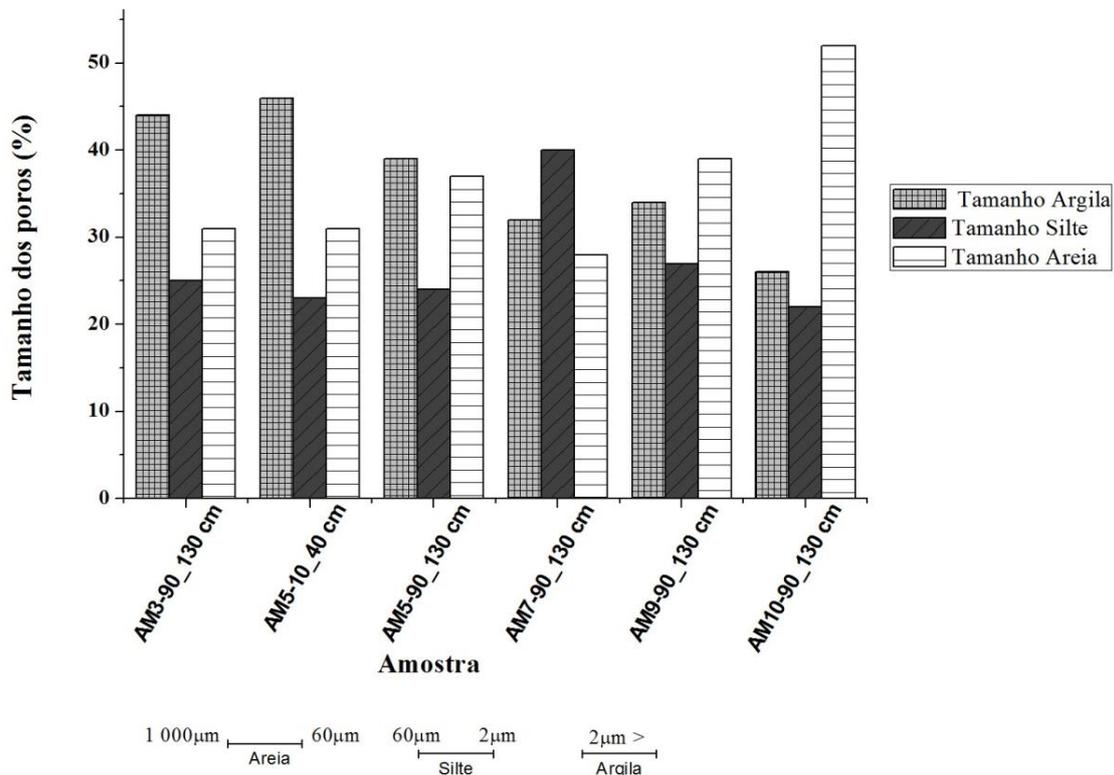


Figura 4.102 – Classificação do diâmetro dos poros baseada no tamanho de partícula pela granulometria.

Por intermédio da Figura 4.101 foi possível separar as classes de tamanho baseados na granulometria para obter a Figura 4.102. O porquê da maior ou menor retenção da água fica mais bem evidenciado diante dessa classificação proposta. Assim, a amostra AM5A apresenta maior grau de saturação e maior retenção residual por conter a maior percentagem de poros tamanho argila 46%. Ao contrário, a amostra AM10B apresenta valores mais baixos de retenção por conter mais de 50% dos poros com tamanho areia e 22% de silte. Essa resposta dos poros será discutida com os dados de granulometria para verificar a equivalência entre o tamanho dos poros e o tamanho da partícula. Após apresentar as características dos poros das amostras que estão nos extremos, as demais amostras seguem a ordem crescente dos poros citada anteriormente: AM7B maior abundância de poros tamanho silte cerca de 40% com a contribuição de 28% dos poros com tamanho areia; AM9B predominância de poros tamanho areia 39% e 27% de tamanho silte; AM5B com 37% dos poros tamanho areia e 24% silte e apenas 39% tamanho argila; e AM3B apresentando 44% de poros tamanho argila, 25% tamanho silte e 31% tamanho areia.

Dessa forma, para a topossequência do córrego Quinze serão apresentados apenas os gráficos da distribuição dos poros e da classificação da porcentagem dos poros baseada no tamanho de partícula pela granulometria (Figuras 4.103 a 4.104).

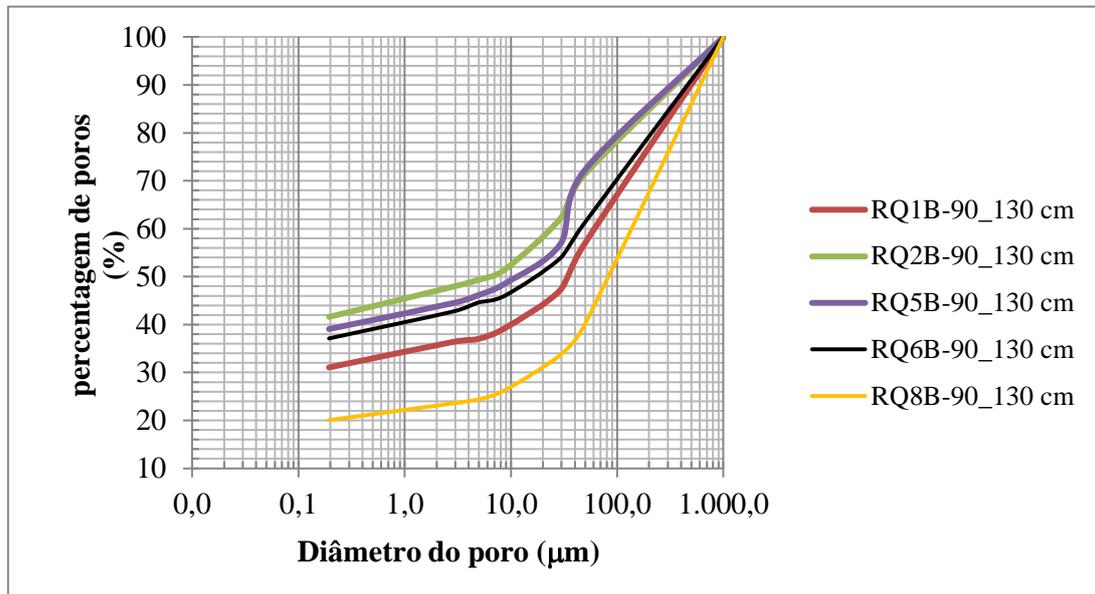


Figura 4.103 – Gráfico da porcentagem de poros acumulada em função do diâmetro do poro.

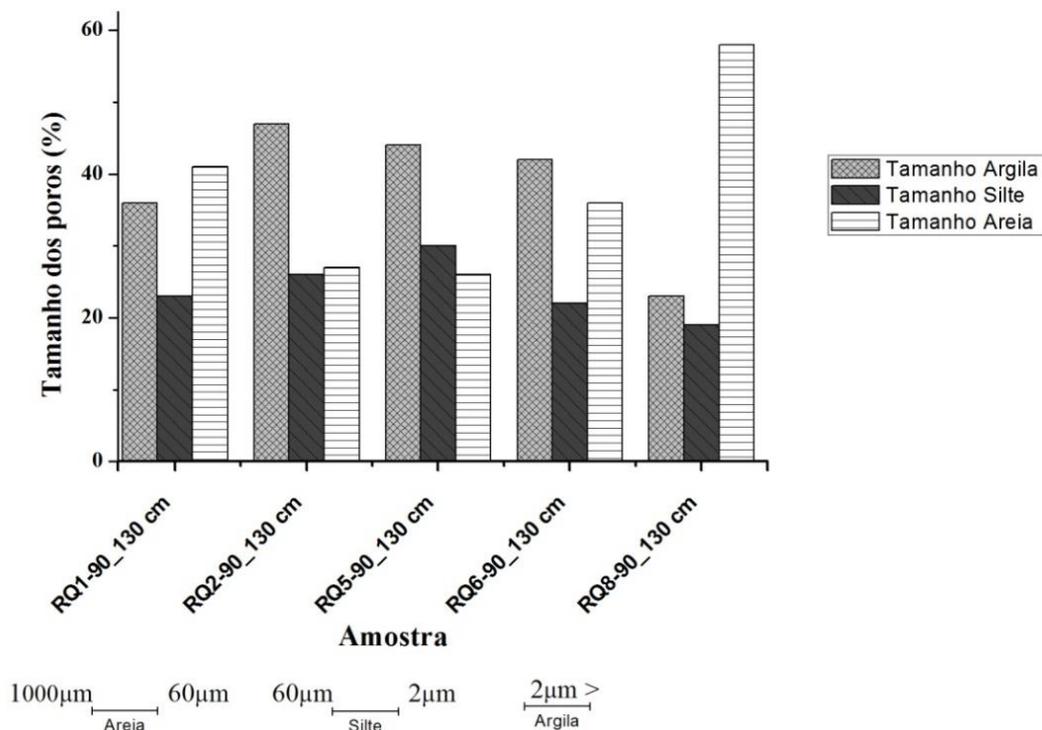


Figura 4.104 – Classificação do diâmetro dos poros baseada no tamanho de partícula pela granulometria.

Pela Figura 4.103 é possível caracterizar a amostra de solo que tem a melhor retenção de água, tendo em vista a percentagem de poros acumulada. Dessa forma, a sequência crescente da retenção de água na topossequência seria a seguinte: RQ8B < RQ1B < RQ6B < RQ5B < RQ2B.

A classificação dos poros pelo diâmetro mostra que a amostra RQ8B tem 58% dos poros tamanho areia, propiciando boa drenagem, com 19% de silte. A amostra RQ1 possui 41% dos poros tamanho areia, 23% de tamanho silte e 36% de tamanho argila, garantindo também boa drenagem. A amostra RQ6B com 42% de poros tamanho argila, 22% tamanho silte e 36% tamanho areia. Já a amostra RQ5B tem 44% dos poros tamanho argila, 30% tamanho silte e 26% tamanho areia. A amostra RQ2B tem o maior predomínio de poros tamanho argila com 47%, tamanho silte 26% e 27% tamanho areia.

Para as amostras do córrego Quinze aplicou-se ainda a distribuição de poros para duas camadas de solo em perfil. Os perfis escolhidos foram RQ2 e RQ5 (Figuras 4.105 e 4.106). Nos dois perfis os horizontes superficiais apresentaram-se com maior retenção de água em relação à profundidade de 90 a 130 cm. Nas amostras RQ2B e RQ5A ocorreu certa sobreposição das curvas da distribuição de poros. Assim a sequência nos dois horizontes foi a seguinte: RQ5B < RQ5A < RQ2B < RQ2A.

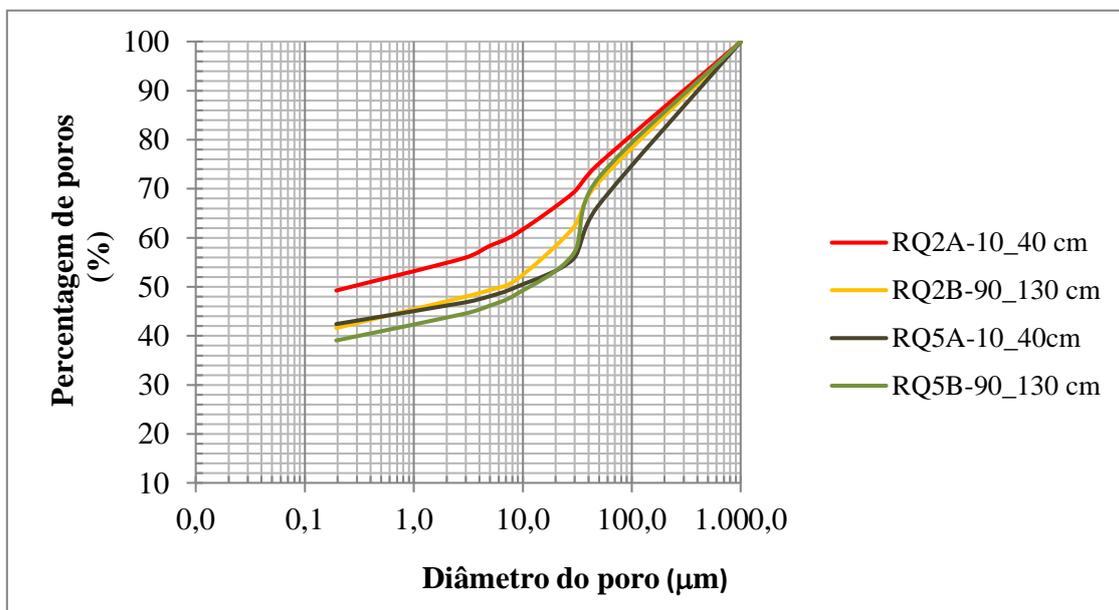


Figura 4.105 – Gráfico da percentagem de poros acumulada em função do diâmetro do poro.

A classificação em classes de acordo com o tamanho de partícula apresentou os seguintes valores: RQ5B e RQ5A com 44% e 46% de poros tipo tamanho argila, 30% e 23% tamanho

silte e 26% e 31% areia, respectivamente. As amostras RQ2B e RQ2A obtiveram valores de 47% e 55% para tamanho argila, 26% e 22% para silte, e 27% a 23% para tamanho areia respectivamente. A maior retenção é da amostra RQ2A, pois tem o maior predomínio de poros tamanho argila. Ao contrário, a amostra RQ5B apresenta menor percentagem de argila em relação às demais amostras, com silte e areia totalizando 56%.

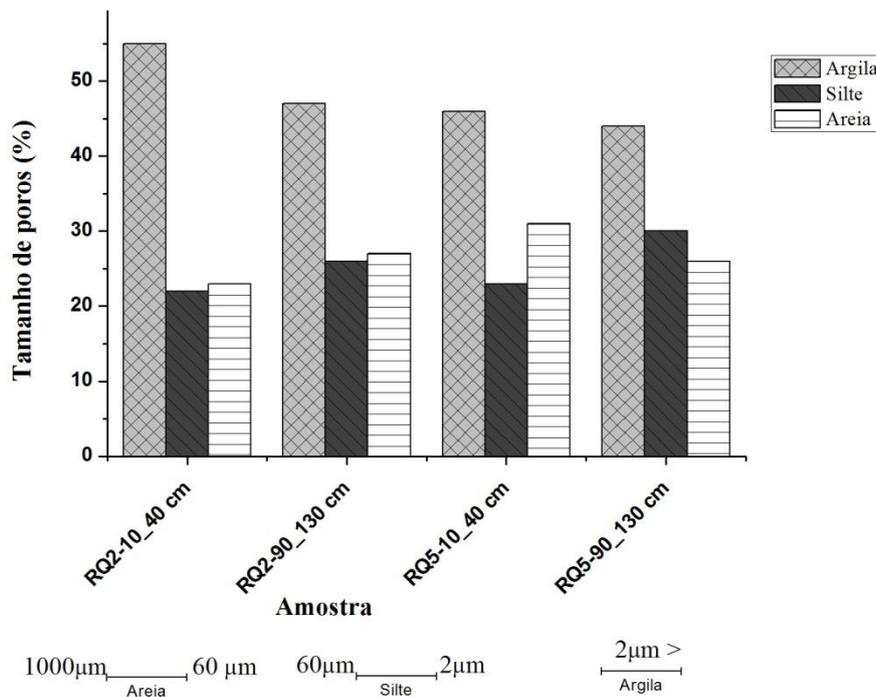


Figura 4.106 – Classificação do diâmetro dos poros baseada no tamanho de partícula pela granulometria.

A maior quantidade de poros semelhante à granulometria tamanho argila na camada A pode estar associada à compactação antrópica e/ou ao maior teor de partículas argila ou talvez pela consolidação por processos naturais de atuação dos ciclos de secagem e molhagem e sucção imposta pelas raízes da vegetação.

O método da centrífuga baseia-se na porosidade inicial que é considerada constante em todo o experimento para determinação da curva característica. Entretanto, o método é bastante criticado, pois há compactação da estrutura diante de cada força centrífuga aplicada. Para entender e possivelmente corrigir o problema, mensurou-se o recalque diante de cada tensão aplicada aos corpos de prova (Figuras 4.107 a 4.109). No entanto, como comentado no item 2.5.6, estudos comparativos do método da centrífuga com a câmara de pressão de Richards, na qual não há modificação da estrutura devido às tensões aplicadas no corpo de prova sobre a pedra porosa, demonstra que o método da centrífuga tem apresentado resultados satisfatórios,

inclusive para Latossolos do Distrito Federal (Reatto, 2007). Diante desta questão, nos gráficos de adensamento (Figuras 4.107 a 4.109), observam-se nos trechos iniciais, que os índices de vazios sofrem pequenas modificações devido à tensão de pré-adensamento ou pseudo pré-adensamento suportada pelos corpos de prova no campo (Figuras 4.107 a 4.109). Esclarece-se que o termo pré-adensamento tem sido classicamente usado para expressar uma tensão pré-existente devido ao histórico de tensões. No entanto, nos solos tropicais, de um modo geral, este efeito está associado aos ciclos de molhagem e secagem, ou ainda das ligações químicas formando os cimentos, motivo pelo qual o termo pseudo pré-adensamento é sugerido por Vargas (1977). Nos resultados as tensões de 100 a 1500 kPa existe mudança brusca e elevada do índice de vazios, trecho da reta virgem. Portanto, a tensão de 1500 kPa pode afetar resultados comparativos com a curva característica, pois há uma brusca redução do índice de vazios, mas de pouca influência no comportamento geral da distribuição da curva característica (Figura 4.100). Destaca-se ainda que, para projetos de engenharia, tensões de 100 kPa são satisfatórias na grande maioria das aplicações em obras civis.

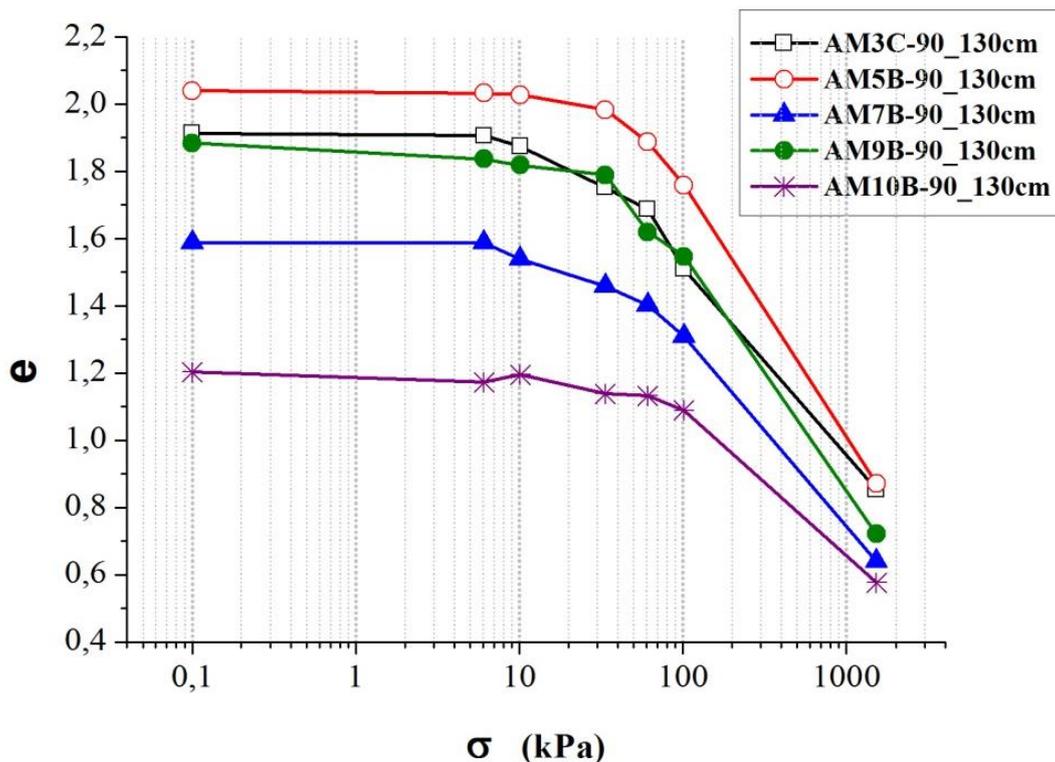


Figura 4.107 – Gráfico do adensamento no método da centrífuga.

Os índices de vazios iniciais em Águas Emendadas variaram de 1,2 a 2,04 atingiram para tensão de 1500 kPa reduções nos índices de vazios entre 0,9 e 0,6. Assim, de modo geral,

maior índice de vazios inicial, maior foi a variação de índice de vazios sofrida durante o ensaio. O baixo valor inicial do índice de vazios da amostra AM10B em relação as demais pode ser em função das próprias características da matriz (Figura 4.107).

Na Figura 4.108 os índices de vazios iniciais variam de 1,6 a 2,4, reduzindo para 1,1 a 0,8. Salienta-se que as amostras RQ2B e RQ5B suportaram até a tensão de 10 kPa antes de sofrer redução brusca do índice de vazios.

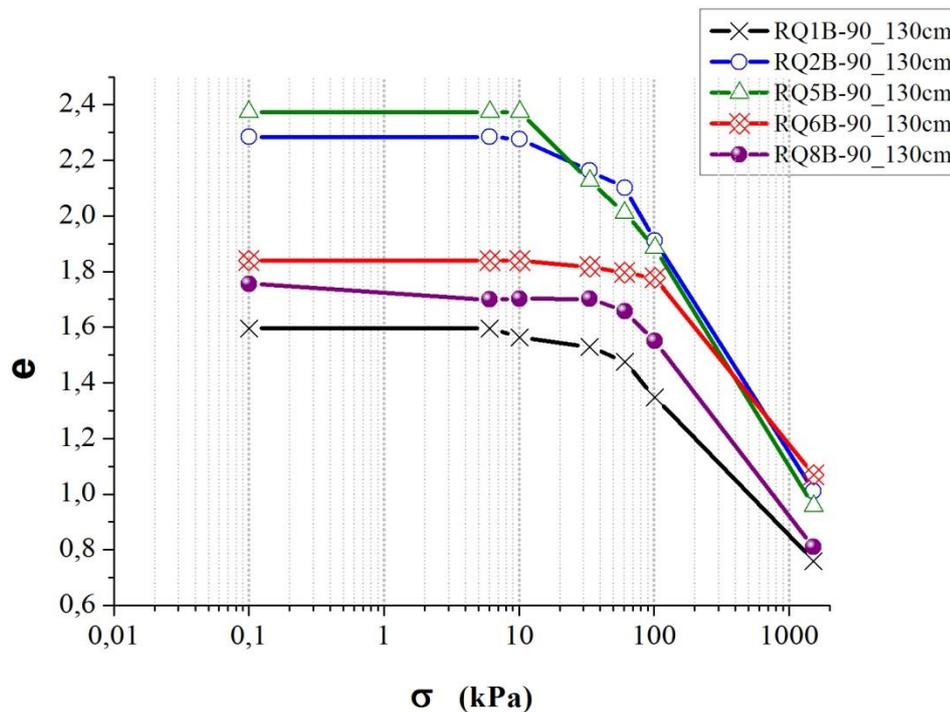


Figura 4.108 – Gráfico do adensamento no método da centrífuga.

Observando o comportamento dos índices de vazios em duas profundidades do perfil: ponto A e B para as amostras RQ e AM, é possível verificar qual horizonte está mais compacto, inclusive comparar a diferença entre consolidação e compactação entre áreas preservada e agricultável. Dessa forma, é possível avaliar o efeito da compactação antrópica e da consolidação por processo natural. Para essa avaliação utilizou-se a diferença entre os índices de vazios iniciais da camada B pela camada A (Δe). Assim, obtiveram-se os valores Δe de 0,9 para RQ5 e 0,8 para RQ2, finalizando com o valor de 0,43 para a amostra AM5. Apesar de serem poucos os pontos amostrados é possível notar a distinção da compactação antrópica e da consolidação natural. Essas inferências serão confirmadas pelo cone de penetração Panda, por meio de um volume maior de dados que darão consistência a tal hipótese.

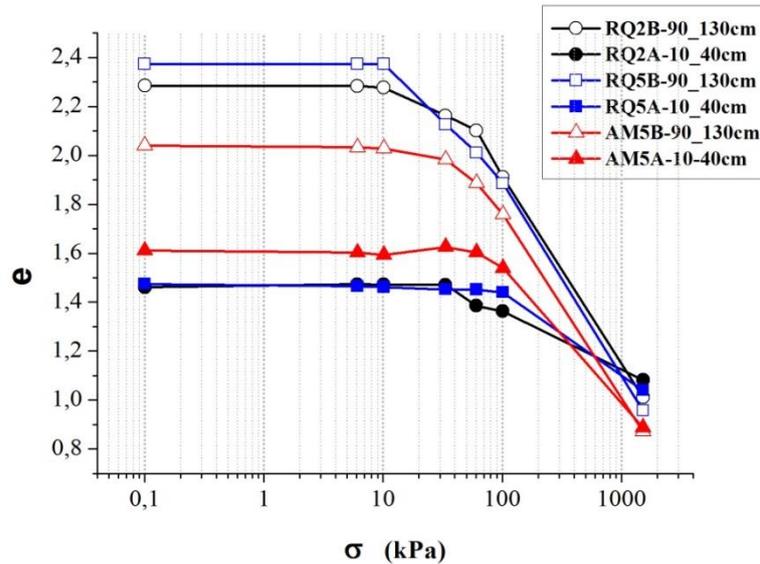


Figura 4.109 – Gráfico do adensamento no método da centrífuga.

4.6.1- MODELAGEM DA CURVA CARACTERÍSTICA PELO MÉTODO DA CENTRÍFUGA E DISTRIBUIÇÃO COMPLETA DOS POROS

Dando continuidade à análise da porosidade compara-se o dado experimental do método da centrífuga com equações de previsão da curva característica por intermédio de ajustes, além de apresentar a distribuição completa dos poros utilizando-se das técnicas de adsorção e centrifugação. O método da centrífuga foi ajustado aos modelos de previsão da curva característica utilizando o solver do programa Excel. Os ajustes baseados nas equações de Van Genuchten (1980) e Fredlund & Xing (1994), obtiveram sobreposição dos pontos em relação aos dados experimentais (Figuras 4.110 a 4.111).

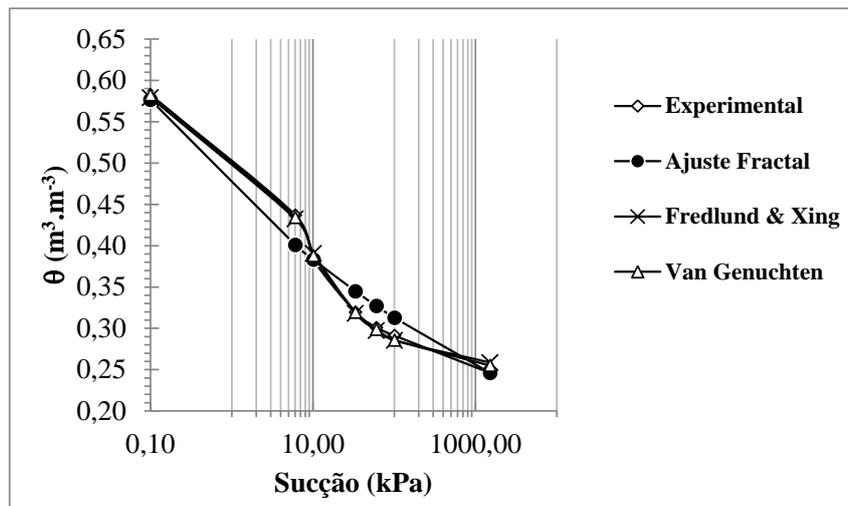


Figura 4.110 – Ajuste de modelos aos dados experimentais (AM10B).

Outro ajuste aplicado utilizou a teoria fractal baseando-se na equação de Alfaro Soto *et al.* (2008), porém ao invés de aplicar a umidade gravimétrica utilizou-se a umidade volumétrica como segue:

$$\theta = \theta_r \left(\frac{\Psi}{\Psi_r} \right)^{D-3} \quad (4.2)$$

Sendo que:

θ_r = umidade volumétrica residual;

θ = umidade volumétrica;

Ψ = sucção;

Ψ_r = sucção na umidade residual.

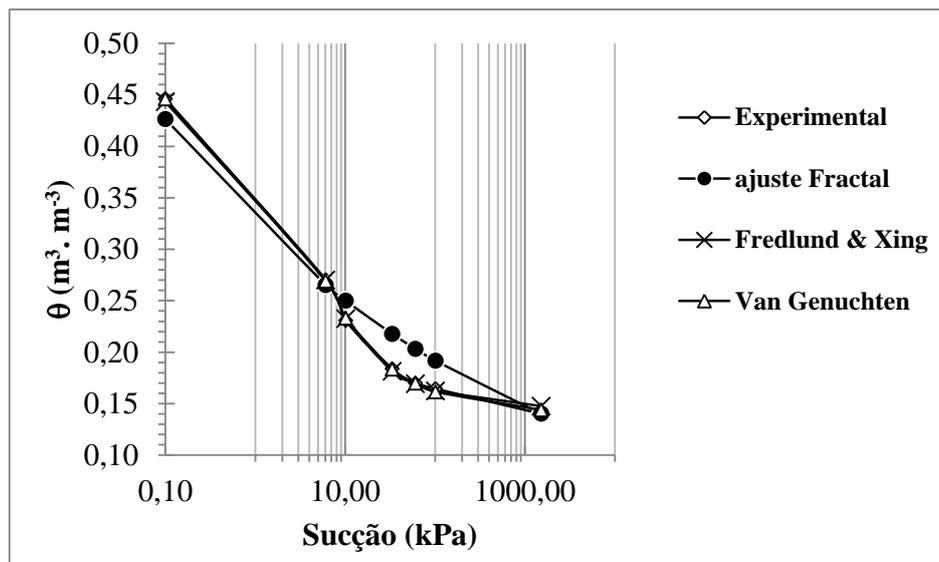


Figura 4.111 – Ajuste de modelos aos dados experimentais.

Desse modo, o ajuste para o D fractal e das demais equações de ajuste aplicou-se o método solver para soluções não lineares. Essa estimativa é satisfatória, podendo ser útil até o ponto de inflexão do comportamento bimodal dos poros.

Na Tabela 4.12 são apresentados os dados da dimensão fractal pelo ajuste a partir da curva característica obtida pelo método da centrífuga e pelos métodos obtidos a partir do programa *NovaWin* do equipamento da adsorção de N₂. O método NK é baseado na termodinâmica e

teoria fractal, enquanto o método FHH é obtido pela formação de multicamadas no processo de adsorção, portanto, dado empírico.

Tabela 4.12 – Dados da dimensão fractal ajustado pelo método da centrífuga e determinado pela adsorção de N₂ a 77 K.

AMOSTRA	D ajustado	D método NK	D método FHH
AM3C	2,91 ±0,01	3,09	2,62
AM5A	2,92 ±0,01	3,22	2,64
AM5B	290 ±0,01	3,17	2,62
AM7B	2,87 ±0,02	3,16	2,62
AM8B	--	3,17	2,62
AM9B	2,89 ±0,01	3,10	2,61
AM10B	2,88 ±0,01	3,09	2,62

Simplesmente comparando os resultados nota-se que os dados ajustados têm proximidade com o método NK. Entretanto, ressalta-se que possivelmente os dados obtidos pela adsorção de N₂ tem afinidade à distribuição dos poros intra-agregados. Provavelmente seja necessário realizar um escalonamento para o D fractal, considerando o método da centrífuga como interagregado e a adsorção como intra-agregado.

Farias *et al.* (2011) apresentaram um modelo de distribuição dos micro e mesoporos intra-agregados, empregando a técnica de Adsorção de N₂ a 77 K e papel filtro (Figura 4.112). Com esse modelo foi possível demonstrar que os micros e mesoporos intra-agregados não sofreram modificação diante das energias de compactação utilizadas, além de mostrar que são nanoestruturados pela assembleia de minerais que compõem o solo.

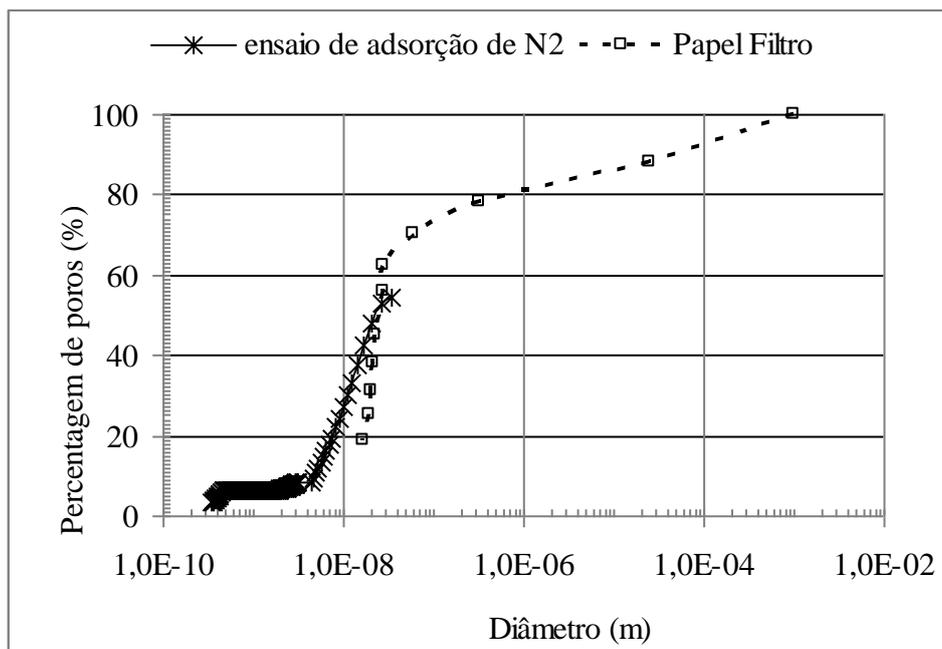


Figura 4.112 – Gráfico da distribuição dos poros da amostra compactada no Proctor normal (Farias *et al.*, 2011).

O modelo considera os poros como cilíndricos baseando-se nos métodos BJH e SF. Partindo da junção destes dois métodos fez-se uma integração com os poros determinados pelo método da centrífuga. Assim, dessa organização dos três métodos, pode-se propor um modelo de distribuição de poros desenvolvido pela técnica da centrifugação (interagregado) e adsorção de N₂ (intra-agregado). O produto do modelo é um gráfico da distribuição acumulada de poros em porcentagem em função do diâmetro do poro (Figuras 4.113 a 4.115). Como existem muitas amostras, selecionaram-se apenas algumas para exemplificar o modelo proposto.

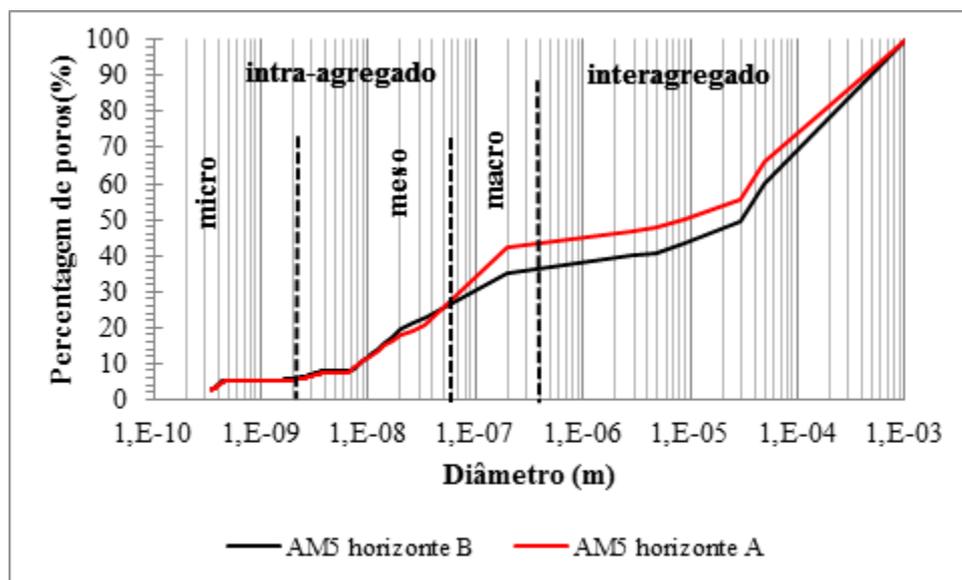


Figura 4.113 – Distribuição completa dos poros amostra AM5.

A Figura 4.113 mostra a distribuição dos poros nas duas camadas de AM5A e AM5B. Na amostra AM5A, como comentado anteriormente, há uma maior retenção de água, ocorrendo um pequeno trecho de inversão na região dos mesoporos, seguindo com sobreposição até a região dos microporos. Observando-se os microporos a alteração é pequena de uma amostra para outra. Nas amostras AM5A e B, os microporos apresentam valores próximos a 6 %; na amostra AM3C é 4% e apenas cerca de 2 % na amostra AM10B (Figuras 4.114 a 4.116). Um fato importante é que na região intra-agregado os mesoporos são dominantes em relação aos microporos.

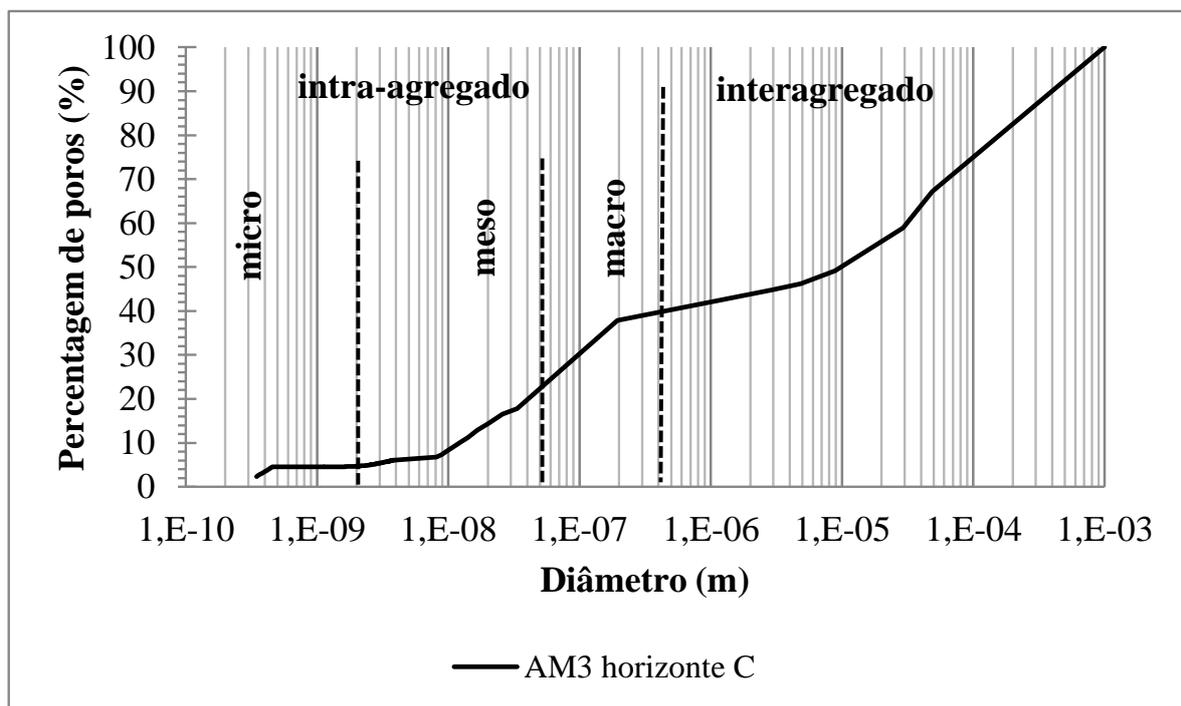


Figura 4.114 – Distribuição completa dos poros amostra AM3C.

O comportamento da distribuição dos poros nos mesoporos para amostra AM10B apresenta uma distribuição descontínua dos poros em relação às demais amostras. Entretanto a percentagem dos mesoporos são semelhantes em todas as 3 amostras avaliadas.

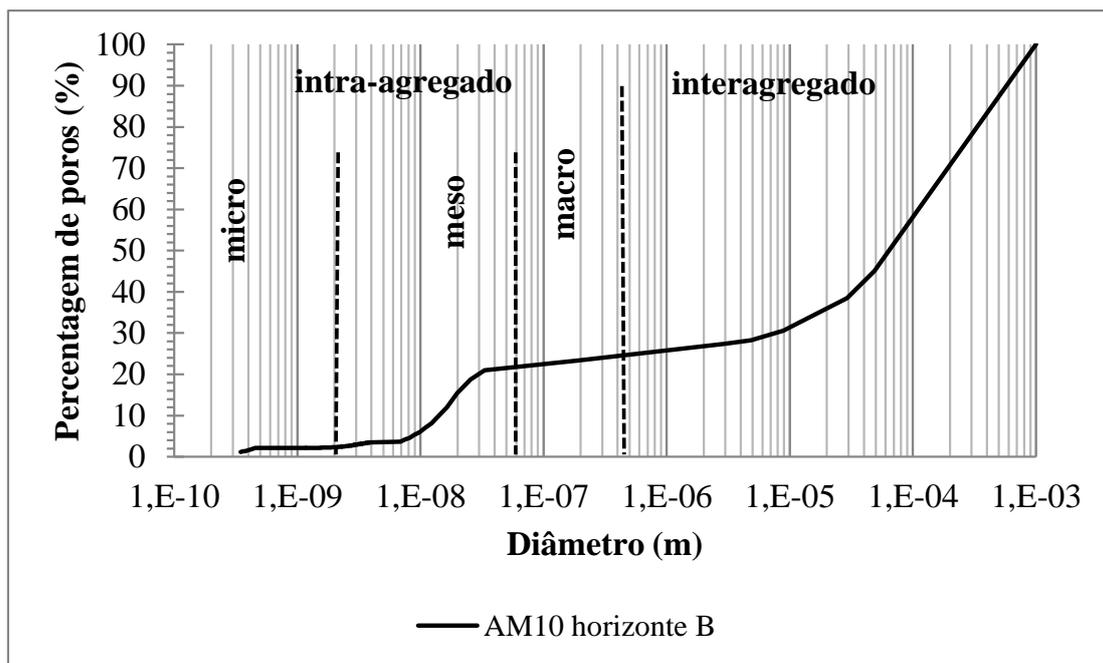


Figura 4.115 – Distribuição completa dos poros amostra AM10B.

4.6.2- RELAÇÕES DOS POROS INTRA-AGREGADOS E AS ÁREAS SUPERFICIAIS ESPECÍFICAS

Nesse item serão realizadas correlações dos microporos e área superficial específica, parâmetros obtidos da adsorção de nitrogênio, com a granulometria e mineralogia da fração argila.

Apesar dos microporos intra-agregados representarem uma parcela pequena na distribuição dos poros, tendo em vista a amostra destorroada e passadas pela peneira nº 40, buscou-se avaliar se há relação desses microporos com a fração argila, além de identificar o tipo de função que representa a correlação da granulometria da fração argila com os microporos intra-agregados. Neste sentido, realizaram-se algumas correlações com a granulometria para identificar a função em que os microporos se adequam. Para isso utilizou-se o método da pipeta e do granulômetro a laser aplicando ultrassom e /ou NaOH 1M (Figuras 4.116 a 4.118).

Outra relação empregada novamente foi a dos microporos pela soma em percentagem dos constituintes caulinita, oxi-hidróxidos de Fe e Al e anatásio (Figura 4.118).

Essas correlações da granulometria e soma dos minerais que estão presentes na fração argila também foram utilizadas em correlações com a área superficial específica (ASE) para avaliar as possíveis relações (Figuras 4.120 a 4.123).

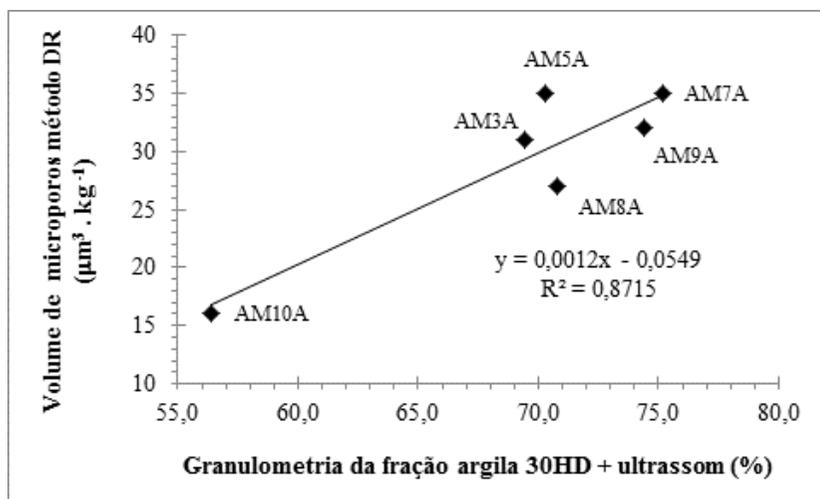


Figura 4.116 – Volume de microporos versus granulometria.

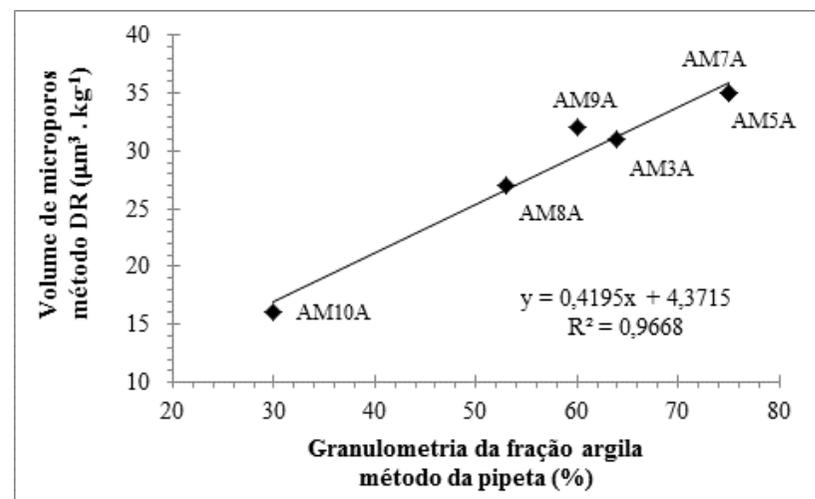


Figura 4.118 – Volume de microporos versus granulometria.

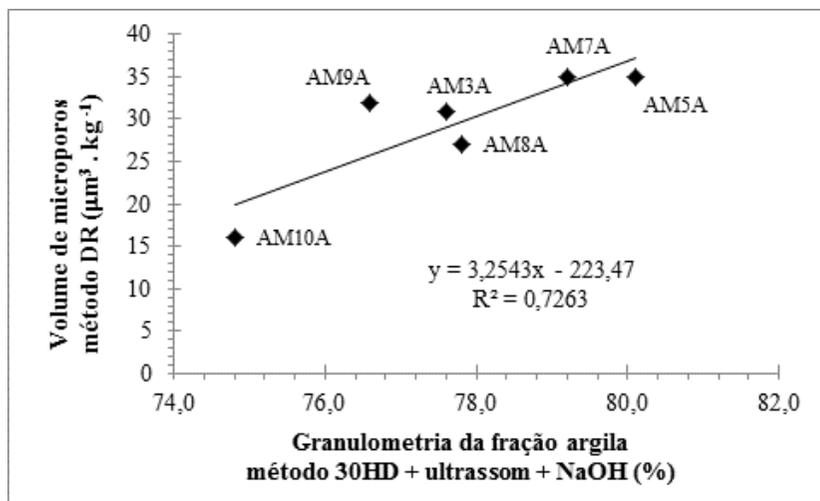


Figura 4.117 – Volume de microporos versus granulometria.

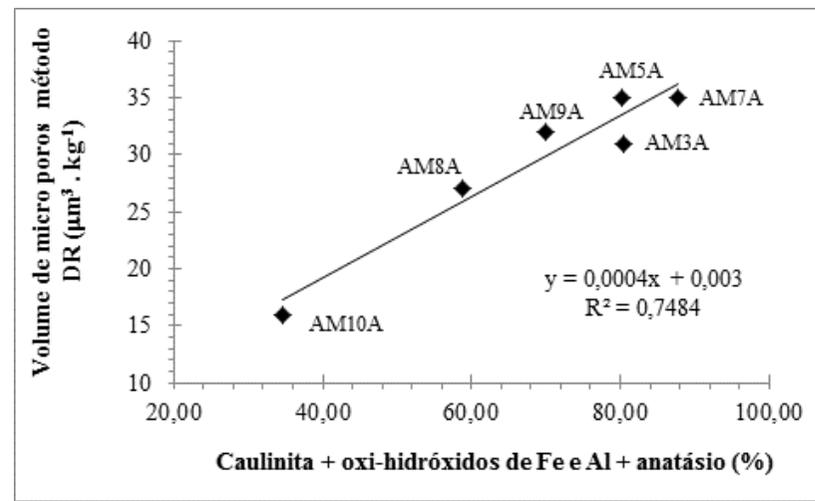


Figura 4.119 – Volume de microporos versus mineralogia da fração argila.

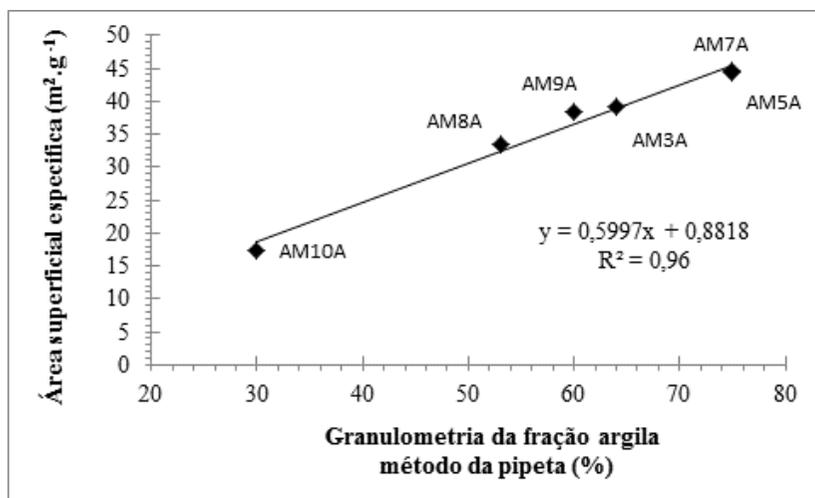


Figura 4.120 – ASE versus granulometria.

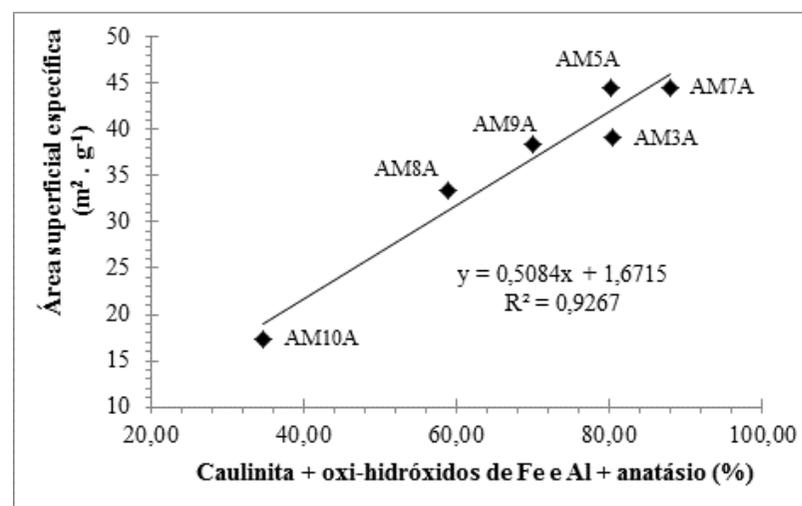


Figura 4.122 – ASE versus mineralogia da fração argila.

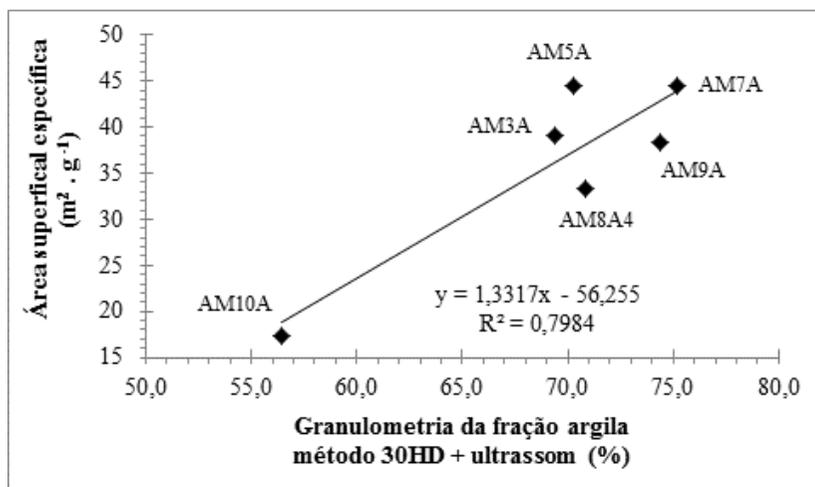


Figura 4.121 – ASE versus granulometria.

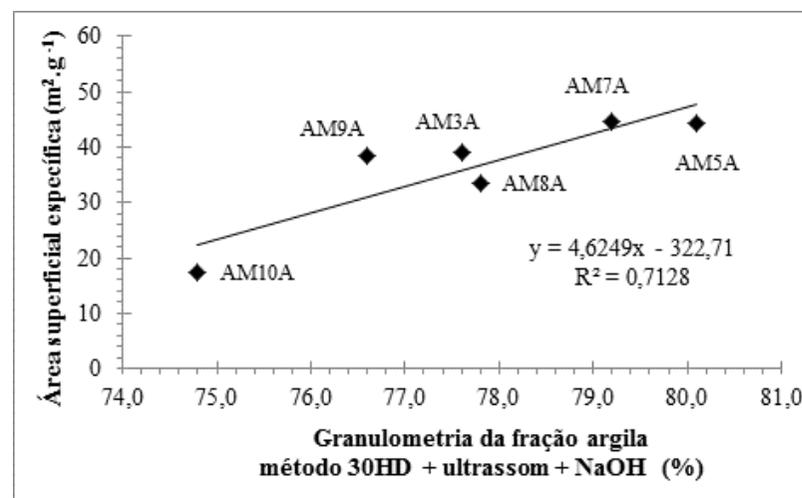


Figura 4.123 – ASE versus granulometria.

A designação horizonte A foi para as profundidades de 0 a 20 cm, como utilizado para caracterização básica. A microporosidade foi determinada pelo método Dibinin-Radushkevich (DR), baseada em uma função Gaussiana, a qual considera a fração do volume de adsorção ocupado por um líquido adsorbato a vários potenciais de adsorção (energia livre de adsorção). Avaliando as Figuras 4.116 a 4.119 notam-se que todas as funções são lineares com R^2 a cerca de 0,7 a 1. Observa-se que o crescimento linear do volume de microporos está relacionado ao aumento da fração argila. O mesmo ocorre quando se aumenta o teor da soma da caulinita, oxi-hidróxidos de Fe e Al e anatásio, os quais tendem a maior quantidade na fração argila, e por consequência, o volume de microporos também aumenta. Destaca-se para o horizonte A de Águas Emendadas as melhores correlações são com o método da pipeta e a mineralogia.

Para ASE também há correlações lineares com R^2 entre 0,7 e 1 aproximadamente (Figuras 4.120 a 4.123). Todas as correlações são formadas por funções positivas, mostrando o aumento da ASE em função do aumento da percentagem da granulometria da fração argila. Contudo, quanto maior a percentagem de finos, maior é a área superficial das amostras de solo. Na soma dos componentes da fração argila também ocorre comportamento similar ao da granulometria. Novamente neste horizonte o gráfico da mineralogia assemelha-se ao da granulometria pelo método da pipeta. As demais correlações para o horizonte B de Águas Emendadas e para os horizontes A, B e C do córrego Quinze podem ser verificadas no apêndice H.

4.7- RESISTÊNCIA DETERMINADA POR MEIO DO PENETRÔMETRO PANDA

O cone de resistência obtido pelo penetrômetro Panda foi efetuado para avaliar os níveis de consolidação da área preservada comparando com a possível compactação da área antropizada pela agricultura devido ao uso de maquinário para o manejo agrícola. O termo consolidação foi adotado para o processo de densificação dos solos em áreas preservadas por entender-se que as variações de sucção ou capilaridade nos ciclos de secagem e molhagem atuam como energia interna geradora da contração e expansão. Neste caso o processo está ligado às características do solo e à condição ambiental e depende do tempo. Já nas áreas antropizadas, embora este fenômeno também ocorra, tem-se ainda a compactação propriamente dita oriunda da passagem de máquinas e pisoteio de animais. Nestes casos, para que a compactação ocorra é geralmente necessário que a fase ar seja contínua. Vargas (1977) denomina a consolidação natural por ressecamento das camadas superficiais de pré-adensamento virtual ou pseudo

tensão de pré-adensamento. Tal ressecamento corresponderia a uma compressão capilar do solo e portanto, a pressão de pré-adensamento proveniente do ressecamento seria uma medida dessa compressão. Vargas (1977) também considera as ligações intergranulares como responsáveis pela tensão de pré-adensamento.

Os ensaios com penetrômetro Panda foram realizados até uma profundidade de 3,5 m na área de Águas Emendadas e de 2 m na área do córrego Quinze. Para cada ponto amostral das duas topossequências foram feitas três investigações pelo cone de penetração com obtenção da média a cada 30 leituras por furo. Dessa forma, para cada ponto representado no gráfico tem-se a média de 90 leituras (Figuras 4.125; 4.126 e 4.129; 4.130). A cada leitura realizada pelo impacto do martelo em queda livre sobre o conjunto haste e cone gerava-se energia para penetrar aproximadamente $0,9 \pm 0,2$ cm.

A Figura 4.124 apresenta o penetrôgrama de uma das três sondagens realizadas nas proximidades do ponto AM3. Os demais resultados obtidos estão apresentados no apêndice H.

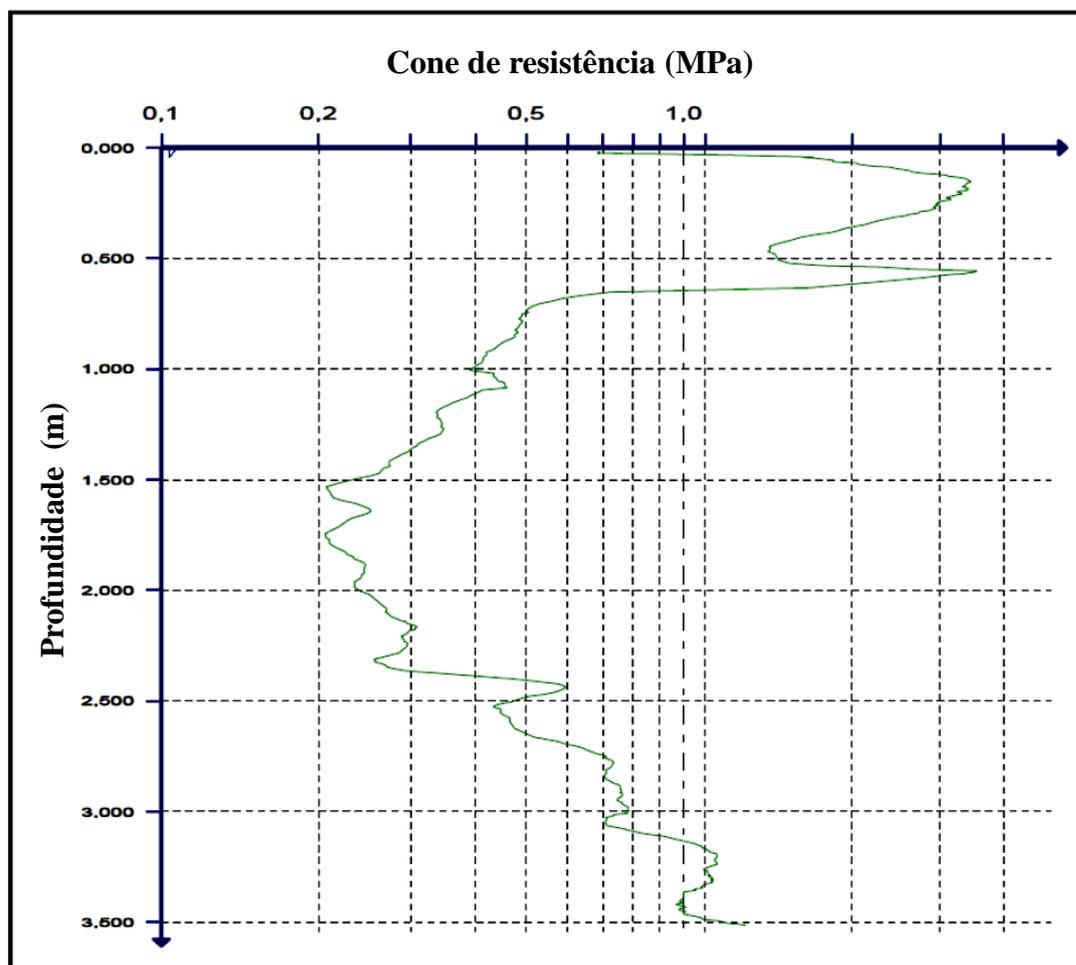


Figura 4.124 – Penetrôgrama obtido pelo equipamento Panda (sondagem 1 do ponto AM3).

A umidade do solo foi retirada a cada 0,3 m de profundidade. A amostragem da massa específica aparente seca foi determinada a cada 0,3 m nas trincheiras até a profundidade de 1,20 m. A partir destas informações e fazendo uso do peso específico dos sólidos, determinaram-se os índices de vazios. Salienta-se que a campanha de campo foi realizada em período de seca, nos meses de agosto a setembro. Para avaliar a consolidação e/ou compactação superficial avaliou-se a resistência até a profundidade de 1,50 m.

Avaliando-se os dados das sondagens realizadas junto aos pontos da topossequência de Águas Emendadas pode-se observar que a resistência de cone não drenada para pontos AM3, AM5, AM7 e AM9 apresentam comportamento com valores maiores de resistência (2,21; 1,44; 1,44 e 1,27 MPa, respectivamente) na superfície 0,3 m, reduzindo-se em profundidade até 1,50 m (Figura 4.125). A resistência de cone de valor maior no ponto AM3 deve-se ao intenso processo de consolidação devido à característica hidromórfica do solo em questão. Esse solo sofreu intensamente o processo de variação dos níveis da água, propiciado pelo córrego Vereda Grande, que teve redução de suas margens ao longo do tempo. Quanto ao comportamento da resistência em profundidade dos solos AM5, AM7 e AM9, têm funções de comportamento polinomial semelhante, porém o solo hidromórfico AM3 apresenta comportamento exponencial, ou seja, à medida que a profundidade reduz a resistência aumenta exponencialmente. A sequência crescente de resistência na sequência de Águas Emendadas analisada é a seguinte: $AM9 < AM7 < AM5 < AM3$, considerando a profundidade de 0,3 m, entretanto, para os pontos AM5 e AM7, os quais apresentaram resistências superficiais iguais usou-se como critério o comportamento da resistência no intervalo de 0,3 a 1,50 m. Dentre essas resistências avaliadas pode-se dizer que o ponto AM3 é o mais consolidado e pode ser considerado como a referência para comparar com resistência da sequência de solos da área agricultável do córrego Quinze.

Na sequência de Águas Emendadas avaliaram-se as relações dos índices de vazios e umidade naturais com a resistência de cone não drenada (Figuras 4.128 a 4.132). Para essas figuras as relações foram lineares e negativas, demonstrando redução do índice de vazios e umidades com o aumento de resistência ou vice e versa. Apenas o ponto AM7 apresentou correlação quadrática com o índice de vazios sem haver correlação com a umidade (apêndice H). Tal correlação quadrática pode estar associada granulometria fina, porém extremamente agregada, apresentando-se com características de areia ou silte. A possível falta de relação com a umidade deve a perda de umidade do material na coleta, antes da realização do ensaio em laboratório.

Na sequência de solos do córrego Quinze, dentre as propriedades avaliadas, apenas duas apresentavam criação de gado e plantio de sorgo (RQ2 e RQ5), as demais utilizavam a área simplesmente para o plantio por meio do uso de maquinário. As resistências de cone de penetração para topossequência do córrego Quinze podem ser verificadas na Figura 4.127.

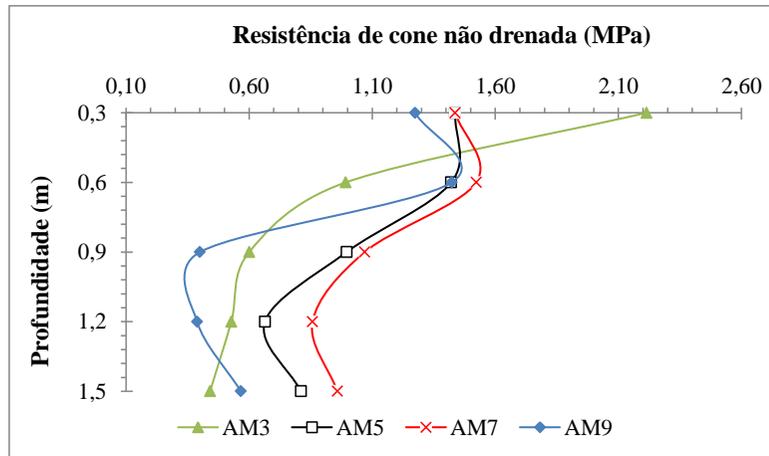


Figura 4.125 – Resistência de cone versus profundidade.

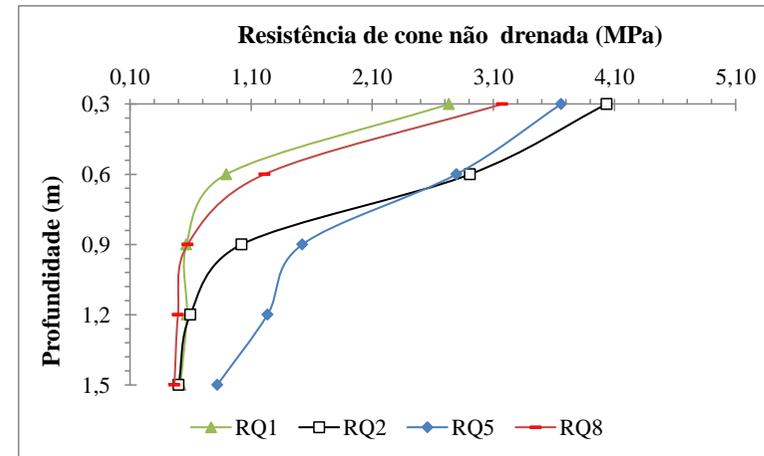


Figura 4.127 – Resistência de cone versus profundidade.

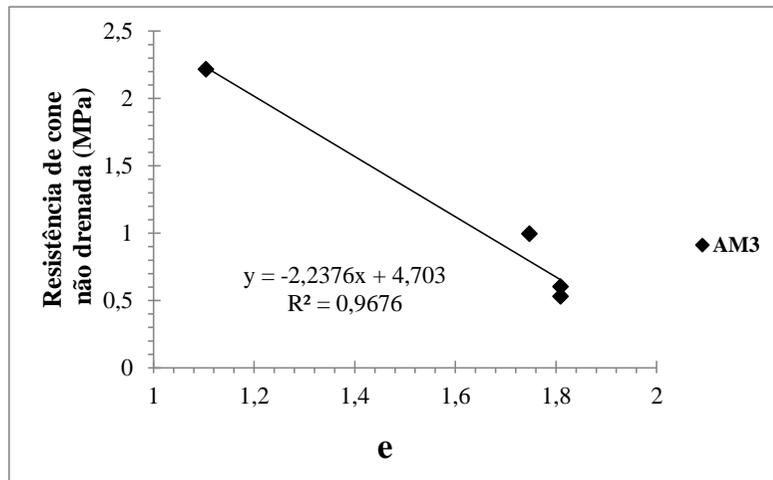


Figura 4.126 – Resistência de cone versus índice de vazios.

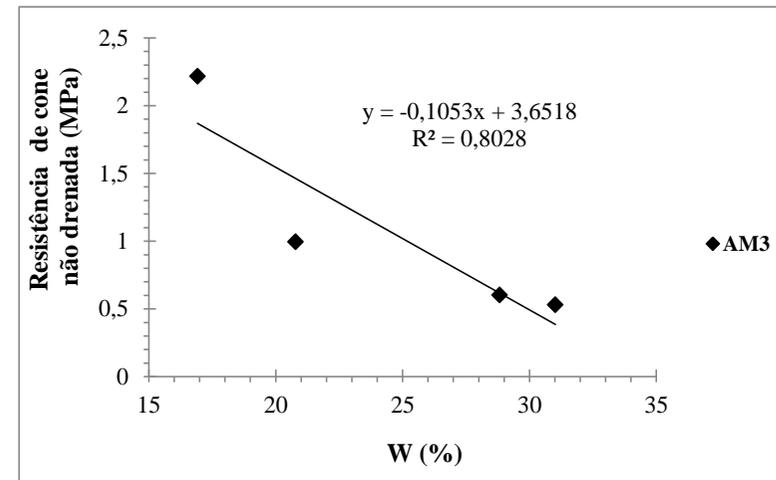


Figura 4.128 – Resistência de cone versus umidade.

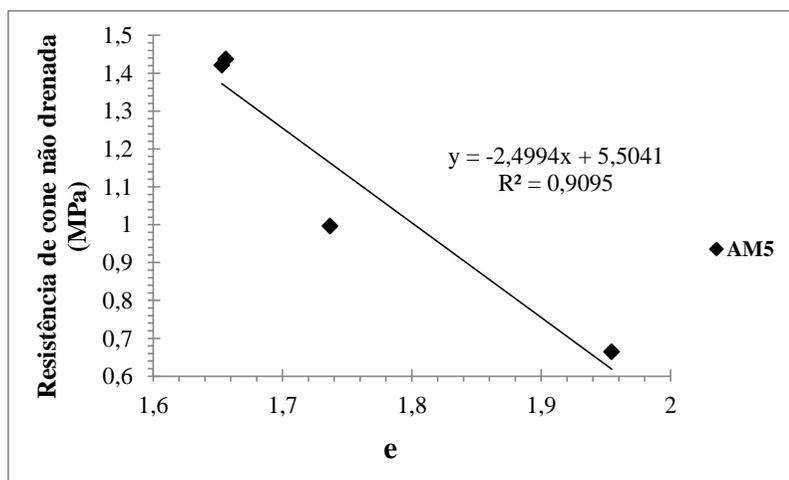


Figura 4.129 – Resistência de cone versus índice de vazios.

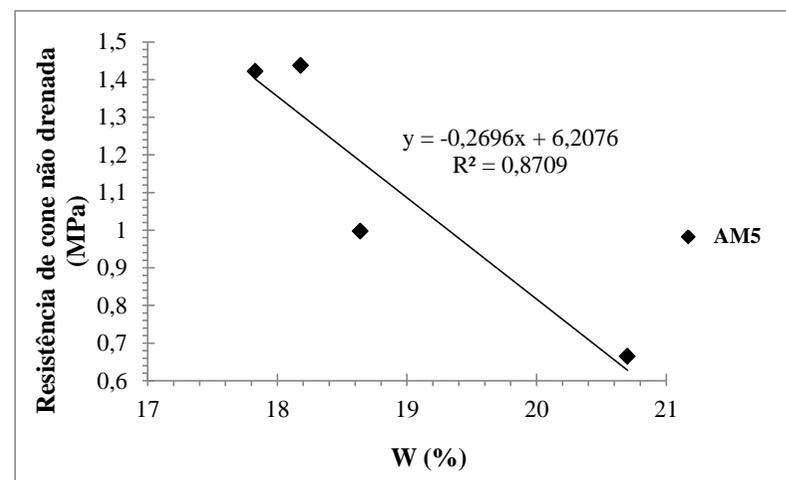


Figura 4.131 – Resistência de cone versus umidade.

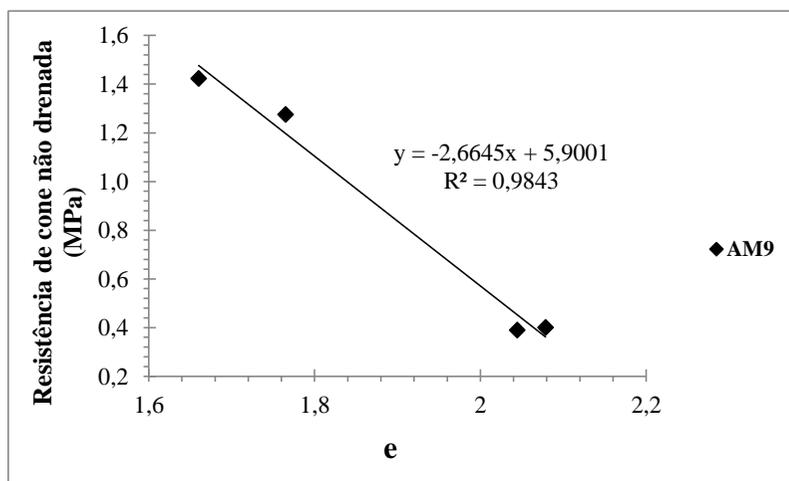


Figura 4.130 – Resistência de cone versus índice de vazios.

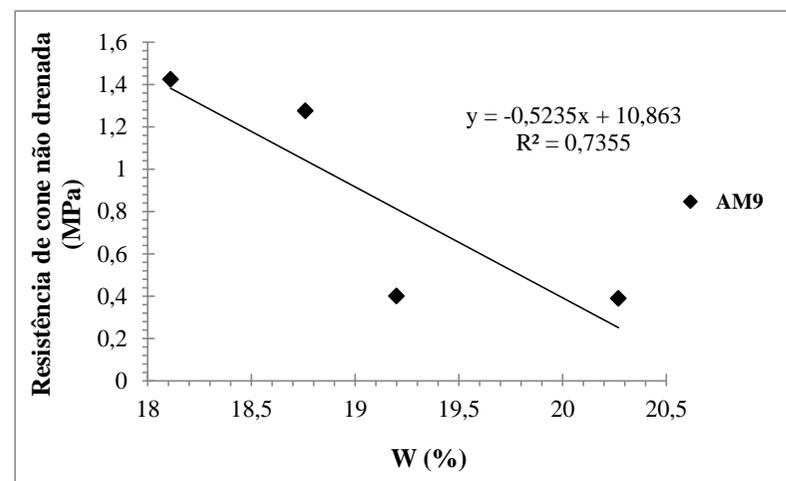


Figura 4.132 – Resistência de cone versus umidade.

Os valores de resistência de cone não drenada para os pontos RQ1, RQ2, RQ5 e RQ8 foram 2,73; 4,03; 3,66 e 3,17 MPa, respectivamente. Observa-se que a maior resistência à penetração é do ponto RQ2 e a menor provém do ponto RQ1. A sequência de resistência encontrada para os pontos analisados do córrego Quinze em ordem crescente é a seguinte: $RQ1 < RQ8 < RQ5 < RQ2$, tendo em vista a profundidade superficial de 0,3 m. Como na área agricultável ocorrem os processos de compactação e consolidação em conjunto, pode-se comparar com a área preservada, que apresenta simplesmente o processo de consolidação do solo superficial.

Tendo em vista o ponto RQ1 que apresenta a menor resistência de cone de penetração para topossequência RQ e o ponto AM3 que apresenta o maior valor de resistência avaliada na sequência AM observa-se uma diferença de resistência de 0,52 MPa de RQ1 para AM3, indicando compactação antrópica. Avaliando o ponto RQ2 em relação ao ponto AM3, a diferença é de 1,82 MPa. Esse resultado ratifica o processo de compactação antrópica em detrimento a consolidação natural influenciada por uma secagem devido a evaporação excessiva da água contida no interior dos poros, promovendo a redução do raio de curvatura dos meniscos capilares, que tensionam a aproximação de partículas no interior do poro, proporcionando o aumento da sucção e gerando a contração dos poros. Além da sucção devido à evaporação em épocas secas há também o efeito da sucção das raízes das plantas que também contribuem para consolidação superficial.

4.8- PARÂMETROS DE RESISTÊNCIA E INTEMPERISMO

Para determinação dos parâmetros de coesão (c) e o ângulo de atrito (ϕ) adotou-se ensaios triaxiais em detrimento ao cisalhamento direto, o qual possui como principal desvantagem a deficiência intrínseca, do ensaio, em não permitir a ruptura ao longo do plano mais fraco do corpo de prova sendo obrigado a romper ao longo do plano de separação da caixa de cisalhamento. Neste sentido escolheu-se o ensaio triaxial consolidado na condição não drenada CU com saturação por contrapressão.

Tendo como uma das vantagens deste ensaio a obtenção dos parâmetros c e ϕ por envoltórias de ruptura a tensões totais e efetivas em tempo hábil, garantindo saturação das amostras acima ou igual a 98% por contrapressão. Nos solos de clima tropical a coesão pode ocorrer pela interação dos grãos finos entre os grãos maiores formando

pontes de argila inclusive ao redor de grãos de areia (Cardoso, 1995). Os ciclos periódicos de molhagem e secagem promovem a dissolução ou redissolução de íons da fase coloidal dos solos que precipitam diante da secagem formando substâncias amorfas, óxidos e hidróxidos de Fe e Al ou carbonatos que atuam como cimento entre partículas e formam pontos de contato. Quando a ação dos cimentos por óxidos e hidróxidos de Fe e Al são intensificadas, os cimentos formam concreções (Vargas, 1977). Outra parcela de coesão é advinda da água adsorvida, que pode estar rigidamente ligada à superfície das partículas de argila coloidal. No entanto, Vargas (1977) comenta que essa força coesiva é pequena, porém não desprezível, tem a sua influência reduzida ou nula quando solo sofre intenso processo intempérico por meio das interações de íons livres na solução do solo. Nas figuras 4.133 e 4.135 são apresentadas as envoltórias do círculo de Mohr.

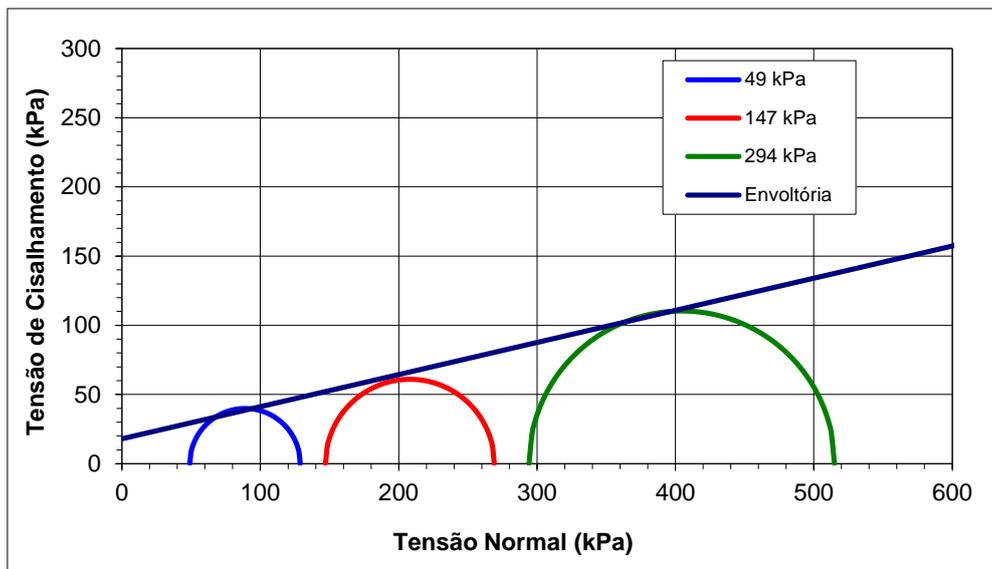


Figura 4.133 – Gráfico da envoltória a tensões totais amostra RQ8.

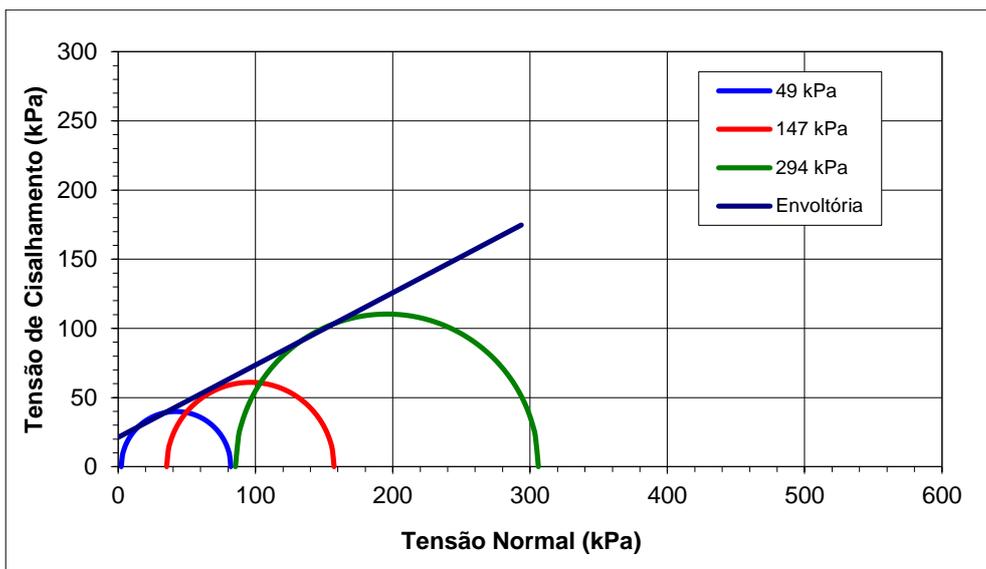


Figura 4.134 – Gráfico da envoltória a tensões efetivas amostra RQ8.

As tensões aplicadas foram de 49 a 294 kPa. Avaliando tensões iniciais de 100 kPa e final de 400 kPa, observou-se que os resultados de coesão efetiva apresentavam-se com valores tendendo a zero ou mesmo zero para solos coesivos. Tensões superiores a de pré-adsensamento poderiam estar provocando a quebra brusca das microligações (Figuras 4.135 e 4.136).

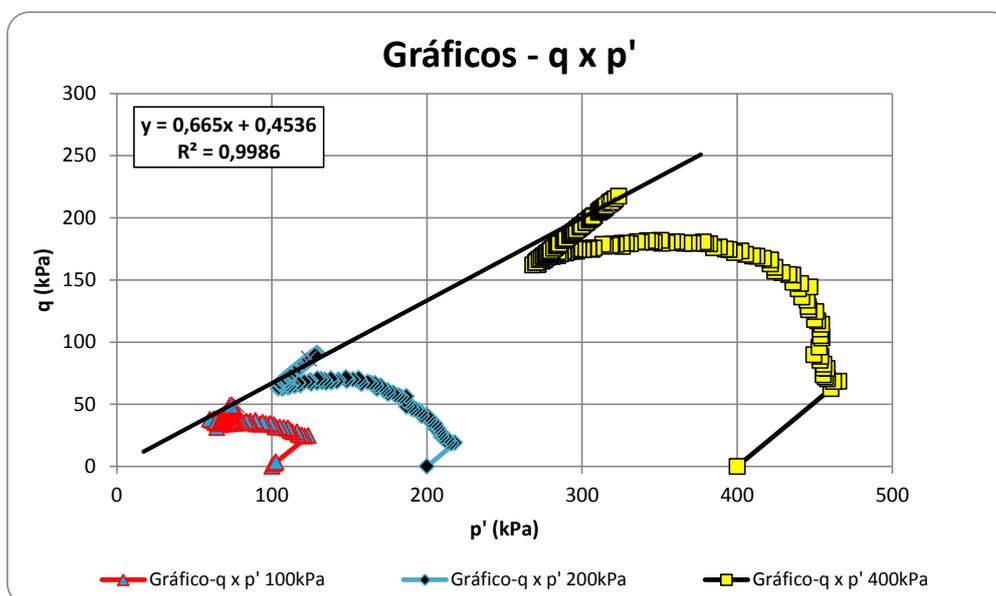


Figura 4.135 – Gráfico da envoltória a tensões efetivas amostra AM3 profundidade de 0,9 a 1,3 m.

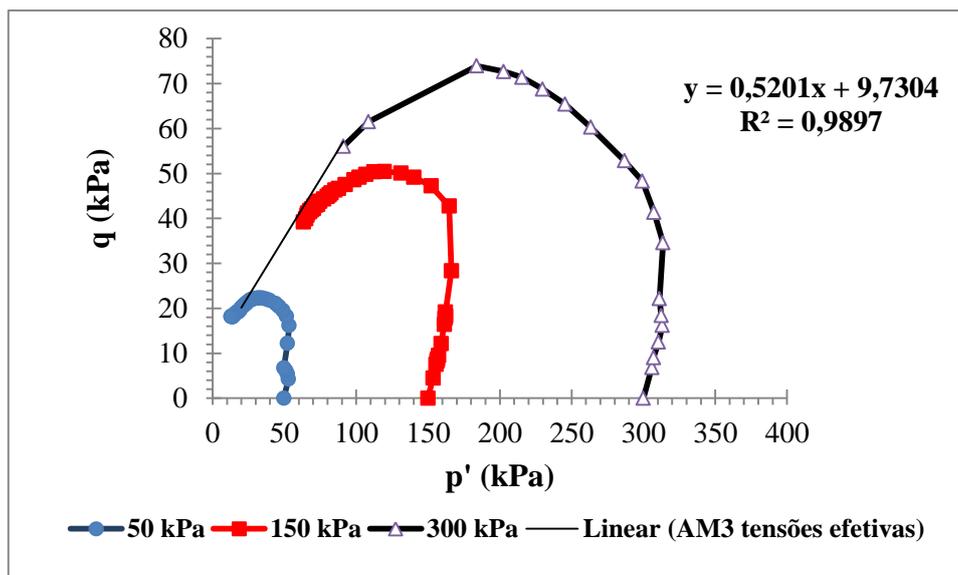


Figura 4.136 – Gráfico da envoltória a tensões efetivas amostra AM3 profundidade de 0,9 a 1,3 m.

Os valores de ϕ' e c' para tensões de 100 a 400 kPa foram de $41,6^\circ$ e 0,60 KPa, respectivamente (Figura 4.135). Entretanto, para tensões a cerca de 50 a 300 kPa os valores de ϕ' e c' obtidos foram de $31,3^\circ$ e 11 kPa respectivamente (Figura 4.136). Ambos os resultados consideram a conversão de envoltória q versus p' para configuração do círculo de Mohr. Contudo, solos coesivos submetidos a tensões inadequadas, ou seja, superiores à tensão de pré-adensamento, tendem apresentar ângulos de atrito elevados e coesão de valor zero ou aproximado, subestimando o intercepto da reta de ruptura com o eixo da tensão desviadora.

A Tabela 4.13 apresenta valores de coesão e ângulo de atrito para solos retirados na profundidade de 0,10 a 0,50 m em conjunto com valores de K_i e K_r . Observa-se que a tensões totais a coesão tende a apresentar valores maiores que as tensões efetivas, excetuando a amostra RQ8. Por outro lado, os ângulos de atrito apresentam a tendência a valores maiores submetidos a tensões efetivas e valores menores a tensões totais.

Tabela 4.13 – Dados de K_i e K_r e parâmetros de resistência dos solos.

Amostra	K_i	K_r	c (kPa)	ϕ ($^\circ$)	c' (kPa)	ϕ' ($^\circ$)
RQ 1	1,43	0,84	29	11,9	20	28,4
RQ 8	0,76	0,46	18	13,1	21	27,6
AM5	1,44	1,12	34	8,2	1	41,3
RQ 11	1,94	1,62	39	5,2	38	9,6

Os dados de K_i e K_r da Tabela 4.13 apresentam a seguinte ordem crescente de intemperismo para K_i e K_r : RQ11, AM5, RQ1 e RQ8. A amostra RQ8 apresenta comportamento diferenciado para coesão nas tensões efetivas por conter micronódulos de goethita individualizados. Isso pode causar no processo de ruptura a rolagem desses nódulos e contato entre-si provocando certo aumento da tensão cisalhante pico.

Nos solos coesivos outra parcela de coesão pode advir da pressão capilar da água contida nos interstícios diante de um esforço de ruptura. Os meniscos capilares nos pontos de contato pressionam os grãos uns contra os outros pelo efeito da tensão superficial ao longo do contato da linha grão e filme de água. Nesse sentido para minimizar ou excluir esse efeito correlacionou-se a coesão das amostras de solo por meio da situação saturada em termos de tensões totais, garantindo maior efeito da parcela de coesão propiciada pelas ligações químicas entre partículas. Nesse contexto, pode-se avaliar a relação da influência intempérica no intercepto matemático da coesão (Figuras 4.137 a 4.138).

Cabe relatar que as amostras estão na profundidade de 0,10 a 0,50 m, excetuando a amostra RQ11 que apresenta camada superficial rica em matéria orgânica foi retirada na profundidade de 0,4 a 0,8 m.

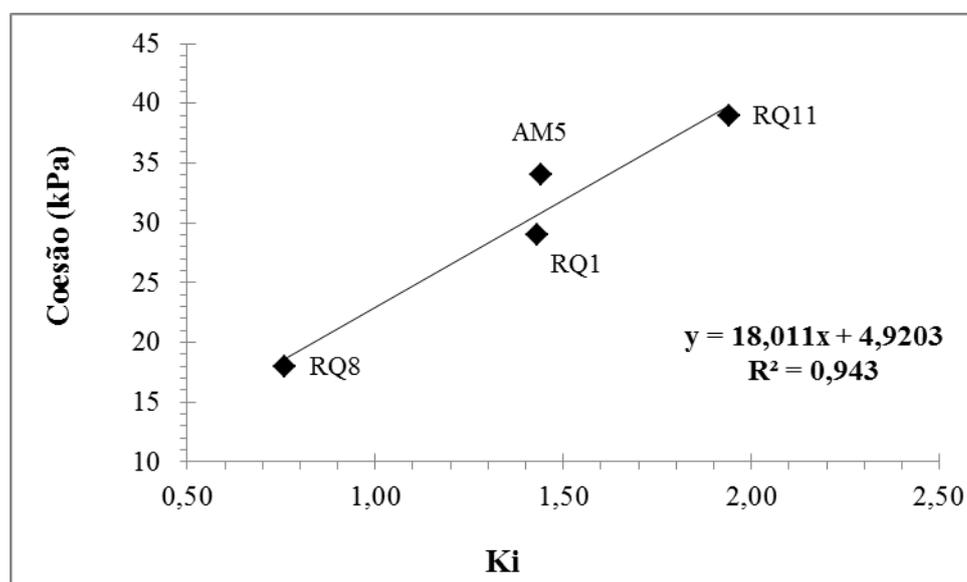


Figura 4.137 – Gráfico da relação coesão obtida em tensões totais versus K_i .

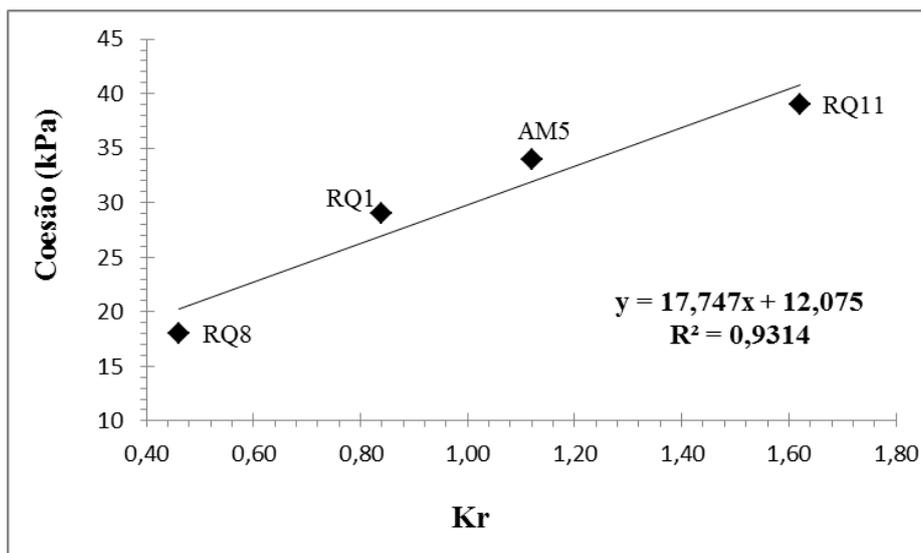


Figura 4.138 – Gráfico da relação coesão obtida em tensões totais versus Kr.

Observam-se correlações lineares positivas indicando aumento de coesão para amostras menos intemperizadas, ou seja, como a amostra RQ11 é um saprólito do metarritmito arenoso resistente e pouco intemperizado, o que pode ser verificado em ambos os índices de intemperismo Ki e Kr. Por outro lado, a amostra mais intemperizada RQ8 apresentando baixa resistência em relação às demais. Avaliando o R^2 das correlação observam-se valores acima de 0,9 (Figuras 4.137 e 4.138).

Avaliando como o ângulo de atrito comporta-se diante dos índices de intemperismo Ki e Kr obteve-se também correlações lineares, porém negativas, sendo o inverso do comportamento obtido para o parâmetro coesão (Figuras 4.139 a 4.140).

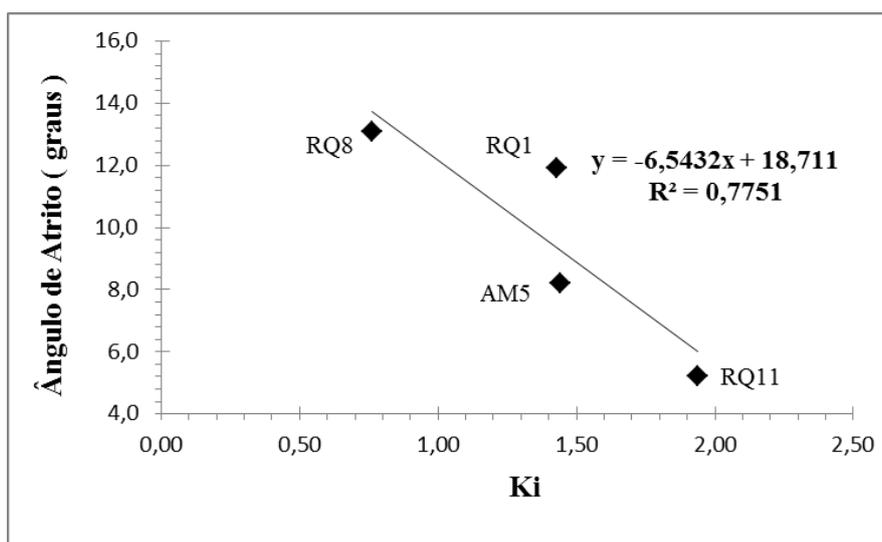


Figura 4.139 – Gráfico da relação do ângulo de atrito obtido em tensões totais versus Ki.

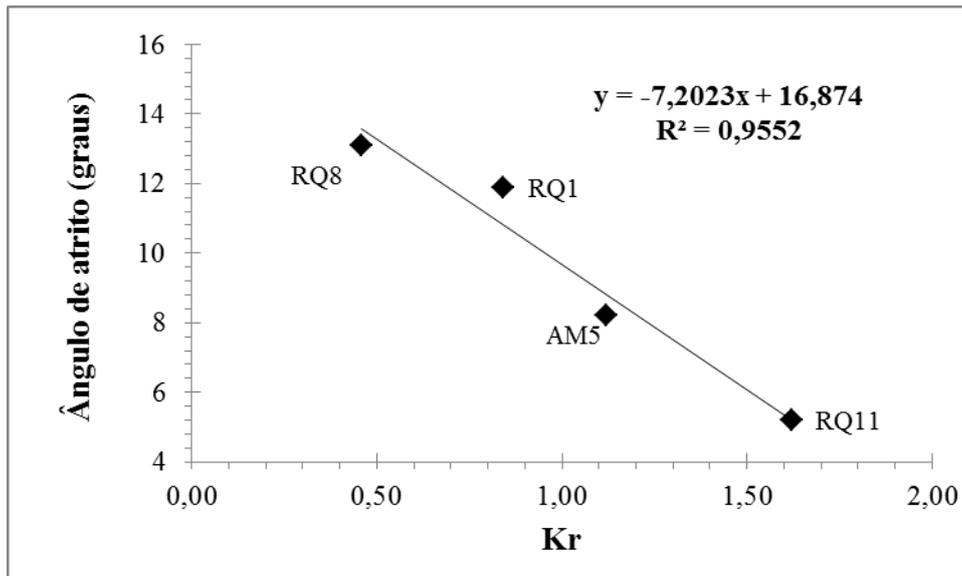


Figura 4.140 – Gráfico da relação do ângulo de atrito obtido em tensões totais versus Kr.

Ressalta-se que o R^2 no valor de 0,95 para Kr é melhor em relação a 0,78 para a correlação com Ki, sendo que ambos são satisfatórios. No entanto, a melhor relação para Kr é possivelmente pela influência do Fe, que pode estar aumentando a rugosidade da superfície mineral pelos amorfos e micronódulos, que podem estar atritando entre si quando entram em contato na rolagem pelo processo de ruptura.

Finalizando, observa-se que o intercepto matemático designado como coesão apresentou relação com intemperismo, como também o ângulo de atrito, indicando a influência dos agentes químicos no comportamento mecânico. Pode-se também entender que nos solos avaliados as tensões iniciais elevadas (acima de 50 kPa) podem conduzir a erros grosseiros na obtenção dos parâmetros de resistência. Possivelmente a esse erro encontram-se dados na literatura de solos coesivos com coesão zero ou muito próximo do valor zero inconsistentes com o intemperismo.

Após finalizar o capítulo de resultados apresentando e pré-discutindo alguns parâmetros mecânicos e seu comportamento diante do intemperismo, o próximo capítulo traz análise e discussão dos resultados de forma integrada, considerando aspectos mineralógicos, químicos e físicos na sequência de solos apresentados.

5- ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os resultados das duas topossequências serão analisados e discutidos separadamente de forma a facilitar o entendimento das características básicas de cada uma relativas aos aspectos químicos, mineralógicos e físicos (granulometria e classificações MCT, TRB e SUCS). No entanto, os ensaios de curva característica, resistência à penetração e triaxiais, em ambas topossequências serão avaliadas em conjunto.

5.1- TOPOSSEQUÊNCIA DE SOLOS DE ÁGUAS EMENDADAS

Na sequência de Águas Emendadas a ordem crescente de intemperismo para o índice químico K_i foi a seguinte no horizonte A: AM7A < AM8A < AM9A < AM5A < AM3A < AM10A, enquanto que para o horizonte B e C da sequência de solos concebeu-se a seguinte ordem: AM10B < AM7B < AM9B < AM8B < AM5B < AM3C. Para K_r os valores encontrados em ordem crescente foram: AM3A < AM7A < AM5A < AM8A < AM9A < AM10A. Finalizando para horizontes B e C a seguinte ordem: AM10B < AM7B < AM3C < AM5B < AM9B < AM8B.

Pelos resultados obtidos dos gráficos RCtGb e RHmGt para horizonte A observa-se que as amostras AM7A, AM9A e AM10A são abundantes em caulinita e hematita (CtHm) sendo que amostra AM10A é a que contem maior quantidade de hematita. As amostras AM8A e AM3A apresentaram-se ricas em caulinita e goethita, sendo que amostra AM8A apresentou maior quantidade de goethita em relação à amostra AM3A, finalizando com a amostra AM5A enquadrada como gibbsita e goethita (GbGt).

No horizonte B as amostras AM7B e AM10B mantiveram a classificação CtHm obtida no horizonte A. No entanto, a amostra AM9B enquadrou-se como CtGt, indicando maior intemperismo em profundidade. Entretanto, para amostra AM8 não houve modificação mantendo-se enquadrada como CtGt. O mesmo ocorreu para amostra AM5B que permaneceu como GbGt. A amostra AM3C, em função dos mosqueados, apresentou-se enquadrada como GbHm. A amostra AM3 demonstra claramente o processo de competição da hematita e goethita em função da umidade. Na superfície como a umidade é baixa favorece a formação da goethita. Entretanto, como no horizonte B há maior umidade típica do ambiente hidromórfico, a hematita é predominante. A predominância da gibbsita em relação à caulinita no horizonte B pode ser também em função da ação intempérica da água.

A classificação química e mineralógica proposta define as amostras do solo AM3 como caulínica por conter mais de 50% para o horizonte A e gibbsítica para o horizonte C por conter mais de 40% de gibbsita. Dessa forma, o horizonte B apresenta-se mais intemperizado do que o horizonte A. Tal fato pode ser observado para Ki no horizonte B como a amostra mais intemperizada da sequência. Para a amostra AM5A o solo apresentou-se como gibbsítico, sendo que para o horizonte B da mesma amostra classificou-se como oxídico-gibbsítico. Nas amostras AM7, AM8 e AM9, em ambos os horizontes, os solos apresentaram-se como caulínico-oxídico. Para amostra AM10A, o solo foi classificado como caulínico-oxídico e para o horizonte B como oxídico-hematítico.

A amostra AM10B apresentou Ki de valor 3,28, acima de 2,2 como valor recomendado para Latossolos (SiBCS). Tal valor indica fase mineral silicatada. A granulometria pelos métodos tradicionais da ABNT com defloculante e pipeta, classificaram a textura da amostra AM10B como média, confirmando a caracterização pedológica de campo que observou agregados de areia na profundidade de 58 a 90 cm. Pela mineralogia tanto o horizonte A, como o horizonte B apresentam valores de quartzo de 65,39% e 62,43% respectivamente, sendo os maiores valores de quartzo encontrados em toda a toposequência.

No ataque sulfúrico, além de determinar os elementos maiores (Fe, Al e Si), obteve-se resultado dos óxidos de potássio, cálcio, magnésio e titânio. Na sequência de Águas Emendadas o potássio está abaixo do limite de quantificação, apresentando-se ausente. Os elementos Ca e Mg apresentam-se em quantidade traço. O titânio entre esses elementos também se apresenta em quantidade traço, porém em concentrações de 0,14 a 0,54 sendo em geral maior que os elementos K, Ca e Mg. Desses elementos a difratometria de DRX não identificou constituintes minerais, exceto o titânio que foi identificado na forma de rutilo e anatásio. Dessa forma, os valores traço de Ca e Mg encontrados fazem parte da fase trocável do solo. Como tais bases encontradas no ataque sulfúrico estão em concentração traço, caracteriza-se intenso processo de intemperismo ou baixa quantidade destes elementos nas rochas que formaram os solos desta sequência.

Os parâmetros de fertilidade estão associados com a fase trocável dos solos e são importantes neste trabalho por classificar e diferenciar a área agrícola da preservada. Os

parâmetros balizadores foram do boletim técnico 100 do IAC. Os valores de potássio foram classificados como baixo e muito baixo para os horizontes A, B e C respectivamente. O íon Ca^{2+} tem valores classificados como baixo nos três horizontes avaliados. O fósforo foi classificado como muito baixo, no entanto, seus valores nos solos analisados são maiores que os de potássio e cálcio devido aos teores elevados de Fe e Al que favorecem a fixação do fósforo.

Os parâmetros de CTC, saturação de bases (V_{sat}), saturação por alumínio trocável (m_{sat}) e agregação estão intimamente ligados à acidez. Portanto, antes de discutir tais parâmetros torna-se importante comentar dados de acidez dos solos analisados. A acidez foi considerada muito alta, ou seja, com valores de pH abaixo de 4,3 para o horizonte A. Seguindo para os horizontes B e C, as amostras AM3C, AM10B, AM5B e AM8B apresentaram acidez muito alta, alta, média e baixa, respectivamente. Ressalta-se que entre todas as amostras avaliadas apenas a amostra AM8B apresentou baixa acidez.

A saturação de bases foi classificada como muito baixa em todos os perfis. Isso determinou o caráter distrófico, pois V_{sat} é menor que 50%. Outro caráter confirmado foi o álico condizente com teores de saturação por alumínio acima de 50%, exceto para as amostras AM5B e AM8B, que estão com $\text{pH} \geq 5,5$, as quais o alumínio apresenta-se precipitado na forma de hidróxido anulando seu efeito na acidez. Dessa forma, é notável que há influência do íon alumínio no processo de acidificação. Essa afirmativa é comprovada pela correlação do pH em função do $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ no horizonte A, mostrando que o aumento da concentração da $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ está correlacionado ao aumento de acidez por uma correlação linear negativa (Figura 4.10, página 105). O aumento de alumínio trocável também corrobora para acidez dos solos avaliados, porém por uma correlação quadrática (Figura 4.12, página 105). Outra correlação realizada foi do pH versus MO mostrando que as cargas superficiais dos minerais podem estar influenciando no comportamento da acidez (Figura 4.11, página 105). Neste sentido realizou-se as correlações de carga superficial para o horizonte B, em que a influência da MO é minimizada, encontrando-se comportamento quadrático em função da acidez potencial $\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}$ (Figura 4.13, página 106). Nesse gráfico a amostra AM3C, por situar-se em ambiente redutor promovido pela água, configura maior acidez. As amostras AM5B, AM8B e AM10B apresentam caráter álcico, favorecendo a PCLZ superiores a 7. A estimativa do PCZ obtida pelo pHo apresentou comportamento linear de R^2 com valor baixo de 0,63, mas com semelhança na disposição das amostras na dispersão dos dados.

Dessa forma, as fontes da acidez potencial na amostra AM3C provém de sítios de carga superficial de argila silicatada ou quartzo, ambos fraturados, e da dissolução dos mosqueados rico em ferro e alumínio. Este sistema redutor é ácido propicia um ponto de carga zero baixo. Outra possível fonte, porém de magnitude menor, no entanto não descartada, pode advir da matéria orgânica evoluída (ácidos fúlvicos e húmicos), que por ser solúvel e ácida pode influenciar na acidez.

O fato do ΔpH ser negativo no horizonte A não significa, simplesmente, indicativo de argila silicatada, caracterizando uma superfície negativa, principalmente pelo fato que no horizonte B a mineralogia não difere muito da encontrada no horizonte A, havendo, portanto, apenas alteração da percentagem de cada mineral presente no geral. Assim o valor negativo está associado aos teores elevados de matéria orgânica, característico do horizonte A em relação aos horizontes B e C. Por isso, os sítios negativos das substâncias orgânicas são a fonte de ΔpH negativo.

O uso da estimativa do PCZ pelo pH_o apresentou relações quadráticas com os índices químicos de intemperismo todas com R^2 satisfatórios, com o menor valor de 0,81 (Figura 4.26 a 4.29, página 113). No horizonte A a amostra AM10 apresenta-se como a de maior intemperismo, tanto para K_i como para K_r , sendo a amostra com menor valor de pH_o . Para os horizontes B e C, a amostra AM10 apresenta-se como a de menor intemperismo, porém com pH_o baixo (valor 4,36). Neste horizonte a amostra mais intemperizada é a amostra AM3B com pH_o com valor de 3,89. O fato da amostra AM10 apresentar teor de quartzo diferenciado das demais amostras pode estar influenciando no comportamento quadrático. As correlações com PCLZ também se apresentaram quadráticas com K_i e K_r . Observa-se que os pontos de carga zero apresenta esse comportamento devido ao efeito tampão das cargas superficiais dos minerais e da matéria orgânica, sendo que a amostra AM10 caracteriza bem esse efeito. No horizonte A as cargas superficiais são basicamente negativas. Entretanto, no horizonte B, as cargas dominantes são positivas. Essa inversão de carga nos horizontes tem influência da matéria orgânica e suas formas evoluídas e o seu tipo de interação com o solo. Para as amostras AM3A e AM3C, observa-se que os pontos de carga zero são 3,56 e 3,89, indicando superfície praticamente de carga negativa nos dois horizontes. No horizonte A tem-se PCLZ menor em função da caulinita e da matéria orgânica. Entretanto, a

possibilidade para estar mantendo o PCLZ de 3,89 no horizonte C e uma superfície negativa está associada à dissolução da hematita por estar em um ambiente redutor, associada às cargas da caulinita, principalmente devido a possíveis fraturas na estrutura e ação da matéria orgânica evoluída. Avaliando as correlações de K_i e K_r com pHo e PCLZ, notou-se que apesar das correlações apresentarem R^2 satisfatórios, a que apresenta coerência com o intemperismo é a relação K_i com PCLZ nos horizontes A, B, e C da sequência de Águas Emendadas.

Relacionou-se os índices de intemperismo químico K_i e K_r com a soma mineralógica da caulinita, dos oxi-hidróxidos de Fe e Al e anatásio em percentagem (Fig 4.50 a 4.53, página 125). Tal soma desconsidera o mineral quartzo constituinte da areia. Como os índices consideram a parte fina dos solos, ou seja, a fase coloidal fez-se a relação dos minerais que compõem a parte fina. Observou-se que ocorreram correlações com R^2 satisfórias. Nota-se uma clara inversão intempérica avaliando os horizontes A em relação aos horizontes B e C. Para K_i as amostras AM10 e AM7 controlam a inversão de comportamento. Dessa forma, para o horizonte A, quanto menor a soma do argilomineral caulinita e dos oxi-hidróxidos de Fe e Al e anatásio, maior é o intemperismo. Contudo quanto maior a soma da assembleia mineral, menor é o intemperismo. A amostra AM7 retrata bem este comportamento, pois os teores de caulinita (49,59%) e gibbsita (23,79%) são abundantes em relação à amostra AM10A, que apresenta 15,43% de caulinita e apenas 9,66% de gibbsita. Assim para a relação K_i no horizonte A, o significado de maior teor de minerais intemperizados não se traduz em maior intemperismo pelo índice químico K_i . Nos horizontes B e C ocorre a inversão em relação ao horizonte A, ou seja, menor soma de caulinita + oxi-hidróxidos de Fe e Al e anatásio, que indicam menor intemperismo para a amostra AM10. O comportamento de função quadrática positiva está relacionado à mudança de teores de quartzo nas amostras. Os teores de quartzo é dependente da rocha de formação do solo. No caso de Águas Emendadas há influência do metarritmito arenoso no topo que engloba as amostras AM10 unidade R3, e unidade Q3, em que se situa as amostras AM9 e AM8. Na base a mineralogia sofre a influência do metarritmito argiloso, unidade R4 do grupo Paranoá (AM7, AM5 e AM3). Essa influência da rocha pode ser verificada na Tabela 4.6 (página 119) da quantificação mineralógica. Assim a rocha influência na composição mineralógica do solo, que reflete no K_i . Portanto, o comportamento de função quadrática nos horizontes B e C podem estar sendo controlados pela variação de

quartzo diante das condições geológicas da área em questão. O índice Kr reflete comportamento semelhante ao Ki nos horizontes avaliados.

A textura dos solos foi classificada de acordo com o IBGE (2007), via metodologia da ABNT e método da pipeta, ambas com defloculantes distintos; como também o uso do granulômetro a laser aplicando simplesmente ultrassom e ultrassom com NaOH. Nos solos de clima tropical as partículas primárias de tamanho areia, silte e argila, unem-se umas às outras formando agregados por meio das pontes de argila, matéria orgânica, oxi-hidróxidos de Fe e Al, carbonatos e íons livres. Nos Latossolos a relação silte/argila é baixa, entre 0,7 e 0,6 (SiBCS, 2006). Portanto, os Latossolos são constituídos basicamente de argila ou areia. A aparência de maior quantidade de silte, geralmente é causada pela agregação das partículas. Avaliando as Figuras 4.58 e 4.59 (página 129) no horizonte A, por intermédio do diagrama ternário de textura observa-se que as amostras AM3A, AM5A, AM7A apresentam-se com a classificação de muito argilosa no topo do diagrama ternário, enquanto que para amostra AM8A e AM9A foram classificadas como argilosa e a amostra AM10A definida como de textura média. Para o horizonte B, a variação em relação ao horizonte A ocorre apenas para amostra AM9B, que adquire textura muito argilosa para o método da pipeta e de argilosa para o método da ABNT. Há uma similaridade da textura com o tipo de rocha presente. Na área da amostra AM10 a formação é de metarritmito arenoso, constituído de quartzito fino com material argiloso, confirmado com a mineralogia abundante em quartzo, maior que 60%. Para as amostras AM9 e AM8, a área é formada por metarritmito arenoso com quartzitos finos a médio, intercalado com argilas laminares. Nessas amostras a mineralogia apresenta menor quantidade de quartzo de 30,10% a 41,36 %. Na pedologia a formação de camadas laminares pode ser verificada na amostra AM8 (Figura 4.6, página 96) indicando formação *in situ*. Nas amostras AM7, AM5 e AM3 estão assentadas sob o metarritmito argiloso observam-se teores baixos de quartzo (Tabela 4.6) em relação às amostras anteriores e maior quantidade de caulinita e gibbsita. Portanto, a granulometria pelo método da ABNT e pipeta comportam-se perfeitamente com as características da rocha de origem e a mineralogia. Entretanto, os teores elevados da fração argila nas amostras AM10, AM9 e AM8 mensurado pelo granulômetro a laser com o uso de ultrassom e defloculante, caracterizam uma maior desagregação de partículas tamanho argila. Contudo, a classificação de muito argilosa para essas amostras não é condizente com a mineralogia, contrariando principalmente os teores de quartzo. Portanto, a

desagregação física do ultrassom em conjunto com a NaOH, pode ter propiciado a quebra de agregados estáveis de areia.

A desagregação física deve quebrar ligações que não são facilmente removidas com o uso defloculante. Existem substâncias orgânicas que interagem com os minerais, formando complexos estáveis que geram agregados. Segundo Kiehl (1985), as substâncias húmicas mostram-se mais eficientes que as argilas para agregar partículas de quartzo. Farias (2003), utilizando a separação da fração argila por centrifuga encontrou no DRX minerais de quartzo em quantidade traço em solo laterítico. Assim, nas amostras pode haver grãos de quartzo tamanho argila complexados por matéria orgânica ou grãos de quartzo em tamanho maiores fraturados que ao sofrerem a ação do ultrassom fragmentaram-se em partículas tamanho argila. Observa-se na amostra AM10 que a aplicação do ultrassom com NaOH desagregou mais que o simples uso do ultrassom (Figura 4.66 a 4.67, página 132), indicando ação conjunta para promover a desagregação. Assim, uma possível explicação para o fenômeno é de que um agregado orgânico com quartzo, antes estável ao NaOH após sua quebra parcial por meio do ultrassom, fragiliza o complexo orgânico criando sítios favoráveis à deflocação diante do NaOH. Portanto, o uso do granulômetro sob o efeito Mie do método 30HD com ultrassom ou a aplicação de ultrassom em conjunto com NaOH, superestimam a fração argila por considerarem as partículas de quartzo com tamanho argila via processo de fragmentação física por meio do ultrassom ou pela quebra física de agregados formado pelo complexo orgânico e grão de quartzo estáveis insensíveis, a princípio, ao simples emprego do defloculante.

A relação granulométrica da fração argila foi correlacionada em função da soma percentual dos constituintes caulinita, oxi-hidróxidos de Fe e Al e anatásio. Os teores da fração argila foram obtidos via métodos convencionais preconizados pela ABNT e método da pipeta, ambos com defloculantes hexametáfosfato e NaOH, respectivamente, além de utilizar o granulômetro a laser por meio do método 30HD para obter a distribuição granulométrica das frações argila, silte e areia da parte fina dos solos passada na peneira nº 40. O ultrassom foi empregado para desagregação física dos solos, como também em conjunto com NaOH (Figuras 4.70 a 4.73, páginas 133 e 134). As correlações obtidas foram lineares e positivas para o horizonte A, exceto a relação da fração argila obtida pelo método da ABNT com defloculante em função da soma dos constituintes da fração argila (Figura 4.72). Apesar das correlações realizadas serem

satisfatórias, notou-se que o método da pipeta apresentou maior coerência com a soma dos constituintes da fração argila. O método da ABNT também apresentou comportamento coerente, porém com função quadrática. As relações da granulometria com os índices de intemperismo químico K_i e K_r no horizonte A de Águas Emendadas apresentaram correlações apenas com K_r (Figuras 4.74 a 4.77). As melhores correlações lineares foram novamente com o método da pipeta e ABNT com defloculante. Os valores inferiores de R^2 com a utilização do granulômetro indicam superestimação dos constituintes da fração argila, por considerar a fragmentação do quartzo a tamanho típico de argila.

Nos horizontes B e C novamente as correlações da granulometria da fração argila preconizadas pelos métodos convencionais da pipeta e ABNT em função da soma dos constituintes da fração argila apresentaram correlações com R^2 de 0,95 a 0,93, respectivamente (Figuras 4.78 e 4.79, página 135), sendo essas, melhores do que as correlações da granulometria da fração argila pelo emprego do granulômetro a laser. (Figuras 4.80 a 4.81). Ainda, realizaram-se correlações da granulometria da fração argila com os índices químicos de intemperismo K_i e K_r . Para o horizonte B e C de Águas Emendadas as correlações foram satisfatórias com K_i , obtendo melhores correlações com método da pipeta e da ABNT com defloculante. É importante ressaltar que no horizonte A as correlações da granulometria em função dos índices intempéricos é linear positiva com o índice K_r , entretanto, nos horizontes B e C há correlação linear negativa com o índice K_i . Isto resulta do sesquióxido de Fe ter maior influência na linearidade promovida pelo índice K_r na granulometria da fração argila no horizonte A, além de mostrar no horizonte A que o intemperismo tende a ser menor com o aumento da percentagem da fração argila. Esse comportamento está associado à distribuição de quartzo na sequência de solos. Nos horizontes B e C ocorre a inversão da amostra AM10B em relação à amostra AM10A, condicionando comportamento intempérico inverso ao horizonte A. Como o horizonte B e C são diagnósticos por não estarem tão influenciados pela MO, o comportamento do K_i tende a ser coerente com a relação de maior percentagem da fração argila a maior intemperismo.

O efeito da agregação tem sua formação nas ligações químicas da superfície mineral e suas interações com outros minerais ou complexos formados pela matéria orgânica. Assim, realizaram-se correlações da agregação em função do PCLZ (Figura 4.92, página 138). As correlações lineares foram satisfatórias para os métodos da pipeta,

ABNT e granulômetro a laser com método 30HD + ultrassom + NaOH. Sendo que as funções lineares para Figura 4.93 e 4.94 (página 138) foram negativas controladas pela amostra AM8A. A inclinação negativa mostra que quanto maior o PCLZ, menor é a agregação. Esse comportamento deve-se à goethita e à hematita na amostra AM8A que propiciam o aumento do ponto de carga líquida zero. Na amostra AM8A há teor elevado de quartzo que possivelmente contribui pouco para carga superficial, proporcionando maior evidência dos oxi-hidróxidos de Fe. Por outro lado, a amostra AM10A, que apresenta maior teor de quartzo em relação as demais amostras avaliadas, tem maior agregação pelo emprego do granulômetro com ultrassom e NaOH, por meio de agregados estáveis que foram fragmentados pela desagregação física em conjunto com a química. Esse fato confirma a possibilidade de agregados de areia com matéria orgânica ou a quebra de partículas de quartzo fraturado (Figura 4.94).

O peso específico dos grãos foi correlacionado com teor de ferro total (Figuras 4.96 e 4.97, página 139 e 140). O peso específico dos grãos depende da assembleia de minerais que formam as partículas. Como os oxi-hidróxidos de Fe têm valores elevados de densidade em relação aos demais constituintes do solo, resolveu-se correlacionar com o ferro total. Os resultados para os horizontes A, B e C foram semelhantes apresentando funções lineares positivas. O comportamento segue com aumento do peso específico dos grãos de acordo com aumento da goethita e hematita, os quais compõem o ferro total. No solo hidromórfico (AM3), apesar de ocorrerem em mosqueados e plintita, os teores de hematita e goethita são menores, aumentando no sentido dos Latossolos Vermelho Amarelo para o Vermelho. A relação que apresenta a melhor correlação com o ferro é o horizonte A com R^2 de 0,87 contra 0,79 dos horizontes B e C. Tal fato esclarece melhor a relação do Kr no horizonte A com a granulometria.

Como as unidades geológicas do grupo Paranoá R₃ (AM10) Q₃ (AM9 e AM8) e R₄ (AM7, AM5 e AM3), influenciam na mineralogia da topossequência de Águas Emendadas, indicando comportamentos pedológico, intempérico e físico dos solos coincidentes com as unidades geológicas, pode-se dizer que tais solos foram formados *in situ* é que guardam características minerais intrínsecas da coluna estratigráfica do grupo Paranoá, ou seja, há uma litodependência dos solos.

As classificações geotécnicas SUCS e TRB apresentam resultados equivalentes para o horizonte A entre um sistema de classificação e outro, de acordo com a literatura (Das,

2007). Apesar do sistema de classificação SUCS ser mais restritivo e considerar a característica orgânica do horizonte A, indica que quase todas as amostras apresentam comportamento de silte. A TRB também apresenta o mesmo erro, porém em menor número de amostras. Pela granulometria todas as amostras são muito argilosas ou argilosas, com exceção apenas da amostra AM10 que apresenta textura média, tendo em vista os métodos convencionais manuais via defloculante. Contudo, o fenômeno da agregação propicia o comportamento de silte às amostras por agregar partículas finas de areia (principalmente de tamanho argila). Para a amostra AM10A, a Classificação MCT representou satisfatoriamente o comportamento da areia fina da amostra AM10. Já as amostras AM5A e AM7A foram classificadas no grupo LA', no entanto, são argilosas pela granulometria. Portanto, nessas amostras há, além do fator agregação, a influência dos nódulos milimétricos de goethita, plintita e formações microbiológicas contribuindo para o comportamento arenoso. Essas constatações foram verificadas em campo pela pedologia e por meio da mineralogia. Nos horizontes B e C encontrou-se em geral o grupo ML com correspondentes grupos da classificação TRB (A-7-5, A-5, A-4) e CL-ML para amostra AM10B. A classificação MCT expedita obteve os resultados LG' e LA'- LG'. Observa-se que os solos hidromórficos AM3A e AM3C são considerados solos lateríticos (LG') por conterem plintita e mosqueados. Mas pela SiBCS são considerados como Gleissolo e não Latossolo, o qual teria equivalência ao laterítico. Contudo, solos hidromórficos são inadequados para obras, principalmente de pavimento pela sua alta plasticidade e tipo de ambiente que são formados. Nos horizontes B e C há também o efeito da agregação sobre as classificações de solo como ocorre no horizonte A. Portanto, o uso da granulometria com defloculante pode ser bastante esclarecedor na avaliação de matérias ao utilizar as classificações SUCS, TRB e MCT expedita para tomadas de decisão nas escolhas de materiais para atender obras, como barragens e aterros sanitários, pois suas características no estado compactado podem ser satisfatórias quando parcialmente desagregados pela simples efeito da água.

5.2- TOPOSSEQUÊNCIA DE SOLOS DO CÓRREGO QUINZE

De acordo com a avaliação intempérica, partindo-se dos índices químicos Ki e Kr, a ordem crescente de intemperismo para o horizonte A do córrego Quinze é a seguinte: RQ11A < RQ2A < RQ5A < RQ1A < RQ8A. Para os horizontes B e C a sequência intempérica de solos apresentou-se na seguinte ordem para os índices Ki e Kr: RQ11 C < RQ2B < RQ1B < RQ5B < RQ8B. O comportamento da sequência de solos para Ki e Kr

não há diferença, mostrando que Fe tem baixa influência no comportamento do intemperismo químico para a sequência do córrego Quinze. Avaliando os índices de intemperismo com a mineralogia da fase coloidal dos solos, observa-se comportamento quadrático positivo. Esse comportamento é dependente dos teores de quartzo em relação aos demais componentes da mineralogia. As amostras RQ11 e RQ1 são as que apresentam os maiores teores de quartzo variando de 39,39% a 62,65%.

Os quadrantes das razões RHmGt e RCtGb para horizonte A demonstram uma concentração das amostras no quadrante CtGt para amostras RQ1A, RQ2A, RQ3A, RQ5A RQ6A e RQ11A, sendo que apenas a amostra RQ8A apresenta-se no quadrante GbGt. Isso explica o maior intemperismo químico da amostra RQ8A. Para o horizonte B, as amostras RQ2B, RQ3B e RQ5B foram identificadas no quadrante CtHm, menos intemperizadas que as amostras RQ1B, RQ6B e RQ11B situadas no quadrante CtGt, finalizando com amostra RQ8B no quadrante GbGt. O fato da amostra RQ8 encontrar-se no quadrante GbGt em relação às demais, indica o ponto de inflexão da função quadrática de Ki e Kr versus a soma da mineralogia da fase coloidal dos solos (Figuras 4.54 a 4.57, página 126).

A classificação intempérica baseada na química e mineralogia proposta comparada com a *Soil Taxonomy* adequa-se melhor a classificação de Rezende & Santana (1988), que classifica o solo caulínítico, sendo equivalente ao oxídico-gibbsítico pela *Soil Taxonomy*, porém é mais bem classificada como caulínítico-oxídico pela metodologia proposta. Então o termo caulínítico, identifica a abundância do mineral caulinita e oxídico por conter oxi-hidróxidos de Fe e Al. A classificação utilizada por Moniz (1972) incorporada da classificação francesa, identifica o solo apenas como alítico, não especificando se a amostra apresenta-se abundante em gibbsita ou caulinita. Amostras pronunciadas em oxi-hidróxidos de Fe como amostras RQ5B e RQ8A e B tem denominação de ferralítico pela classificação de Moniz (1972). Contudo o termo oxídico identifica essas amostras. Assim as amostras RQ1, RQ3, RQ5 e RQ6 e RQ11 tanto no horizonte A como no horizonte B, foram classificadas como caulínítico-oxídico. A amostra RQ2 horizonte A e B como caulínítico, identificando-se com as demais classificações. Para a amostra RQ8, os dois horizontes apresentaram-se como oxídico-gibbsítico. Apesar dessa amostra apresentar-se mais intemperizada pelas classificações da *Soil Taxonomy*, Moniz (1972) e Resende & Santana (1988), no entanto, para os índices químicos de intemperismo não há equivalência em maior

intemperismo. Isso pelas diferenças na forma de classificação dos índices que consideram o Si molecular na razão intempérica como também o Fe e Al.

A mineralogia do córrego Quinze apresenta uma peculiaridade em relação a Águas Emendadas quanto à presença da tridimita: esse silicato pode ser um indicador de impacto ambiental por ser um polimorfo do quartzo podendo gerado por temperaturas elevadas. Indicando, contudo, processo de queimadas muito usual em áreas agrícolas. A outra forma da presença da tridimita advem da sílica de tecidos vegetais que são degradados no solo. A presença de traços de tridimita no horizonte B indica possível transporte do horizonte superior para o inferior.

No ataque sulfúrico, além de determinar os elementos maiores (Fe, Al e Si), definidores dos índices Ki e Kr, obteve-se resultado dos óxidos de potássio, cálcio, magnésio e titânio. Na hidrossequência do córrego Quinze o potássio encontra-se em quantidade traço. Os elementos Ca e Mg apresentaram-se em quantidades traço ou praticamente ausentes. O titânio, entre esses elementos, também se apresenta em quantidade traço, porém em percentagens, em geral, maiores em relação aos elementos K, Ca e Mg. Desses elementos, o DRX não identificou constituintes minerais, exceto o titânio na forma de rutilo e anatásio. Dessa forma, os valores traço de K, Ca e Mg encontrados fazem parte da fase trocável do solo, possivelmente advindos da ação antrópica. Como tais bases encontradas no ataque sulfúrico estão em concentrações traço, caracterizam intenso processo de intemperismo ou baixa quantidade destes elementos nas rochas que formaram os solos desta sequência.

Para discutir os parâmetros de fertilidade dos solos parte-se do parâmetro mais simples que é o pH, com o qual determinam-se a acidez e o Δ pH dos solos. Dessa forma, a acidez foi classificada como muito baixa nas amostras RQ2A, RQ5A e RQ8A e como baixa para amostra RQ1A, indicando o efeito dos insumos agrícolas. As classificações de acidez alta para RQ6A e muito alta para RQ11A caracterizam baixo efeito dos insumos agrícolas. No horizonte B a amostra RQ6B apresentou-se com acidez muito baixa e acidez baixa para RQ1B, RQ2B, RQ5B e RQ8B; acidez alta apenas para amostra RQ11C. A cobertura vegetal para amostras do córrego Quinze foram: grama (RQ1), milho e sorgo (RQ2 e RQ5), hortaliça (RQ6 e RQ8) e finalizando com mata ciliar (RQ11). Quando há ambiente preservado, a acidez é geralmente alta a muito alta, isto é o caso das amostras RQ11 em solo hidromórfico. A calagem promove a redução

da acidez, favorecendo aumento da CTC do solo. A acidez muito baixa a baixa em solos típicos do Cerrado indica o uso de insumos. Ao comparar o horizonte B com a sequência de solos de Águas Emendadas nota-se efeito de insumos no horizonte citado. Então a acidez classificada como baixa a muito baixa indica efeito da calagem, confirmando a presença de alumínio antes trocável na forma de hidróxido precipitado, favorecendo o desaparecimento do caráter distrófico, em detrimento ao caráter eutrófico. Entretanto, nos horizontes B, como o efeito dos insumos são atenuados com exceção da amostra RQ8B, o caráter ácrico pode ser constatado nas demais amostras, conferindo saldo de carga positiva. Em função do uso de insumos agrícolas, que alcalinizam o pH do solo, o caráter álico não foi encontrado.

Os íons potássio, cálcio e fósforo apresentaram valores consideráveis na área agrícola em relação à Águas Emendadas, em função da aplicação de insumos agrícolas. O potássio apresentou valores classificados como médios nas amostras RQ1A e RQ11A, como alto em RQ2 e RQ5, finalizando como muito alto para RQ6A e RQ8A. O cálcio apresentou valores classificados como alto nas amostras RQ1A até RQ11A confirmando a calagem. Na amostra RQ11A pode ter ocorrido transporte horizontal. Já o fósforo apresentou-se anômalo para o solo na área de plantio RQ2A, RQ6A, principalmente para amostra RQ8A. Os íons K^+ e Ca^{2+} apresentam transporte vertical, atingindo o horizonte B. Ressalta-se que o Ca^{2+} da calagem, em geral, não tem mobilidade para o horizonte B, porém o cálcio proveniente do gesso contido no produto super simples pode deslocar-se em profundidade.

Os parâmetros eletroquímicos pH_o estimados destoaram dos PCLZ determinados pelo método de equilíbrio de adsorção. Isso é devido ao tempo de equilíbrio do pH ser maior no método direto sobre agitação por 24 horas. Como não houve a lavagem dos solos para a determinação dos pontos de carga zero, há o efeito dos insumos, que aumentam o ponto de carga líquida zero. Isso pode ser verificado pela relação PCLZ em função do Ca^{2+} (Figura 4.15, página 109). Outra relação importante é da acidez potencial $H^+ + Al^{3+}$ com PCLZ, mostrando o decréscimo do PCLZ com a acidificação das amostras. O pH versus a matéria orgânica apresenta correlação com R^2 de 0,66, indicando, que o $H^+ + Al^{3+}$ tem maior influência com as cargas que estão na superfície mineral e suas interações com insumos agrícolas.

No horizonte B o aumento do ponto de carga líquida zero não está associado ao cátion Ca^{2+} . As reações dos insumos são intensas no horizonte A. Um dos possíveis fatores que podem estar influenciando os PCLZ é o íon sulfato advindo do fosfato super simples com 60% de gesso em sua composição, o qual estando disponível no horizonte A pelo efeito da calagem migra para o horizonte inferior, formando um composto ácido em quantidades mínimas e que podem alterar o PCLZ. Portanto, possivelmente possa ter teores elevados de sulfato no ponto RQ8B, proporcionando uma leve redução no PCLZ. Na sequência de solos há uma relação entre pH e MO, a qual se reflete no PCLZ. Apesar da matéria orgânica nos horizontes B e C, serem incipiente em relação ao horizonte A, exerce certa influência nas cargas líquidas dos solos.

O parâmetro eletroquímico ΔpH apresentou-se para o horizonte A negativo mesmo sobre o efeito dos insumos agrícolas. Indicando maior ação das cargas dos sítios negativos da matéria orgânica. Nos horizontes B e C as amostras apresentaram ΔpH positivo identificando a presença dos oxi-hidróxidos de Fe e Al como agentes dominantes da carga nesse horizonte.

As relações pH_o em função dos índices intempéricos apresentaram comportamento quadrático no horizonte A e linear para os horizontes B e C (Figuras 4.30 a 4.33, página 114). Para o horizonte A, o comportamento para pH_o versus K_i é positivo, enquanto que para K_r o comportamento é negativo. Para os horizontes B e C, onde os efeitos dos insumos agrícolas são reduzidos o comportamento linear foi semelhante para K_i e K_r , indicando a baixa influência do ferro no comportamento.

Os PCLZ também foram correlacionados aos índices químicos de intemperismo K_i e K_r . Encontrou-se comportamento quadrático nos dois horizontes, diferindo no comportamento positivo no horizonte A e negativo para os horizontes B e C. No horizonte A o índice K_r apresentou melhor correlação com R^2 de 0,94 contra 0,61 para K_i , devido à dispersão da amostra RQ11A. Essa dispersão ocorre por não estar sobre a influência de insumos agrícolas.

Os extremos do comportamento quadrático nos horizontes B e C são controlados pelas amostras RQ8B e RQ11C. Na amostra RQ8, a mineralogia é diferenciada das demais por conter goethita e zero de hematita devido ao processo de xantização. A amostra RQ11C é um saprólito do metarritmito arenoso, apresentando quartzo em teor de

62,65% com goethita, porém pouco intemperizada em relação às demais amostras da sequência apresentando PCLZ de 6,60. No horizonte A, os extremos são a amostra RQ2A, com caulinita com teor de 53,63 % apresentando-se menos intemperizada, contra a amostra RQ8 com maior intemperismo e maior PCLZ devido a mineralogia. Outra amostra condicionante do comportamento quadrático é a amostra RQ1, que se apresenta próxima ou no ponto de inflexão com abundância em quartzo (39,39 % a 42,19 %), mas com carga invertida nos horizontes A e B, devido a influência da matéria orgânica. No horizonte A, a amostra RQ1A tem cerca de 3,25% de MO contra 1,16 % no horizonte B. Portanto, o comportamento intempérico na sequência do córrego Quinze considerando PCLZ, tem a melhor interpretação nos horizontes B e C, onde as cargas estão sobre menor influência da matéria orgânica e insumos agrícolas.

As correlações dos índices intempéricos em função da mineralogia da fase coloidal dos solos evidenciam o comportamento quadrático nos dois horizontes, ditado por amostras abundantes em quartzo (RQ11 e RQ1), e as amostras dominadas em maior percentagem pela soma da mineralogia da fase coloidal (RQ2, RQ5 e RQ8). No ramo da fase coloidal há o predomínio da caulinita (RQ2 e RQ5) o que indica baixo intemperismo. Assim pode-se dizer que nem sempre as amostras com altos teores (> 80%) na fração coloidal (caulinita + oxi-hidróxidos de Fe e Al + anatásio) indicam elevado intemperismo; dependerá do percentual de cada constituinte, os quais dão significado ao comportamento intempérico do solo (Figura 4.54 até 4.57, página 126). A amostra RQ8 indica o ponto de inflexão do comportamento quadrático, configurando o nível de mais baixa energia das reações intempéricas, mostrando ainda, o alto índice de intemperismo químico tendendo a estabilização química reacional das interações solo/água. Nesta amostra observa-se a renovação da couraça laterítica formando-se na base da topossequência.

As granulometrias das amostras do córrego Quinze foram avaliadas apenas pelo uso do granulômetro a laser com ultrassom e ultrassom em conjunto com NaOH. Como o granulômetro propicia a quebra de agregados de quartzo e fragmentos de quartzo, ambos formando partículas de tamanho argila, esse fato gera maior percentagem de material argiloso. Avaliando o uso do laser com ultrassom, as amostras RQ11A e RQ1B apresentam textura argilosa e as demais como muito argilosas. No entanto, com aplicação do laser conjuntamente com defloculante NaOH, todas as amostras adquirem textura classificada como muito argilosa. Comparando a granulometria da fração argila

com a mineralogia da fase coloidal, o método 30 HD com ultrassom apresentou correlações satisfatórias em relação às outras amostras com defloculante (Figura 4.86 a 4.87, página 137). O uso de defloculante e ultrassom em conjunto promoveram a fragmentação ou quebra de agregados de quartzo extremamente fino, favorecendo a superestimação da fração argila em relação à mineralogia da fase coloidal. Outro fator importante é o efeito dos insumos agrícolas que podem afetar a estabilidade dos agregados, favorecendo a dispersão de partículas agregadas.

A agregação foi correlacionada com PCLZ, encontrando uma relação linear, nos horizontes B e C onde o efeito dos insumos é incipiente. Essa correlação demonstra o porquê de utilizar soluções básicas para dispersar partículas agregadas, pois a intemperização do horizonte B favorece a PCLZ com pH tendendo a valores mais alcalinos, devido a presença de goethita, hematita e gibbsita que tem pontos de carga zero a valores de pH básicos.

A relação peso específico dos grãos em relação ao ferro total demonstra um comportamento complexo com polinômio de quarto grau. Esse comportamento deve-se à dispersão em amostras, possivelmente, por conter goethita nodular com tamanho milimétrico não quantificado pela química, como também devido as interferências do manejo agrícola. Nos horizontes B e C o comportamento encontrado é linear, similar com ocorrido na sequência de Águas Emendadas.

A caracterização geotécnica apresenta comportamento siltoso ou arenoso para algumas amostras, porém sendo a maioria de textura argilosa ou muito argilosa com o uso do ultrassom ou defloculante em conjunto com a desagregação física promovida pela sonicação. Assim, a agregação mascara o real tipo de material constituinte quanto à classe granulométrica. Esse comportamento foi também verificado nas amostras de Águas Emendadas. As classificações foram coerentes entre si (SUCS e TRB) na maioria das amostras, exceto para a amostra RQ8B, onde o efeito da agregação pode causar maior interferência.

5.3- POROSIDADE E ÁREA SUPERFICIAL ESPECÍFICA

A porosidade foi realizada utilizando-se duas técnicas. A primeira baseada no método da centrífuga que partiu de poros com diâmetro de 1 mm até 0,2 μm . A outra técnica utilizada foi a adsorção de N_2 a 77 K. Nesta técnica obteve-se a porosidade com

diâmetro 0,035 μm até cerca 30 \AA . A classificação para distribuição dos poros baseou-se no guia da *Quantachrome instruments* para medidas de tamanho de poros que considera análises de fisissorção a gás e intrusão de mercúrio. Portanto, essa classificação considera o modelo bimodal da seguinte forma: microporos de 3 a 20 \AA , mesoporos de 20 a 500 \AA e macroporos 500 a 4000 \AA . Dessa forma, poros de 3 a 4000 \AA são designados de poros intra-agregados. Seguindo de 4000 \AA até 1mm como macroporos interagregados.

Partindo dos critérios classificatórios pode-se, a princípio, avaliar a porosidade pelo método da centrífuga na topossequência de Águas Emendadas. Para a realização da sucção em função do grau de saturação considerou-se o índice de vazios constante durante todo o processo de aplicação das sucções (Figura 4.100, página 149). Observa-se ponto de inflexão em torno de 6,08 kPa em quase todas as amostras, exceto para as amostras AM5A na profundidade de 10 a 40 cm e AM10B (90 a 130 cm), indicando a entrada de ar nos macroporos. O término da entrada de ar dos macroporos aparece nos pontos 33,4 ou de 60,80 kPa. Avaliando a distribuição dos poros, observa-se que o comportamento do diâmetro dos poros é constante na faixa de 6,08 a 60,80 kPa (início e término da entrada de ar nos macroporos), exceto para as amostras AM5A e AM10B (Figura 4.101). A possível explicação para o comportamento diferenciado da amostra AM5A deve-se a consolidação dessa camada, o que pode ser verificado pelos índices de vazios iniciais da AM5A com valores de 1,61 e de 2,04 para amostra AM5B. A redução do índice de vazios do horizonte superior em área preservada indica que pode ter ocorrido uma consolidação pelos ciclos de secagem e molhagem.

Como em Latossolos o teor de silte é baixo, quando o solo é defloculado com reagente químico em relação à situação dispersão apenas em água. Tal fenômeno está ligado à agregação das partículas, a maior agregação pode influenciar na distribuição com descontinuidade, o que pode ser encontrado nas curvas granulométricas de solos lateríticos. Então, baixos teores de silte em solo laterítico disperso em água indicam baixa agregação. Portanto, o motivo da distribuição contínua na amostra AM5A está na consolidação dos macroporos pela redução dos vazios instáveis à ação dos ciclos de umedecimento e secagem ao longo do tempo. Para a amostra AM10B, a causa de uma distribuição contínua está influenciada por macroporos formados principalmente por grãos finos de areia. Pela granulometria, a amostra AM10B apresenta textura média

com emprego das técnicas manuais convencionais com defloculante (Figura 4.61, página 129). Avaliando a comparação do diâmetro do poro com os tamanhos de partícula, verifica-se que na amostra AM10B a percentagem de poros com tamanho similar a areia é maior que 50% (Figura 4.102, página 150). Isso é confirmado pela influência da granulometria por meio dos teores elevados de areia fina estruturando a porosidade nos macroporos em conjunto com partículas de argila. Contudo, o efeito da descontinuidade é associado à maior agregação das partículas como também aos efeitos naturais de consolidação e/ou compactação, os quais reduzem os vazios nos macroporos interagregados, podendo ainda, dependendo na energia aplicada, reduzir os poros intra-agregados entre os mesoporos e macroporos interagregados. A amostra AM7B apresenta maior descontinuidade devido ao efeito da agregação nos macroporos, favorecendo a maior quantidade de poros de tamanho silte (Figura 4.102). Avaliando a textura dessa amostra por meio do uso de defloculante encontrou-se a classificação muito argilosa, indicando que os poros de tamanho silte são, em sua maior parte, estruturados por agregados de argila, os quais favorecem a descontinuidade na distribuição dos poros, sendo este o possível fator da descontinuidade nas demais amostras de Águas Emendadas.

Avaliando a redução dos índices de vazios diante da tensão de centrifugação aplicada, pode-se dizer que, quanto maior o índice de vazios inicial, maior é a redução dos mesmos durante o ensaio da centrifugação (Figura 4.107, 154). Dessa forma, a ordem crescente do índice de vazios iniciais é a seguinte: AM10B, AM7B, AM9B, AM3C e AM5B. A ordem crescente de maior retenção no diâmetro de 0,2 μm é a seguinte: AM10B < AM7B < AM9B < AM5B < AM3C < AM5A. Há uma tendência para um maior índice de vazios com uma maior retenção entre os Latossolos Vermelhos. As amostras AM3C e AM5B apresentam-se com comportamento invertido, ou seja, na amostra AM3C há maior retenção, porém com índice de vazios menor. O contrário ocorre na AM5B. A principal diferença entre essas amostras é mineralógica. A amostra AM5B tem menor retenção por conter nódulos de goethita, que não podem ser hidratados. No entanto, essa amostra apresenta-se com índice de vazios inicial relativamente maior comparado à amostra AM3C. A maior retenção da amostra AM5A em relação AM5B não está em função do índice de vazios, mas no teor de matéria orgânica com o poder de adsorver água.

A água controla o intemperismo dos solos com diferentes capacidades de retenção diante da geomorfologia, apresentando solos porosos de baixa retenção no topo em detrimento a solos argilosos com maior poder de retenção de água na base da topossequência. Essa ação da água na evolução dos solos mostra uma maior retenção de água pelo Latossolo Vermelho-Amarelo (na base) ao formar a goethita e pelo controle do ambiente redutor no solo hidromórfico (AM3), liberando o ferro do sistema. No topo, sob inclinações suaves, a infiltração prevalece em função da porosidade gerada pela agregação das partículas, privilegiando a formação da hematita. Considerando a água como principal agente responsável do processo evolutivo dessa sequência típica de solos do Cerrado, é sugestivo o termo hidrossequência ao invés de topossequência.

Na sequência do córrego Quinze avaliou-se a distribuição dos poros e notou-se que as amostras RQ5A e RQ5B apresentam descontinuidade na distribuição iniciada no diâmetro de 30 µm a 50 µm, indicando a entrada e saída de ar nos macroporos (Figura 4.103, página 151). Nas demais amostras, o comportamento da distribuição não apresentou descontinuidades acentuadas. Possivelmente devido aos efeitos da compactação superficial que propiciou a redução dos vazios, gerando uma distribuição gradual dos poros. Na amostra RQ5 há a formação de agregados de tamanho silte em maior proporção que nas demais amostras, gerados por partículas de tamanho argila. Apesar da amostra AM8B ser argilosa, esta tem 58% dos poros tamanho areia, marcando seu comportamento de baixa retenção em relação às demais amostras. A maior retenção de água no horizonte B está na amostra RQ2B por possuir a maior quantidade de poros estruturados com tamanho argila em relação as demais amostras. A retenção de água na sequência do córrego Quinze é a seguinte: RQ8B < RQ1B < RQ6B < RQ5B < RQ2B. A amostra RQ1B é a segunda amostra a conter a maior percentagem de poros estruturados de tamanho areia, com 41%. Esse fato confirma a baixa retenção de água da amostra RQ1B. Avaliando os índices de vazios iniciais, a sequência em ordem crescente pode ser descrita como segue: RQ1B < RQ8B < RQ6B < RQ2B < RQ5B. Observa-se que o índice de vazios iniciais não se apresenta como melhor indicador de baixa ou alta retenção da água. A retenção de água está associada à textura e como os poros estão estruturados e conectados pelos efeitos da agregação, consolidação e/ou compactação. O efeito da consolidação pelos ciclos de secagem e umedecimento somados à compactação antrópica e o teor de matéria orgânica são os possíveis

influenciadores na maior retenção de água da camada A em relação à camada B (Figura 4.105, página 152).

No córrego Quinze a amostra RQ11B, de ambiente hidromórfico, não pode ser avaliada por ser um saprólito de difícil moldagem. Analisando a retenção ou mobilidade da água na topossequência, entende-se que há infiltração de água facilitada na amostra RQ1B (Latosolo Vermelho situado no topo) e na amostra RQ8B (Latosolo Vermelho Amarelo situado na base). Na amostra RQ8B apesar de apresentar alto poder de drenagem, a formação da goethita ocorre devido ao afloramento da couraça a cerca 2 m de profundidade, pelo impedimento do fluxo da água para camadas mais profundas. Como essa amostra situa-se na base e a couraça propicia uma redução na drenagem, favorecendo ascensão capilar, umedecendo a superfície em épocas de maior umidade e desencadeando a xantização do solo. A sequência de solos do córrego Quinze está basicamente sobre a influência do metarritmito arenoso, porém sustentado pelo encouraçamento. O teor de goethita próximo de 10% na amostra RQ1 pode estar associado a resquícios da couraça degradada ou pela ação da ascensão capilar da água por conter uma couraça a poucos metros de profundidade reduzindo bruscamente a permeabilidade do fluxo descendente. Neste contexto, torna-se relevante o termo hidrossequência ao invés de topossequência.

O adensamento pelo método da centrífuga indica por meio do índice de vazios iniciais que há consolidação e/ou compactação das camadas superficiais (Figura 4.109, página 156). O adensamento pelo método da centrífuga demonstra ainda que a tensão de pré-adensamento garante uma pequena redução do índice de vazios até cerca de 100 kPa.

A realização de ajustes pelas equações de Van Genuchten (1980) e Fredlund & Xing (1994) aos dados experimentais foram excelentes, configurando sobreposição dos pontos ajustados aos dados experimentais da centrífuga. O ajuste fractal baseado na equação de Alfaro Soto *et al.* (2008) apresentou comportamento linear, desconsiderando as discontinuidades da entrada de ar nos macroporos. Comparando a dimensão fractal ajustada por meio dos dados experimentais com a obtida pelos métodos NK e FHH provenientes da adsorção de N₂ a 77 K, observou-se a maior proximidade dos dados ajustados ao método NK (Tabela 4.12, página 158). Entretanto, cabe ressaltar que o ajuste a partir dos dados experimentais são obtidos da matriz indeformada, enquanto que os dados gerados pela adsorção N₂ são provenientes do pó.

O modelo que considera a distribuição dos poros interagregados e intra-agregados utilizando o método da centrífuga em conjunto aos métodos BJH (mesoporos) e SF (microporos), ambos intra-agregado, apresentaram uma distribuição da percentagem acumulada de poros em função do diâmetro dos poros de forma simples e prática para avaliação da curva característica. Nos poros intra-agregados os mesoporos são dominantes em relação aos microporos.

O volume dos microporos foram correlacionados com a granulometria da fração argila e mineralogia pela soma da caulinita, oxi-hidróxidos de Fe e Al, e anatásio. Como a fração argila é composta da assembleia de minerais e dos oxi-hidróxidos, supunha-se que poderia haver correlação com o volume de microporos estruturados pelos constituintes da fração argila. As relações obtidas foram todas satisfatórias e lineares para hidrossequência de Águas Emendadas com R^2 de 0,73 a 0,97. Essas correlações mostram que quanto maior a percentagem da fração argila maior é o volume dos microporos. As mesmas correlações da granulometria da fração argila e mineralogia foram efetuadas para área superficial específica apresentando também correlações lineares positivas, indicando crescimento da área superficial específica com aumento da fração argila. Tais relações foram realizadas para hidrossequência do córrego Quinze obtendo também comportamento linear (apêndice G).

5.4- COMPORTAMENTO MECÂNICO DOS SOLOS

A análise do comportamento mecânico dos solos teve uma abordagem com enfoque nos ensaios de resistência de cone e triaxiais.

A resistência de cone via Panda na área preservada de Águas Emendadas ratifica o indicativo do pré-adensamento superficial obtido pelo método da centrífuga. A camada de 0,3 m apresenta-se com resistência de cone maior, a qual se reduz em profundidade. A possível hipótese para o pré-adensamento da camada superficial advém dos processos de secagem e umedecimento, envolvendo o fenômeno de forças capilares, que promovem a redução dos poros por processos cíclicos de maior tempo de seca, em detrimento aos períodos de molhagem. A esse processo de densificação natural designou-se como consolidação. Na área antropizada pelo processo da agricultura (córrego Quinze) também ocorre maior pré-adensamento da camada superficial, porém com a resistência de cone com valores superiores aos ocorridos na área preservada

(Águas Emendadas). Assim na área de agricultura pode-se dizer que há processo de consolidação e/ou compactação atuando.

As correlações da resistência de cone com o índice de vazios e umidade apresentaram comportamento linear negativo. Indicando uma tendência do aumento de resistência de cone com as reduções das umidades e do índice de vazios.

5.4.1- SÍNTESE DO PROCESSO DE CONSOLIDAÇÃO SUPERFICIAL

A formação da camada superficial consolidada, ou comumente designado no meio geotécnico como pseudo pré-adensada, não pode ser interpretada convencionalmente como histórico de tensões por meio da simples memória que argila guarda dos carregamentos anteriores (Vargas, 1977). O processo dessa consolidação em climas tropicais tem sua base nos fenômenos de capilaridade/sucção do meio não saturado em conjunto com a atuação dos íons da solução coloidal contida no espaço poroso.

O mecanismo de consolidação tem seu início em clima tropical com os processos cíclicos de longa duração pela secagem e umedecimento dos solos. No período de seca ocorre a evaporação da água residual contida nos poros. Outro agente facilitador da secagem além da evaporação vem das raízes das plantas que extrai a água do solo por meio da sucção (Fredlund & Rahardjo, 1993). Nesse processo de secagem forma-se o menisco capilar com aumento das forças de adsorção, que por evaporação da água forma um filme ligando as partículas agregadas formadas pela assembleia de minerais que constitui o solo e na sucção une-se as partículas de argila por meio do compartilhamento das moléculas de água. Nesse primeiro estágio há o efeito das interações eletromagnéticas da água de hidratação por forças de Van der Waals, formando pontes de hidrogênio por dipolo induzido. Assim as forças de aderência da água adsorvida e forças de coesão promovidas pelas pontes de hidrogênio promovem a tensão capilar no poro-fluido. Com o processo de perda de umidade pela evaporação a tensão capilar no menisco aumenta, propiciando a aproximação ou contato entre partículas. Em alguns solos a secagem é tão pronunciada que ocorre a formação de trincas.

Quando as partículas estão muito aproximadas ou em contato, os íons de Fe e Al como os demais íons não se encontram mais em solução, mas sim depositados praticamente

desidratados na superfície das partículas. Nesse segundo estágio os íons interagem eletrostaticamente formando ligações entre partículas de carga oposta, ou até mesmo interagindo eletromagneticamente.

No terceiro e último estágio há a formação de novas ligações, as quais em conjunto com as ligações do segundo estágio formam substâncias amorfas que atuam como microcimentos que estabelecem uma ligação estável, gerando um agregado com poros que reduzem seu poder de expansão ou até mesmo tornam-se irreversíveis diante do umedecimento, formando assim uma camada pré-consolidada ou pseudo pré-adensada.

5.4.2- PARAMETROS DE RESISTÊNCIA E INTEMPERISMO

Os ensaios triaxiais tiveram o objetivo de avaliar os parâmetros de resistência e sua possível relação com os índices de intemperismo. O parâmetro c tem sido visto como apenas um intercepto matemático com eixo da tensão cisalhante. Entretanto, Cardoso (2002) correlaciona a coesão obtida pelo cisalhamento direto com o intemperismo de solos considerados como homogêneos e concluiu que a coesão reduz com aumento do grau de intemperismo, porém não encontrou relação intempérica com o ângulo de atrito.

Os ensaios triaxiais foram realizados na situação não drenada saturado por contrapressão. Isso para extinguir ou minimizar os efeitos das forças de capilaridade garantindo efeito da parcela de coesão associada às micro ligações e/ou concreções dos oxi-hidróxidos de Fe e Al e pontes de argila. As tensões iniciais (50 kPa) aplicadas nos corpos de prova foram o suficiente para evitar uma quebra brusca das micro ligações.

As correlações intempéricas partindo dos parâmetros de resistência a tensões totais foram satisfatórias. Em obras geotécnicas, o uso de tensões totais tem sua aplicabilidade na análise de estabilidade de obras submetidas a condições não drenadas, a qual se torna difícil à determinação das poropressões em argilas saturadas na situação de carregamentos rápidos. Dessa forma, utilizando-se das tensões totais, o parâmetro coesão apresentou comportamento linear positivo em função dos índices químicos K_i e K_r , mostrando tendência de redução da parcela coesiva gerada das interações químicas à medida que há aumento do intemperismo. O ângulo de atrito, pelo contrário, apresentou correlação linear negativa com os índices intempéricos. Demonstrando que o ângulo de atrito aumenta à medida que cresce o intemperismo determinado por índices químicos K_i e K_r .

5.4.3- PROCESSO CONCEITUAL DO CISALHAMENTO DE SOLOS LATERÍTICOS

Nos solos lateríticos na situação não saturado, a resistência ao cisalhamento é controlada pelas parcelas coesivas provenientes de forças de capilaridade e pela parcela dos micro cimentos, pontes de argila e ligações químicas dos íons livres adsorvidos. As pontes de argila que interligam partículas de areia e macro agregados de argila são, em geral, comumente encontradas nos solos (Cardoso, 2002). Contudo as pontes de argila são formadas por partículas extremamente finas, contendo em sua maior parte poros intra-agregados. Por outro lado, há certa inexpressividade das concreções em escala micro, por conter agregados que estão em sua maior parte individualizados na matriz do solo e/ou fracamente interligados. Essas características refletem em uma baixa resistência dos solos altamente intemperizados, principalmente na situação saturado, quando as pontes de argila são facilmente removidas em função da alta plasticidade do material fino constituinte das pontes de argila que absorvem água livre facilmente.

Os amorfos constituídos por oxi-hidróxido de Fe e Al atuam na superfície dos minerais promovendo microligações que dão certa estabilidade aos micros agregados. Essa estabilidade dos agregados é tão eficiente que só há ruptura das interações diante do uso de defloculante ou ação física do ultrassom. No entanto, a coesão se reduz com o aumento do intemperismo por conter na matriz do solo partículas em sua maior parte individualizadas formando agregados.

No meio saturado a parcela coesiva possivelmente pode estar associada às poucas interações intra-agregados e as ligações dos macros agregados, que são facilmente quebradas, possibilitando a colapsibilidade dos solos lateríticos porosos altamente intemperizados.

Neste contexto, a resistência ao cisalhamento apresenta valores maiores influenciados pelo atrito devido ao solo conter grande quantidade de agregados individualizados com certa rugosidade. A superfície de contato entre partículas aumenta à medida que o solo colapsa com acréscimo da tensão confinante, essa superfície de contato é irregular, entretanto assume-se a superfície de ruptura quase sempre como plana (Camapum & Gitirana Jr., 2005). Portanto a rugosidade é dependente do intemperismo dos oxi-hidróxidos de Fe e Al amorfos e paracristalinos associados à superfície mineral. Além da individualização dos agregados e da rugosidade dos mesmos, o atrito entre partículas

pode ter acréscimo pelos micros e macros nódulos de goethita. A rolagem de um nódulo sobre o outro propicia um maior atrito, conseqüentemente ao incremento da resistência ao cisalhamento.

Assim, o comportamento dos parâmetros c e ϕ em solos lateríticos altamente evoluídos estão intrinsicamente relacionados qualitativamente e quantitativamente aos constituintes goethita, hematita e gibbsita, os quais definem a mineralogia em consequência do processo de intemperização em solos tropicais. Estruturalmente esses parâmetros associam-se aos agregados formados e à macroporosidade existente entre eles.

6- CONCLUSÕES GERAIS

O trabalho desenvolvido teve como principal objetivo caracterizar e analisar o comportamento físico, químico e mineralógico de duas topossequências típicas de solos do Cerrado brasileiro, distribuídas morfologicamente em rebordos suaves típicos do Planalto Central. Apesar das duas topossequências de solos estarem sob o mesmo domínio geológico, ambientalmente diferencia-se: uma pelo impacto antrópico da agricultura e outra por situar-se em área preservada. Assim, podem-se apontar as seguintes conclusões comuns a ambas topossequências:

O termo topossequência não é o mais adequado para classificar uma sequência de solos nos rebordos suaves de chapada. Portanto, o termo hidrossequência adequa-se por considerar a ação da água como responsável pelo intemperismo que transforma os solos, modificando sua mineralogia e características químicas, físicas como também no modelamento da paisagem pela sua ação na couraça laterítica. Esse processo atual de intemperismo diferencial que atua, tanto na superfície como em profundidade na couraça, é comumente designado de ethiplanação.

A aplicação da amostragem para caracterização química, mineralógica e física considerando as profundidades de 0 a 20 cm designados como horizonte A, e de 60 a 100 cm como horizontes B ou C de acordo com a pedologia mostrou-se satisfatória para o entendimento das características mineralógicas e química atuantes nos processos físicos diante do intemperismo químico da água nas duas hidrossequências.

A metodologia da avaliação pedológica, química, mineralógica e física considerando topossequências de área preservada e ambiente antropizado pelo processo agrícola demonstrou ser elucidativa para o entendimento dos processos naturais em relação aos efeitos da ação humana no ambiente.

Pode-se dizer que nem sempre amostras com altos teores (> 80%) na fração coloidal (caulinita + oxi-hidróxidos de Fe e Al + anatásio) indicam elevado intemperismo; depende do percentual de cada constituinte, os quais dão significado ao comportamento intempérico do solo.

O ΔpH negativo, em geral, significa indicativo de argila silicatada, configurando ambiente menos intemperizado. No entanto, o valor negativo de ΔpH encontrado no

horizonte A de ambas as hidrosequências deve-se à presença e maior quantidade da matéria orgânica no horizonte A em relação aos horizontes B e C, que gera cargas superficiais negativas, possivelmente, por meio de grupos orgânicos como: carboxílicos, fenólicos, carbonílicos, cetônicos, amínicos, amílicos, tiólicos e ésteres.

A tensão de pseudo pré-adensamento é maior na camada superficial (0,20 até de 0,5 m), em detrimento das camadas mais profundas. Esse fenômeno não ocorre pelo simples histórico de tensões como ocorre em climas temperados, mas pelos ciclos de secagem e molhagem que promovem a consolidação diante do excesso de secagem, favorecendo o contato entre partículas pela tensão superficial dos meniscos capilares da água residual dos poros, que podem ser removidas diante de sucções elevadas ou por evaporação. Com a aproximação de partículas devido à evaporação da água livre, os íons livres antes na solução coloidal passam a aderir à superfície das partículas por interações eletrostáticas formando ao longo do processo intempérico micro cimentações por meio de substâncias amorfas e fazendo com que os poros entre as partículas finas reduzam irreversivelmente.

O uso dos métodos de determinação do ponto de carga zero efetivamente sem a pré-lavagem dos íons da solução coloidal apresentaram-se adequados como indicadores de intemperismo na área preservada. Na área agrícola demonstraram-se também como indicadores de insumos agrícolas por elevar os pontos de carga zero.

As relações mineralógicas partindo dos constituintes coloidais por meio da soma percentual da caulinita, dos oxi-hidróxidos de Fe e Al e do anatásio, com a granulometria, agregação e índices de intemperismo apresentaram-se satisfatórias. Tais relações demonstram a importância da mineralogia da fase coloidal no comportamento granulométrico e na agregação de partícula e na formação da macroporosidade que marca o comportamento dos solos profundamente intemperizados.

A classificação química e mineralógica proposta em relação à proposta da Embrapa (2000), ambas partindo da *Soil Taxonomy*, adequa-se melhor para classificar solos caulinitico-oxídico ao invés de classificar como oxídico gibbsítico. Além de aproximar-se da classificação química de Rezende & Santana (1988).

O uso do granulômetro sob o efeito Mie no método 30HD com uso de ultrassom ou a aplicação de ultrassom em conjunto com NaOH superestimam a fração argila por

considerarem partículas de quartzo com tamanho argila via processo de fragmentação física por meio do ultrassom e/ou pela quebra física de agregados formados pelo complexo orgânico e grãos de quartzo estáveis insensíveis, a princípio, ao simples emprego do defloculante.

A aplicação das tensões de 50, 150, e 300 kPa no ensaio triaxial consolidado não drenado (CU) saturado por contrapressão apresentaram valores de coesão correlacionáveis com os índices de intemperismo. Portanto, nos perfis de solos estudados tensões iniciais maiores que 50 kPa possibilitam a quebra das microligações dos interagregados no estágio de adensamento reduzindo, dessa forma, a valores de coesão a próximo de zero.

Nos solos lateríticos do Planalto Central o controle do comportamento físico e químico está associado aos teores de quartzo em relação aos teores dos argilominerais mais os oxi-hidróxidos de Fe e Al, sendo a fração areia, principalmente a areia fina, e a fração argila responsáveis pelos comportamentos mecânicos e químicos. A fração silte, quando o solo encontra-se desagregado, é praticamente inexpressiva nesses solos.

As classificações geotécnicas pelos sistemas SUCS, TRB e MCT expedita indicam na maior parte dos solos comportamento de tamanho silte ou areia, apesar de serem argilosas de acordo com a granulometria obtida por métodos convencionais via defloculante. Portanto, a agregação produz efeito virtual quanto ao tipo de partícula que constitui o material.

A retenção de água está intimamente associada à textura e como os poros estão estruturados e conectados pelos efeitos da agregação formando a matriz, como também ao papel da matéria orgânica e da mineralogia. Portanto, para amostras indeformadas, os índices de vazios não podem ser avaliados individualmente para entender o comportamento da retenção ou mobilidade da água nos solos.

O adensamento pelo método da centrífuga pode ser utilizado como indicador para investigar processos de consolidação e/ou compactação das camadas de solo.

O adensamento pelo método da centrífuga demonstra que a tensão de pré-adensamento garante uma pequena redução do índice de vazios até cerca de 100 kPa para camadas

superficiais dos solos. Tal fato, explica o porquê dos modelos Van Genuchten (1980) e Fredlund & Xing (1994) se ajustarem satisfatoriamente ao método da centrífuga.

O volume dos microporos e a área superficial específica estão linearmente correlacionados à granulometria da fração argila e à mineralogia constituinte da fração coloidal dos solos.

6.1- CONCLUSÕES ESPECÍFICAS

Como as hidrossequências analisadas possuem aspectos específicos diante das características intrínsecas do processo de intemperização e das especificidades entre o meio preservado e do ambiente impactado pelo processo agrícola, pode-se então concluir os seguintes pontos:

No horizonte A da hidrossequência de Águas Emendadas, a ordem crescente de intemperismo para o índice químico K_i foi a seguinte: AM7A < AM8A < AM9A < AM5A < AM3A < AM10A, enquanto que para o horizonte B e C da hidrossequência de solos obteve-se a seguinte ordem: AM10B < AM7B < AM9B < AM8B < AM5B < AM3C. Para K_r os valores encontrados em ordem crescente foram: AM3A < AM7A < AM5A < AM8A < AM9A < AM10A. Nos horizontes B e C obteve-se: AM10B < AM7B < AM3C < AM5B < AM9B < AM8B.

A ordem intempérica (índices químicos K_i e K_r) para o horizonte A do córrego Quinze, em ordem crescente é a seguinte: RQ11A < RQ2A < RQ5A < RQ1A < RQ8A. Para os horizontes B e C, a hidrossequência intempérica de solos apresentou-se na seguinte ordem para os índices K_i e K_r : RQ11C < RQ2B < RQ1B < RQ5B < RQ8B. O comportamento da sequência de solos para K_i e K_r não apresenta diferença mostrando que Fe tem baixa influência no comportamento do intemperismo químico para hidrossequência do córrego Quinze.

Os resultados de ataque sulfúrico dos óxidos de potássio e cálcio, apesar de estarem em teores traço, indicaram maiores valores na hidrossequência do córrego Quinze em relação a Águas Emendadas. Esses indicativos corroboram com a CTC maior e acidez reduzida na área de agricultura.

O caráter distrófico marcante na área preservada de Águas Emendadas é alterado na área de agricultura da hidrossequência do córrego Quinze pelo efeito dos corretivos de solo.

A mineralogia do córrego Quinze apresenta uma peculiaridade em relação a Águas Emendadas quanto à presença da tridimita. Esse silicato pode ser um indicador de impacto ambiental por ser um polimorfo do quartzo gerado por temperaturas elevadas, indicando, contudo, processo de queimadas muito usual em áreas agrícolas, podendo também ser originário da sílica de tecido vegetal que se decompõe no solo.

A retenção de água na sequência do córrego Quinze é a seguinte: RQ8B < RQ1B < RQ6B < RQ5B < RQ2B. A hidrossequência de Águas Emendadas apresentou seguinte ordem crescente de retenção: AM10B < AM7B < AM9B < AM5B < AM3C < AM5A. Em ambas há pontos de menor retenção no topo e na base.

6.2- SUGESTÕES PARA PESQUISAS FUTURAS

Pesquisas básicas envolvendo aspectos químicos, mineralógicos e físicos em estudos sistematizados em topossequecia, visando entender comportamento geotécnico diante dos processos intempéricos, têm sido pouco difundidas ou exploradas no meio geotécnico.

Dessa forma, este trabalho fornece novas perspectivas para novas pesquisas inclusive no âmbito das microporosidade na busca de soluções para os problemas geotécnicos envolvendo solos. Sendo assim, pontuam-se as seguintes sugestões como desafios:

Realizar novos estudos que avaliem a parcela de coesão no ensaio triaxial diante dos índices de intemperismo, buscando consolidar o efeito das interações químicas na resistência ao cisalhamento.

Entender melhor o comportamento mecânico e hidromecânico considerando o intemperismo e seus efeitos de agregação no comportamento bimodal da distribuição poros.

Avaliar a coesão às tensões iniciais abaixo de 50 kPa e finais com tensões menores que 300 kPa, evitando possíveis quebras bruscas das microligações químicas.

Avaliar em um maior número de amostras o comportamento das cargas superficiais diante do fenômeno de agregação dos solos.

Comparar a distribuição dos poros aplicando as técnicas de porosimetria de mercúrio e adsorção de nitrogênio, método da centrífuga e papel filtro para melhor compreender as diferenças ou similaridades das técnicas em solos tropicais.

Aplicar a classificação química e mineralógica proposta em um maior número de solos avaliando, as características físicas e o comportamento geotécnico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABNT (1984). Solo – Análise granulométrica - NBR 7181/84. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 13p.

ABNT (1984). Grãos de solo que passam na peneira de 4,8 mm – Determinação da massa específica (método de ensaio) – NBR 6508/84. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 8 p.

ABNT (1984). Solo – Determinação do limite de plasticidade – NBR 6459/84. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 3 p.

ABNT (1984). Solo – Determinação do limite de plasticidade – NBR 7180/84. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 3p.

ABNT (1986). Amostras de solo – Preparação para ensaios de compactação e ensaios de caracterização (método de ensaio) – NBR 6457/86. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 8 p.

ABNT (1988). Solo – Determinação da massa específica aparente de amostras indeformadas, com emprego da balança hidrostática – NBR 10838/88. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 4 p.

ABNT (1993). Rochas e solos – Terminologia – NBR 6502/93. Associação Brasileira de Normas Técnicas, Rio de Janeiro, RJ, 19 p.

Alfaro Soto, M.A., Kiang, C.H., Vilar, O.M. (2008). Avaliação do escalonamento fractal de alguns solos brasileiros. Revista Brasileira de Geociências. 38(2), 253-262.

- Alfaro Soto, M.A., Vilar O.M. (2006). Evaluation of a Pore Fractal Model for the Prediction of Soil Water Retention Curve. Proceedings of the Four International Conference on Unsaturated Soils, UNSAT 2006, Arizona-USA. ASCE Geotechnical Special Publication nº 147, V.2, 2441-2452.
- Araújo, G.H.S., Almeida, J. de R. & Guerra, A.J.T. (2005). Gestão ambiental de áreas degradadas. Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, RJ, 320 p.
- Arulanandan, K., Thompson, P.Y., Kutter, B.L., Meegada, N.J., Muraleetharan, K.K. & Yogachandran, C. (1988). Centrifuge modeling of transport processes for pollutants in soils. *J. Geotech. Eng.* 114, 185-205.
- Ávila, F.F. (2009). Análise da cobertura pedológica em uma topossequência na Bacia do córrego dos Pereiras – Depressão de Gouveia/MG. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geografia – Instituto de Geociências, Universidade de Minas Gerais, MG, 132p.
- Ayers, P.D. & Bowen, H.D. (1987). Predicting soil density using cone penetration resistance and moisture profile. *ASAE Trans.* , 30:1331-1336.
- Bacchi, O.O.S., Reichart, K. (1993). Geometria fractal em física do solo. *Sci. Agricola.* 50 (2), 321-325.
- Balasubramanian, V. & Kanehiro Y. (1978). Surface chemistry of the hydrate and its relation to nitrate adsorption as affected by profile depth and dehydration. *J. Soil Sci.* 29:47-57.
- Balbino, L.C., Bruand, A., Brossard, M., Grimaldi, M., Hajnos, M. & Guimarães, M.F. Changes in porosity and microaggregation in clayey Ferralsols of the Brazilian Cerrado on clearing for pasture. *European Journal of Soil Science*, p. 219-230. 2002.
- Barber, R.G. & Rowell D.L. (1972). Charge distribution and the cation Exchange capacity of an iron-rich kaolinitic soil. *J. Soil Sci.* 23:135-146.
- Barrett, E.P., Joyner, L.G., Halenda P.P. (1951). The Determination of Pore Volume and Area Distributions in Porous Substances. Computations from Nitrogen Isotherms. *J. Am. Chem. Soc.*, 73(1):373-380.
- Batista, L.C.M. (2007). Determinação de Parâmetros de Deformabilidade de Camadas de um Pavimento a partir de ensaios de Campo. Dissertação de Mestrado em Geotecnia, Publicação G. DM-159/07, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília DF, 177p.
- Berg, M. van den & Oliveira, J.B. (2000). Variability of apparently homogeneous soilscapes in São Paulo State, Brazil. Quality of soil maps. *Revista Brasileira de Ciência do solo.* Viçosa, 24:393-407.

- Birkeland, P.W. (1984). Soils and Geomorphology. Oxford University Press. New York, 372p.
- Bloom, P.R., McBride, M.B., Weaver, R.M. (1979). Aluminum organic matter in acid soils: buffering and solution aluminum activity. Soil Sci. Soc. Am. J., 43:488-493.
- Bowles, J.E. (1984). Physical and geotechnical properties of soils. McGraw-Hill Book Company, 2^a Ed., 479 p.
- Brady N.C., Weil, R.R. (2008). The nature and properties of soils. Pearson Prentice Hall. 4^a edition. 975p.
- Brady, N.C. (1979). Natureza e propriedades dos solos. F. Bastos, São Paulo, 5^a ed., 647 p.
- Briggs, L.J. & Maclane, J.W. (1910). Moisture equivalent determinations and their application. Proc. Am. Soc. Agrom. 2:138-147.
- Brooks, R.H., & Corey, A.T. (1964). Hydraulic properties of porous medium. Colorado State University (Fort Collins). Hydrology paper 3.
- Brunauer, S., Emmett, P.H & Teller, E. (1938). Adsorption of gases in multimolecular layers. Journal of the American Chemical Society, 60:309-319.
- Buchanan, F. (1807). Journey from through Mysore, Canara and Malabar. Geol. Mag., V.11, 436p.
- Buckingham, E. (1907). Studies of movement of soil moisture. U.S. Dept. Agr. Bur. Soil. Bul, 38p.
- Budel, J. (1957). Die Doppelten Einebnungsflächen in den feuchten tropen. Zeif. Geomorph., 1(2):201-228.
- Camapum de Carvalho, J., Cordão Neto, M.P. & Aguiar, L.A. (2009). Livro Comemorativo dos vinte anos do programa de pós-graduação em Geotecnia da Universidade de Brasília. Ed. FT, Brasília, DF, 470p.
- Camapum de Carvalho, J., Gilson Gitirana Jr. (2005) Considerações sobre parâmetros de resistência de solos tropicais. II Simpósio sobre Solos Tropicais e Processos Erosivos no Centro Oeste. 183 a 191.
- Camapum de Carvalho, J., Sales, M.M., Souza, N.M. & Melo, M.T.S. (2006). Processos erosivos no Centro-Oeste Brasileiro. Ed. FINATEC, Universidade de Brasília, DF, 464p.
- Campos, L.E.P. (1984). Influência da sucção na estabilidade de taludes naturais em solos residuais. Tese de Mestrado em Geotecnia apresentada ao Departamento de

- Engenharia Civil da Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 192p.
- Campos, M.C., Cardozo, N.P. & Júnior J.M. (2006). Modelos de paisagem e sua utilização em levantamentos pedológicos. *Revista de Biologia e Ciências da Terra*, Vol. 6-Nr.1.
- Cardoso, F.B.F. (1995) *Análise Química, Mineralógica e Micromorfológica de Solos Tropicais Colapsíveis e o Estudo da Dinâmica do Colapso*. Dissertação de Mestrado, Departamento de engenharia Civil, Universidade de Brasília, DF, 142p.
- Cardoso, F.B.F. (2002). *Propriedades e comportamento mecânico de solos do Planalto Central Brasileiro*. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Brasília, DF, 351p.
- Chukhrov, F.V., Zvyagin, B.B., Gorshkov, A. I, (1973). New data on iron oxides in the weathering zone.333-341. In Serratosa, J. M. et al. *Int. Clay Conf. Madrid, 1972*.
- Clyde, O. & Dallavalle, J.M. (1959). *Fine Particle Measurement Size, Surface and Pore Volume*. The Macmillan Company, New York, 353p.
- Comiran, G. (2006). *Comparação entre os modelos de média geométrica e poro neutro para determinação da condutividade hidráulica não saturada de um Latossolo*. Dissertação de mestrado, Programa de pós-graduação em Engenharia Agrícola da Universidade Estadual do Oeste do Paraná-Unioeste, Cascavel, PR, 81p.
- Coringa, E.A.O. & Weber, O.L.S. (2008). Ponto de efeito salino nulo de Latossolos da microbacia Chico Nunes, Mato Grosso. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, 32(01):441-448.
- Costa, M.L. (1991). Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 21(2):146-160.
- Costa, P.R.R., Ferreira, V.F., Esteves, P.M. & Vasconcellos M.L.A.A.(2005). *Ácidos e bases em química orgânica*. Ed. Bookman, Porto Alegre, RS, 151p.
- CPCS – Commission de Pedologie et de Classification des Sols (1967). Grignon, Laboratoire de Géologie – Pédologie, E.N.S.A., 87p.
- Daniels, R.B. & Hammer, R.D. (1992). *Soil geomorphology*. John Wiley & Sons, Toronto.
- Daniels, R.B., Gamble, E.F. & Cady, J.G. (1971). The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. *Advances in Agronomy*. Madison, 23:51-87.
- Das, B.M. (2007). *Fundamentos de Engenharia Geotécnica*. Ed. Thomson, 6ª tradução, São Paulo-SP. 562p.

- Dixon, J.B.(1989). Kaolin and serpentine group minerals. In: Dixon, J.B. & Weed, S.B., eds. Minerals in soil environments. 2.ed. Madison, Wisconsin, Soil Sci. Soc. Am. 467-525.
- Dollimore, D. & Heal, G.R. (1964). An improved method for the calculation of pore size distribution from adsorption data. J. Appl. Chem., 14:109-114.
- Echeverría, J.C., Morera M.T., Mazkiarán & Garrido J.J. (1999). Characterization of the porous structure of soils: adsorption of nitrogen (77K) and carbon dioxide (273K), and Mercury porosimetry. European Journal of Soil Science, 50:497-503.
- El-Swaify, S.A. & Henderson, D.W. (1967). Water retention by osmotic swelling of certain colloidal clays with varying ionic composition. J. Soil Sci. 18:223-232.
- EMBRAPA- Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (1997). Manual de Métodos de Análise de Solo. 2ª Edição, CNPS, Rio de Janeiro, RJ. 212 p.
- REATTO, A.; MARTINS, E. S.; SPERA, S. T.; CORREIA, J. R. (2000) Variabilidade mineralógica de latossolos da área da Embrapa Cerrados em relação aos do Bioma Cerrado. Boletim de Pesquisa-Embrapa Cerrados (Cessou em 2000. Cont. ISSN 1518-0417 Boletim de Pesquisa e Desenvolvimento Embrapa Cerrados), Planaltina, DF, Nº 19, 39p.
- EMBRAPA - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (2006). Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 2ª Ed. Rio de Janeiro, 367p.
- Ensminger, L.E (1954). Some factors affecting the adsorption of sulfate by Alabama. Soil Science Society American Proceeding. Madison, 18: 259-264.
- Espindola, C.R. (1982). Relações entre o desenvolvimento dos solos e a evolução da paisagem. Agrociência, 2(1):7-20.
- Farias, M.F. (2003). Condutividade hidráulica de solos tropicais compactados a hidrocarbonetos da gasolina. Tese de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, DF, 152p.
- Farias, W.M., Camapum de Carvalho, J., Silva, G.F., Campos, I.C.O., Murrieta, P.S.N. (2011). Influência da compactação nos micro e mesoporos nanoestruturados e na área superficial específica de um solo laterítico. VII Simpósio Brasileiro de Solos Não Saturados, Pirenópolis-GO, Vol 1, 169-175.
- Farias, W.M., Cardoso F.B.F., Martins, E.S. & Camapum de Carvalho, J. (2002). A influência do oxi-hidróxido de Fe Matricial no comportamento mecânico de solos tropicais. Anais do XII COBRAMSEG, São Paulo, Vol. 2, 547-554.
- Farias, W.M., Martins, E.S., Cardoso F.B.F., Camapum de Carvalho, J. (2003). A influência dos oxi-hidróxidos de Ferro matricial no comportamento mecânico de

solos tropicais em áreas de disposição de resíduos sólidos. Espaço & Geografia, Vol. 6, Nº 2, 115-130.

Farias, W.M., Rolim, J.A., Camapum de Carvalho, J., Boaventura, G.R., Murrieta, P. (2010). Proposição de metodologia para granulômetro à laser em solos tropicais. COMBRASEG, Gramado-RS, 6p.

Farias, W.M., Martins, E.S. & Cardoso, F.B.F. (1999). Proposal of a method to separate and obtain different granulometric fractions from tropical soils. 11th Panamerican Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Foz do Iguaçu, PR, 1:343-346.

Filho, B.D.O. (2006). Dinâmica do enxofre no sistema solo e resposta das culturas à adubação sulfatada. Dissertação de Mestrado em Ciências do Solo. Centro de Ciências Rurais, Universidade Federal de Santa Maria, RS, 75p.

Fiori, A.P. & Carmignani, L. (2009). Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas: aplicações na estabilidade de taludes. Editora UFPR, 2ª Ed., Curitiba-PR, 602 p.

Fredlund, D.G. & Rahardjo, H. (1993). Soil Mechanics for Unsaturated Soil. John Wiley & Sons, New York, USA, 517 p.

Fredlund, D.G. & Xing, A. (1994). Equations for the soil-water characteristic curve. Canadian Geotechnical Journal, 31:521-532 p.

Freitas Jr, E. & Silva, E.M. (1984). Uso da centrífuga para determinação da curva de retenção de água do solo, em uma única operação. Pesquisa Agropecuária Bras. 19: 1423-1428.

Freitas-Silva, F.H. & Campos, J.E. (1999). Geologia do Distrito Federal, In: Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal, J.E.G. Campos & F.H. Freitas-Silva, (coords.), cap. 1, 45 p., CDROM, Sematec, GDF.

Fuentes, C., Antonino, A.C.D., Netto, A.M., Lira, C.B.O., Cabral, J.S.P. (2005). Desenvolvimento de um modelo fractal para a estimativa da condutividade hidráulica de solos não saturados. Revista Brasileira de Ciência do solo, V. 29, nº1, 1-17.

Giese, R.F. (1990). Introduction Termal Analysis in Clay Science. Stucki; J.W. & Bish, D.L.(eds), CMS Workshop Lectures the Clay minerals Society, Boulder, pp 1-7.

Gillman G.P & Bell L.C. (1978). Soil solution studies on weathered soils from tropical North Queensland. Aust. J. Soil Res.16, 67-77.

Gilman, G. & Uehara, G. (1980). Charge characteristics of soils with variable and permanent charge minerals: II. Experimental. Soil Sci. Soc. Am. J. 44:252-255.

- Gobin, A., Campling, P. & Feyen, J. (2001). Soil-Landscape modeling to quantify spatial variability of soil texture. *Physics and Chemistry of the Earth*, Oxford, 26:41-45.
- Godoy, H. (1997). Identificação e Classificação Geotécnica de Latossolos do Estado de São Paulo pelo Método das Pastilhas MCT. Tese de Doutorado em Geotecnia, IG, USP, São Paulo, SP, 132 p.
- Gregg, S.J. & Sing, K.S.W (1982). Adsorption, surface area, and porosity. London, Academic Press, 303p.
- Guedes, S.B. (2008). Estudo da Viabilidade Técnica do Cone de Penetração Dinâmica (CPD) do Cone de Penetração Estática (CPE) e do Penetrometro PANDA no Dimensionamento de Pavimentos Urbanos. Dissertação de Mestrado em Geotecnia, Programa de Engenharia Civil e Ambiental, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande-PB, 292p.
- Halsey, G. (1948). Physical adsorption on non-uniform surfaces. *The journal of chemical Physics*, 16:931-937.
- Hendershot, W.H. & Lavkulich, L.M. (1978). The use of ZPC to assess pedogenic development. *Soil Science Society of America Journal*, 42:468-472.
- Henderson, C.W.L. (1998). Using a penetrometer to predict the effects of soil compaction on the growth and yield of wheat on uniform, Sandy soils. *Aust. J. Agric. Res.*, 40:498-508.
- Hillel, D. (1971). *Soil and Water: Physical Principles and Processes*. USA. Editora Academy Press, INC, 288p.
- Hillel, D. (1972). *Soil and Water: physical principles and processes*. 3. Ed. New York: Academic. 288p.
- Horvath, G & Kawazoe, K. (1983). Method for the calculation of effective pore size distribution in molecular sieve carbon. *J. Chem. Eng. Japan*. 16, nº 5, 470-475.
- Howard, G.J. & Midgley, C.A. (1981). The formation and structure of suspension-polymerized, styrene-divinylbenzene copolymers. *J. Appl. Polym. Sci.*, 26:3845-3870.
- Ibañez, J. P (2008) Modelagem micro-mecânica discreta de solos residuais. Tese de Doutorado – Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Univ. Católica do Rio de Janeiro, RJ. 394p.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. (2007). Manual técnico de pedologia. 2 Ed., Rio de Janeiro, Manuais técnicos em Geociências, nº 4, 316p.

- Ismail, I.M.K., Pfeifer, P. (1994). Fractal analysis and surface roughness of nonporous carbon fibers and carbon blacks. *Langmuir*, 10:1532-1538.
- Juhász, C.E.P., Cursi, P.R., Cooper, M., Oliveira, T.C. & Rodrigues, R.R. (2006). Dinâmica físico-hídrica de uma topossequência de solos sob Savana Florestada (Cerradão) em Assis, SP. *Revista Brasileira de Ciências do Solo*, 30:401-412.
- Kehring, A.G.(1949). As relações K_i e K_r no solo. Ministério da Agricultura Centro Nacional de Ensino e Pesquisas Agrônomicas. *Bol. Inst. Quím. Agric.* nº13, 67p.
- Keng, J.C.W. & Uehara, G. (1974). Chemistry, mineralogy and taxonomy of Oxisols and Ultisols. *Proc. Soil Crop Sci. Soc.*, 33:119-126.
- Kiehl, E.J. (1979). *Manual de Edafologia: relações solo-planta*. Ed. Agronômica Ceres, São Paulo, SP, 262p.
- King, L.C. (1956). A geomorfologia do Brasil oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, 18(02):147-265.
- Klein, V.A. & Libardi, P.L. (2002). Condutividade hidráulica de um Latossolo Roxo, não saturado, sob diferentes sistemas de uso e manejo. *Ciência Rural*, Santa Maria, v. 32, n. 6, p. 945-953,
- Kotz, J.C. & Treichel Jr., P. (1998). *Química e reações químicas*. Ed. LCT, 3 ed, vl. 2, Rio de Janeiro, RJ, 730p. Traduzido por Horácio Macedo.
- Kozak, E., Pachepsky, Ya. A., Sokolowski, S., Sokolowska, Z. & Stepniewski, W. (1996). A modified number-based method for estimating fragmentation fractal dimensions of soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60:1291-1297.
- Lark, R.M. (1999). Soil-landform relationships at within-field scales: an investigation using continuous classification. *Geoderma*, Amsterdam, 92:141-165.
- Lian, G., Thornton, C., & Adams, M. J. (1993). A theoretical study of the liquid bridge forces between two rigid spherical bodies. *Journal of Colloid Interface Science*, 161:138-148.
- Luxmoore, R.J. (1981). Micro, meso and macroporosity of soil. *Soil Science Society American Journal*, Madison, 45:671-672.
- Magalhães, A.F. (1979). *Charge Characteristics of Soils from the Coastal Region of Pernambuco (Brazil)*. Tese Ph.D, University of California. 91p.
- Malavolta, E. & Kliemann, H.J. (1985). *Desordens nutricionais no cerrado*. Ed. Potafos, Piracicaba, SP, 136p.

- Mandelbrot, B.B. (1983). *The fractal geometry of nature*. Ed. W.H. Freeman, San Francisco. 460p.
- Marcano-Martinez, E. & McBride, M.B. (1989). Comparison of the titration and ion adsorption methods for surface charge measurement in oxisols. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53:1040-1045.
- Marques Jr., J. & Lepsch, I.F. (2000). Depósitos superficiais neocenozóicos, superfícies geomórficas e solos em Monte Alto, SP. *Geociências*, São Paulo, SP, 19:90-106.
- Martins, E.S. & Baptista, G.M.M. Compartimentação Geomorfológica e Sistemas Morfodinâmicos do Distrito Federal. In: SEMATEC. (Org.). *Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal*. 1 ed. Brasília: Sematec, 1998, v. 3, p. 1-53.
- Martins, E.S. (2000). *Petrografia, Mineralogia e Geomorfologia de Rególitos Lateríticos do Distrito Federal*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, DF, 196p.
- Mascarenha, M.M.A. (2008) *Influência da Microestrutura no Comportamento Hidromecânico de uma Argila Siltosa Não Saturada Incluindo Pequenas Deformações*. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 158p.
- Mehlich, A. (1964). Influence of sorbed hydroxyl and sulfate on liming efficiency, pH and conductivity. *Soil Science Society American Proceedings*, Madison, V.28, 496-499.
- Mikutta, C., Lang, F. & Kaupenjohann, M. (2004). Soil Organic Matter Clogs Mineral Pores: Evidence from ¹H-NMR and N₂ Adsorption. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 68:1853-1862.
- Mitchell, J.K. & Soga, K. (2005). *Fundamentals of Soil Behavior*. Ed. John Wiley & Sons. 3^a edition. 577p.
- Moniz, A.C., et al. (1972). *Elementos de Pedologia*. Ed. Polígono, Universidade de São Paulo, 459p.
- Munsell, A.H.(1954). *Munsell Soil Color Charts*. Baltimore, Maryland, USA. Munsell Color Company Inc. não paginado.
- Murad, M. A., & Cushman, J.H (1996) Multiscale flow and deformation in hydrophilic swelling porous media. *International Journal of Engineering Science*, 34(3) 313-338.
- Murad, M. A. & Cushman, J. H. (1997) A Multiscale theory of swelling porous media II. Dual porosity models for of Clays Incorporating physicochemical effects. *Transp. Porous Media*. 28, 69-108.

- Murad, M. A. & Cushman, J. H. (2000) Thermomechanical Theories for Swelling Porous Media with microstructure. *Int. J. Eng Sci.* 38, 517-564.
- Nascimento, R.A.M. (1990). Correlações entre o valor de KI e outras variáveis em Latossolos. Dissertação de Mestrado em Agronomia – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 169p.
- Neimark, A.V. & Unger, K.K. (1993). Method of discrimination of surface fractality. *Journal of Colloid and Interface Science*, 158:412-419.
- Neimark, A.V. (1990). Calculating surface fractal dimension of adsorbents. *Ads. Sci. Technol.* 7(41):210-219.
- Neto, L.M., Vaz, C.M.P., Crestana, S. (2007). Instrumentação avançada em ciência do solo. Embrapa Instrumentação Agropecuária, São Carlos, SP, 438p.
- Nizeyimana, E. & Bicki, T.J. (1992). Soil and soil-landscape relationships in the North Central region of Rwanda, East-Central Africa. *Soil Science*. Baltimore, 153:225-236.
- Nogami, J.S. & Villibor, D.F. (1994). Identificação expedita dos grupos de classificação MCT para solos tropicais. 10º Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações, ABMS, Foz do Iguaçu, PR, 4:1293-1300.
- ODÉN, S. (1975). An integral method for the determination of moisture retention curves by centrifugation. *Grundfoerbaetting* 27:137-143.
- Othmer, H., Diekkruger, B. & Kutilek, M. (1991). Bimodal porosity and unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Science*, Baltimore, 152(3):139-150.
- Paixão, F.J.R., Andrade, A.R., Azevedo, C.A.V., Lima, V.L.A. & Neto, J.D. (2009). Uso da aproximação fractal no ajuste da curva de retenção de água no solo. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. 13(3):282-288.
- Paixão, M.N.N., Camapum de Carvalho, J. (1994). Influência da microestrutura no colapso de um solo de Brasília. 2º Simpósio sobre solos não saturados. ABMS/UFPE, Recife, PE, 105-110.
- Papini, C. J. (2003). Estudo comparativo de métodos de determinação do tamanho de artícula. Dissertação de Mestrado, Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares. Autarquia Associada à Universidade de São Paulo, 129p.
- Parent, L.E., Parent S. E., Katterer, T. & Egozcue J.J. (2011). Fractal and compositional analysis of soil aggregation. *Proceedings of the 4Th International Workshop on Compositional Data Analysis – CODAWORK 11*, 14p.

- Parfitt, R.L. & Smart, R.S. (1978). The mechanism of sulfate absorption of iron oxides. *Soil Science Society American Journal*, Madison, 42:48-50.
- Parker, J.C., Zelezny, L.W., Sampath, S. & Harris, W.G. (1979). A critical evaluation of the extension of zero point of charge (ZPC) theory to soil systems. *Soil Sci. Am. J.* 43:668-673.
- Parks, G.A. & Bruyn, P.L. (1962). The zero point of charge of oxides. *Journal of Physical Science*, 66:967-973.
- Patrizzzi, V.C., Vaz, C.M.P., Iossi, M.F. & Primavesi, O. (2003). Modelamento do efeito da umidade e densidade na resistência à penetração dos solos. <http://ainfo.cnptia.embrapa.br/digital/handle/ CPPSE/14658>. In: Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 29, Ribeirão Preto. Anais. Ribeirão Preto, SBCS/UNESP, 2003. CD-ROM, 4p.
- Pavan, M.A. & Miyazawa, M. (1996). Análises químicas de solo: parâmetros para interpretação. Instituto Agrônômico do Paraná-IAPAR, Londrina, PR, 46p.
- Penteado, M. M. (1974). Fundamentos de geomorfologia. IBGE, Rio de Janeiro, 1974, 158p.
- Perfect, E., Blevins, R.L. (1997). Fractal characterization of soil aggregation and fragmentation as influenced by tillage treatment. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61:896-900.
- Perfect, E., Rasiah, V. & Kay, B.D. (1992). Fractal dimensions of soil aggregate-size distributions calculated by number and mass. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56:1407-1409.
- Perrot, K.W. (1978). The Influence of organic matter extracted from humified clover on the properties of amorphous aluminosilicates. I. Surface Charge. *Aust. J. Soil Res.* 16:327-339.
- Persons, B.S. (1970). Laterite: Genesis, location, use. Ed. Plenum Press, New York, 1970, 103p.
- Pierrier, E., Rieu, M., Sposito, G. & Marsily, G. (1996). Models of the water retention curve for soils with a fractal pore size distribution. *Water Resources Research*, 32:3025-3031.
- Pinto, C.S. (2000). Curso básico de mecânica dos solos. Oficina de Textos, São Paulo, 247p.
- Pomonis, P.J. & Tsaousi, E.T.(2009). Frenkel-Halsey-Hill equation, Dimensionality of Adsorption, and Pore Anisotropy. *Langmuir*, 25 (17):9986-9994.
- Raij, B. Van. (1971). Electrochemical Properties of some Brazilian Soils. Ph.D. Thesis, School of Cornell University, Ithaca, New York USA. 144p.

- Raij, B. Van, & Peech, M. (1972). Electrochemical properties of some oxisols and alfisols of the Tropics. *Soil Science Soc. Am. Proc.* 36 (4):587-598.
- Raij, B. Van. (1973). Determinação do Ponto de Carga Zero em Solos. *Brangatia*, 32(18):337-347.
- Raij, B. Van, Cantarella, H. & Quaggio, J.A.; Furlani, A.M.C. (1997). Recomendações de adubação e calagem para o estado de São Paulo. 2ª Ed. IAC (Boletim técnico 100), Campinas-SP. 285p.
- Reatto A., Martins, E.S., Spera, S.T., Correia, J.R. (2000). Variabilidade mineralógica de Latossolos da área da Embrapa Cerrados em Relação aos do bioma Cerrado. *Boletim de pesquisa-Embrapa Cerrados, Planaltina-DF*, nº 19, 39p.
- Reatto, A., Silva, E. M., Bruand, A., Martins, E.S. & Lima, J.E.F. (2008). Validity of the centrifuge method for determining the water retention properties of tropical soils. *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, Vol 72, nº6, 1547-1553.
- Reatto, A., Bruand, A., Silva, E.M., Guégan, R., Cousin, I., Brossard, M. & Martins, E.S. (2009). Shrinkage of microaggregates in Brazilian Latosols during drying: significance of the clay content, mineralogy and hydric stress history. *European Journal of Soil Science*, 60:1106-1116.
- Resende, M., Santana, D.P. (1988). Uso das relações K_i e K_r na estimativa da mineralogia para classificação dos Latossolos. In: REUNIÃO DE CLASSIFICAÇÃO, CORRELAÇÃO DE SOLO E INTEPRETAÇÃO DE APTIDÃO AGRÍCOLA, 3. Rio de Janeiro. Anais: EMBRAPA, Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos: Sociedade Brasileira de Ciência do solo, 1988, 225-232p. (EMBRAPA –SNLCS DOC. 12)
- Richards, L.A., & Fireman, M. (1943). Pressure-plate apparatus for measuring moisture sorption and transmission. *Soil Sci.* 56:395-404.
- Richards, L.A. (1965). Physical conditions of water in soil. In: BLACK, C.A.(Ed). *Methods of soil analysis*. Madison: American Society for Testing and Materials, p. 128-152.
- Rocha, W.W., Dias Jr., M.S., Lima, J.M., Miranda, E.E.V. & Silva, A.R. (2002). Resistência ao cisalhamento e grau de intemperismo de cinco solos na região de Lavras (MG). *R. Bras. Ci. Solo*, 26:297-303.
- Rodrigues, T.E. & Klamt, E. (1978). Mineralogia e gênese de uma seqüência de solos do Distrito Federal. *R. Bras. Ci. Solo*, 2:132-139.

- Romero, E. & Vaunat, J. (2000). Retention curves of deformable clays. Experimental evidence and theoretical approaches in unsaturated soils. Tarantino & Mancuso (eds.), Balkema, Rotterdam, 91-106.
- Romero, E. (1999). Characterisation and Thermo Hydro-mechanical Behaviour of Unsaturated Boom Clay: An Experimental Study. In Mascarenha, M.M.A. (2008). Influência da Microestrutura no Comportamento Hidromecânico de uma Argila Siltosa Não Saturada Incluindo Pequenas Deformações. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 158p.
- Ruhe, R.V. (1956). Geomorphic surfaces and the nature of soils. Soil Science. Baltimore, 82:441-445.
- Russel, M.B., & Richards, L.A. (1938). The determination of soil moisture energy relations by centrifugation. Soil Sci. Soc. Am., 3:65-69.
- Saito, A. & Foley, H.C. (1991). Curvature and parametric sensitivity in models for adsorption in micropores. AIChE Journal, 37:429-436.
- Schofield, R.K. (1949). Effect of pH on electric charges carried by Clay particles. J. Soil. Sci. 1:1-8.
- Schwertmann, U & Taylor, R.M. (1989). Iron Oxides. In Dixon, J.B & Weed S.B. Minerals In Soil Environments. SSSA Book Series, 2ª Ed, 1:379-438.
- Schwertmann, U. & Fischer, W.R. (1966). Zur Bildung Von α -FeOOH und α -Fe₂O₃ aus amorphem Eisem (III)-hydroxid. III. Z. Anorg. Allg. Chem. 346:137-142.
- Shaw, D.J. (1975). Introdução à química dos coloides e de superfícies. Tradução: Juergen Hinrich Maar. Edgard Blücher, São Paulo, 185p.
- Shorafa, M., Fazel, M. & Khojastch Da, V. N. (2010). Comparison of fractal and empirical model for estimation soil water retention. 19th World Congress of soil Science. Soil solutions for a changing World. Brisbane, Australia, 45-48.
- Silva, E.M. & Azevedo, J.A (2002). Influência do período de centrifugação na curva de retenção de água em solos de Cerrado. Pesquisa Agropec. Brasileira. 37:1487-1494.
- Silva, E.M., Lima J.F.W., Azevedo J.A. & Rodrigues L.N. (2006). Valores de tensão na determinação da curva de retenção de água de solos do Cerrado, 41(2):323-330.
- Silva, J.P. (2007). Estudos Preliminares para Implantação de Trincheiras de Infiltração. Dissertação de Mestrado em Geotecnia, publicação G.DM-154/07, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília DF, 155p.
- Sing, K.S.W., Everett, D.H., Haul, R.A.W., Moscou, L., Pierotti, R.A., Rouquérol, J. & Siemieniewska, T. (1985). Reporting physisorption data for gas/solid systems with

- special reference to the determination of surface area and porosity. *Pure and Applied Chemistry*, 57:603-619.
- Siqueira, C. (1985). *Eletroquímica de Solos Tropicais de Carga Variável: Quantificação do Efeito da Matéria Orgânica sobre o Ponto de Carga Zero*. Tese de Doutorado, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Itaguaí-RJ, 113p.
- Siqueira, C., Leal J.R., Velloso, A.C.X. & Santos, G.A.(1990). *Eletroquímica de Solos Tropicais de Carga Variável: Quantificação do Efeito da Matéria Orgânica sobre o Ponto de Carga Zero*. *Rev. Bras. Ci. Solo*, 14:13-17.
- Skempton, A.W. (1953). The colloidal activity of clays. 3rd International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Zurich, Swiss, 1:57-61.
- Sokolowska, Z., Hajnos, M., Hoffmann, C., Renger, M. & Sokolowski, S. (2001). Comparison of fractal dimensions of soils estimated from adsorption isotherms, Mercury intrusion, and particule –size distribution. *J. Plant Nutr. Soil Sci.* 164:591-599.
- Sousa, P.S. (2006). *Comportamento mecânico e hidráulico de um solo residual do granulito-gnaiss de salvador e sua aplicação no estudo de mecanismos de instabilização de taludes*. Dissertação de mestrado, Engenharia Ambiental Urbana, Escola Politécnica da Universidade da Bahia, Salvador , BA. 187p.
- Sposito, G. (1983). On the measurement of permanent charge in Oxisols. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 47:1058-1059.
- Sposito, G. (1984). *The Surface Chemistry of Soils*. Oxford University Press. New York, USA, 234p.
- Stevenson, F.J. (1994). *Humus chemistry: genesis, composition, reactions*. 2^a ed., New York: John Willey & Sons. 512p.
- Tan, K.H. (1998). *Principles of soil Chemistry*. Ed. Marcel Dekker, New York, USA, 521p.
- Teixeira, V.G., Coutinho, F.M.B. & Gomes, A.S. (2001). Principais Métodos de Caracterização da Porosidade de Resinas à Base de Divinilbenzeno. *Química Nova*, 24(6):808-818.
- Teramoto, E.R; Lepsch, I.F. & Vidaltorrado, P. (2001). Relações solo, superfície geomórfica e substrato geológico na microbacia do ribeirão Marins (Piracicaba-SP). *Scientia Agrícola*. Piracicaba, 58:361-371.
- Thomas, G.W & Moodie J.E. (1962). Chemical relationships affecting the water-holding capacities of Clays. *Soil Sci Soc. Am.* 33:645-651.

- Thomas, M.F. (1994). *Geomorphology in the Tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes*. John Wiley & Sons Ltd. England, 460p.
- Troeh, F.R. (1965). Landform equations fitted to contour maps. *Soil Science Society American Journal*. New York, 263:616-627.
- Tyler, S. W. & Wheatcraft S. W. (1992) Fractal scaling of soil particle-size distributions: analysis and Limitations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 56: 362-369.
- Tyler, S. W. & Wheatcraft S. W. (1989) Application of fractal mathematics to soil water retention estimation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53: 987-996.
- Uehara, G. (1979). Mineralo-chemical properties of oxisols. In *Proceedings of Second International Soil Classification Workshop Malaysia, 1978. Part I Bangkok; Thailand: Soil Survey Division Land Development Department*, 45-60.
- Upadhyaya, S.K., Kemble, L.J. & Collins, N.E. (1982). Cone index prediction equations for Delaware Soils. *ASAE Paper*, 82:1452-1456.
- Van Genuchten, M. Th. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:892-898.
- Van Olphen, H. (1977). *An Introduction to Clay colloid chemistry*, John Wiley & Sons, 2ed., New York, 318 p.
- Vargas, M. (1977). *Introdução à Mecânica dos Solos*. Ed. da Universidade de São Paulo, SP, 509p.
- Vieira, L.S. (1975). *Manual da ciência do solo*. Ed. Agronômica Ceres Ltda. São Paulo, SP, 464p.
- Vitte, A.C. (2005). Etchplanação dinâmica e episódica nos trópicos quentes e úmidos. *Revista do Departamento de Geografia, UNICAMP*, 16:105-118.
- Wayland, E.J. (1934). Peneplains and some erosional landforms. *Geol. Surv. Uganda, Ann. Rep. Bull.* 1:77-79.
- Webb, P.A. & Orr, C. (1997). *Analytical Methods in Fine Particle Technology*, Micromeritics Instruments Corp., Norcross, 24p.
- Winterkorn, H. & Chandrasenkharan, E.C. (1951). Laterite soils and their stabilization. *HRB. BULL*, nº 44.
- Zerwer, A. & Santamarina, J.C. (1994). Double layers in pyrometamorphosed bentonite: index properties and complex permitivity. *Appl. Clay. Sci.* 9:283-291.

**APÊNDICE A – COORDENADAS DE CAMPO E PARÂMETROS DE
CALIBRAÇÃO DO TRIAXIAL**

Tabela A.1 - Coordenadas na projeção UTM.

Nível da sequência	Amostra	X	Y
Base	AM 1	220278	8276290
Base	AM 2	220298	8276272
Base	AM 3	221271	8277310
Base	AM 4	221378	8277213
Base	AM 5	221393	8277195
Intermediário	AM 6	221577	8277003
Intermediário	AM 7	222228	8276346
Intermediário	AM 8	222789	8275783
Topo	AM 9	222976	8275608
Topo	AM 10	223477	8275129
Nível da sequência	Amostra	X	Y
Topo	RQ 1	223363	8261133
Topo	RQ 2	223126	8261769
Intermediário	RQ 3	223135	8262178
Intermediário	RQ 4	223128	8262583
Intermediário	RQ 5	223136	8263053
Intermediário	RQ 6	223126	8263314
Intermediário	RQ 7	223138	8263545
Intermediário	RQ 8	223115	8263738
Base	RQ 9	223092	8263791
Base	RQ 10	223139	8263890
Base	RQ 11	223133	8264042
Base	RQ 12	223138	8264078

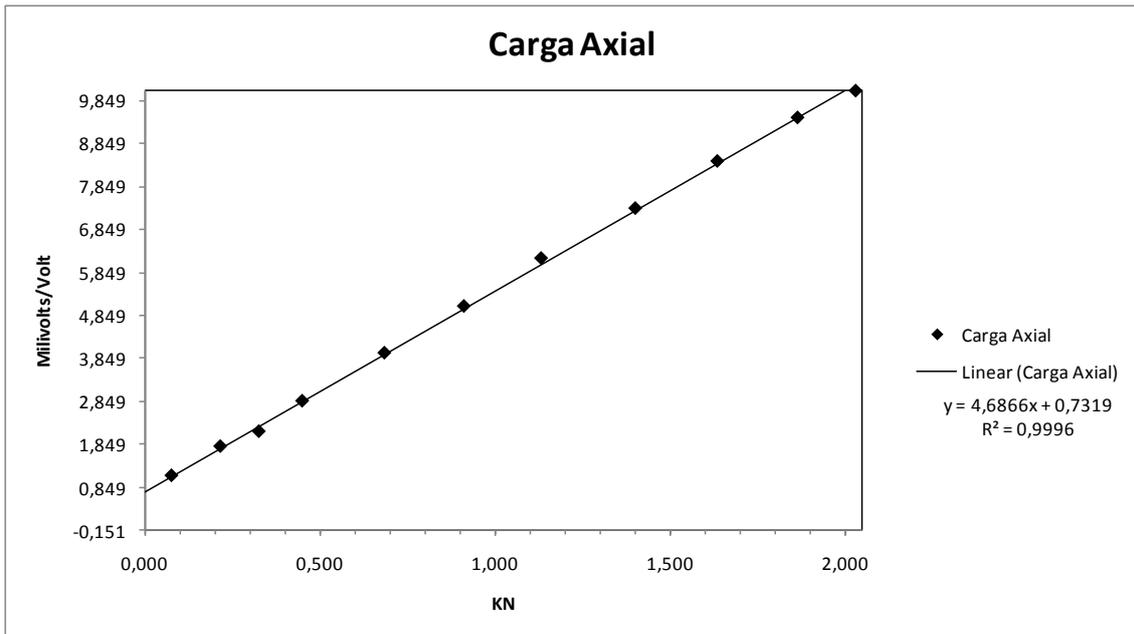


Figura A.1 - Gráfico da carga axial.

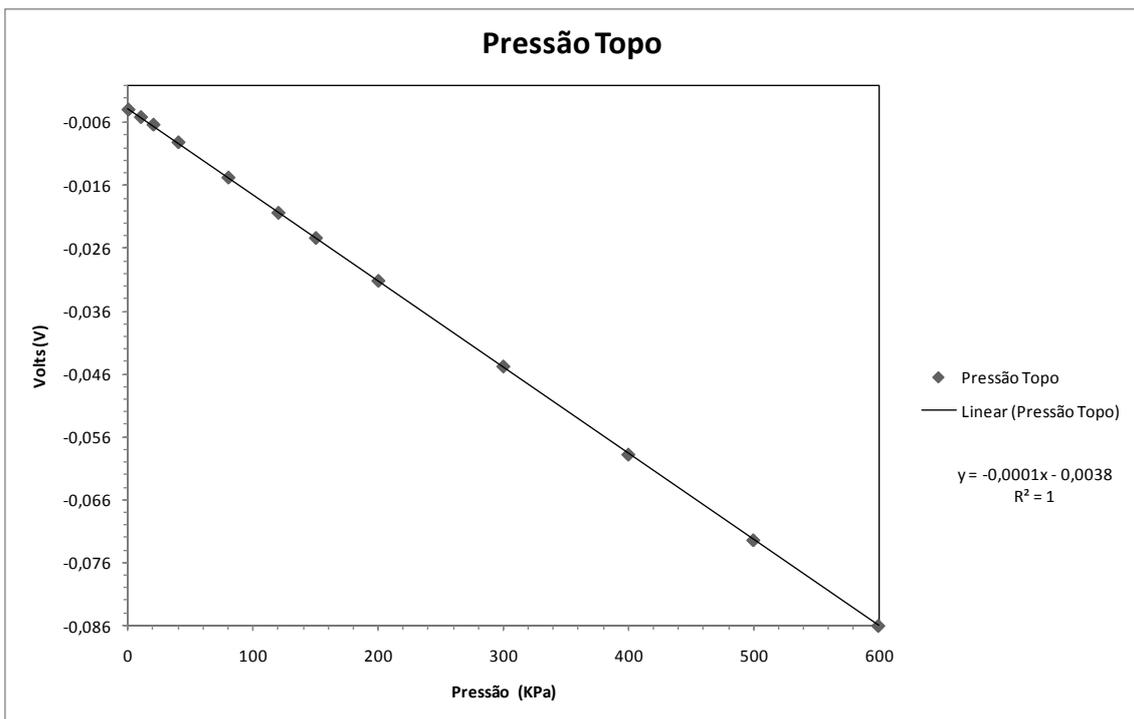


Figura A.2 - Gráfico da pressão no topo.

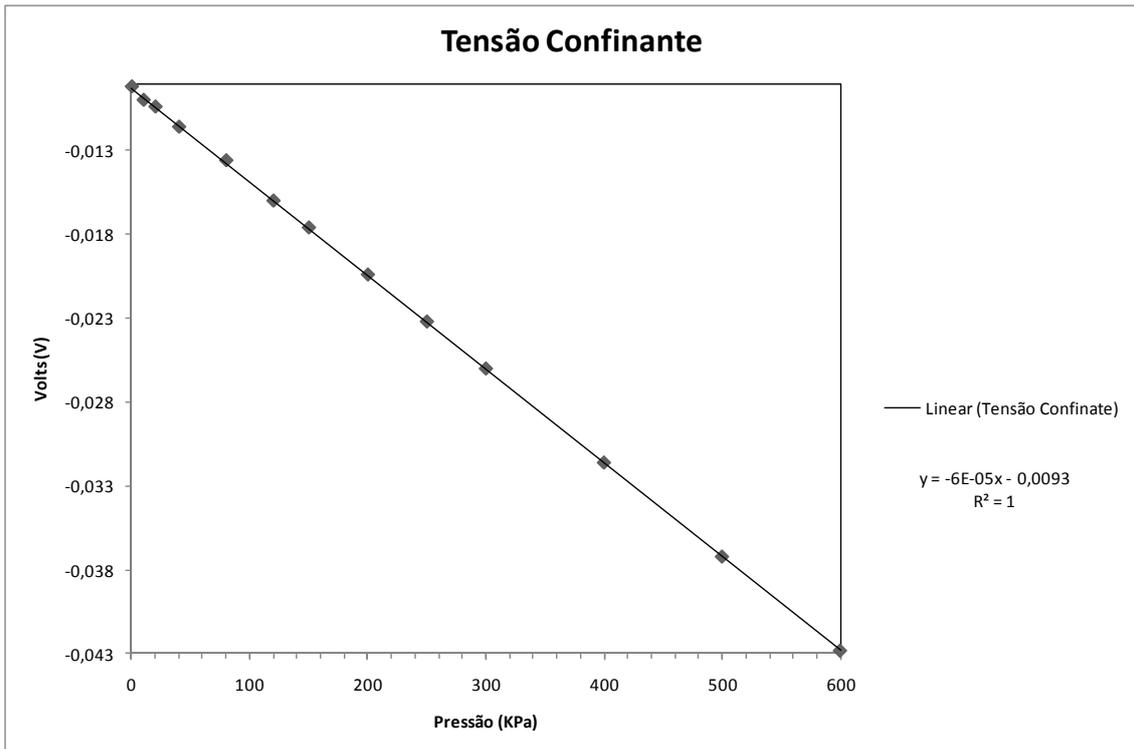


Figura A.3 - Calibração da tensão confinante da célula.

APÊNDICE B – TERMINOLOGIA DE HORIZONTES E CAMADAS DE SOLOS

B – Definição de Horizontes e Camadas de solo (IBGE , 2007)

Horizonte do solo deve ser entendido como uma seção de constituição mineral ou orgânica, à superfície do terreno ou aproximadamente paralela a esta, parcialmente exposta no perfil e dotada de propriedades geradas por processos formadores do solo que lhe confere características de intrerrelacionamento com outros horizontes componentes do perfil, dos quais se diferencia em virtude da diversidade de propriedades, resultantes da ação da pedogênese.

A conceituação de horizonte diagnóstico constitui matéria pertinente ao estabelecimento de requisito referente a um conjunto de propriedades selecionadas, em grau arbitrado como expressivo, por razão de conveniência para construção taxonômica adotado para criar, identificar e distinguir classes de solos.

B.1 - Definição de símbolos e sufixos de horizontes e camadas utilizados no Brasil (IBGE, 2007)

Para a designação dos horizontes e camadas do solo são usadas letras maiúsculas, minúsculas e números arábicos. As letras minúsculas são usadas como sufixos para qualificar distinções específicas dos horizontes ou camadas principais, diagnósticos ou não, enquanto as maiúsculas são usadas para designar horizontes ou camadas principais, horizontes transicionais ou combinações destes.

Os prefixos numéricos são usados para indicar descontinuidade litológica. Por convenção o numeral 1 é ocultado. Ex.: A, E, Bt₁, 2Bt₂, 3C₁.

Já os sufixos numéricos são usados para a subdivisão de horizontes principais em profundidade. A divisão é feita a partir da parte superior do horizonte, de forma sucessiva, sendo o símbolo numérico colocado após todas as letras usadas para designar o horizonte. Ex.: A₁, A₂, E, Bt₁, Bt₃, C.

A numeração é reiniciada sempre que houver mudança de simbolização alfabética na seqüência vertical de horizontes. Ex.: Bt₁, Bt₂, Btx₁, Btx₂; C₁, C₂, Cg₁, Cg₂. Para horizonte A ou H qualificados com sufixo p, a numeração não é reiniciada.

B.2 – Símbolos de horizontes e camadas

H – Horizonte ou camada de constituição orgânica, superficial ou não, composto de resíduos orgânicos acumulados ou em acumulação sob condições de prolongada estagnação de água, salvo se artificialmente drenado.

A – Horizonte mineral, superficial ou em seqüência a horizonte ou camada O ou H, de concentração de matéria orgânica decomposta e perda ou decomposição principalmente de componentes minerais. (Fe, Al e argila).

AB (ou AE) – Horizonte subsuperficial, com predomínio de características de horizonte A e algumas características de horizonte B (ou E).

A/B (ou A/E ou A/C) – Horizonte mesclado com partes de horizonte A e de horizonte B (ou A e E ou A e C), porém com predomínio de material de A.

AC – Horizonte subsuperficial, com predomínio de características de horizonte A e algumas características de horizonte C.

BA (ou BE) – Horizonte subsuperficial, com predomínio de características de horizonte B e algumas características de horizonte A (ou E).

B – Horizonte subsuperficial de acumulação de argila, Fe, Al, Si, húmus, CaCO₃, CaSO₄, ou de perda de CaCO₃, ou de acumulação de sesquióxidos; ou com bom desenvolvimento estrutural.

C – Horizonte ou camada mineral de material inconsolidado sob o solum, relativamente pouco afetado por processos pedogenéticos, a partir do qual o solum pode ou não ter se formado, sem ou com pouca expressão de propriedades identificadoras de qualquer outro horizonte principal.

F – Horizonte ou camada de material mineral consolidada sob A, E ou B, rico em ferro e/ou alumínio e pobre em matéria orgânica, proveniente do endurecimento irreversível da plintita, ou originado de formas de concentração possivelmente não derivadas de plintita, inclusive promovidas por translocação lateral de ferro e /ou alumínio.

B.3 – Sufixos de Horizontes e Camadas

c – Concreções ou nódulos endurecidos. Usado com A, E, B e C para designar acumulação significativa de concreções ou nódulos cimentados por material outro que não seja sílica.

f – Material laterítico e/ou bauxítico brando (plintita). Usado com A, B e C para designar concentração localizada (segregação) de constituintes minerais secundários, ricos em ferro e/ou alumínio, em qualquer caso, pobre em matéria orgânica e em mistura com argila e quartzo. Indicativo de presença de plintita.

g – Gleis. Usado com A, E, B e C para designar desenvolvimento de cores cinzentas, azuladas, esverdeadas ou mosqueamento bem expresso dessas cores, decorrentes da redução do ferro, com ou sem segregação.

i – Incipiente desenvolvimento de horizonte B. Usado exclusivamente com B para designar transformações pedogenéticas pouco expressivas, que se manifestam como: decomposição fraca do material originário ou constituintes minerais, associada à formação de argila, desenvolvimento de cor ou de estrutura; alteração química intensa associada a destruição apenas parcial da estrutura da rocha matriz e/ou desenvolvimento de cor em materiais areno-quartzosos.

w – Intensa alteração com inexpressiva acumulação de argila, com ou sem concentração de sesquióxidos. Usado exclusivamente com B para designar intensa alteração com inexpressiva acumulação de argila, com ou sem concentração de sesquióxidos.

B.4 – Características morfológicas – Transição

Denomina-se transição entre horizontes ou camadas, a faixa de separação entre os mesmos, definida em função da sua nitidez ou contraste, espessura e topografia. Quanto à nitidez ou contraste e espessura, a transição é classificada como:

- Abrupta – A faixa de separação é menor que 2,5 cm;
- Clara – A faixa de separação varia entre 2,5 e 7,5 cm;
- Gradual – A faixa de separação varia entre 7,5 e 12,5 cm;
- Difusa – A faixa de separação é maior que 12,5 cm.

Quanto à topografia a transição é classificada como:

- Plana ou horizontal – A faixa de separação dos horizontes é praticamente horizontal, paralela à superfície do solo;
- Ondulada ou sinuosa – A faixa de separação é sinuosa, sendo os desníveis, em relação a um plano horizontal, desníveis mais largos que profundos;
- Irregular – A faixa de separação dos horizontes apresenta, em relação a um plano horizontal, desníveis mais profundos que largos;
- Quebrada ou descontínua – Quando a separação entre os horizontes não é contínua. Neste caso, partes de um horizonte estão parcial ou completamente desconectadas de outras partes desse mesmo horizonte.

APÊNDICE C – INTERPRETAÇÃO DE RESULTADOS DE ANÁLISE DE SOLO

C.1 – Teores de potássio e de fósforo (IAC, Boletim 100)

A tabela a seguir apresenta os limites de teores de potássio e de fósforo. No caso do fósforo os limites de interpretação são dados para quatro grupos de culturas, com exigências crescentes de maior disponibilidade de P: florestais, perenes, anuais e hortaliças. Para o fósforo os dados se referem à extração com resina, a qual, segundo o IAC, avalia melhor que outros métodos, a disponibilidade desse nutriente para as culturas.

Teor	K ⁺ trocável	P _{resina}	
		Florestais	Hortaliças
	mmol/dm ³	-----mg/dm ³ -----	
Muito baixo	0,0-0,7	0-2	0-10
Baixo	0,8-1,5	3-5	10-25
Médio	1,6-3,0	6-10	25-60
Alto	3,1-6,0	10-20	61-120
Muito alto	> 6,0	>20	> 120

C.2 – Para a acidez, adotam-se os seguintes limites de interpretação de classes:

Acidez	pH em CaCl ₂	Saturação por bases	V %
Muito alta	Até 4,3	Muito alta	0-25
Alta	4,4-5,0	Alta	26-50
Média	5,1-5,5	Média	51-70
Baixa	5,6-6,0	Baixa	71-90
Muita baixa	> 6,0	Muita baixa	> 90

C.3 – Para o cálcio é estabelecida uma classe de teor com a interpretação seguinte:

Teor	Ca ²⁺ trocável mmol _c /dm ³
Baixo	0-3
Médio	4-7
Alto	> 7

APÊNDICE D – CARGA SUPERFICIAL

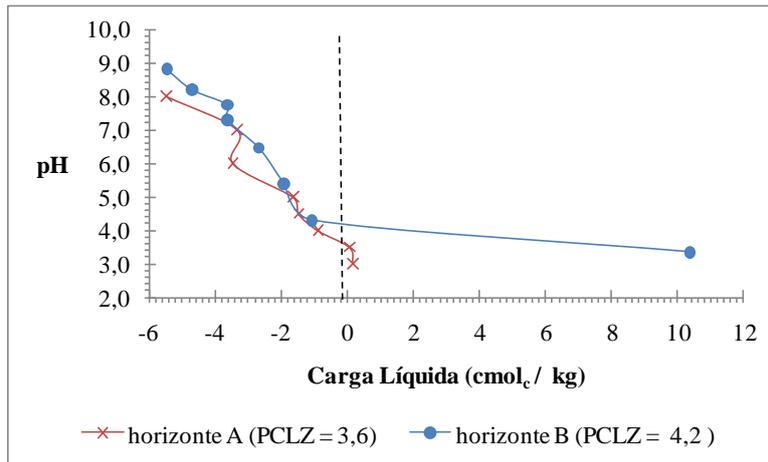


Figura D.1 - Carga superficial da amostra AM3.

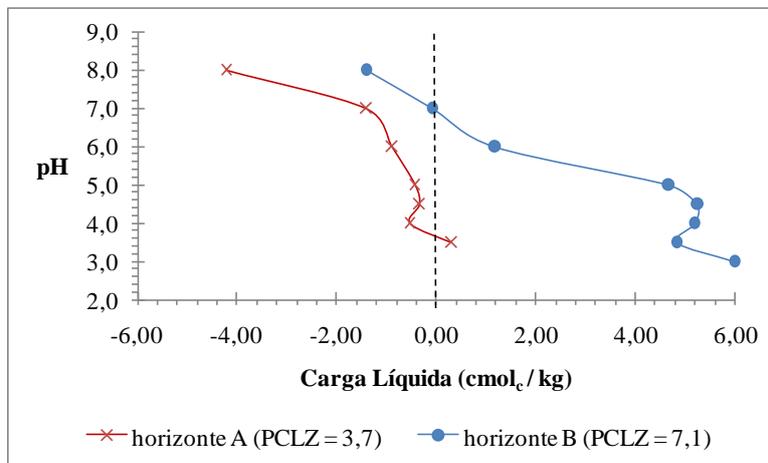


Figura D.2 - Carga superficial da amostra AM 5.

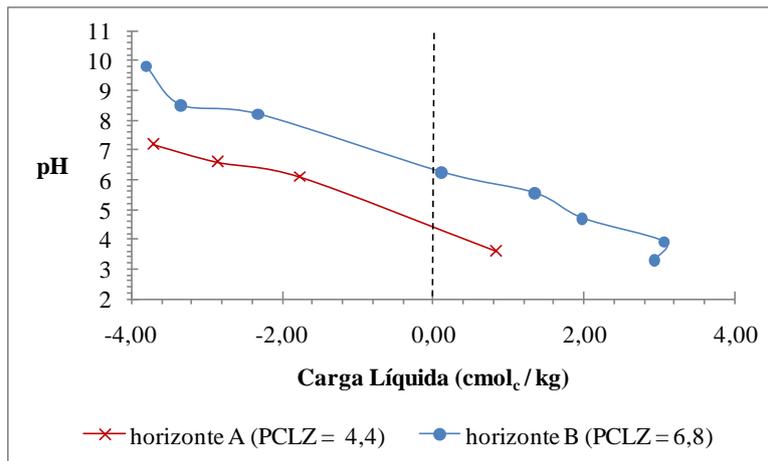


Figura D.3 - Carga superficial da amostra AM8.

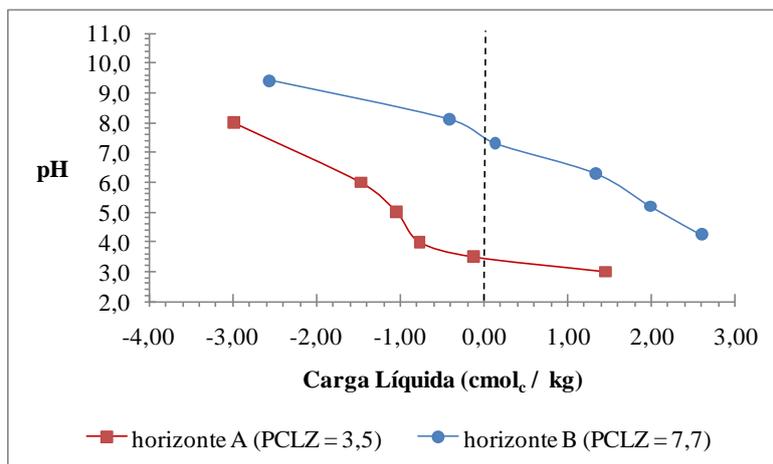


Figura D.4 - Carga superficial da amostra AM10.

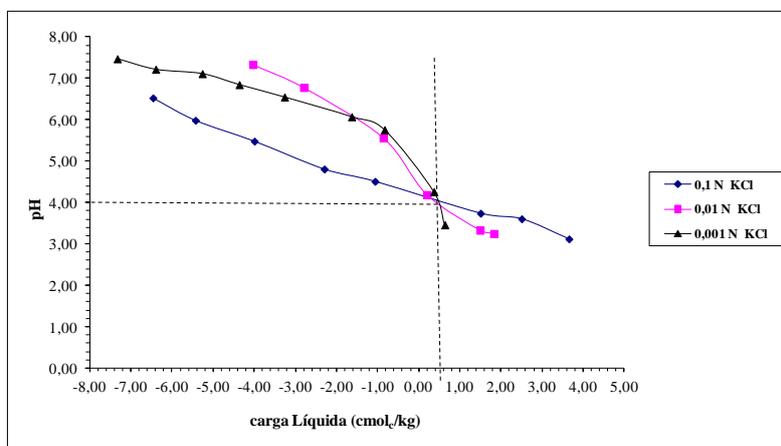


Figura D.5 - Carga superficial da Amostra AM10 horizonte A (método potenciométrico).

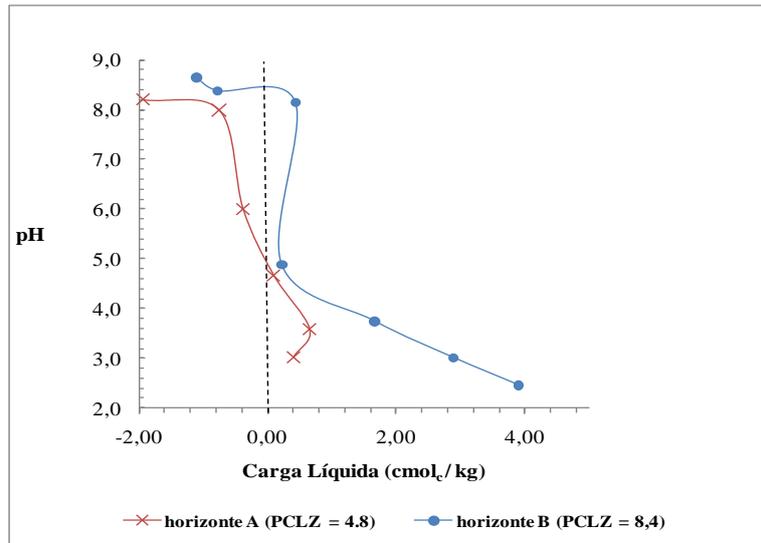


Figura D.6 - Carga superficial da amostra RQ1.

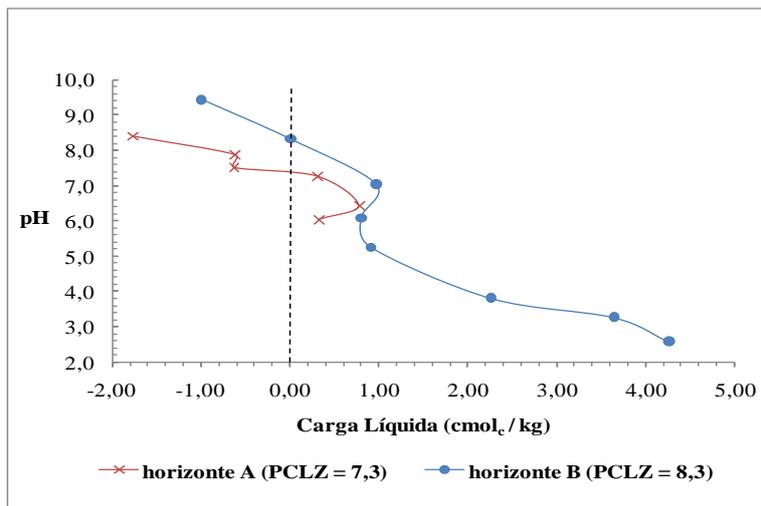


Figura D.7 - Carga superficial da amostra RQ 2.

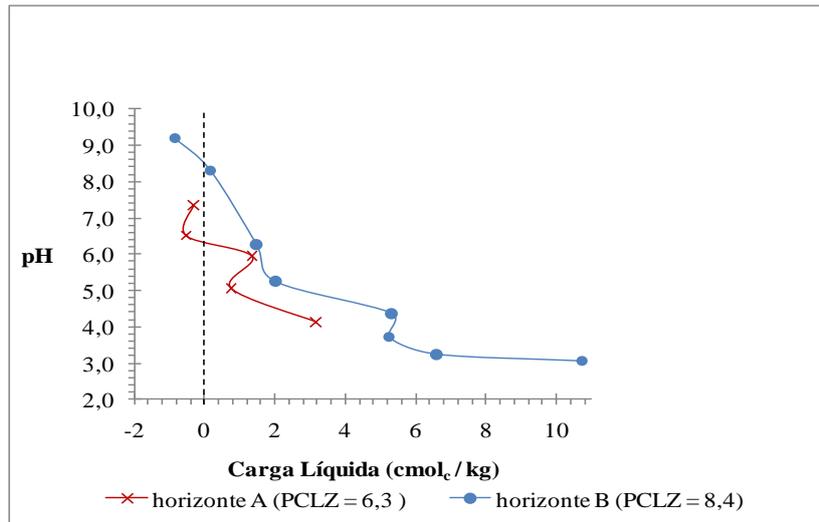


Figura D.8 - Carga superficial da amostra RQ5.

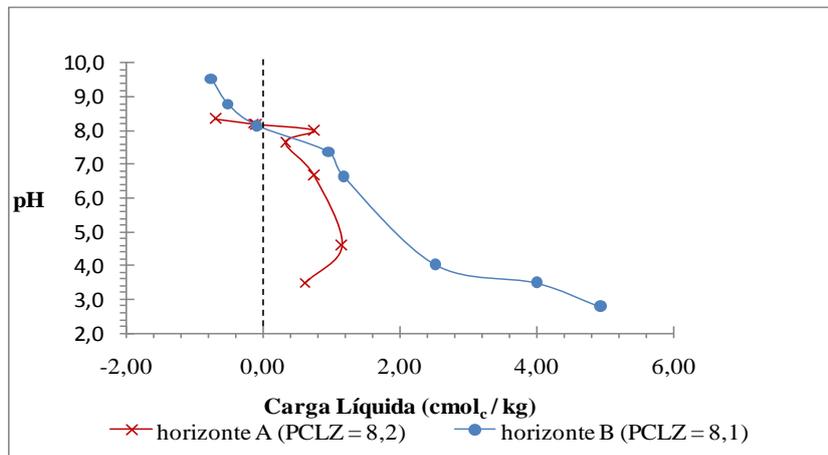


Figura D.9 - Carga superficial da amostra RQ 8.

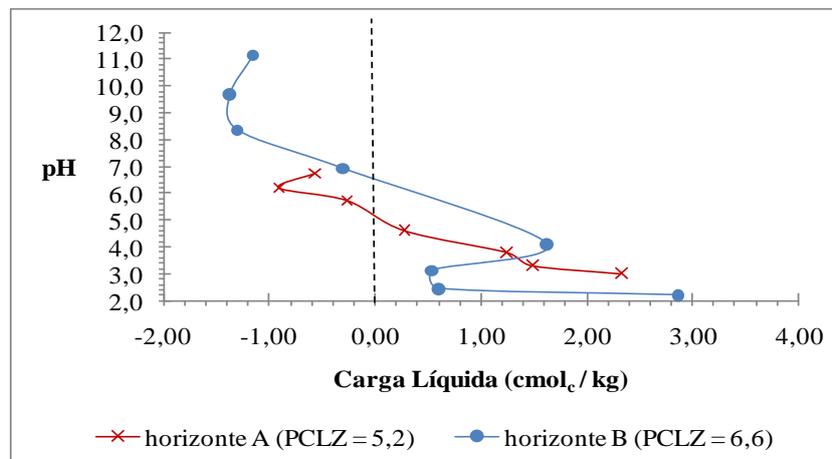


Figura D.10 - Carga superficial da amostra RQ 11.

APÊNDICE E – GRANULOMETRIA DOS SOLOS

E.1 - Grupamentos de classes de textura (IBGE, 2007)

Estabelece característica distintiva de unidades taxonômicas com respeito à composição granulométrica e diferencia os diversos solos considerando as classes textuais primárias de textura, agrupadas de acordo com os critérios a seguir:

- **Arenosa** – Compreende as classes textuais areia e areia-franca.
- **Argilosa** – Compreende classes textuais ou parte delas tendo na composição granulométrica de 350 a 600g.kg⁻¹ de argila.
- **Média** – Compreende classes textuais ou parte delas tendo na composição granulométrica menos de 350g.kg⁻¹ de argila e mais de 150g.kg⁻¹ de areia, excluídas as classes textuais ária e areia-franca.
- **Muito argilosa** – Compreende a classe textual muito argilosa com mais de 600g.kg⁻¹ de argila.
- **Siltosa** – Compreende parte de classes textuais que tenham silte maior que 650g.kg⁻¹, areia menor que 150g.kg⁻¹ e argila menor que 350g.kg⁻¹.

Para esta diferenciação é considerada a predominância textual do horizonte B ou C, quando não existe B, sendo também levada em conta no horizonte A de alguns solos. É desaconselhável a especificação do grupamento textual, no caso de solos que possuam esta característica implícita em sua definição.

Tabela E.1 - Granulometria das amostras de Águas Emendadas.

Amostra	Método	Argila (%)	Silte (%)	Areia Fina (%)	Areia Média (%)	Areia Grossa (%)	Total Areia (%)
AM3A	Fraunhofer	1,8	22,8	39,2	36,2	0,0	75,4
AM3A	30HD + U	69,4	15,8	1,7	13,2	0,0	14,9
AM3A	30HD + U + NaOH	77,4	4,7	0,2	17,6	0,0	17,8
AM3A	Pipeta	64,0	14,0	14,0		8,0	22,0
AM3A	ABNT com Defl.	83,0	9,0	4,2	3,8	0,0	8,0
AM3A	ABNT sem Defl.	1,8	10,2	24,4	61,2	2,3	85,6
AM5A	Fraunhofer	1,7	17,0	28,2	53,0	0,0	81,2
AM5A	30HD + U	70,3	13,6	3,1	12,9	0,0	16,0
AM5A	30HD + U + NaOH	77,7	4,6	0,5	17,2	0,0	17,7
AM5A	Pipeta	75,0	15,0	4,0		6,0	10,0
AM5A	ABNT com Defl.	73,1	16,9	4,2	4,7	4,7	13,6
AM5A	ABNT sem Defl.	1,8	9,9	24,3	61,0	2,3	87,6
AM7A	Fraunhofer	2,7	25,7	28,0	43,5	0,1	71,6
AM7A	30HD + U	75,2	9,3	0,8	14,6	0,1	15,5
AM7A	30HD + U + NaOH	78,2	2,7	0,0	19,1	0,1	19,2
AM7A	Pipeta	75,0	14,0	17,0		5,0	22,0
AM8A	Fraunhofer	2,5	21,1	26,8	49,4	0,1	76,3
AM8A	30HD + U	70,8	13,6	2,9	12,4	0,1	15,4
AM8A	30HD + U + NaOH	76,4	7,3	1,1	15	0,1	16,2
AM8A	Pipeta	53	14	25		8	33
AM9A	Fraunhofer	2,7	24,3	28,7	44	0,1	72,8
AM9A	30HD + U	74,4	9,8	1,4	14,2	0,1	15,7
AM9A	30HD + U + NaOH	78	3,3	0,4	18,2	0,1	18,7
AM9A	Pipeta	60	15	18		7	25
AM9A	ABNT com Defl.	38,3	20,3	29,4	11,4	0,4	41,2
AM9A	ABNT sem Defl.	1,8	22,4	39,6	36,0	0,2	75,8
AM10A	Fraunhofer	0,9	12,1	45,8	41	0,1	86,9
AM10A	30HD + U	56,4	14,7	14	14,7	0,1	28,8
AM10A	30HD + U + NaOH	74,2	6,4	4,5	14,7	0,1	19,3
AM10A	Pipeta	30	7	53		10	63
AM10A	ABNT com Defl.	28,1	9,3	52,4	9,9	0,2	62,5
AM10A	ABNT sem Defl.	1,7	28,7	42,6	26,7	0,3	69,6
AM3B	Fraunhofer	1,4	17,5	34,1	46,9	0,1	17,5
AM3B	30HD + U	74,6	5,9	0	19,4	0,1	19,5
AM3B	30HD + U + NaOH	77,6	5,5	0,3	16,5	0,1	16,9
AM3B	Pipeta	79	15	3		3	6
AM3B	ABNT com Defl.	65,6	33,4	0,0	0,9	0,0	0,9
AM3B	ABNT sem Defl.	1,7	26,7	22,9	41,7	7,0	71,6
AM5B	Fraunhofer	0,2	20,7	43,3	35,7	0	79
AM5B	30HD + U	76,8	6,3	0,2	16,6	0	16,8
AM5B	30HD + U + NaOH	80,1	2	0,4	16,5	0	16,9
AM5B	Pipeta	73	15	7		5	12
AM5B	ABNT com Defl.	78,1	18,9	0,6	2,4	0,0	3
AM5B	ABNT sem Defl.	1,8	26,9	29,2	41,4	0,7	71,3
AM7B	Fraunhofer	1,3	22,4	40,3	35,9	0	76,2
AM7B	30HD + U	77,2	4,1	0	18,6	0	18,6
AM7B	30HD + U + NaOH	79,2	2,6	0	17,6	0	17,6
AM7B	Pipeta	78	16	2		4	6
AM8B	Fraunhofer	2,1	26,8	40,3	30,4	0,2	70,9
AM8B	30HD + U	73	12	1,3	13,3	0,2	14,8
AM8B	30HD + U + NaOH	77,8	4,4	1	16,4	0,2	17,6
AM8B	Pipeta	58	12	24		6	30
AM9B	Fraunhofer	1,4	23,8	41,2	33,4	0,2	74,8
AM9B	30HD + U	76	3,5	0,1	20,1	0,2	20,4
AM9B	30HD + U + NaOH	76,6	1,9	0,3	21	0,2	21,5
AM9B	Pipeta	66	11	18		5	23
AM9B	ABNT com Defl.	57,5	22,8	14,8	4,8	0,1	19,7
AM9B	ABNT sem Defl.	1,5	16,4	26,7	51,3	4,1	82,1
AM10B	Fraunhofer	2,1	19,3	48,1	30,4	0,1	78,6
AM10B	30HD + U	72,2	6,9	5,7	15	0,1	20,8
AM10B	30HD + U + NaOH	74,8	5,1	4,1	15,8	0,1	20
AM10B	Pipeta	34	6	51		9	60
AM10B	ABNT com Defl.	29,7	8,7	51,3	10,1	0,1	61,5
AM10B	ABNT sem Defl.	1,8	13,8	52,7	31,5	0,2	84,4

Tabela E.2 - Granulometria das amostras do córrego Quinze.

Amostra	Método	Argila (%)	Silte (%)	Areia Fina (%)	Areia Média (%)	Areia Grossa (%)	Total Areia (%)
RQ1A	fraunhofer	2,1	26,6	42,5	28,6	0,2	71,3
RQ1A	30HD +U	64,9	17,0	5,5	12,5	0,2	18,1
RQ1A	30HD+U+NaOH	76,4	6,4	2,0	15,0	0,2	17,2
RQ2A	fraunhofer	1,8	26,7	38,3	33,1	0	71,4
RQ2A	30HD +U	74,5	8,1	0,6	16,6	0	17,2
RQ2A	30HD+U+NaOH	75,2	2,9	0	21,7	0	21,7
RQ5A	fraunhofer	4,1	39,7	32,8	23,2	0,1	56,1
RQ5A	30HD +U	68,8	16,6	2,5	11,8	0,1	14,4
RQ5A	30HD+U+NaOH	73,2	12,3	0,4	13,8	0,1	14,3
RQ6A	fraunhofer	2,2	28,9	43,6	25,1	0,1	68,8
RQ6A	30HD +U	67,1	12,1	7,2	13,5	0,1	20,8
RQ6A	30HD+U+NaOH	77,7	3,9	1,6	16,7	0,1	18,4
RQ8A	fraunhofer	2,9	29,4	40,7	24,9	0,3	65,9
RQ8A	30HD +U	65,8	16	3,2	12,8	0,3	16,3
RQ8A	30HD+U+NaOH	73,7	7,4	0,9	15,8	0,3	17,0
RQ11A	fraunhofer	1,2	17,4	40,3	34,3	0,9	75,5
RQ11A	30HD +U	51,3	17,8	11,4	12,8	0,9	25,1
RQ11A	30HD+U+NaOH	70,9	6,8	1,1	14,5	0,9	16,5
RQ1B	fraunhofer	1,5	26,8	45,9	25,7	0,1	71,7
RQ1B	30HD +U	49,7	7,8	1	41,3	0,1	42,4
RQ1B	30HD+U+NaOH	78	2,7	1	18,1	0,1	19,2
RQ2B	fraunhofer	1,1	22,3	46,2	30,4	0	76,6
RQ2B	30HD +U	75,4	3,6	0	20,9	0	20,9
RQ2B	30HD+U+NaOH	76,6	2,5	0	20,9	0	20,9
RQ5B	fraunhofer	2	24	39,7	33,1	0,1	72,9
RQ5B	30HD +U	75,2	2,5	0	21,9	0,1	22,0
RQ5B	30HD+U+NaOH	78,4	2,5	0	18,7	0,1	18,8
RQ6B	fraunhofer	2,3	35,6	36,7	25,3	0,1	62,1
RQ6B	30HD +U	72,8	13,3	0,1	13,7	0,1	13,9
RQ6B	30HD+U+NaOH	78,5	7,3	0,3	13,9	0,1	14,2
RQ8B	fraunhofer	3,1	31,8	39,6	24,2	0,3	64,1
RQ8B	30HD +U	67,0	19,6	1,4	10,8	0,3	12,4
RQ8B	30HD+U+NaOH	76,9	6,7	1,1	14,0	0,3	15,3
RQ11B	fraunhofer	3,3	32,1	51,6	9,1	0,3	61,0
RQ11B	30HD +U	67,4	11,8	5,2	11,6	0,3	17,1
RQ11B	30HD+U+NaOH	68,9	8,1	7,5	11,6	0,3	19,4

Tabela E.3 - Classificação MCT expedita (táctil visual).

Amostra	Tempo ascensão da água (min)	Contração (mm)	valor da contração calculada	Umidade de moldagem w (%)	Resist. ao esmag. bola seca	Símbolo do Grupo	Nome do grupo
AM3A	16	2,05	2,02	53,80	MA	LG'	Argiloso Laterítico
AM3C	6	1,63	1,82	40,88	MA	LG'	Argiloso Laterítico
AM4A	13	1,22	1,57	35,35	MA	LA'-LG'	Arenoso Laterítico Argiloso Laterítico
AM4B	12	1,49	1,75	37,43	MA	LA'-LG'	Arenoso Laterítico Argiloso Laterítico
AM5A	13	0,97	1,38	39,39	MA	LA'	Arenoso Laterítico
AM5B	7	1,12	1,5	38,36	MA	LA'-LG'	Arenoso Laterítico Argiloso Laterítico
AM6A	9	0,91	1,32	40,33	MA	LA'	Arenoso Laterítico
AM6B	9	0,88	1,29	37,30	MA	LA'	Arenoso Laterítico
AM7A	7	0,88	1,29	42,00	MA	LA'	Arenoso Laterítico
AM7B	8	1,37	1,67	40,00	MA	LA'-LG'	Arenoso Laterítico Argiloso Laterítico
AM8A	4	1,02	1,42	20,32	MA	LA'-LG'	Arenoso Laterítico Argiloso Laterítico
AM8B	11	1,21	1,57	16,98	MA	LA'-LG'	Arenoso Laterítico Argiloso Laterítico
AM9A	1	1,4	1,69	35,35	MA	LA'-LG'	Arenoso Laterítico Argiloso Laterítico
AM9B	8	1,18	1,55	32,25	MA	LA'-LG'	Arenoso Laterítico Argiloso Laterítico
AM10A	1	0,29	0,49	19,34	MA	LA	Areia Laterítica
AM10B	5	1,19	1,55	20,05	MA	LA'-LG'	Arenoso Laterítico Argiloso Laterítico
RQ2A	12	1,13	1,51	39,64	MA	LA'-LG'	Arenoso Laterítico Argiloso Laterítico
RQ2B	6	1,29	1,62	39,96	MA	LA'-LG'	Arenoso Laterítico Argiloso Laterítico
RQ5A	5	1,23	1,58	23,29	MA	LA'-LG'	Arenoso Laterítico Argiloso Laterítico
RQ5B	11	1,29	1,62	39,79	MA	LA'-LG'	Arenoso Laterítico Argiloso Laterítico
RQ8A	9	1,06	1,41	31,45	MA	LA'-LG'	Arenoso Laterítico Argiloso Laterítico
RQ8B	6	0,76	1,17	37,43	MA	LA'	Arenoso Laterítico

APÊNDICE F – CURVA CARACTERÍSTICA PELO MÉTODO DA CENTRÍFUGA

Tabela F.1- Dados da curva característica das amostras de Águas Emendadas profundidade de 90 a 130 cm.

SUCÇÃO (kPa)	θ (m ³ .m ⁻³) AM3B	Sr (%) AM3B	θ (m ³ .m ⁻³) AM5B	Sr (%) AM5B	θ (m ³ .m ⁻³) AM5B	Sr (%) AM5B
0,10	0,58	88,12	0,64	93,62	0,53	83,79
6,08	0,44	68,05	0,40	59,33	0,45	73,43
10,13	0,38	59,90	0,33	48,50	0,29	49,73
33,44	0,32	48,84	0,29	42,54	0,24	37,07
60,80	0,30	45,94	0,27	40,16	0,23	34,75
101,33	0,29	45,32	0,26	39,16	0,22	33,44
1519,88	0,25	36,93	0,23	33,98	0,17	28,50
SUCÇÃO (kPa)	θ (m ³ .m ⁻³) AM7B	Sr (%) AM7B	θ (m ³ .m ⁻³) AM9B	Sr (%) AM9B	θ (m ³ .m ⁻³) AM10B	Sr (%) AM10B
0,10	0,53	83,79	0,59	91,71	0,45	82,94
6,08	0,45	73,43	0,39	60,05	0,27	49,26
10,13	0,29	49,73	0,31	48,27	0,23	44,15
33,44	0,24	37,07	0,26	40,26	0,18	33,26
60,80	0,23	34,75	0,24	37,95	0,17	30,87
101,33	0,22	33,44	0,23	36,17	0,16	30,84
1519,88	0,17	28,50	0,20	31,95	0,14	26,07

Tabela F.2 - Dados do índice de vazios das amostras de Águas Emendadas profundidade de 90 a 130 cm representando as camada B e C.

AMOSTRA	e
AM3C	1,91
AM5B	2,04
AM7B	1,59
AM9B	1,88
AM10B	1,20

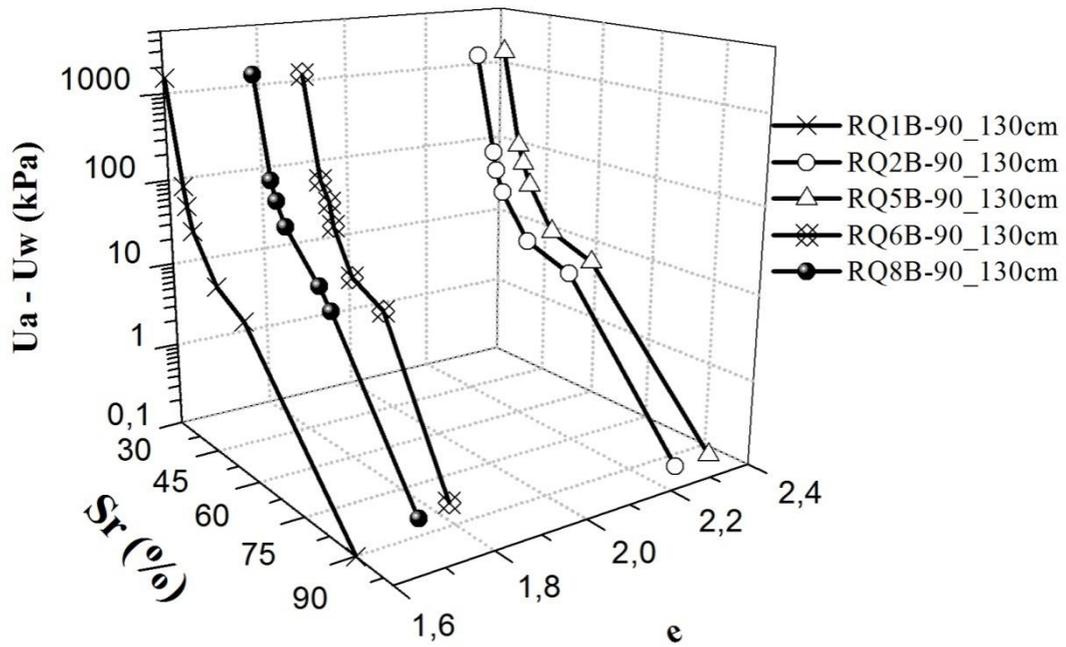


Figura F.1 - Curva característica da camada B das amostras do córrego Quinze.

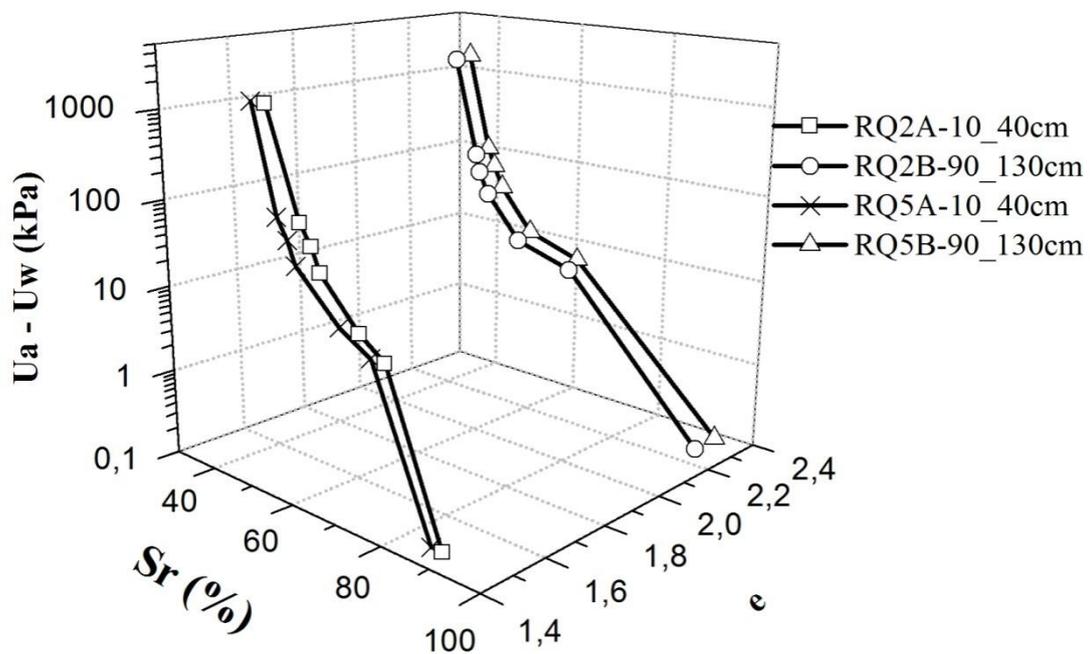


Figura F.2 - Curva característica comparação das camadas A e B das amostras do córrego Quinze.

APÊNDICE G – VOLUME DE MICROPOROS E ÁREA SUPERFICIAL ESPECÍFICA (ASE) E SUAS RELAÇÕES COM A GRANULOMETRIA E CONSTITUINTES MINERAIS DA FRAÇÃO ARGILA.

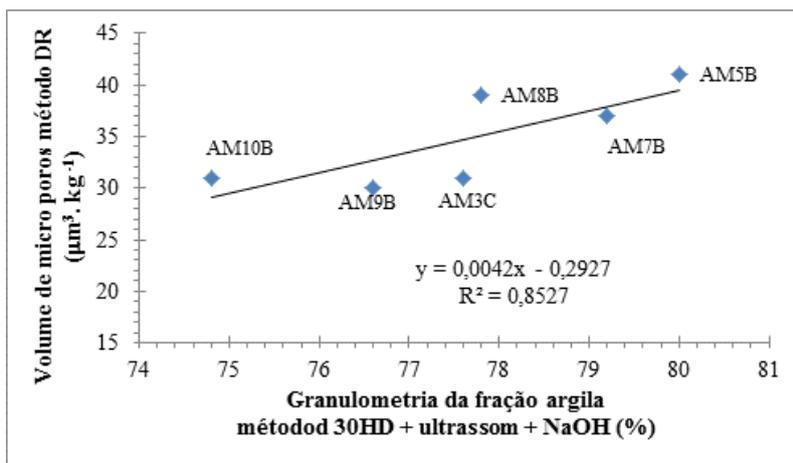


Figura G.1 - Volume de microporos versus granulometria.

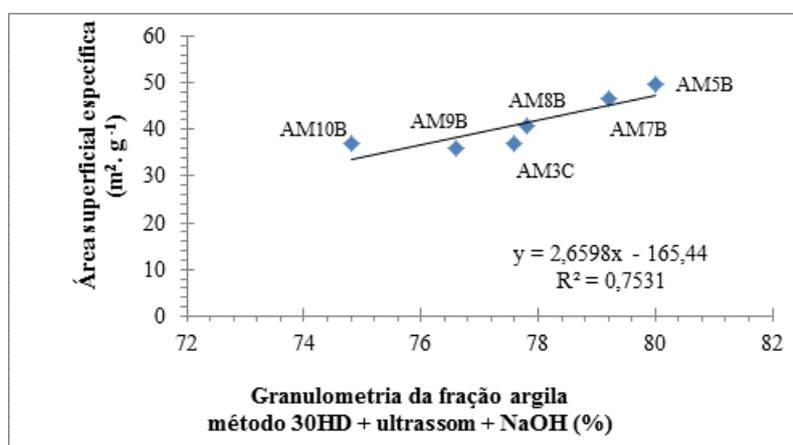


Figura G.2 - ASE versus granulometria

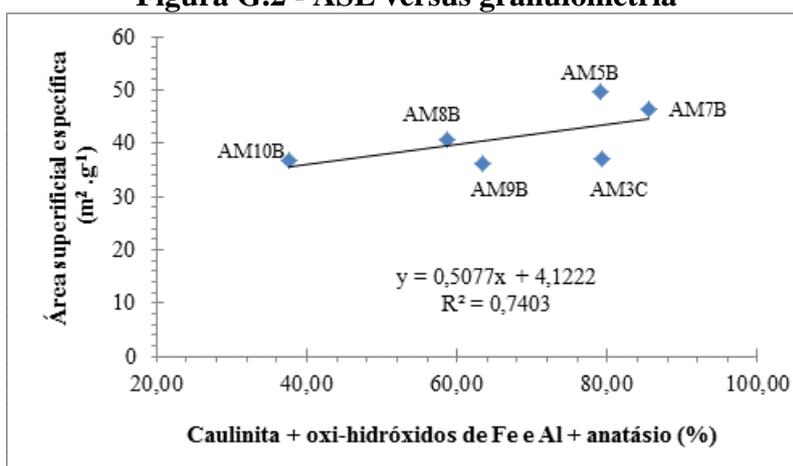


Figura G.3 - ASE versus mineralogia da fração argila

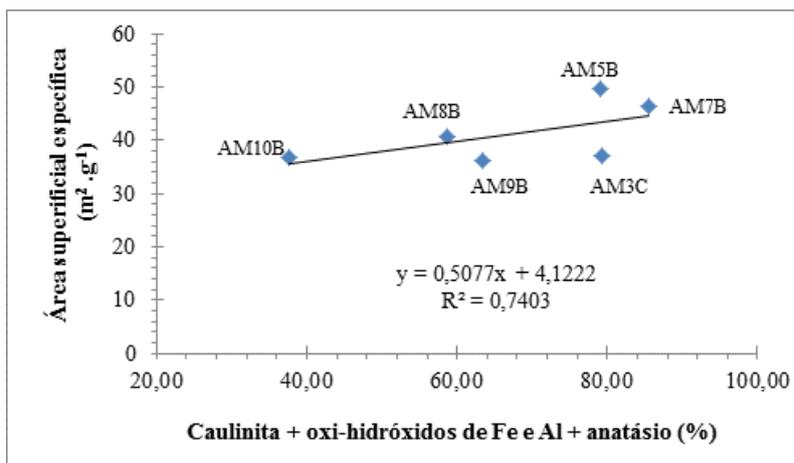


Figura G.4 - ASE versus mineralogia da fração argila.

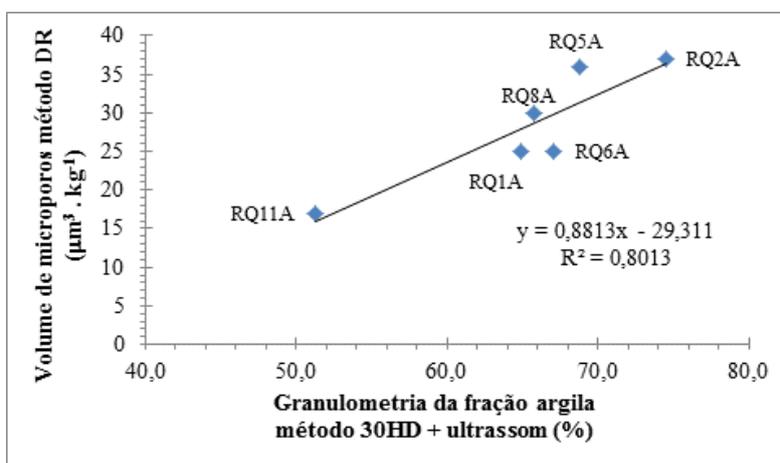


Figura G.5 - Volume de microporos versus granulometria da fração argila.

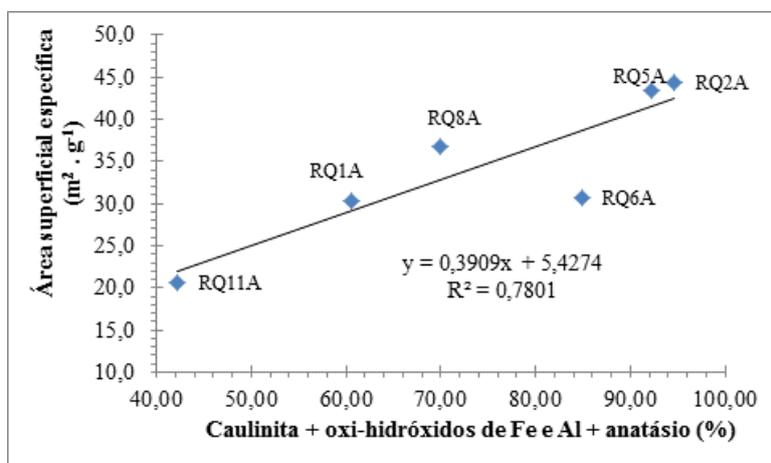


Figura G.6 - ASE versus mineralogia da fração argila.

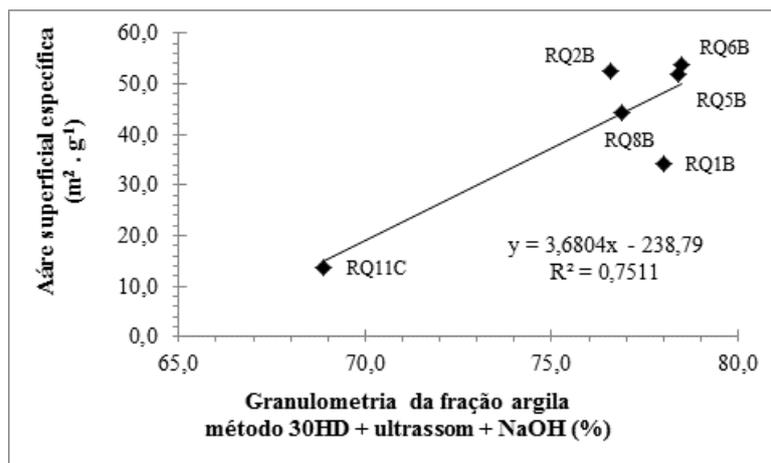


Figura G.7 - ASE versus granulometria.

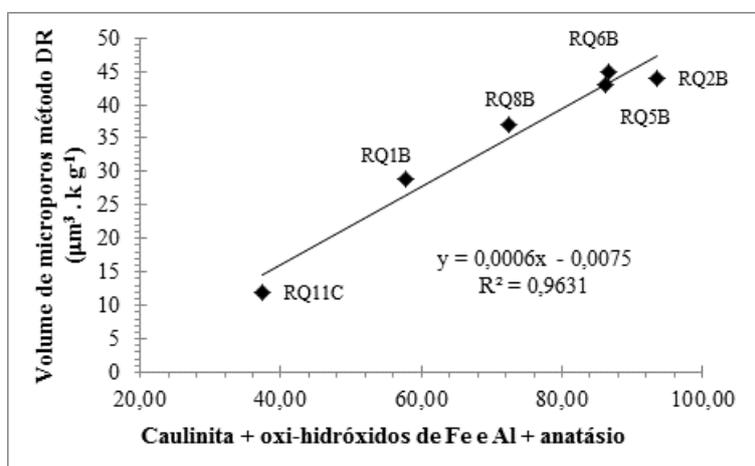


Figura G.8 - Volume de microporos versus mineralogia da fração argila.

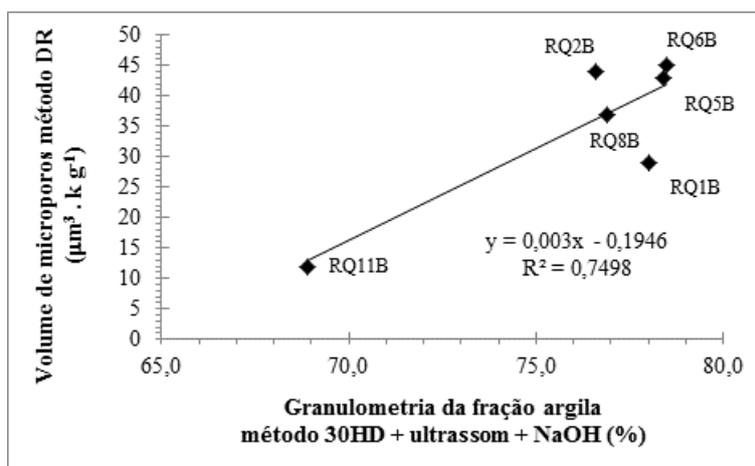


Figura G.9 - Volume de microporos versus granulometria.

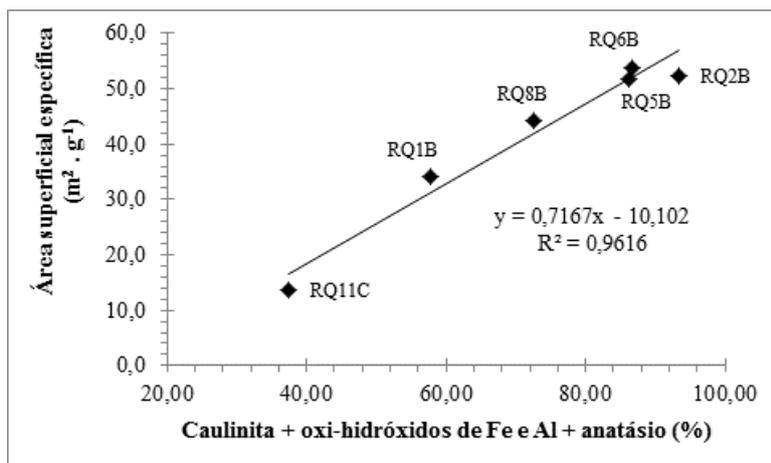


Figura G.10 - ASE versus mineralogia da fração argila.

APÊNDICE H – RESISTÊNCIA DE CONE

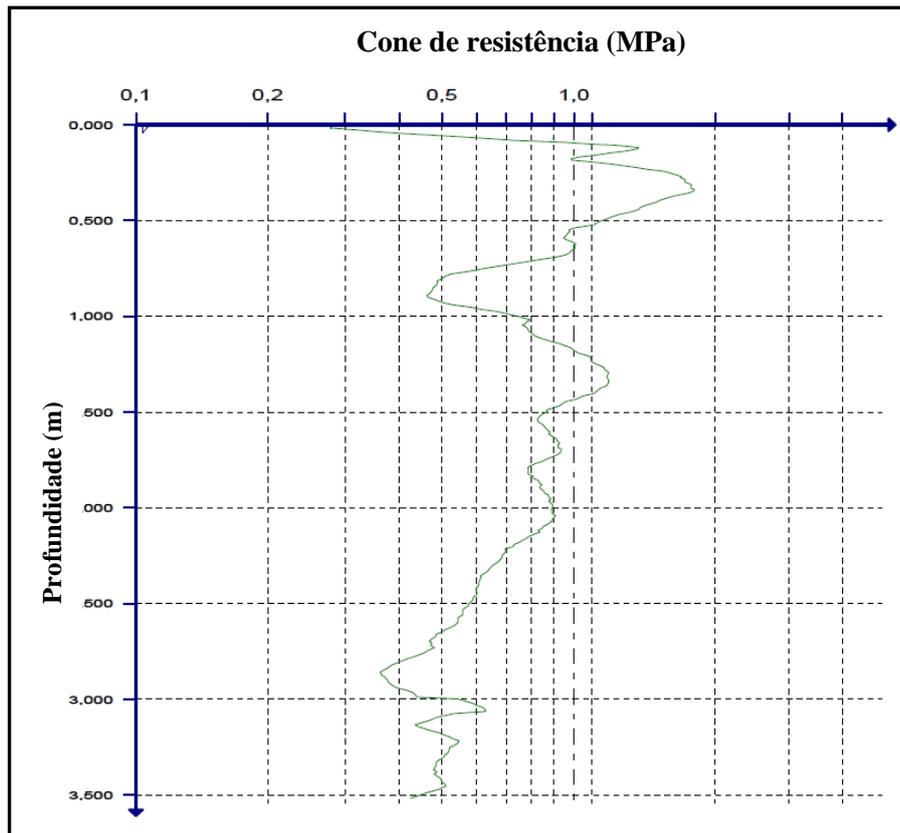


Figura H.1 - Penetrograma do ponto AM5, determinado pelo Panda.

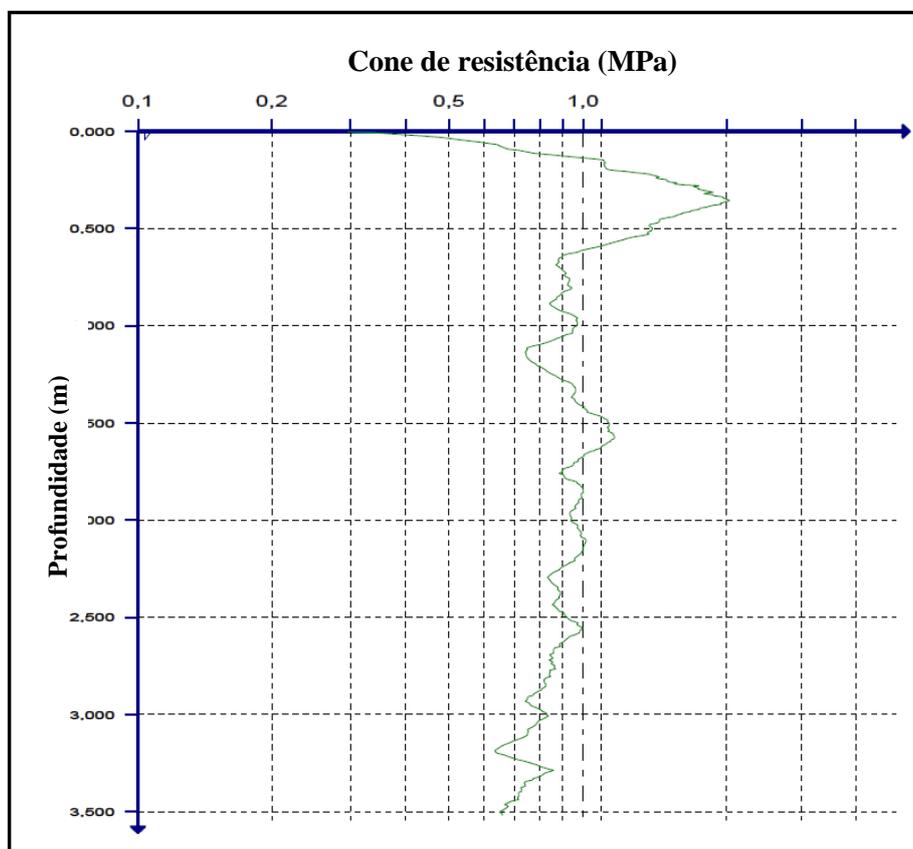


Figura H.2 - Penetrograma do ponto AM7 determinado pelo Panda.

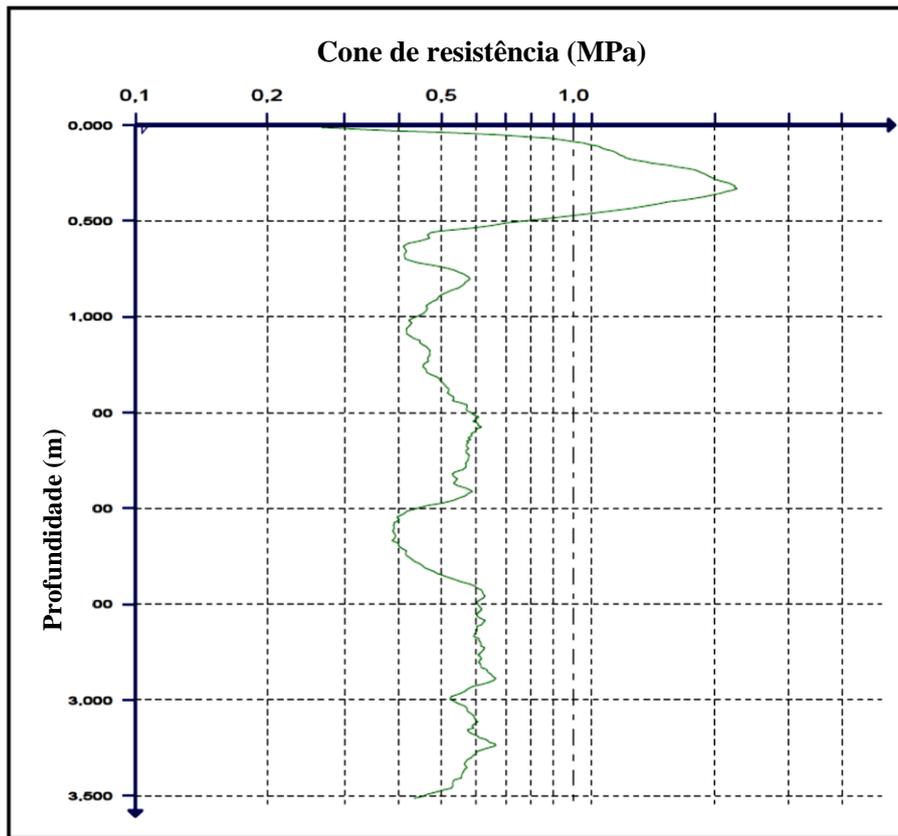


Figura H.3 - Penetrograma do ponto AM9, determinado pelo Panda.

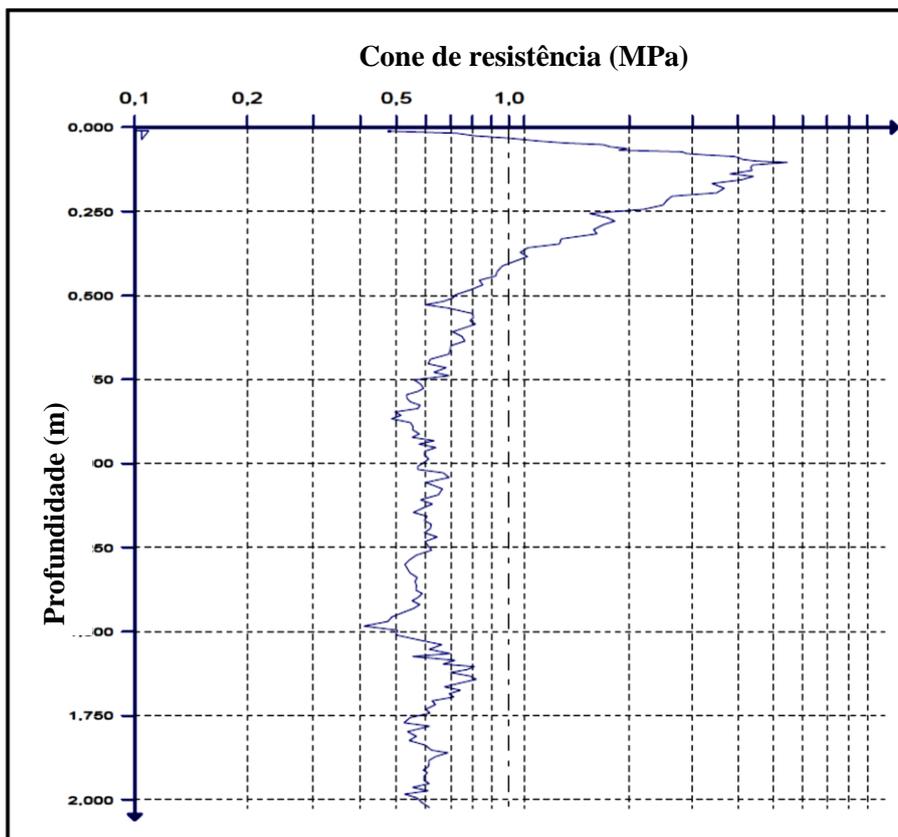


Figura H.4 - Penetrograma do ponto RQ1, determinado pelo Panda.

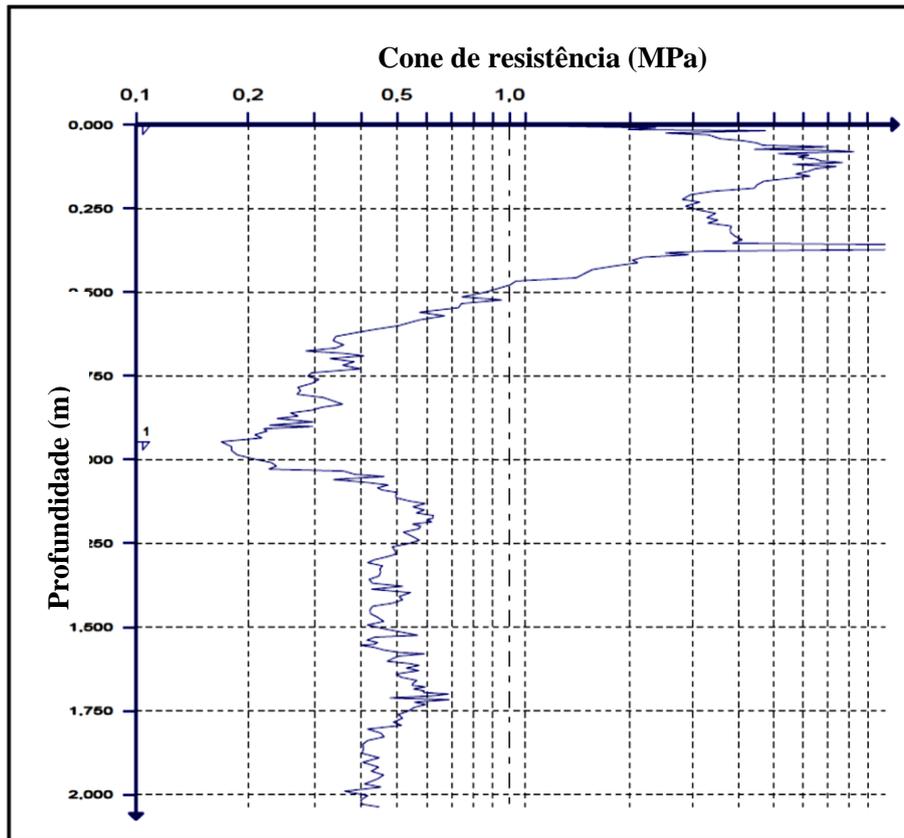


Figura H.5 - Penetrograma do ponto RQ2, determinado por meio do Panda.

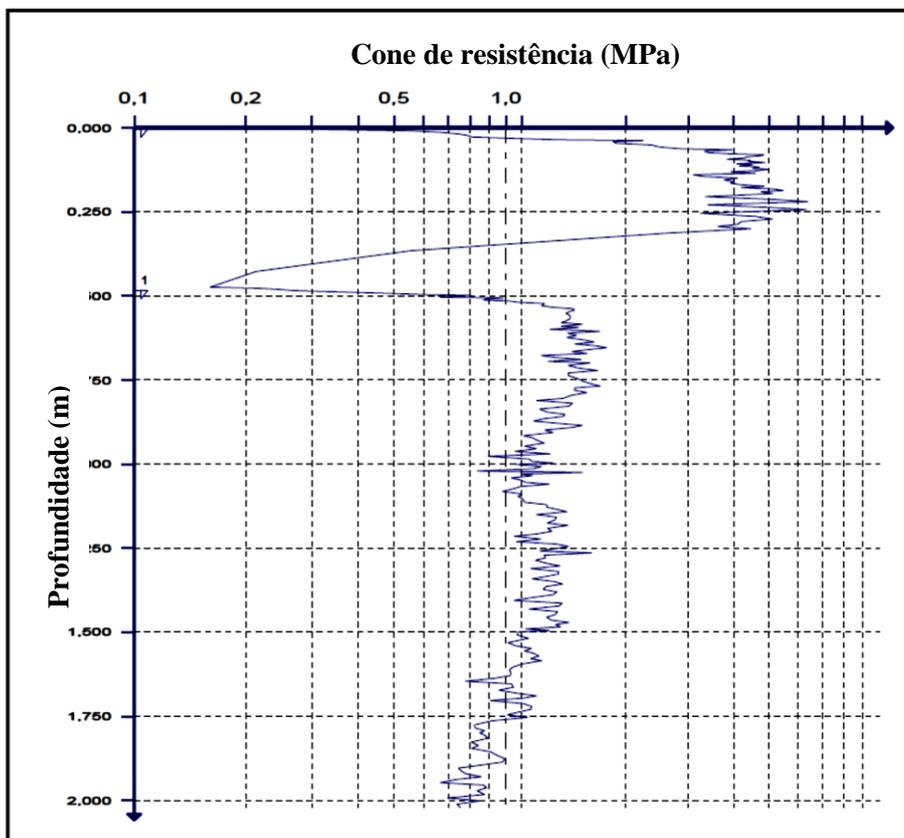


Figura H.6 - Penetrograma do ponto RQ5, determinado por meio do Panda.

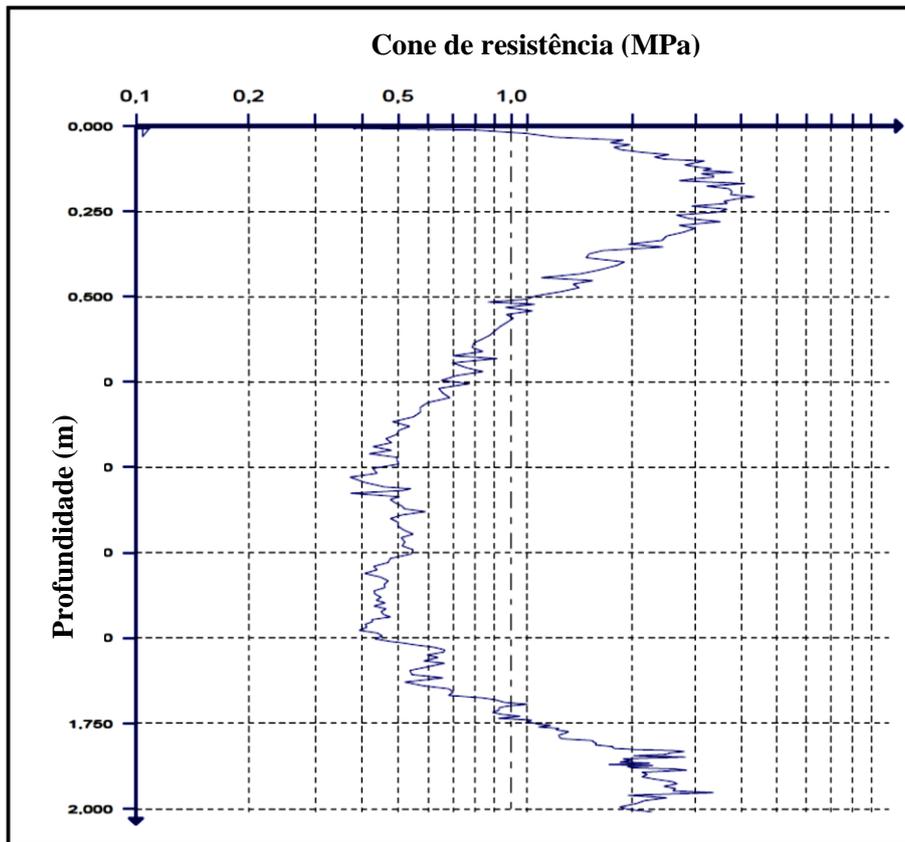


Figura H.7 - Penetrograma do ponto RQ8, determinado por meio do Panda.

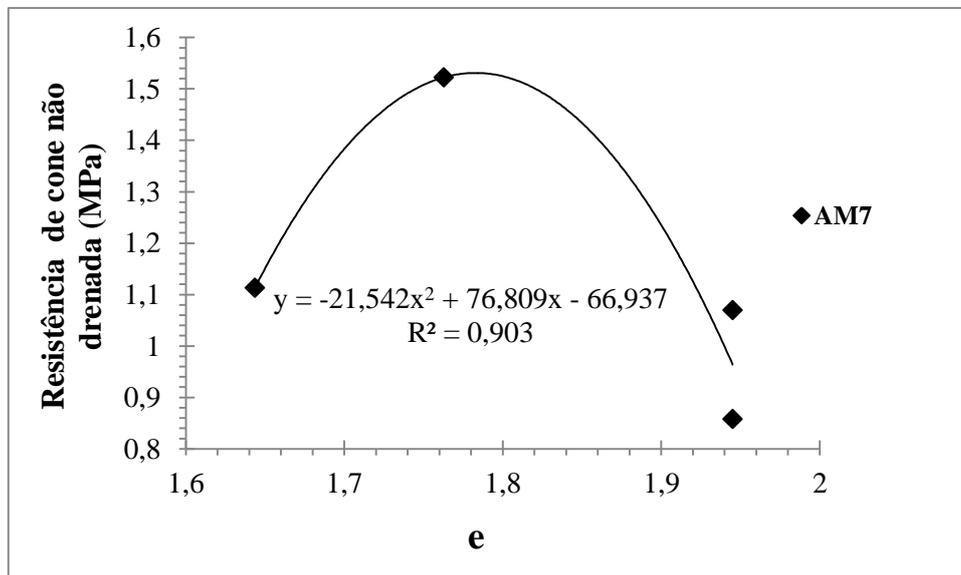


Figura H.8 - Resistência de cone não drenada versus índice de vazios.

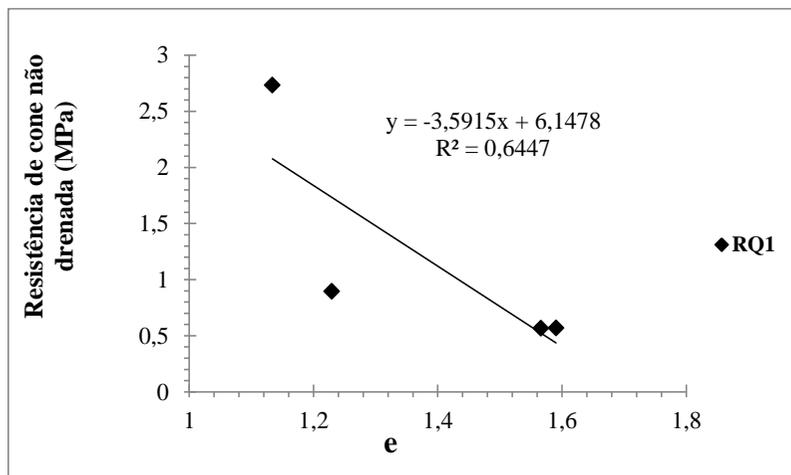


Figura H.9 - Resistência de cone não drenada versus índice de vazios.

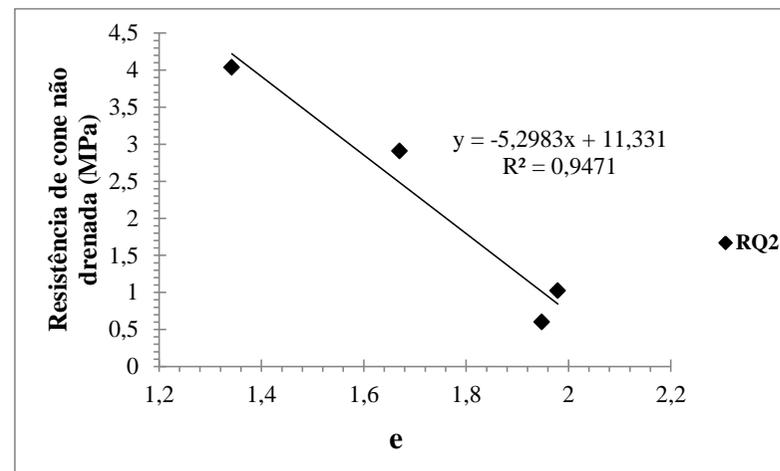


Figura H.10 - Resistência de cone não drenada versus índice de vazios.

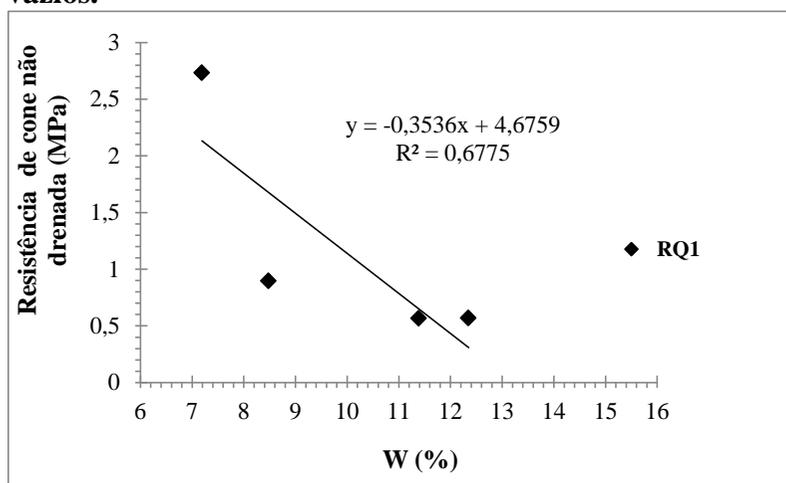


Figura H.11 - Resistência de cone não drenada versus umidade.

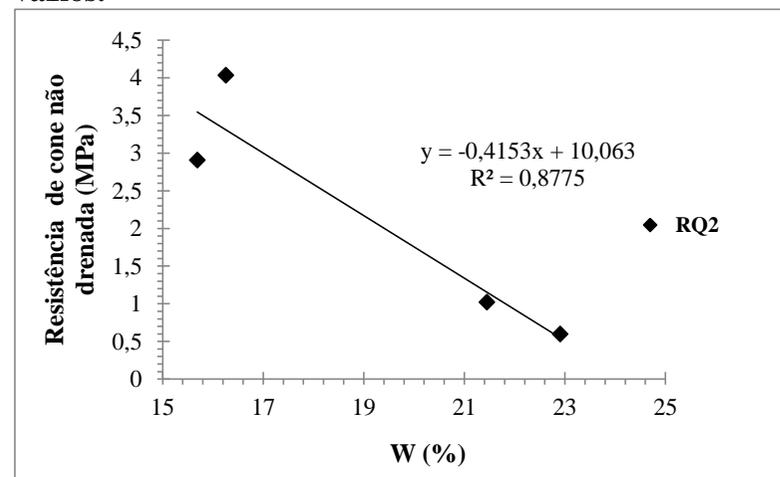


Figura H.12 - Resistência de cone não drenada versus umidade.

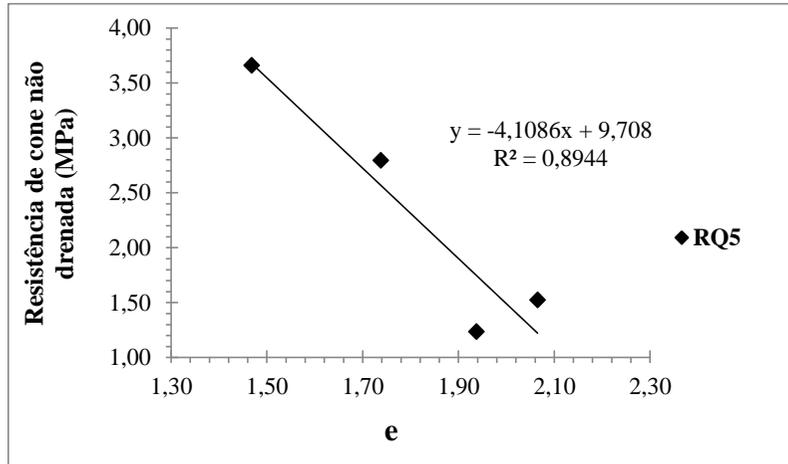


Figura H.13 - Resistência de cone não drenada versus índice de vazios.

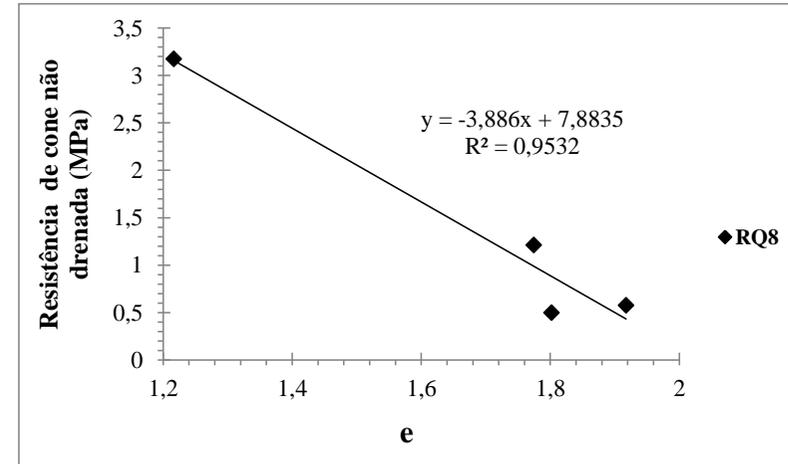


Figura H.14 - Resistência de cone não drenada versus índice de vazios.

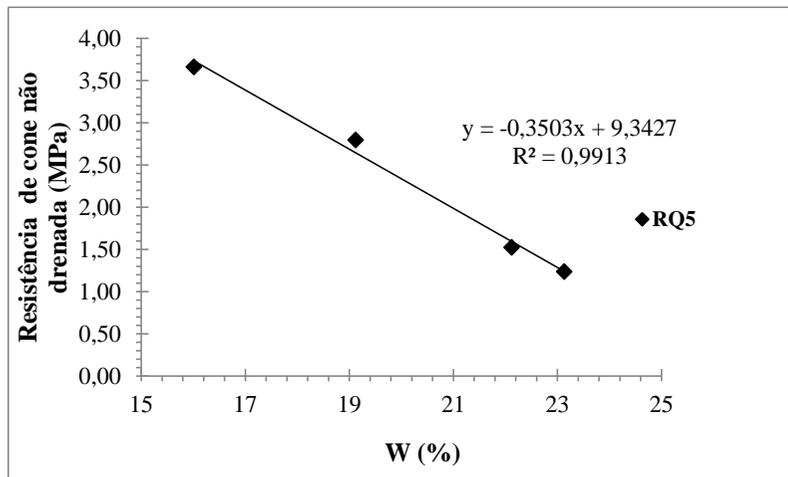


Figura H.15 - Resistência de cone não drenada versus umidade.

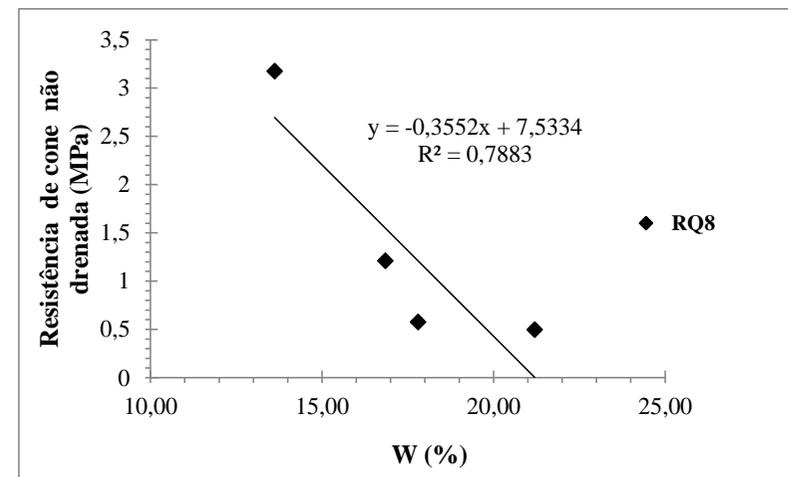


Figura H.16 - Resistência de cone não drenada versus umidade.

I – ENSAIOS TRIAXIAIS

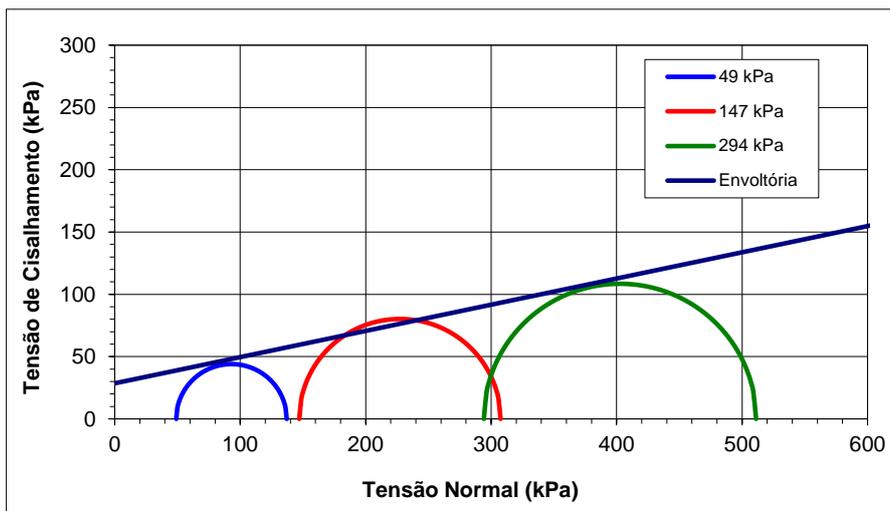


Figura I.1 - Envoltória obtida por tensões totais amostra RQ1.

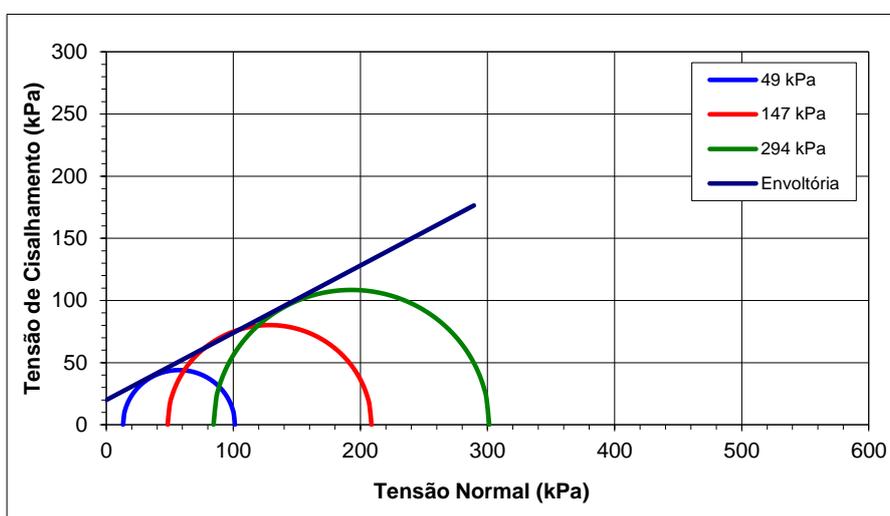


Figura I.2 - Envoltória obtida por tensões efetivas amostra RQ1.

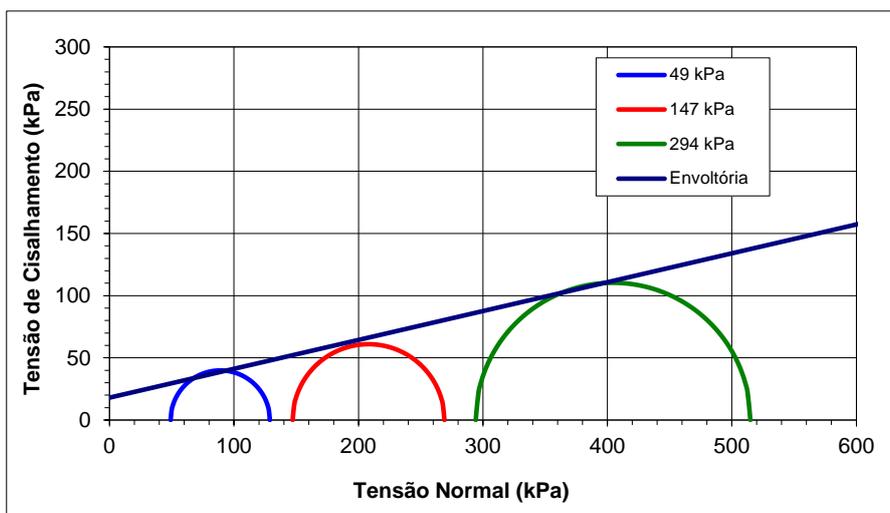


Figura I.3 - Envoltória obtida por tensões totais amostra RQ8.

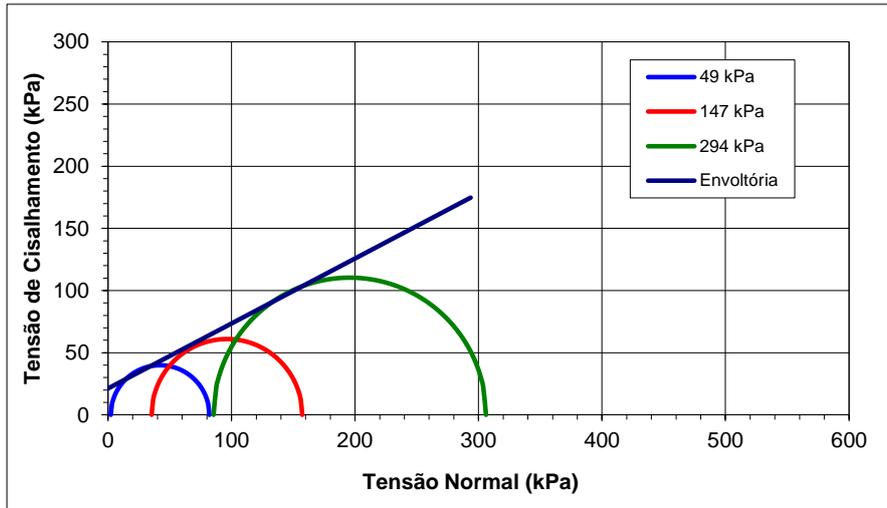


Figura I.4 - Envoltória obtida por tensões efetivas amostra RQ8.

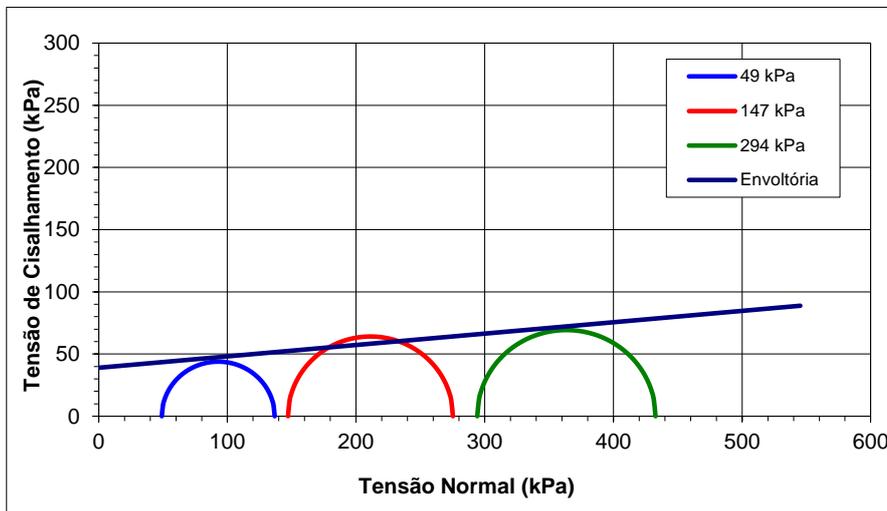


Figura I.5 - Envoltória obtida por tensões totais amostra RQ11.

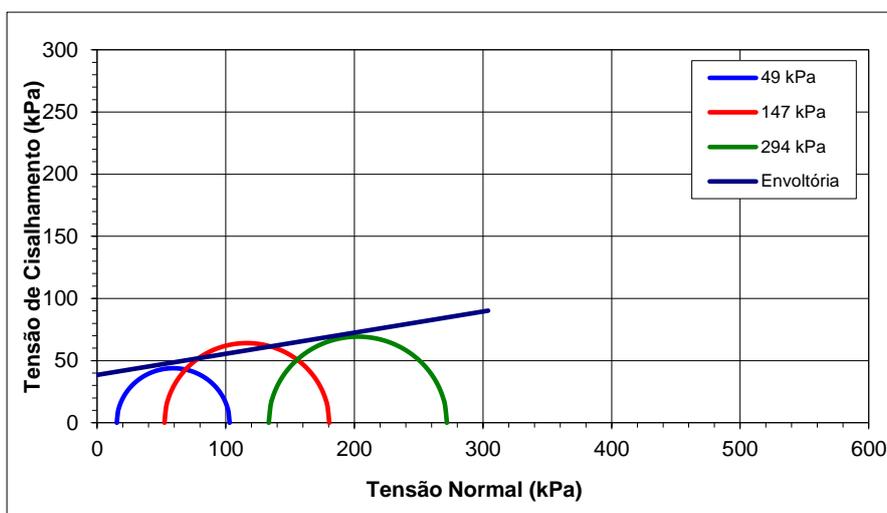


Figura I.6 - Envoltória obtida por tensões efetivas amostra RQ11.

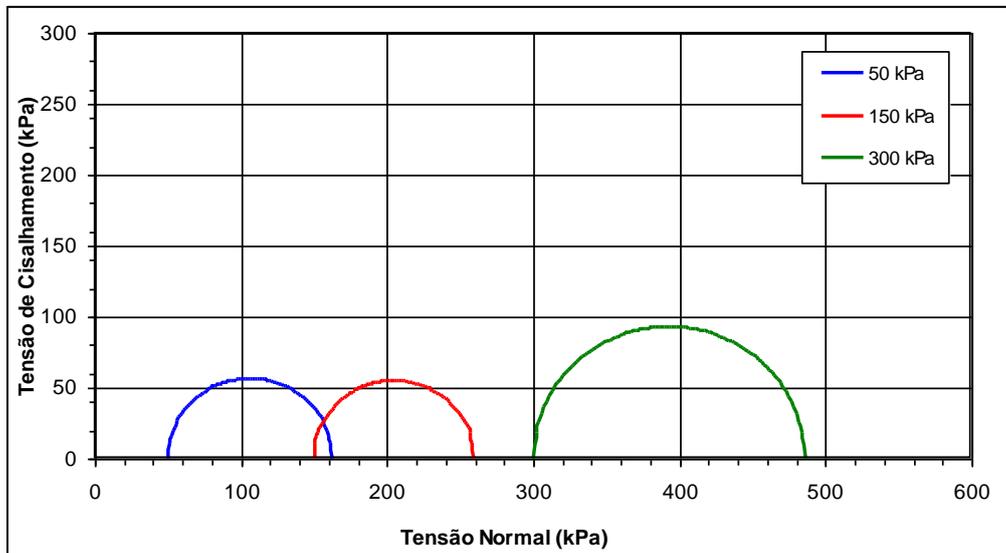


Figura I.7 - Envoltória obtida por tensões totais amostra AM5.

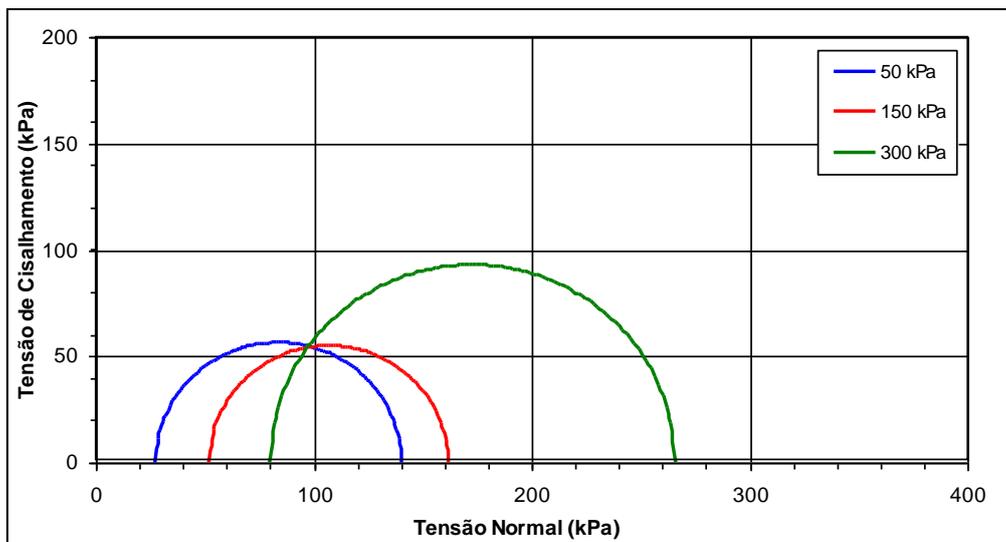


Figura I.8 - Envoltória obtida por tensões efetivas amostra AM5.