


Serviço de Pós-Graduação EESC/USP

EXEMPLAR REVISADO

Data de entrada no Serviço: 09./08/02

Ass.: 

**INFLUÊNCIA DE FATORES ESTRUTURAIS E QUÍMICOS NO
COLAPSO E DISPERSÃO DE DOIS SOLOS**

ANA CARINA ZANOLLO BIAZOTTI COLLARES

DEDALUS - Acervo - EESC



31100037041

Tese apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geotecnia.

Orientador: Prof. Dr. Orencio Monje Vilar



São Carlos
2002

Class. T5E-EESC
Cuff. 1800
Tombo T0161/02
Sysno 1263848

EXEMPLOS REPROD
Serviço de Tratamento de Informação

Ficha catalográfica preparada pela Seção de Tratamento da Informação do Serviço de Biblioteca – EESC/USP

C697i Collares, Ana Carina Zanollo Biazotti
Influência de fatores estruturais e químicos no colapso e dispersão de dois solos / Ana Carina Zanollo Biazotti Collares. -- São Carlos, 2002.


Tese (Doutorado) -- Escola de Engenharia de São Carlos-Universidade de São Paulo, 2002.
Área: Geotecnia.
Orientador: Prof. Dr. Orencio Monje Vilar.

1. Colapso. 2. Dispersão. 3. Micromorfologia.
4. Porosimetria. 5. Constante dielétrica. 6. PH. 7. Defloculação. I. Título.

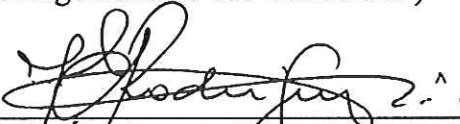
FOLHA DE JULGAMENTO

Candidata: Engenheira **ANA CARINA ZANOLLO BIAZOTTI COLLARES**


Tese defendida e julgada em 08-05-2002 perante a Comissão Julgadora:



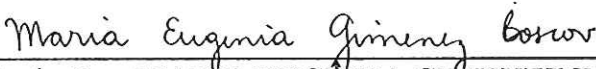
Prof. Tit. **ORENCIO MONJE VILAR (Orientador)**
(Escola de Engenharia de São Carlos/USP) APROVADA



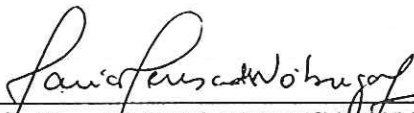
Prof. Tit. **OSÉ EDUARDO RODRIGUES**
(Escola de Engenharia de São Carlos/USP) APROVADA



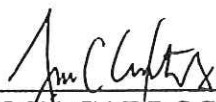
Prof. Tit. **JOÃO BAPTISTA NOGUEIRA**
(Escola de Engenharia de São Carlos/USP) APROVADA




Profa. Dra. **MARIA EUGÉNIA GIMENEZ BOSCOV**
(Escola Politécnica/USP) APROVADA



Profa. Dra. **MARIA TERESA DE NÓBREGA**
(Universidade Estadual de Maringá/UEM) APROVADA



Prof. Tit. JOSÉ CARLOS A CINTRA
Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Geotecnia



Profa. Assoc. MARIA DO CARMO CALIJURI
Presidente da Comissão de Pós-Graduação da EESC

Ao meu grande amor, Eduardo,
e ao nosso filho, Victor, que veio
para iluminar nosso caminho.

AGRADECIMENTOS

Ao querido orientador professor Dr. Orencio Monje Vilar pela amizade e pelo constante estímulo na realização deste trabalho.

Aos professores Dr. Lázaro Valentim Zuquette, Dr. Osni José Pejon e Dr. José Eduardo Rodrigues pela compreensão, amizade e valiosas orientações no encaminhamento desta pesquisa.

Ao coordenador do Curso de Pós-Graduação em Geotecnia José Carlos Ângelo Cintra, por sua dedicação aos assuntos da pós-graduação e por sempre estar disposto a ajudar.

A todos os demais professores do Departamento de Geotecnia da Escola de Engenharia de São Carlos (EESC) pelos conhecimentos transmitidos e pela amizade.

À professora Dra. Maria Teresa de Nóbrega pela orientação na análise das lâminas delgadas.

Aos técnicos do Departamento de Geotecnia da EESC, Zé Luís, Oscar, Dito e Sr. Antônio pela amizade e companhia nos trabalhos de laboratório.

À querida Maristela pelo carinho, paciência e auxílios prestados.

À Dona Rosa pelo alegre convívio; ao Herivelto pelas preciosas assessorias e ao Álvaro por ser sempre muito prestativo e amigo.

À Empresa FURNAS Centrais Elétricas, em especial à Eng. Cláudia Castro pela oportunidade concedida e a técnica Flávia de Araújo Lopes pela colaboração nos ensaios de laboratório.

Ao CNPQ pelo apoio financeiro.

A todos os colegas de pós-graduação pelos momentos de descontração.

Aos meus amigos, em especial a Sandra, Ana Paula, Eliana, Miguel, Adilson, Leonardo, Juliana, Silvana, Nelci, Irahya e Paulo pelo carinho, amizade e apoio nos momentos difíceis.

Aos meus pais, Luiz Antonio e Maria Josefina, e a minha irmã, Maria Gabriela, pelo grande amor e pelo apoio irrestrito.

Ao meu querido marido, Eduardo, por me apoiar e estar ao meu lado em todos os momentos.

Ao meu filho, Victor, que me deu forças para terminar este trabalho.

A Deus que sempre esteve presente.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	i
LISTA DE TABELAS	x
RESUMO	xiii
ABSTRACT	xiv
1 - INTRODUÇÃO	1
2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	4
2.1 - Solos Colapsíveis	4
2.1.1. Processos de Formação dos Depósitos Colapsíveis	5
2.1.2. Estruturas Típicas dos Solos Colapsíveis	9
2.1.3. Ensaio de Identificação da Colapsibilidade	12
2.1.3.1. Ensaio de Campo	12
2.1.3.2. Microscopia Eletrônica de Varredura	13
2.1.3.3. Ensaio Químico e Difração de Raios-X	14
2.1.3.4. Ensaio Edométrico	15
2.1.4. Critérios de identificação dos Solos Colapsíveis	20
2.1.4.1. Critérios baseados nos Índices Físicos e Limites de Atterberg	20
2.1.4.2. Critério baseado em Ensaio de Dispersão	23
2.1.4.3. Critério baseado no Teor de Finos	23
2.1.4.4. Critério baseado em Ensaio de Campo	24
2.1.4.5. Identificação do Colapso pelas Equações de Basma & Tuncer	24
2.1.4.6. Critérios baseados nos Ensaio Edométrico	25
2.1.5. Influência do Fluido de Saturação	28
2.2. Solos Dispersivos	32
2.2.1. Métodos para Identificação de Solos Dispersivos	39

2.2.1.1. Métodos Qualitativos	39
2.2.1.2. Ensaio Químicos	45
2.3. Mineralogia dos Solos	49
2.3.1. Formação dos Argilominerais	49
2.3.1.1. Formação da Caulinita e da Halosita	51
2.3.1.2. Formação da Montmorilonita	52
2.3.2. Estrutura dos Argilominerais	52
2.3.2.1. Estrutura dos argilominerais Caulinita e Halosita	57
2.3.2.2. Estrutura do argilomineral clorita	59
2.3.2.3. Estrutura do argilomineral illita	60
2.3.2.4. Estrutura do argilomineral montmorilonita	60
2.3.2.5. Estrutura do argilomineral vermiculita	62
2.3.3. Métodos de Identificação dos Argilominerais	62
2.3.3.1. Difração de Raios-X	63
2.3.3.2. Análise Térmica Diferencial	65
2.3.3.3. Microscopia Eletrônica	65
2.3.3.4. Adsorção de Azul de Metileno	66
2.4. Eletroquímica dos Solos	68
2.4.1. Dupla Camada Elétrica	72
2.4.2. Diferença entre solos com carga permanente e solos com carga variável	75
2.4.3. Aplicação da teoria da dupla camada elétrica em solos com carga variável	77
2.4.4. Influência das Variáveis do Sistema na Dupla Camada Elétrica	80
2.5. Micromorfologia dos Solos	87
2.5.1. Conceitos básicos para o estudo micromorfológico	88
2.5.1.1. Componentes do Material Pedológico	90
2.5.1.2. Unidades de Organização	91
2.5.1.3. Classificação Morfológica dos Solos	92
2.5.1.4. Classificação das Estruturas Plásmicas	92
2.5.1.5. Estruturas de base ou distribuição relativa	93
3. MATERIAIS E MÉTODOS	95

3.1. Amostragem	95
3.2. Ensaio de Caracterização e Compactação	95
3.3. Caracterização Mineralógica dos Solos	96
3.4. Caracterização Físico-Química dos solos	97
3.4.1. Potencial hidrogeniônico (pH), Δ pH e p H_0	97
3.4.2. Condutividade Elétrica do Extrato Aquoso	99
3.4.3. Determinação dos cátions trocáveis e do alumínio trocável	99
3.4.4. Determinação do potencial de oxi-redução das amostras de solo	100
3.4.5. Capacidade de troca de cátions e Superfície Específica	100
3.5. Ensaio Edométrico	101
3.5.1. Fluidos de Inundação	103
3.5.1.1. Preparação dos Fluidos de Inundação	104
3.5.1.2. O pH dos fluidos de inundação	105
3.5.1.3. A constante dielétrica dos fluidos de inundação	106
3.5.1.4. A concentração dos fluidos de inundação	109
3.5.1.5. A temperatura dos fluidos de inundação	110
3.6 - Ensaio de Peneiramento com Lavagem	110
3.7. Pinhole Test	111
3.8. Análise Porosimétrica por Intrusão de Mercúrio	113
3.9. Lâminas Delgadas	114
4. CARACTERIZAÇÃO DOS SOLOS	119
4.1. Aspectos Econômicos e Fisiográficos das regiões estudadas	119
4.2. Aspectos Geológicos e Pedogênicos	120
4.3. Ensaio de Caracterização e Compactação	121
4.5. Caracterização Mineralógica dos Solos	123
4.4. Caracterização Físico-Química dos Solos	128

4.4.1. pH, Δ pH e pH ₀	128
4.4.2. Condutividade elétrica	129
4.4.3. Determinação dos cátions e do alumínio trocáveis	129
4.4.4. Determinação do potencial de oxi-redução	129
4.4.5. Estimativa da Capacidade de Troca de Cátions e Superfície Específica	134
4.5. Síntese das Características Físicas, Físico-Químicas e Mineralógicas dos Solos	135
5. ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	140
5.1. Ensaio Edométrico	140
5.2. Ensaio de Pinhole	159
5.3. Porosimetria por Intrusão de Volume	170
5.4. Lâminas Delgadas	189
5.5. Síntese e Complementação da Análise dos Resultados	205
6. CONCLUSÕES	209
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	213

LISTA DE FIGURAS

Capítulo 2

Figura 2.1	Pressão de contato produzida pela capilaridade, Dudley (1970)	10
Figura 2.2	Arranjo esquemático de areia com vínculos de silte, Dudley (1970)	10
Figura 2.3	Arranjo esquemático de agregados de areia com vínculos de argila formados por autogênese, Dudley (1970)	11
Figura 2.4	Arranjo esquemático de grãos de areia com contrafortes de argila resultante da lixiviação, Dudley (1970)	11
Figura 2.5	Estrutura esquemática de agregados de argila unidos por pontes de argila, Knodel (1981)	12
Figura 2.6	Curva resultante do ensaio edométrico simples, Jennings & Knight (1975)	15
Figura 2.7a	Curvas e x $\log \sigma_v$ resultante do ensaio edométrico duplo	17
Figura 2.7b	Ajuste da curva para o ensaio edométrico duplo de um solo normalmente adensado	18
Figura 2.7c	Ajuste da curva para o ensaio edométrico duplo de um solo pré-adensado	19
Figura 2.8	Comparação entre o potencial de colapso obtido pelos ensaios edométricos simples e duplo, Basma & Tuncer (1992)	19
Figura 2.9	Critério de Identificação da colapsibilidade dos solos, Gibbs & Bara (1981)	22
Figura 2.10	Estimativa do grau de colapsibilidade, Basma & Tuncer (1992)	25
Figura 2.11	Curva e x $\log \sigma_v$ resultante do Ensaio Edométrico	26
Figura 2.12	Susceptibilidade do solo ao colapso, Reginatto & Ferrero (1973)	27
Figura 2.13	Ensaio Edométrico inundado sob 200kPa, Mariz & Casanova (1994)	31

Figura 2.14	Problemas causados em Argilas Dispersivas em Solos do Arizona.	33
Figura 2.15	Equipamento Pinhole Test	42
Figura 2.16	Resultados Típicos do Pinhole Test	44
Figura 2.17	Arranjo para obtenção do extrato de saturação de uma pasta de solo	47
Figura 2.18	Comparação entre SAR e ESP	48
Figura 2.19	Comparação entre % Na e SAR para algumas amostras provenientes de barragens estudadas que sofreram erosão e piping (Sherard et al., 1972)	49
Figura 2.20	Formação do argilminerais a partir da ação do intemperismo sobre a rocha matriz	53
Figura 2.21	Estrutura de uma folha tetraédrica	54
Figura 2.22	Estrutura de uma folha octaédrica	55
Figura 2.23	Raio iônico dos cátions e ânions permutáveis	56
Figura 2.24	Representação esquemática da estrutura cristalina da caulinita	58
Figura 2.25	Microfotografias eletrônicas da caulinita	59
Figura 2.26	Microfotografias eletrônicas da haloisita	59
Figura 2.27	Modelo estrutural da montmorilonita	61
Figura 2.28	Diagrama da borda quebrada de um cristal de caulinita, mostrando o oxigênio como fonte de carga negativa	70
Figura 2.29	Configuração atômica na folha octaédrica das argilas silicatadas	70
Figura 2.30	Dupla camada difusa de Gouy-Chapman	74
Figura 2.31	Representação esquemática da distribuição do potencial elétrico no modelo de Stern da dupla camada	74
Figura 2.32	Variação do potencial superficial com a distanciada superfície da partícula	80
Figura 2.33	Efeito do aumento da concentração eletrolítica de NaCl no potencial elétrico e na espessura da dupla camada na superfície da montmorilonita	81

Figura 2.34	Efeito das características do sistema na sedimentação dos solos	85
Figura 2.35	Graus de pedalidade de acordo com Bullock et. al (1985)	90
Figura 2.36	Fotografia indicando as partes constituintes de uma lâmina	91
Figura 2.37	Principais tipos de microestrutura	94
Capítulo 3		
Figura 3.1	Célula edométrica recoberta com papel filme	102
Figura 3.2	Equipamento para a realização dos ensaios edométricos	103
Figura 3.3	Equipamento utilizado para medir a constante dielétrica das soluções químicas através da capacitância	108
Figura 3.4	Equipamento "pinhole test"	112
Figura 3.5	Amostras de solo arenoso (Solo A) moldadas para o ensaio de porosimetria por intrusão de mercúrio	115
Figura 3.6	Esquema do equipamento de impregnação das amostras de solo para a confecção das lâminas delgadas	116
Figura 3.7	Amostra de Solo A após impregnação com resina 2120	117
Capítulo 4		
Figura 4.1	Curvas granulométricas dos Solos A e B	122
Figura 4.2	Curvas obtidas com o ensaio de Compactação Proctor Normal	123
Figura 4.3	Termograma do Solo A	124
Figura 4.4	Termograma do Solo B	124
Figura 4.5	Difratograma de Raios-X da lâmina de Solo A sem tratamento	125
Figura 4.6	Difratograma de Raios-X da lâmina de Solo A aquecida a 550°C	126
Figura 4.7	Difratograma de Raios-X da lâmina de Solo A com etileno glicol	126
Figura 4.8	Difratograma de Raios-X da lâmina de Solo B sem tratamento	127

Figura 4.9	Difratograma de Raios-X da lâmina de Solo B aquecida a 550°C	127
Figura 4.10	Difratograma de Raios-X da lâmina de Solo B com etileno glicol	128
Figura 4.11	Modelo de diagrama Eh-pH com os pontos obtidos nos ensaios	134
Capítulo 5		
Figura 5.1	Curva de compressão e o efeito da inundação do Solo A com água em diferentes tensões	141
Figura 5.2	Curva de compressão e o efeito da inundação do Solo B com água em diferentes tensões	141
Figura 5.3	Curvas de compressão confinada para os ensaios com amostras de Solo A, inundadas com os distintos fluidos	146
Figura 5.4	Curvas de compressão confinada para os ensaios com amostras de Solo B, inundadas com os distintos fluidos	147
Figura 5.5	Valores de potencial de colapso para as amostras de Solos A e B inundadas com os diferentes fluidos.	148
Figura 5.6	Potencial de colapso em função do pH para os ensaios realizados com amostras de Solo A inundadas com os fluidos utilizados na pesquisa	149
Figura 5.7	Potencial de colapso em função do pH para os ensaios realizados com amostras de Solo B inundadas com os fluidos utilizados na pesquisa	149
Figura 5.8	Ensaio edométrico realizado com amostras de Solos A e B inundadas com fluidos orgânicos	150
Figura 5.9	Ensaio edométrico realizado com os Solos A e B inundados com água, fluoreto de potássio, hidróxido de amônia e soluções de hexametáfosfato de sódio.	151
Figura 5.10	Ensaio edométrico realizado com amostras de Solos A e B inundadas com as soluções preparadas com hidróxido de sódio	151
Figura 5.11	Ensaio edométrico realizado com amostras de Solos A e B inundadas com os fluidos orgânicos de diferentes constantes dielétricas.	152

Figura 5.12	Ensaio edométrico realizado com os solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B).	153
Figura 5.13	Influência da concentração no potencial de colapso dos solos	155
Figura 5.14	Deformação ao longo do tempo para as amostras inundadas com os fluidos orgânicos e o hidróxido de amônia.	155
Figura 5.15	Deformação ao longo do tempo para as amostras inundadas com as soluções preparadas com ácido fosfórico em diferentes concentrações	156
Figura 5.16	Deformação ao longo do tempo para as amostras inundadas com água em diferentes temperaturas	156
Figura 5.17	Deformação ao longo do tempo das amostras inundadas com as soluções preparadas com hexametáfosfato de sódio	157
Figura 5.18	Deformação ao longo do tempo das amostras inundadas com as soluções preparadas com hidróxido de sódio	157
Figura 5.19	Curva granulométrica e defloculação das amostras de Solo A após os ensaios edométricos	158
Figura 5.20	Curva granulométrica e defloculação das amostras de Solo B após os ensaios edométricos	159
Figura 5.21	Exemplo das amostras preparadas para o início do ensaio	161
Figura 5.22	Resultado dos ensaios realizados com o solo arenoso (Solo A) percolados com álcool etílico	162
Figura 5.23	Resultados obtidos com o "pinhole test" para as amostras de Solos A inundadas com os diferentes fluidos	163
Figura 5.24	Resultados obtidos com o "pinhole test" para as amostras de Solos B inundadas com os diferentes fluidos	163
Figura 5.25	Ensaio realizado com amostras de solo arenoso (Solo A) percoladas com os diferentes fluidos ao longo do tempo	164
Figura 5.26	Ensaio realizado com amostras de solo arenoso (Solo B) percoladas com os diferentes fluidos ao longo do tempo	164
Figura 5.27	Ensaio realizado com amostras de Solo A percoladas com as soluções de hexametáfosfato de sódio (pH=11) e hidróxido de sódio (pH=13,5).	165
Figura 5.28	Amostras de Solos A e B percoladas por álcool e após os ensaios realizados com água.	166

Figura 5.29	Amostras de Solos A e B percoladas com fluoreto de potássio	166
Figura 5.30	Ensaio realizado com amostras de Solos A e B percoladas com soluções de hexametáfosfato de sódio de pH=3 e pH=6,3.	167
Figura 5.31	Ensaio realizado com amostras de Solo B percoladas com solução de hexametáfosfato de sódio pH=11 e solução de hidróxido de sódio pH=13,5.	168
Figura 5.32	Ensaio realizado com amostras de Solos A e B percoladas com soluções de hidróxido de sódio de pH=3 e pH=7	169
Figura 5.33	Ensaio realizado com amostras de Solo A percoladas com solução de hidróxido de sódio pH=13,5 e solução de hexametáfosfato sódio pH=11	169
Figura 5.34	Curva intrusão-extrusão da amostra natural de Solo A	172
Figura 5.35	Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com as amostras de Solo A no estado natural, sem inundação e inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio	174
Figura 5.36	Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com as amostras de Solo A no estado natural, sem inundação e inundadas com as substâncias orgânicas.	174
Figura 5.37	Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com as amostras de Solo A no estado natural, sem inundação e inundadas com água, hidróxido de amônia e formamida	175
Figura 5.38	Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com as amostras de Solo A no estado natural, sem inundação e inundada com solução de hidróxido de sódio de pH=13,5	175
Figura 5.39	Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com as amostras de Solo B no estado natural, sem inundação e inundada com água	177
Figura 5.40	Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com amostras de Solo B no estado natural	177
Figura 5.41	Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com amostras de Solo B inundadas com água	178
Figura 5.42	Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com as amostras de Solo B no estado natural, sem inundação e inundadas com água e com as soluções de hexametáfosfato de sódio de pH=6,3 e pH=3	178

Figura 5.43	Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com as amostras de Solo B no estado natural, sem inundação e inundadas com água e com solução de hidróxido de sódio de pH=13,5	179
Figura 5.44	Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com as amostras de Solo B no estado natural, sem inundação e inundadas com água e benzeno.	179
Figura 5.45	Histograma de Frequência das amostras de Solo A no estado natural e carregada na tensão de 100kPa, sem inundação.	180
Figura 5.46	Histograma de Frequência das amostras de Solo A carregada na tensão de 100kPa, sem inundação e inundada com água	182
Figura 5.47	Histograma de Frequência das amostras de Solo A carregada na tensão de 100kPa, sem inundação e inundada com as soluções de hexametáfosfato de sódio	182
Figura 5.48	Histograma de Frequência das amostras de Solo A carregada na tensão de 100kPa, sem inundação e inundada com a solução de hidróxido de sódio de pH=13,5.	184
Figura 5.49	Histograma de Frequência das amostras de Solo B no estado natural e carregada na tensão de 100kPa, sem inundação	184
Figura 5.50	Histograma de Frequência das amostras de Solo B carregada na tensão de 100kPa, sem inundação e inundada com água.	185
Figura 5.51	Histograma de Frequência das amostras de Solo B carregada na tensão de 100kPa, sem inundação e inundadas com as soluções de hexametáfosfato de pH=3 e pH=6,3.	186
Figura 5.52	Histograma de Frequência das amostras de Solo B carregada na tensão de 100kPa, sem inundação e inundada com a solução de hidróxido de sódio de pH=13,5.	186
Figura 5.53	Histograma de Frequência das amostras de Solo B carregada na tensão de 100kPa, sem inundação e inundada com benzeno.	187
Figura 5.54	Potencial de colapso versus intrusão de mercúrio para o diâmetro correspondente a 0,05 μ m (macroporos).	188
Figura 5.55	Potencial de colapso versus intrusão de mercúrio para o diâmetro correspondente a 0,05 μ m (macroporos).	188
Figura 5.56	Fotografia indicando as partes constituintes de uma lâmina	190
Figura 5.57	Micrografia com o traçado completo sem a camada de fundo	191

Figura 5.58	Micrografia com o traçado completo com a camada de fundo	192
Figura 5.59	Fotografia representativa da lâmina da amostra de Solo A no estado natural obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 6,3x.	201
Figura 5.60	Fotografias representativas da lâmina da amostra de Solo A carregada, sem inundação, obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 12,5x (5.60a) e 6,3x (5.60b).	201
Figura 5.61	Fotografias representativas da lâmina da amostra de Solo A carregada e inundada com água obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 6,3x (5.61a) e 12,5x (5.61b).	201
Figura 5.62	Fotografia representativa da lâmina da amostra de Solo A carregada e inundada com a sol. de hexametáfosfato de sódio de pH=11 obtida em microscópio óptico com a objetiva 12,5x.	202
Figura 5.63	Fotografia representativa da lâmina da amostra de Solo A carregada e inundada com a sol. de hexametáfosfato de sódio de pH=3 obtida em microscópio óptico com a objetiva 12,5x.	202
Figura 5.64	Fotografias representativas da lâmina da amostra de Solo A carregada e inundada com a sol. de hidróxido de sódio de pH 13,5 obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 12,5x (5.64a) e 6,3x (5.64b).	202
Figura 5.65	Fotografia representativa da lâmina da amostra de Solo A carregada e inundada com benzeno, obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 12,5x.	202
Figura 5.66	Fotografia representativa da lâmina da amostra de Solo A carregada e inundada com formamida, obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 6,3x.	202
Figura 5.67	Fotografias representativas da lâmina da amostra de Solo B no estado natural, obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 6,3x.	203
Figura 5.68	Fotografias representativas da lâmina da amostra de Solo B carregada, sem inundação, obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 6,3x (5.68a) e 12,5x (5.68b).	203
Figura 5.69	Fotografias representativas da lâmina da amostra de Solo B carregada e inundada com água, obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 6,3x.	203

- Figura 5.70 Fotografia representativa da lâmina da amostra de Solo B carregada e posteriormente inundada com a solução de hexametáfosfato de sódio de $\text{pH}=6,3$, obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva $6,3\times$. 204
- Figura 5.71 Fotografia representativa da lâmina da amostra de Solo B carregada e posteriormente inundada com a solução de hidróxido de sódio de $\text{pH}=13,5$, obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva $6,3\times$. 204
- Figura 5.72 Fotografias representativas da lâmina da amostra de Solo B carregada e posteriormente inundada com benzeno, obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva $6,3\times$ (5.72a) e $25\times$ (5.72b). 204

LISTA DE TABELAS**Capítulo 2**

Tabela 2.1	Potencial de colapso, Jennings & Knight (1975)	16
Tabela 2.2	Potencial de colapso, Lutenegeger & Saber (1988)	17
Tabela 2.3	Variação da probabilidade do colapso com o teor de finos, Handy (1973)	23
Tabela 2.4	Valores de Kw para a Identificação da Colapsibilidade	24
Tabela 2.5	Características dos líquidos utilizados nos ensaios (Mariz & Casanova, 1994)	32
Tabela 2.6	Características dos solos salinos, salinos-alcalinos e não salinos-alcalinos	35
Tabela 2.7	Classificação das Argilas Dispersivas	40
Tabela 2.8	Categoria dos Resultados do Pinhole Test	43
Tabela 2.9	Valores de CTC para os argilominerais segundo Beaulieu (1979)	68
Tabela 2.10	Valores de constante dielétrica para a água com a variação da temperatura (Mitchell, 1976)	84
Tabela 2.11	Pontos de carga zero mais importantes de acordo com Sposito (1989)	86

Capítulo 3

Tabela 3.1	Condições de Varredura para os ensaios de difração de raios-x realizados de acordo com os procedimentos de Moore & Reynolds (1989)	96
------------	--	----

Tabela 3.2	Condições de Varredura para os ensaios de difração de raios-x realizados de acordo com os procedimentos do Laboratório de Mecânica das Rochas do Departamento de Apoio e Controle Técnico de FURNAS Centrais Elétricas	97
Tabela 3.3	Valores de constantes dielétricas encontrados na literatura à 20°C	109
Capítulo 4		
Tabela 4.1	Índices Físicos dos Solos A e B e resultado dos ensaios de Caracterização	122
Tabela 4.2	Resumo dos Constituintes Mineralógicos dos solos estudados	125
Tabela 4.3	Valores de pH, Δ pH e pH ₀ encontrados para os Solos A e B	128
Tabela 4.4	Valores de pH, Δ pH e pH ₀ encontrados para as amostras de Solos A e B inundadas com os diferentes fluidos	130
Tabela 4.5	Condutividade Elétrica do Extrato aquoso para as amostras de Solos A e B no estado natural e provenientes do ensaio edométrico inundadas com os diferentes fluidos.	131
Tabela 4.6	Análise dos Cátions e Alumínio trocáveis em meq/100g de solo	132
Tabela 4.7	Valores de pH e Eh para as amostras de Solos A e B no estado natural e provenientes dos ensaio edométricos inundados com os diferentes fluidos e o ambiente (reductor ou oxidante) no qual se desenvolveu o ensaio	133
Tabela 4.8	Valores de Capacidade de Troca de Cátions (CTC) para as amostras de ambos os solos no estado natural.	135
Tabela 4.9	Valores de Capacidade de Troca de Cátions (CTC) e Superfície Específica (SE) para as amostras analisadas	138
Tabela 4.10	Resumo das propriedades físicas, físico-químicas e mineralógicas dos Solos A e B.	139
Capítulo 5		
Tabela 5.1	Resultados dos ensaios edométricos realizados com o Solo A	142
Tabela 5.2	Resultados dos ensaios edométricos realizados com o Solo B	143
Tabela 5.3	Resultados dos ensaios edométricos realizados com o Solo A para confecção de lâminas delgadas	144

Tabela 5.4	Resultados dos ensaios edométricos realizados com o Solo B para confecção de lâminas delgadas	144
Tabela 5.5	Classificação das amostras obtidas com o "pinhole test"	160
Tabela 5.6	Planilha utilizada para o " pinhole test"	161
Tabela 5.7	Resultados de pH e CE do " pinhole test" obtidos com a análise do efluente no início e final do ensaio	171

RESUMO

COLLARES, A. C. Z. B., (2002). Influência de Fatores Estruturais e Químicos no Colapso e na Dispersão de dois Solos, 2002. 224p. Tese (Doutorado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo

Certos solos não saturados ao serem umedecidos experimentam bruscas reduções de volume, sob cargas praticamente constantes. O fenômeno é atribuído a um colapso de estrutura do solo, donde a designação de solo colapsível. Essa redução de volume pode ocorrer sob a ação do peso próprio do solo, mas é mais comum ocorrer quando o solo está sujeito a um carregamento adicional. Muitos dos problemas de recalques nas áreas urbanas e industriais na Região Sudeste do Brasil estão associados ao colapso dos solos. Deformações induzidas por umedecimento (colapso) têm sido reportados como decorrentes de vazamentos oriundos das redes de esgoto e de abastecimento de água. Porém pouco se sabe sobre a influência de vazamentos de diferentes efluentes químicos nesse fenômeno e em outros fenômenos eventualmente associados como a dispersão dos solos.

Neste trabalho analisa-se o comportamento colapsível de dois solos típicos do interior do estado de São Paulo considerando diferentes soluções como líquido inundante. Utilizaram-se substâncias orgânicas e inorgânicas com o intuito de verificar a interferência de algumas propriedades químicas destas soluções (pH, constante dielétrica, concentração e temperatura) no comportamento colapsível dos solos. Para avaliar a ação dos fluidos químicos na dispersão dos solos, realizou-se o "pinhole test". Análises porosimétricas por intrusão de mercúrio foram utilizadas para identificar mudanças ocorridas nos poros das amostras após os ensaios edométricos. Para a análise estrutural foram analisadas lâminas delgadas em microscópio óptico.

Verificou-se que a presença de um agente dispersivo na solução tende a influenciar o potencial de colapso dos solos. A constante dielétrica, o pH e a concentração mostraram-se influentes para alguns fluidos de saturação. Os resultados dos "pinhole tests" revelaram que o fluxo das diferentes soluções não provocou a dispersão do solo. Ensaios de porosimetria por intrusão de mercúrio indicaram que as deformações por colapso resultam de uma redução do volume de macroporos. A análise das lâminas delgadas mostrou diferentes facetas dos processos ocorrentes em nível estrutural, como diminuição considerável dos poros e modificações no plasma para as amostras inundadas com as soluções defloculantes de hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio.

Palavras-chave: Colapso; Dispersão; Micromorfologia; Porosimetria; Constante Dielétrica; pH; Defloculação.

ABSTRACT

COLLARES, A. C. Z. B., (2002). Influência de Fatores Estruturais e Químicos no Colapso e na Dispersão de dois Solos, 2002. 224p. Tese (Doutorado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo

Some non saturated soils show considerable volume reduction when wetted under constant loads. The phenomenon is attributed to soil structure collapse, thus the designation collapsible soils;. Volume reduction upon wetting can arise under soil self weight, but it is more common when the soil is subjected to an additional load. Many settlement problems in urban and industrial areas in Southern Brazil are associated to soil collapse. Wetting induced strains (collapse) have been related to water and sewer leakage. However little is known about the influence of different effluent leakage from industrial plants in the phenomenon and in other related phenomenon such as soil dispersion.

This work deals with the collapsible behavior of two typical soils from the state of São Paulo assessed by means of wetting both soils with different chemical solutions. Organic and inorganic solutions were applied, aiming to verify the interference of some physic-chemical properties of the solutions (pH, dielectric constant, concentration, temperature) in the collapse behavior of the soils. The soil dispersion was evaluated through pinhole tests, where the same solutions used in the collapse tests were applied in the leaching procedures. Thin sections and mercury porosimetry of the soils were used to study the soil structural features. It is shown that the dielectric constant and the pH tends to influence the collapse potential of the soils when some solutions are concerned.

Mercury intrusion tests have revealed that collapse deformations are related to macropores volume reduction. Thin sections have shown some features of the

occurring processes on a structural level, such as pore reductions and changes in fine matrix for the soil samples soaked with sodium hexametaphosphate and sodium hydroxide solution.

Keywords: Collapse; Dispersion; Micromorfology; Porosimetry; Dielectric Constant, pH; Deflocculation.

1. INTRODUÇÃO

Alguns solos não saturados, sujeitos à ação de seu peso próprio e de algum carregamento adicional, sofrem bruscas reduções de volume quando umedecidos. Este fenômeno é atribuído a um colapso da estrutura, donde a designação de solo colapsível. Tais solos também têm sido chamados de metaestáveis ou subsidentes.

Os solos colapsíveis apresentam uma estrutura macroporosa, onde as partículas maiores se mantêm em equilíbrio metaestável pela presença de um vínculo (cimentação e/ou sucção, por exemplo) capaz de proporcionar ao solo uma resistência adicional temporária.

Quando ocorre um acréscimo de umidade, as ligações interpartículas enfraquecem ou desaparecem fazendo com que o solo não resista a tensão aplicada o que resulta no colapso da estrutura.

As formas mais comuns de ocorrência de colapso refere-se àqueles em que a variação de umidade deve-se ao vazamento de água e de esgoto e à infiltração de águas superficiais. No entanto, têm sido relatados diversas ocorrências associadas ao vazamento de líquidos e efluentes industriais de diferentes composições. Além de influenciar a natureza e a magnitude do colapso é razoável supor que fenômenos adicionais possam ocorrer devido à interação entre as soluções e o solo, como por exemplo, a dispersão dos solos.

Solos dispersivos caracterizam-se por apresentar alta porcentagem de íons de sódio permutáveis. Tais solos, sob determinadas condições são altamente erodíveis, pois o sódio aumenta a espessura da dupla camada elétrica difusa e diminui a atração entre as partículas, fazendo com que elas sejam facilmente destacadas pelo fluxo de água.

Neste contexto, torna-se oportuno esclarecer de que forma o colapso estrutural de solo pode ser influenciado por líquidos de diferentes características químicas. Além de verificar-se se a dispersão pode ser um fator relevante por si só e se ela é capaz de condicionar as características e a magnitude do colapso em solos tipicamente colapsíveis.

O objetivo deste trabalho é estudar como varia o colapso de dois solos típicos do estado de São Paulo, quando inundados com diferentes soluções, de composição química conhecida. Adicionalmente, verifica-se se a ação das diferentes soluções pode induzir a dispersão nos solos em análise.

O estudo foi conduzido através de ensaios edométricos convencionais, onde as amostras, sob determinados carregamentos, eram inundadas com as diferentes soluções, registrando-se as deformações provocadas. O comportamento dispersivo foi avaliado através de ensaios de furo de agulha ("pinhole test"), percolando-se as amostras de solo com as mesmas soluções utilizadas nos ensaios edométricos.

Tendo em vista que o colapso é um fenômeno condicionado pela estrutura do solo, deu-se grande ênfase ao estudo de fatores estruturais e de como a estrutura variou em cada condição de ensaio, através da análise de lâminas delgadas de solo e de ensaios de porosimetria por intrusão de mercúrio.

A tese inicia-se com uma revisão bibliográfica (Capítulo 2) onde procura-se sintetizar os assuntos abordados no decorrer do trabalho como solos colapsíveis e solos dispersivos. Faz uma alusão à mineralogia dos solos, indo desde a formação até a estrutura dos argilominerais mais conhecidos e estudados; procura resumidamente explicar o fenômeno da dupla camada elétrica e o comportamento dos solos com carga variável e termina com um breve relato sobre os pontos mais importantes para a descrição de lâminas delgadas.

O Capítulo 3 é dedicado à descrição dos procedimentos adotados na realização dos ensaios. Trata dos métodos utilizados nos ensaios de caracterização e compactação, na caracterização mineralógica e físico-química dos solos, nos ensaios edométricos e ensaios de dispersão e nas análises porosimétricas e micromorfológicas.

O Capítulo 4 envolve a caracterização dos solos estudados. Nele são descritos os aspectos econômicos, fisiográficos e geológicos das regiões estudadas, bem como os resultados dos ensaios de caracterização e compactação, os resultados das caracterizações mineralógicas e físico-químicas e um resumo com os principais resultados obtidos.

Nos Capítulos subsequentes estão apresentadas as análises e conclusões obtidas com os ensaios e algumas correlações efetuadas, envolvendo o potencial de colapso dos solos, com as características químicas dos fluidos utilizados, com a análise porosimetria e com a micromorfologia.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Solos Colapsíveis

Certos solos não saturados ao serem umedecidos experimentam bruscas reduções de volume, sob cargas praticamente constantes. O fenômeno é atribuído a um colapso da estrutura do solo, donde a designação de solos colapsíveis. Essa redução de volume pode ocorrer sob a ação do peso próprio do solo, mas é mais comum ocorrer quando o solo está sujeito a um carregamento adicional. (Clevenger, 1956; Fedá, 1966; Dudley, 1970; Arman & Thornton, 1973; Nuñez, 1975; Clemence, 1985).

Dois pontos principais configuram um solo como potencialmente colapsível: um elevado índice de vazios determinando a estrutura porosa e um teor de umidade menor que o necessário para uma completa saturação (Dudley, 1970; Nuñez, 1975).

O solo colapsível apresenta uma estrutura macroporosa, onde as partículas maiores se mantêm em equilíbrio meta-estável pela presença de um vínculo (cimentação e/ou sucção) capaz de proporcionar ao solo uma resistência adicional temporária.

Quando se aumenta o teor de umidade em um solo colapsível, ocorre uma brusca variação de volume que pode estar sendo ocasionada por:

- eliminação das forças de sucção que provocam o decréscimo da resistência ao cisalhamento;
- diminuição da resistência ao cisalhamento das pequenas partículas que atuavam como vínculo entre as maiores; diminuição ou eliminação da cimentação entre os grãos propiciada por sais solúveis;

- causas concorrentes.

Ao se produzir o aumento da umidade, a resistência ao cisalhamento entre os vínculos das partículas diminui ou desaparece originando um solo com novas propriedades mecânicas (Nuñez, 1975).

Segundo Barden et al. (1973), existem quatro condições necessárias para ocorrer o colapso em um solo:

- a) existência de uma estrutura não-saturada porosa potencialmente instável;
- b) existência de uma pressão aplicada que aumenta a instabilidade;
- c) presença de um alto valor de sucção ou agente cimentante, que estabiliza os contatos intergranulares e que são susceptíveis de enfraquecimento quando umedecidos;
- d) a adição de água no solo, a qual reduz a sucção existente, amolecendo ou destruindo os vínculos que o mantém em equilíbrio causando, assim, rupturas de cisalhamento nos contatos intergranulares.

O colapso ocorre quando a magnitude das tensões cisalhantes entre os grãos ultrapassa a resistência dos vínculos entre as partículas, para um certo valor de umidade e estado de tensão. A redução da resistência dos vínculos é proveniente do aumento do grau de saturação e do acréscimo de sobrecarga. Esse acréscimo produz um aumento das tensões tangenciais nos contatos entre as partículas. O aumento do grau de saturação provoca a redução da sucção matricial, a perda de ligações cimentíceas ou a redução da resistência temporária dos torrões. Como resultado, ocorre o deslizamento de um grão sobre o outro, ocupando os vazios da estrutura original provocando o colapso.

2.1.1. Processo de Formação dos Depósitos Colapsíveis

O colapso pode ocorrer em diferentes depósitos de solos, dentre eles, depósitos coluviais, aluviais, eólicos, residuais, fluxo de lama e aterros compactados (Barden & Sides, 1969; Dudley, 1970; Aragão & Melo, 1982). A formação dos depósitos colapsíveis está relacionada com as variações climáticas e com o ambiente geológico.

No Brasil, os solos colapsíveis são representados geralmente por alúvios, colúvios e solos residuais que passaram por uma intensa lixiviação.

Os processos de formação dos principais depósitos colapsíveis serão descritos abaixo:

a) Depósitos Residuais:

Os solos residuais, são originados da desintegração e alteração da rocha sã, devido a ação do intemperismo local. Esses solos possuem partículas de diversos tamanhos, que variam de matações até argilas e colóides.

A água infiltra no maciço intemperizado, transportando os materiais finos e solúveis das camadas superiores (lixiviação), originando uma estrutura com elevado índice de vazios. De acordo com Clemence (1985), a parte superior desses depósitos, apresenta em geral, solos com baixo peso específico, devido ao processo de eluviação.

b) Depósitos transportados pela ação das águas

Consistem nos depósitos aluviais e naqueles formados por corrida de lama ("mud flow").

Esses depósitos são formados por material mal consolidado, com elevado índice de vazios, baixo peso específico e considerável teor de argila. Conforme Clemence & Finbarr (1981), a quantidade de argila no fluxo de lama terá uma importante relação no comportamento desses solos.

Segundo Iyad et al. (1986), o teor de argila desses tipos de depósitos parece ser crítico, ocorrendo o colapso para teores entre 10 -15%. Isso também foi verificado por Bull (1964), cujas pesquisas revelaram que o colapso máximo ocorre quando a quantidade de argila é aproximadamente 12% do total dos sólidos; abaixo de 5% o colapso é pequeno e acima de 30% a argila expande.

c) Depósitos Eólicos

São formados por grãos de areia e/ou silte depositados pela ação do vento, dando origem a solos de baixa coesão, elevado índice de vazios e baixo peso

específico. Partículas finas de argila, que envolvem os grãos maiores são também depositadas juntamente com areia e/ou silte.

No período chuvoso, esse material é normalmente inundado pelas águas das chuvas e, no período da estiagem, a água intersticial evapora, gerando tensões capilares, que provocam o escoamento do fluido em direção aos vazios entre os contatos dos grãos. Os sais solúveis e as partículas de argilas, que são levados juntos com o fluido, originam a cimentação entre os contatos intergranulares, após o ressecamento do solo (Mendonça, 1990).

Os depósitos eólicos são típicos das regiões áridas e semi-áridas, sendo o "loess" o tipo de solo mais conhecido dessa formação. Na condição de umidade natural, o loess apresenta boa resistência ao cisalhamento, pois suporta elevadas sobrecargas sofrendo pequenas deformações. Quando este é umedecido, ocorre o enfraquecimento das ligações interpartículas, e, conseqüentemente, a perda de resistência, resultando no colapso da estrutura do solo e provocando grandes recalques (Clevenger, 1956).

Esses solos apresentam entre os grãos, certos vínculos de material argiloso e calcáreo, funcionando como cimento, e que originam uma estrutura porosa (fofa).

Iyad et al. (1986) descrevendo os depósitos de solos loéssicos da Arábia Saudita, relata que esses são comumente homogêneos, sem estratificação perceptível. São os mais problemáticos da região, pois exibem grandes deformações quando umedecidos.

d) Aterros Compactados

Embora a compactação vise melhorar as condições geotécnicas de um solo, há situações em que o aterro é apenas lançado ou mal compactado (baixa densidade e/ou umidade de compactação). Assim se sobrevier um aumento do teor de umidade do solo podem ocorrer deformações devido ao colapso. Têm-se verificado também que, mesmo em aterros relativamente compactados, podem ocorrer estas deformações, sob determinadas condições (Vilar & Gaioto, 1994).

Baseados em estudos sobre argilas compactadas em laboratório, Barden &

Sides (1969) verificaram que o fenômeno deve estar ligado a estrutura floclada e macroporosa das argilas, quando compactadas abaixo da umidade ótima. Os autores concluíram que independente do solo ter sido compactado no ramo seco ou úmido, a microestrutura dessas argilas apresentou-se sempre dispersa, não sendo portanto o fator dominante.

Lawton et al. (1989) examinaram a influência dos parâmetros e dos métodos de compactação no comportamento colapsível de um aterro de areia argilosa e observaram que os solos compactados com teores de umidade mais baixos sofrem maiores colapsos quando umedecidos do que os solos compactados com teores de umidade mais altos.

Jones & Alphen (1980) observaram, através de ensaios realizados com solos arenosos da África do Sul, que o processo de compactação mais eficiente na prevenção do colapso é aquele obtido pela compactação pneumática, uma vez que a compactação dinâmica danifica a estrutura do solo.

Basma & Tuncer (1992) estudaram diversas amostras de solo compactadas em anel edométrico e observaram que o peso específico seco inicial é o parâmetro que mais afeta o colapso dos solos, sendo o colapso inversamente proporcional a este parâmetro.

Vilar & Gaioto (1994) notaram que em situações onde os aterros são simplesmente lançados ou compactados de forma inadequada, tais como botas-foras, aterros construídos a partir de rejeitos de mineração, aterros construídos em regiões áridas e semi-áridas, entre outras situações, formam-se depósitos altamente compressíveis e suscetíveis ao colapso.

e) Solos Porosos da Região Centro-Sul do Brasil

Os solos porosos do Interior de São Paulo ou Paraná, constituem uma espessa camada superficial que recobre tanto formações sedimentares como rochas magmáticas. Recebem esse nome por possuírem elevada porosidade, com macroporos visíveis a olho nú, porém com baixo teor de umidade (em geral abaixo do Limite de Plasticidade). Possuem uma estrutura complexa, a qual é instável, pois sofre colapso quando o solo é saturado.

Esses solos originam-se principalmente de uma evolução pedogênica de materiais superficiais pré-existentes quer sejam residuais ou transportados. Na formação das camadas porosas superficiais ocorre a lixiviação das frações finas do solo, pela ação da água da chuva e conseqüente precipitação desses componentes na camada subjacente. Assim, muitas vezes as camadas subjacentes aos solos porosos são duras, apresentando uma linha divisória entre elas, formada frequentemente por concreções lateríticas.

Segundo Vargas (1977), esses solos possuem elevada porosidade volumétrica (50%) e baixo teor de umidade, resultando em um solo com baixo grau de saturação ($\leq 40\%$).

2.1.2. Estruturas Típicas dos Solos Colapsíveis

Para a ocorrência do colapso, o arranjo original do solo deve ser constituído de uma estrutura macroporosa, onde os grãos de areia são mantidos em equilíbrio meta-estável. Esses grãos de areia são sustentados pela presença de um vínculo capaz de conferir ao solo uma resistência adicional temporária proveniente da sucção, das forças eletromagnéticas de superfície e da cimentação (Dudley, 1970; Nuñez, 1975).

Para ilustrar a ação desses mecanismos de resistência temporária, serão apresentados a seguir, os modelos propostos para os solos de origem colapsível, em função dos vínculos que lhes conferem resistência (Dudley, 1970; Collins & McGown, 1974; Knodel, 1981).

Quando o solo seca, a água que permanece no interior dos poros fica sob tensão de tração, desenvolvendo pressões de contato entre os grãos de areia (Figura 2.1). Assim, esses solos tem um acréscimo aparente de resistência, relacionado com o efeito da capilaridade, o que permite por exemplo, a estabilidade de taludes verticais em areias úmidas (Vilar, 1979).

Com a adição de água, se as tensões capilares forem eventualmente destruídas, há um decréscimo de resistência desse solo, possibilitando a ocorrência

do colapso estrutural, manifestado por uma brusca redução do índice de vazios (Arman & Thornton, 1973).

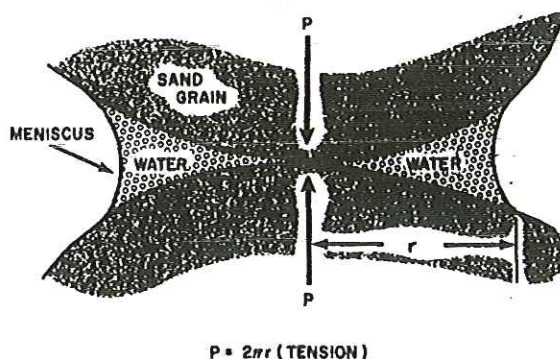


Figura 2.1 - Pressão de Contato produzida pela Capilaridade (Dudley, 1970)

Outro modelo hipotético de solo colapsível envolve uma estrutura em que os grãos maiores (areia e silte) estão ligados através de vínculos de resistência temporária de silte ou argila. Neste caso, as tensões capilares entre os grãos de silte e entre o grão de silte e o de areia são as responsáveis pela estrutura meta-estável (Figura 2.2).

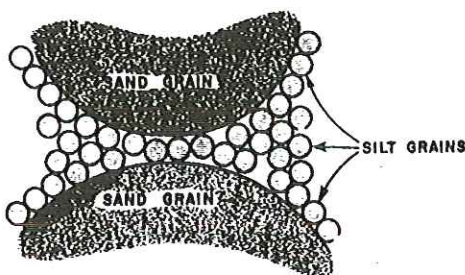


Figura 2.2 - Arranjo esquemático de areia com vínculos de silte (Dudley, 1970).

Os vínculos de argila podem ser formados por processos de autogênese ou transporte; as argilas autogênicas podem ser derivadas do intemperismo sobre os feldspatos. Um arranjo que pode ser formado por esse processo é apresentado na Figura 2.3. Sob condições secas, esse arranjo apresenta considerável resistência. Com adição de água, ocorre a separação dos grãos, diminuindo as forças de atração e com isso a resistência (Dudley, 1970).

A Figura 2.4 está intimamente relacionada aos eletrólitos presentes no fluido

intersticial, quando da sedimentação. As partículas de argila, que no início estavam dispersas no fluido intersticial, floculam à medida que o solo saturado vai secando aumentando a concentração de íons. Assim, originam-se “suportes” de argila que mantêm juntos os grãos maiores, o que acaba conferindo boa resistência ao solo.

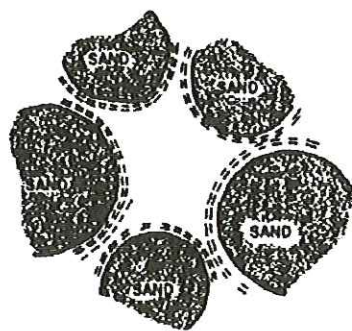


Figura 2.3 - Arranjo esquemático de agregados de areia com vínculos de argila formados por autogênese (Dudley, 1970).

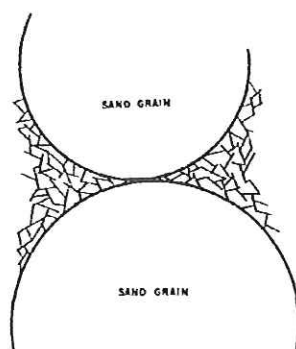


Figura 2.4 - Arranjo esquemático de grãos de areia com contrafortes de argila resultante da lixiviação (Dudley, 1970)

Com o aumento da umidade no solo, ocorre a redução das forças capilares e da concentração de íons. Origina-se assim, um aumento das forças repulsivas entre as partículas, o que provoca considerável perda de resistência e, conseqüentemente, o colapso da estrutura do solo (Dudley, 1970).

Knodel (1981) apresentou um esquema de uma estrutura formada por agregados de argila, unidos entre si por pontes de argila (“clay-bridges”) (Figura

2.5). Os agregados podem também ser formados por silte ou areia. Wolle et al. (1978) identificaram esse tipo de microestrutura nos solos colapsíveis do canal de irrigação do Jaíba (MG). O mesmo ocorreu com Jennings & Knight (1957) para os solos da África do Sul.

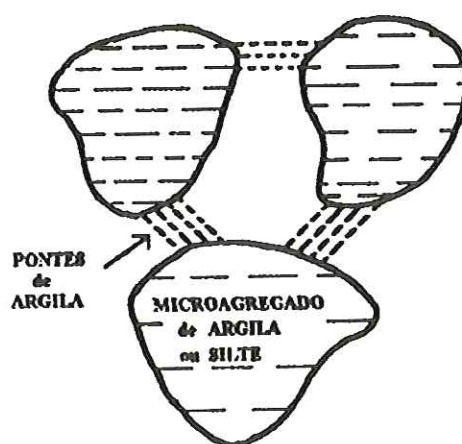


Figura 2.5 - Estrutura esquemática de agregados de argila unidos por pontes de argila (Knodel, 1981).

2.1.3. Ensaio de Identificação da Colapsibilidade

2.1.3.1. Ensaio de Campo

Os ensaios de campo oferecem condições para identificar e quantificar a colapsibilidade dos solos, com bom grau de confiabilidade, devido ao possível amolgamento e a variação de umidade do solo durante a amostragem.

Ferreira (1993) propôs o uso do "Expansocolapsômetro", um aparelho para medir as variações de volume dos solos em campo, em diferentes profundidades do perfil. De acordo com o autor, esse aparelho permite medir deformações com controle da vazão de inundação, sendo possível realizar em campo ensaios de laboratório similares aos edométricos duplos e simples.

Segundo Ferreira & Lacerda (1993), os valores das deformações volumétricas específicas, medidos com o expansocolapsômetro, são em média 11% inferiores aos valores mínimos medidos em ensaios de laboratório. A diferença

está associada a não uniformidade da umidade e da pressão transmitida no campo.

Para El-Ehwany & Houston (1990), as diferenças de campo e laboratório são devidas a variação do grau de saturação, que por sua vez está associado à infiltração. As amostras de laboratório são de pequenas dimensões, apresentando infiltração unidirecional; já no campo a infiltração é tridimensional.

Para os solos do Canal de Irrigação de Jaíba (MG), também foram encontrados recalques de campo inferiores aos de laboratório (Wolle et al., 1981). Para aproximar os resultados dos ensaios de laboratório aos de campo, os autores sugeriram um fator de redução de recalque igual a 2,2. Valor próximo de 2,0, foi sugerido por Dudley (1970).

Tem-se intensificado a realização de ensaios "in situ" (prova de carga inundada), a fim de verificar o real comportamento do solo quando inundado e carregado e avaliar os recalques a que estarão sujeitas as obras projetadas (Wolle et al., 1981). Estes ensaios apresentam elevados custos e, muitas vezes, grandes períodos de tempo para serem concluídos.

2.1.3.2. *Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)*

Segundo Wolle (1974), a microscopia eletrônica de varredura ("scanning") vem-se revelando uma excelente técnica para a análise estrutural do solo colapsível pois, através dela, é possível observar o arranjo dos grãos, o tipo de estrutura (floculada ou dispersa), analisar o formato e a textura da superfície dos grãos e a orientação das partículas.

No Brasil, o estudo de microscopia ainda está bastante limitado. Mendonça (1990) estudou a microestrutura e analisou o fenômeno de colapso para os solos da Bahia, levando em consideração os elementos estruturais apresentados por Dudley (1970), suscetíveis de gerar o colapso de solos quando alterados: tensões capilares, vínculos de silte e de argila.

Paixão & Carvalho (1994), através da análise microestrutural, verificaram

que uma argila porosa de Brasília apresentava estrutura formada por microconcreções de argila, que podem apresentar granulometria de silte e areia. As ligações intergranulares são devidas à sucção e presença dos agentes cimentantes, óxido de ferro e argila, este último atuando em forma de contrafortes e pontes.

Carvalho (1994) estudando os solos colapsíveis do nordeste do estado de Minas Gerais, constatou através de observações em microscópio eletrônico de varredura a existência de uma estrutura macroporosa, formada por partículas maiores que se conectam através de partículas menores, possivelmente silte e/ou argila.

2.1.3.3. Ensaio Químico e Difração de Raios-X

Para identificar e avaliar a estrutura do solo colapsível, é útil conhecer os constituintes mineralógicos, as características químicas do solo, as características químicas do líquido de inundação, bem como a interação solo-fluido percolante.

Através dos ensaios químicos determina-se a quantidade de cátions solúveis, o pH, a capacidade de troca catiônica, a taxa de absorção de sódio e os íons dissolvidos no fluido, dentre outros dados de interesse (Carvalho, 1994).

Reginatto & Ferrero (1973) ressaltam a importância para o conhecimento dos componentes estruturais do solo (ensaios de difração de raio-x) e da natureza do líquido de saturação (ensaios físico-químicos) no estudo do colapso dos solos.

Menescal (1992) ressaltou que o colapso do solo não é somente devido a existência de uma estrutura porosa. Existem solos que, por sofrerem erosão interna resultante da dissolução e carreamento das partículas do solo pelo líquido inundante, adquirem uma estrutura instável e, portanto, sujeita ao colapso. Solos que apresentam esse comportamento são denominados dispersivos e são caracterizados pelo autor acima, como um tipo de solo colapsível.

2.1.3.4. Ensaio Edométrico

Os ensaios edométricos são os mais utilizados na determinação do colapso pois fornecem além de informações qualitativas, valores prováveis de recalques provocados pelo colapso estrutural do solo.

Existem duas formas de realizar os ensaios edométricos para verificação da colapsibilidade de um solo. Uma delas é o ensaio edométrico simples, executado com uma amostra inundada numa determinada tensão de interesse e a outra, é o ensaio edométrico duplo, executado com duas amostras, uma na umidade natural e a outra inundada no início do ensaio.

a) Ensaio Edométrico Simples

Consiste em executar o ensaio edométrico convencional até atingir uma tensão de interesse. Estabilizada esta tensão, inunda-se o corpo de prova e medem-se as deformações por colapso. Depois do estágio de inundação, o corpo de prova sofre carregamento progressivo até o final do ensaio. (Figura 2.6).

Ismael (1989) diz que a grande vantagem desse ensaio em relação ao edométrico duplo, está na eliminação dos problemas associados com o uso de duas amostras diferentes, no que se refere à preparação, ao grau de perturbação e a homogeneidade da amostra. Além disso, o ensaio edométrico simples, fornece uma melhor representação das condições e dados mais consistentes, apesar da análise ser mais lenta.

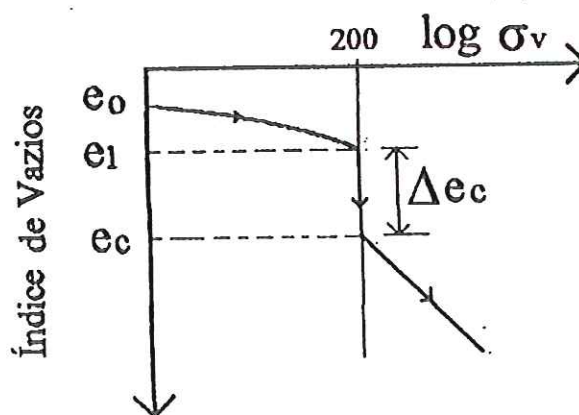


Figura 2.6 - Curva resultante do Ensaio Edométrico simples sugerido por Jennings & Knight (1957).

Jennings & Knight (1975) definem o potencial de colapso para servir de guia para obras construídas em solos colapsíveis, sendo o mesmo obtido carregando-se o corpo de prova na umidade natural até uma tensão de 200 kPa ou outro nível de tensão apropriado (Figura 2.6). Então inunda-se o corpo de prova por 24hs definindo-se em seguida o potencial de colapso (CP)

$$CP = \frac{\Delta e_c}{1 + e_0} \quad (1)$$

onde: Δe_c = variação do índice de vazios devido a inundação,
 e_0 = índice de vazios inicial

Na Tabela 2.1, estão apresentados alguns valores para o potencial de colapso relacionados com a gravidade do problema esperado na obra.

Tabela 2.1 - Potencial de Colapso segundo Jennings & Knight (1975)

CP (%)	Gravidade do problema
0 - 1	nenhum
1 - 5	moderado
5 - 10	problemático
10 - 20	grave
> 20	muito grave

Luttenegger & Saber (1988) apresentaram uma determinação para o potencial de colapso diferente de Jennings & Knight (1975). Esta consiste em carregar a amostra na umidade natural até uma tensão de 300 kPa ou outro nível de tensão mais apropriado, e então, inundar a amostra com água destilada ou outro líquido que tenha características próximas do fluido no campo. As deformações são registradas até a estabilização das leituras, sendo o potencial de colapso (I) definido por:

$$I = \frac{\Delta e_c}{1 + e_i} \quad (2)$$

onde: Δe_c = variação do índice de vazios devido à inundação
 e_i = índice de vazios antes da inundação

Uma idéia aproximada da gravidade do colapso pode ser obtida comparando os resultados encontrados com os da Tabela 2.2.

Tabela 2.2 - Potencial de Colapso (I) segundo Lutenegeger & Saber (1988).

I (%)	Gravidade do Problema
2	leve
6	moderada
10	alta

b) Ensaio Edométrico Duplo

Esse ensaio foi proposto por Jennings & Knight (1975) e consiste em ensaiar duas amostras "idênticas" no oedômetro, uma no estado natural e a outra no estado inundado.

Ambas as amostras inicialmente são submetidas a um carregamento de 1 kPa durante 24 horas. Em seguida, inunda-se uma delas por 24 horas e a outra é mantida na umidade natural. Após esse estágio são normalmente carregadas, com a aplicação de incrementos de carga dobrados a cada 24 horas. Após o ensaio são traçadas curvas e x $\log \sigma_v$ correspondentes aos dois corpos de prova (Figura 2.7a).

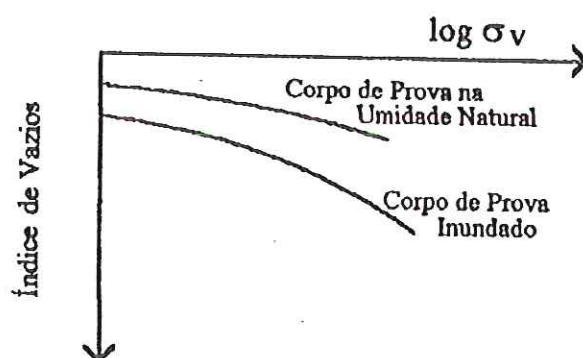


Figura 2.7a - Curvas e x $\log \sigma_v$ resultante do ensaio edométrico duplo.

Como se observa na Figura, as duas curvas não possuem o mesmo índice

de vazios inicial. Assim, foi proposto pelos autores um ajuste de curvas, que consiste em transladar verticalmente a curva da amostra sob umidade natural até o ponto (σ_{vo}, e_o) , onde σ_{vo} é a tensão vertical devido ao peso próprio do solo no campo e e_o é o índice de vazios sob essa tensão (Figuras 2.7b e 2.7c).

Comparando-se a tensão de pré-adensamento do solo inundado (σ_{vps}) com a tensão vertical (σ_{vo}), tem-se duas condições:

- se $\sigma_{vps} / \sigma_{vo}$ estiver entre 0,8 - 1,5 (caso normalmente adensado), o ajuste é feito transladando a curva até o ponto (σ_{vo}, e_o) sobre a reta virgem (Figura 2.7b).
- se $\sigma_{vps} / \sigma_{vo} > 1.5$ (caso pré-adensado), o ajuste é feito como no caso anterior, porém o ponto (σ_{vo}, e_o) não está sobre a reta virgem (Figura 2.7c).

Esses ajustes só devem ser aplicados aos solos que, sob a solicitação do peso próprio (σ_{vo}), não sofrem colapso quando inundados, ou seja, quando não ocorre variação do ponto (σ_{vo}, e_o) .

De acordo com Jennings & Knight (1975), os solos que apresentam esse comportamento, são razoavelmente antigos e localizam-se em regiões de elevados índices pluviométricos.

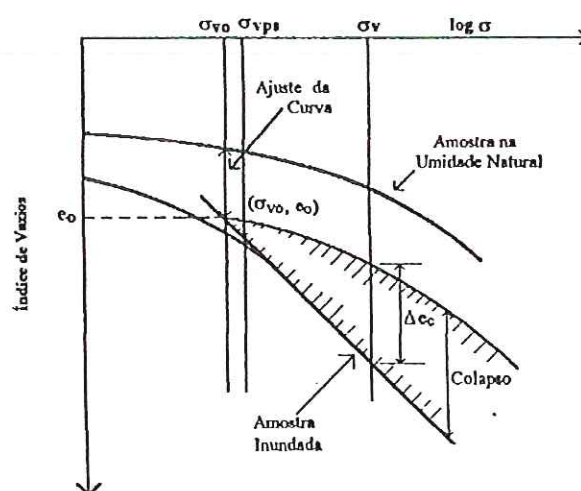


Figura 2.7b - Ajuste da curva para o ensaio edométrico duplo de um solo normalmente adensado (Jennings & Knight, 1975).

Vários autores tem-se preocupado em analisar as dispersões encontradas no potencial de colapso obtidas pelos ensaios edométricos simples e duplos.

Reznik (1989) mostrou que o potencial de colapso encontrado com o ensaio edométrico simples é de 10 a 20% menor que o determinado no ensaio edométrico duplo.

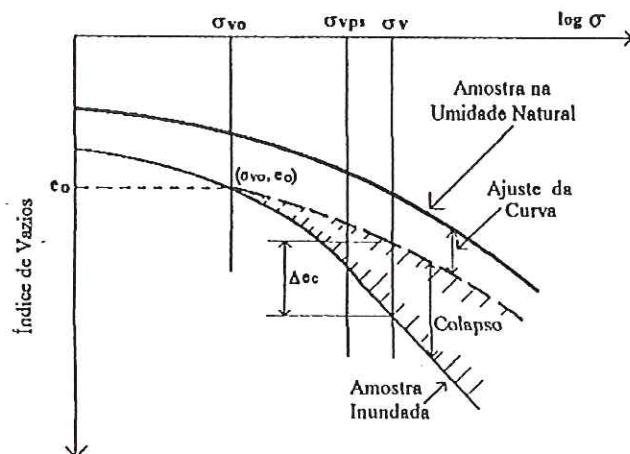


Figura 2.7c - Ajuste da curva para o ensaio edométrico duplo de um solo pré-adensado (Jennings & Knight, 1975).

Basma & Tuncer (1992) encontraram valores similares para os dois processos com amostras de solo compactado, com variação aleatória do teor de umidade, do grau de compactação e da pressão de umedecimento (Figura 2.8).

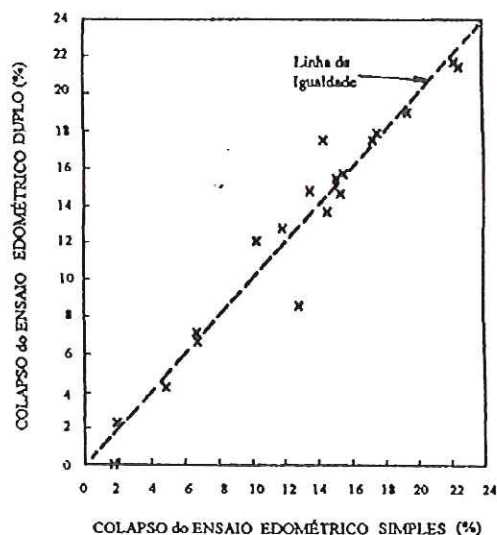


Figura 2.8 - Comparação entre o Potencial de Colapso obtido pelos Ensaio Edométrico Simples e Duplos de acordo com Basma & Tuncer (1992).

2.1.4. Critérios de Identificação dos Solos Colapsíveis

Devido aos grandes problemas causados pelo colapso dos solos, surgiu a necessidade de criar critérios eficientes na identificação deste fenômeno. Entretanto, os critérios disponíveis são limitados e ficam restritos aos solos a partir dos quais foram derivados.

2.1.4.1. Critérios Baseados nos Índices Físicos e limites de Atterberg

Esses critérios ressaltam a influência da porosidade e do grau de saturação, fornecendo apenas informações qualitativas da magnitude do colapso, não considerando em suas análises o efeito das tensões aplicadas, da natureza dos contatos entre os grãos, da cimentação, da gênese e da constituição do solo (Agnelli, 1992).

a) Critério de Denisov (1951)

Denisov (1951) com base nos limites de consistência dos solos, estabeleceu um critério que se aplica uma relação entre índices de vazios. O autor definiu um coeficiente K, denominado coeficiente de subsidência, como sendo a relação entre o índice de vazios do solo no limite de liquidez (e_L) e o índice de vazios do solo no estado natural (e_0):

$$K = \frac{e_L}{e_0} \quad (3)$$

se: $0,5 < K < 0,75$ - solos altamente colapsíveis

$K = 1,0$ - margas não colapsíveis

$1,5 < K < 2,0$ - solos não colapsíveis

b) Critério de Priklonskij (1952)

Esse critério, citado por Feda (1966), define um coeficiente (K_d), em função dos limites de Atterberg (liquidez, LL; plasticidade, LP) e do teor de umidade natural (w_0):

$$K_d = \frac{LL - w_0}{LL - LP} \quad (4)$$

Para: $K_d < 0$ - solos altamente colapsíveis

$K_d \geq 0,5$ - solos não colapsíveis

$K_d > 1,0$ - solos expansivos

c) *Código da U.R.S.S.(1962)*

Segundo Northey (1969), esse critério define um coeficiente (λ) em função do índice de vazios no estado natural (e_0) e o índice de vazios no estado do limite de liquidez (e_L), dado por:

$$\lambda = \frac{e_0 - e_L}{1 + e_0} \quad (5)$$

É aplicado para solos com grau de saturação menor ou igual a 60%, os quais são colapsíveis para $\lambda \geq -0,1$ e expansivos para $\lambda \leq -0,3$.

d) *Critério de Gibbs e Bara (1967)*

Gibbs & Bara (1967) definiram um critério que foi utilizado na identificação dos solos colapsíveis do Canal de San Louis, na Califórnia, através da relação:

$$R = \frac{w_{sat}}{LL} \quad (6)$$

onde, w_{sat} é o teor da umidade necessário para o solo atingir um grau de saturação igual a 100% e LL é o limite de liquidez. Por esse critério os solos colapsíveis apresentam R maior que um.

Pode-se analisar esse critério graficamente, sob diferentes situações, através da relação entre o peso específico seco do solo e o limite de liquidez. (Figura 2.9). No caso I, tem-se um solo poroso, com um volume de vazios maior que o necessário para conter o volume de água correspondente à umidade no limite de liquidez, resultando um solo que pode ser saturado até o ponto de não apresentar mais resistência, sendo portanto suscetível ao colapso.

Quando o volume de vazios for menor que o necessário para conter o volume de água correspondente ao limite de liquidez (caso III), o solo se manterá plástico com a saturação, apresentará uma maior resistência ao deslocamento das partículas e apenas sofrerá colapso com aplicação de uma sobrecarga.

O caso II, constitui a condição limite, em que o volume de vazios é igual ao volume de água no limite de liquidez e serviu para traçar o gráfico da Figura 2.9 que determina as densidades limites.

Segundo Arman & Thornton (1973), este critério aplica-se apenas a solos não cimentados e com $LL > 20\%$.

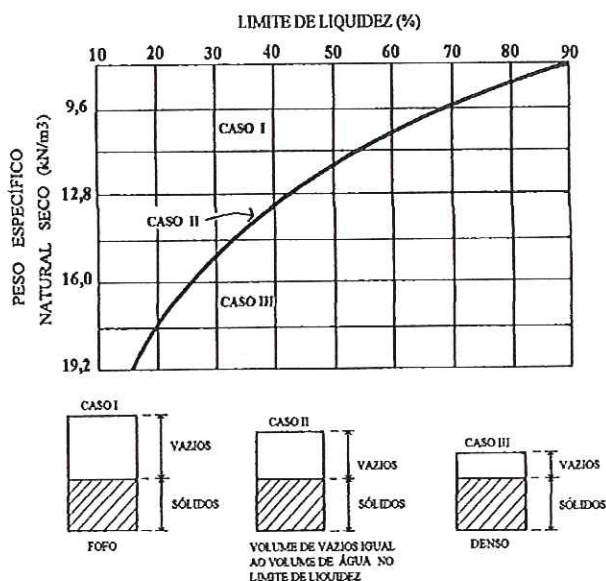


Figura 2.9 - Critério de Identificação da Colapsibilidade de Gibbs & Bara (1967).

e) Feda (1966)

Feda (1966) propôs um coeficiente (K_1), que é definido da seguinte maneira:

$$K_1 = \frac{\left(\frac{w_0}{S_0}\right) - LP}{LL - LP} \quad (7)$$

onde, S_0 é o grau de saturação natural, w_0 é a umidade natural e LL e LP são, respectivamente, o limite de liquidez e o de plasticidade da amostra.

Por esse critério, os solos que apresentam grau de saturação menor que 60% são chamados colapsíveis ou subsidentes se o valor de K_1 for maior que 0,85.

f) Critérios de Kassif & Henkin (1967)

Kassif & Henkin (1967) previram a suscetibilidade de colapso de um solo loéssico através de um critério baseado no peso específico seco e no teor de

umidade. Esse solo sofrerá grandes recalques se o produto entre o peso específico aparente seco e o teor de umidade, em porcentagem, for menor que 15.

2.1.4.2. Critério Baseado em Ensaio de Dispersão

Arman & Thornton (1973), ao analisarem o comportamento dos siltes colapsíveis do sudoeste de Lousiana (E.U.A), verificaram através de observações visuais a dispersão do solo em uma solução de 3% de hexametáfosfato de sódio ("calgon test") e que o mesmo será colapsível se a mistura apresentar uma coloração escura.

Benites (1968) sugeriram o ensaio de dispersão para indicar a colapsibilidade dos solos de Benson, Arizona (E.U.A). Esse ensaio consiste na mistura de 2g de solo na umidade natural, em 125 ml de água destilada e na medida do tempo para que ocorra a completa dispersão. Os solos pesquisados eram considerados colapsíveis para um tempo de dispersão entre 20 a 30 segundos.

2.1.4.3. Critério Baseado no Teor de Finos

Handy (1973) constatou a variação da probabilidade de colapso dos solos loéssicos de Iowa com teor de argila ($< 0,002$ mm), como é mostrado na Tabela 2.3.

Tabela 2.3 - Variação da probabilidade do Colapso com o Teor de Finos (Handy, 1973).

Teor de Finos (%)	Probabilidade do Colapso
< 16	Alta Probabilidade
16 - 24	Provavelmente Colapsível
24 - 32	Probabilidade menor que 50%
> 32	Geralmente não Colapsível

2.1.4.4. Critério Baseado em Ensaio de Campo

A colapsibilidade pode ser determinada através dos ensaios CPT (Cone Penetration Test), e expressa da seguinte forma:

$$K_w = \frac{P_q}{P_{qw}} \quad (9)$$

onde:

P_q - resistência a penetração do cone no solo natural

P_{qw} - resistência a penetração do cone no solo inundado

K_w - coeficiente de colapso

Os solos loéssicos pesquisados, que apresentaram, conforme a carga aplicada, valores K_w maiores que os da Tabela 2.4, foram considerados colapsíveis.

Tabela 2.4 - Valores de K_w para Identificação da Colapsibilidade

Carga Aplicada (kPa)	K_w
100	2,0
200	1,5
300	1,3

2.1.4.5. Identificação do Colapso pelas Equações de Basma & Tuncer

Basma & Tuncer (1992), para a previsão do potencial de colapso, desenvolveram equações empregando análises de regressão múltiplas em dados de laboratório e obtiveram:

$$CP = 48,496 + 0,102 CU - 0,457 w_o - 3,533 \gamma_d + 2,80 \ln \sigma_w \quad (10)$$

$$CP = 48,506 + 0,072 (S-C) - 0,439 w_o - 3,123 \gamma_d + 2,85 \ln \sigma_w \quad (11)$$

Sendo:

CP - potencial de colapso

CU - coeficiente de uniformidade

w_o - umidade inicial (%)

γ_d - peso específico seco (kN/m^3)

(S-C) - diferença entre porcentagem de areia e argila (%)

σ_w - tensão de umedecimento (kPa)

Para verificar a validade das equações, os autores analisaram dados experimentais de campo, obtidos por Houston et al. (1988) e dados de laboratório apresentados por Lawton et al. (1989), chegando à conclusão que o potencial de colapso obtido pelas expressões apresentavam boa concordância com os dados analisados. Com base na Equação 11, os autores criaram um gráfico que permite estimar o possível colapso do solo, fornecendo uma idéia qualitativa do problema. Esse gráfico foi obtido com o solo na umidade de compactação e pressão de inundação $\sigma_w = 200$ kPa (Figura 2.10).

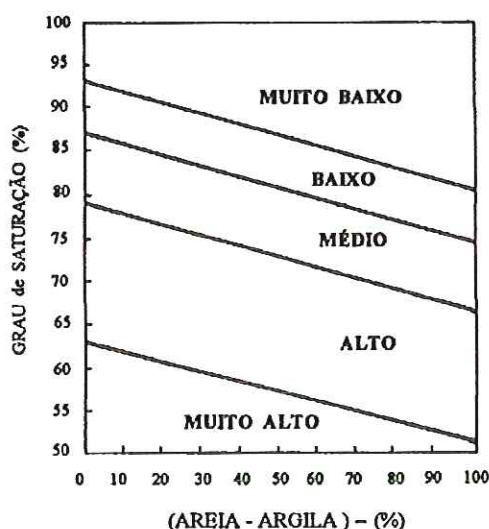


Figura 2.10 - Estimativa do Grau de Colapsibilidade de acordo com Basma & Tuncer (1992).

2.1.4.6. Critérios Baseados nos Ensaio Edométricos

A utilização de critérios baseados no ensaio de compressão unidirecional (adensamento ou edométrico) fornece não apenas informações qualitativas, mas também valores prováveis da magnitude do colapso.

Denisov (1951) propôs a utilização do ensaio edométrico com inundação por estágios e definiu o coeficiente de subsidência (R) para o solo, em várias situações (Figura 2.11).

- Coeficiente de subsidência devido à inundação (R_i):

$$R_i = \frac{\Delta e_c}{1 + e_1} \quad (12)$$

onde, Δe_c é a variação do índice de vazios devido ao umedecimento, e_1 é o índice de vazios na pressão σ_v , antes da inundação.

- Coeficiente de subsidência devido ao carregamento (R_p):

$$R_p = \frac{\Delta e_s}{1 + e_0} \quad (13)$$

onde, Δe_s é a variação do índice de vazios devido à aplicação σ_v e e_0 é o índice de vazios inicial da amostra

- Coeficiente de subsidência total (R_t):

$$R_t = \frac{\Delta e_s + \Delta e_c}{1 + e_0} \quad (14)$$

Vargas (1978) chamou o coeficiente de subsidência devido a inundação de coeficiente de colapso estrutural (i). De acordo com o autor, quando $i > 2\%$ os solos são colapsíveis.

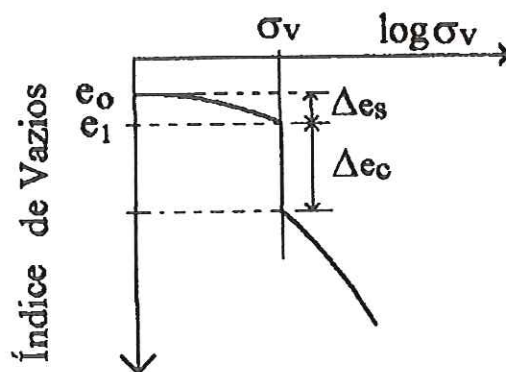


Figura 2.11- Curva $e \times \log \sigma$ resultante do Ensaio Edométrico (Denisov, 1951).

Reginatto & Ferrero (1973) introduziram um método baseado nos gráficos de deformação específica (ϵ) ou do índice de vazios (e) pelo logaritmo da tensão vertical, obtido do ensaio edométrico duplo (Figura 2.12). O coeficiente de colapso (C) é definido pela seguinte expressão:

$$C = \frac{\sigma_{vps} - \sigma_{vo}}{\sigma_{vpn} - \sigma_{vo}} \quad (15)$$

onde:

σ_{vps} - tensão de fluência do solo no estado saturado

σ_{vpn} - tensão de fluência do solo no estado natural

σ_{vo} - tensão vertical geostática

Se: $C < 0$ o solo é colapsível;

$0 < C < 1$, o solo será colapsível dependendo da tensão vertical total (σ) atuante sobre o solo. Dessa forma, quando $\sigma_v < \sigma_{vps}$ não ocorrerá o colapso do solo; se $\sigma_{vps} < \sigma_v < \sigma_{vpn}$, o colapso ocorre quando o solo é inundado após carregamento. Quando $\sigma_v > \sigma_{vpn}$, o colapso ocorre mesmo sem inundação do solo.

$C = 1$ ($\sigma_{vps} = \sigma_{vpn}$), o solo não é colapsível e seu comportamento independe do grau de saturação.

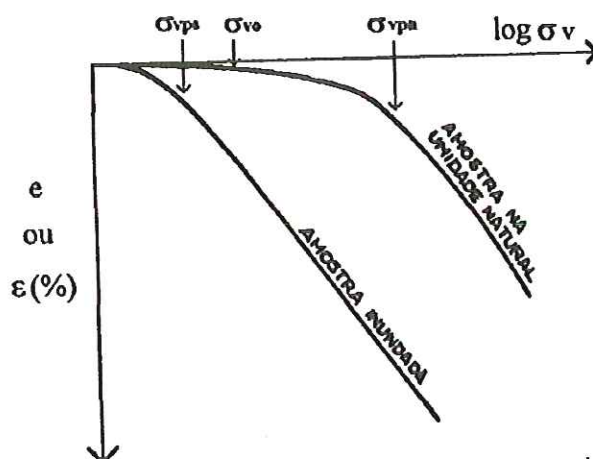


Figura 2.12 - Susceptibilidade do solo ao colapso de acordo com Reginatto & Ferrero (1973).

2.1.5. Influência do Fluido de Saturação

Os solos colapsíveis apresentam uma resistência adicional temporária proveniente dos vínculos de cimentação, originados por determinadas substâncias, tais como: óxidos de ferro e carbonatos de cálcio (Dudley, 1970; Nuñez, 1975; Clemence, 1985), gibsita e sais (El-Sohby et al., 1989).

Quando ocorre um acréscimo de umidade, as ligações interpartículas enfraquecem ou desaparecem e fazem com que o solo não resista a tensão aplicada, resultando no colapso da estrutura. A velocidade com que os vínculos de cimentação perdem sua resistência dependerá da natureza da água que infiltra no solo e da solubilidade do cimento envolvida (Reginatto & Ferrero, 1973; Camapum de Carvalho et al., 1987).

Desta forma, torna-se importante conhecer as propriedades químicas do fluido que penetra nos poros do solo, uma vez que o solo colapsível pode apresentar comportamento diferente, dependendo da interação química entre o fluido saturante e o solo (Reginatto & Ferrero, 1973; Moll et al., 1975; Arman & Thornton, 1973; Camapum de Carvalho et al., 1987; Lutenegger & Saber, 1988). Entretanto, o colapso dos solos tem sido estudado de uma forma geral, considerando apenas a sua inundação com água. São reduzidos os relatos na literatura que contemplam a influência do fluido de inundação nas características colapsíveis dos solos.

Denisov (1951) encontrou para o corpo de prova no estado natural de solo loéssico que o colapso pode ser uma função do fluido de saturação e que soluções aquosas eletrolíticas diminuem o colapso na seguinte sequência: $H_2O > solução NaCl > solução AlCl_3 > solução FeCl_3$

O autor realizou ainda, ensaios de desintegração deste solo com água, benzeno e acetona, fluidos de distintas características químicas, e observou que ocorreu uma desintegração completa da estrutura do solo quando saturado com água; somente desintegração parcial ocorreu quando saturado com acetona e pequeno amolgamento da estrutura ocorreu quando inundou-se o solo com benzeno. Observa-se que tanto o benzeno quanto a acetona são fluidos que

apresentam constantes dielétricas inferiores à da água (2,28 e 20,7 a 20°C, respectivamente).

Segundo Mitchell (1976), a defloculação e a expansão de argilas pode ser considerada como sendo uma função da constante dielétrica do fluido de saturação. Isto ocorre principalmente porque a magnitude de atração e repulsão de cargas eletrostáticas entre partículas de argila é inversamente proporcional a constante dielétrica do fluido. Assim, menor expansão da dupla camada de argila pode ser esperada com fluidos de baixa constante dielétrica.

Reginatto & Ferrero (1973) apresentaram resultados de colapso de solos siltsos de Córdoba, Argentina, através de ensaios edométricos saturados com diferentes fluidos, dentre eles, água de esgoto doméstico (pH 8,5 – 9,0), água potável (pH 6,5 – 6,8) e água ácida (pH 5,5 – 5,6). Os resultados mostraram que os solos possuem comportamento ao colapso bem variado em relação ao fluido percolante. Alguns solos apresentaram-se verdadeiramente colapsíveis independente de qualquer tipo de líquido, enquanto outros, apresentaram-se estáveis quando inundados com água potável e mostraram diferentes potenciais de colapso quando inundados com outros fluidos.

Uma análise da interação química entre o solo e o líquido de saturação sugere que o colapso dos solos ensaiados pode ser devido à dispersão ou defloculação da fração argila que constitui as ligações cimentantes entre as partículas de solo.

Egri (1971) estudando os solos loéssicos da Hungria, não encontrou nenhuma diferença significativa no potencial de colapso dos solos inundados por fluidos de várias concentrações de sais.

Arman & Thornton (1973) estudando os solos colapsíveis e não colapsíveis de Lousiana (EUA) mostraram que a permeabilidade em ambos os solos com água destilada, decresce com o tempo depois da saturação inicial. Após 30 dias, a permeabilidade (k), diminuiu para quase um décimo do valor inicial. Entretanto quando substituiu-se a água por tetracloreto de benzeno (um líquido apolar), este drenou rapidamente através do solo, ao passo, que com o etileno glicol (um líquido

extremamente polar), não aconteceu uma drenagem completa. Esta impermeabilidade pode ter sido resultado da presença de elevadas cargas eletroquímicas que estavam vedando os poros.

Moll (1975) realizou ensaios em solos colapsíveis de Córdoba, Argentina variando o pH do fluido de inundação. Os líquidos saturantes empregados foram: água potável (pH 6,5 à 6,8); água de esgoto (pH 8,5 à 9,0) e água ácida (pH 5,5 à 5,7).

Através dos ensaios edométricos o autor observou que o solo mostrou-se:

- a) colapsível para os três fluidos de inundação;
- b) com água potável pode suportar altas pressões; mostrou-se verdadeiramente colapsível com água ácida e condicionalmente colapsível com água de esgoto.

O autor ensaiou o solo e o líquido de inundação antes e depois de proceder a saturação. Para os solos encontrou uma diminuição dos sais solúveis em especial, sais sódicos. Para os líquidos, verificou um considerável aumento do conteúdo de Na solúvel, com muito pouco de Ca solúvel, especialmente com água de esgoto. O pH aumenta, passando em todos os casos a alcalino, mesmo no caso da água ácida.

Isso indica que o efeito de arraste de sais solúveis produz a dispersão ou defloculação da fração de argila ao saturar.

Segundo Young & Sethi (1976), os mecanismos básicos de ações interpartículas podem ser alterados se:

- a) mudanças na química do fluido intersticial criar reações físico-químicas dentro do sistema solo-água;
- b) o intemperismo devido à hidrólise promover a formação de materiais amorfos nos solos.

Camapum de Carvalho et al. (1987) estudaram amostras de argila porosa das cidades de Guará e Ceilândia (DF) inundadas com três fluidos distintos: água de chuva (pH 7,0), água da rede de abastecimento local (pH 8,9) e água da rede de abastecimento conduzida a um pH de 4,0 através da adição de ácido sulfídrico

(H₂S). Apesar da semelhança das propriedades físicas dos dois solos estudados, houve uma diferença no comportamento colapsível dos mesmos. O solo de Guará não apresentou mudança de comportamento quando inundado com os fluidos distintos, entretanto, as amostras de Ceilândia mostraram que o pH do fluido de inundação tende a intensificar o potencial de colapso dos solos e que este é máximo para a tensão de 100kPa.

Lutenegger & Saber (1988) relataram que inicialmente a estrutura da argila pode estar floclada e a adição de água age como um defloculante para iniciar o colapso. Segundo os autores, se esse conceito é correto, então a função do fluido no poro é significativa e outros agentes defloculantes podem causar até mesmo maior dano na estrutura intrínseca do solo meta-estável.

Mariz & Casanova (1994) estudando o mecanismo de colapso dos solos do Planalto Central, observaram na saturação do solo com água, dimetil-sulfóxido e ciclohexano que quando a amostra é inundada com água, a deformação devido ao colapso é muito maior do que quando inundada com os outros líquidos (Figura 2.13).

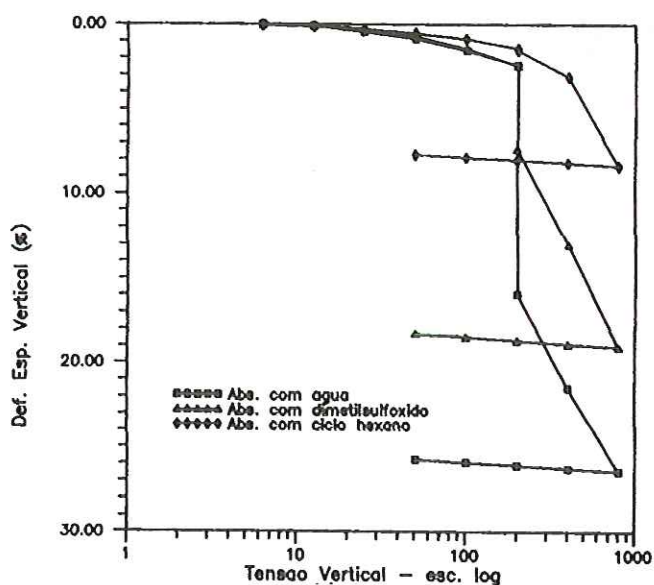


Figura 2.13 - Ensaio Edométrico inundado sob 200 kPa (Mariz & Casanova, 1994).

Este fenômeno pode ser explicado pelo fato do dimetil sulfóxido e ciclohexano apresentarem baixos valores para a constante dielétrica e a tensão

superficial (Tabela 2.5). Tal fato acarreta uma interação solo-líquido percolante de forma diferente em relação a água, ocasionando menor velocidade de umedecimento, possibilitando a saída de bolhas de ar contidas nos poros de forma mais lenta e reduzindo assim, a destruição dos vínculos entre as partículas do solo.

Tabela 2.5 - Características dos líquidos utilizados nos ensaios (Mariz & Casanova, 1994).

Líquido	Constante Dielétrica	Peso Específico (g/cm ³)	Viscosidade (cente Poise)	Tensão Superficial (Dyna/cm)	Momento Dipolar (Debycs)	Const. Dielétrica x (Volume Molar) ³	Fórmula
água	80	10.00	1.00	73	1.89	209	H ₂ O.
dimetilsulfóxido	49	11.00	2.00	43	3.90	204	C ₂ H ₆ SO
ciclohexano	1.89	6.60	0.98	25.5	0	10	C ₆ H ₁₂

2.2. Solos Dispersivos

Pesquisas desenvolvidas, principalmente na Austrália e nos EUA, mostraram a ocorrência de um tipo de argila estruturalmente instável, facilmente defloculada e, desta forma, altamente erodível. Quando ocorre a percolação de água nestes solos, suas partículas entram facilmente em suspensão, causando sérios problemas nas estruturas construídas sobre eles. Estas argilas são denominadas "argilas dispersivas".

A natureza das argilas dispersivas é estudada por cientistas de solo e engenheiros agrônomos do U. S. Soil Conservation Service há mais de 40 anos, mas a importância deste assunto na prática da Engenharia Civil não foi amplamente divulgada até o ano de 1960, quando muitas rupturas em pequenas Barragens na Austrália apareceram devido às argilas dispersivas.

Segundo Indraratna (1991), os solos dispersivos caracterizam-se por serem solos argilosos, altamente susceptíveis à erosão natural e por apresentarem alta porcentagem de íons de sódio permutáveis (Na⁺). Estes solos erodem rapidamente mesmo sob velocidades de percolação desprezíveis, devido a segregação das partículas individuais (dispersão em suspensão).

Quando uma camada superficial de argila dispersiva é sobrejacente a areias e pedregulhos permeáveis, ocorre a infiltração de água de chuva ao longo de canais de percolação iniciais formados como resultado de trincas de secamento, furos de animais ou furos laterais pelo apodrecimento de raízes. As paredes dos canais de percolação são rapidamente erodidas formando túneis verticais e furos profundos. A Figura 2.14 mostra um esquema de formação de piping vertical e furos profundos (*sink holes*) originado pelo fluxo descendente da chuva. Esta Figura representa uma região ao sul do Arizona formada por uma camada de argila dispersiva de cerca de 5 m de espessura, sobrejacente a uma camada de pedregulho permeável (Sherard et al., 1972).

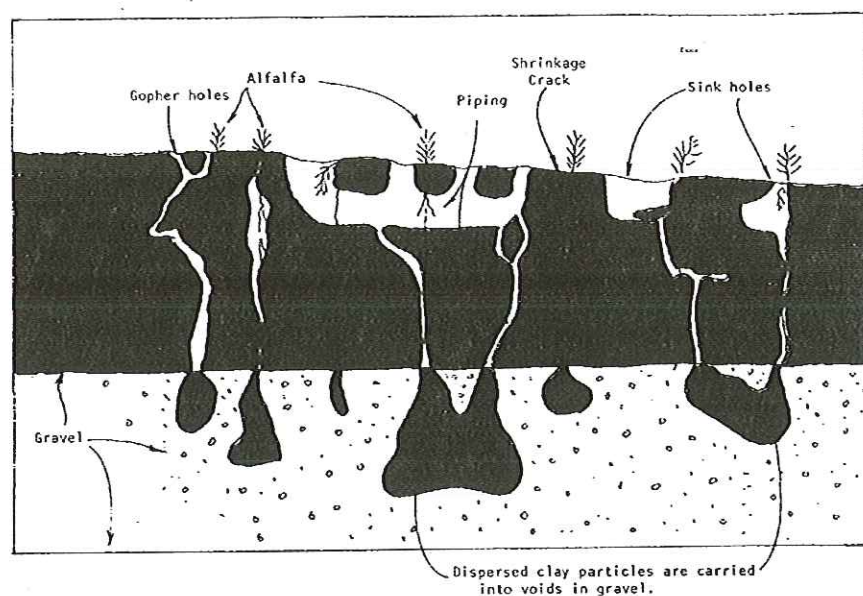


Figura 2.14 - Problemas causados em argilas dispersivas em solos do Arizona (Sherard et al., 1972).

No passado acreditava-se que os problemas com argilas dispersivas estavam relacionados a solos formados em climas áridos e semi-áridos, no entanto tem-se verificado também em recentes anos, alguns problemas de erosão e *piping* em solos encontrados em locais de clima úmido. De acordo com Indraratna (1991), problemas associados a solos dispersivos tem sido reportados em várias partes do mundo, tais como: EUA, Austrália, Grécia, Índia, América Latina, África do Sul e Tailândia.

A principal diferença entre argilas dispersivas e argilas resistentes à erosão é a natureza dos cátions na água intersticial. Argilas dispersivas tem

preponderância de sódio, enquanto argilas comuns tem predominância de cátions de cálcio e magnésio na água intersticial.

Aitchison et al. (1963) descreve duas características dos solos susceptíveis ao mecanismo de ruptura:

1. Apresentar relativamente elevada porcentagem de íons monovalentes (notadamente sódio) e uma deficiência de cálcio, magnésio e outros cátions de maior valência, e
2. Apresentar baixo teor de umidade de campo no período da construção (solos salinos ou solos de regiões áridas e semi-áridas).

Exceto para solos alcalinos e salinos, a suscetibilidade também tende a estar associada a solos ácidos de $\text{pH} < 7,0$. O autor ressalta que qualquer solo poderá ser potencialmente suscetível à ruptura quando em contato com água salina não inicialmente em equilíbrio com ele, quer dizer, quando o mesmo for inundado ou percolado por fluido que possui uma proporção elevada de cátions monovalentes em relação à cátions multivalentes.

Segundo Young & Sethi (1976) tem-se observado que solos *solonetz*¹ ou alcalinos não salinos (*nonsaline-alkali*) são dispersivos, apresentam condutividade elétrica do extrato de saturação abaixo de 4ms/cm, valores de $\text{pH} \geq 8,5$ e permeabilidade muita baixa; em contrapartida, as argilas não dispersivas (solos salinos ou salinos-alcalinos) apresentam elevado teor de sal ou baixo valor de ESP². Estas características estão resumidas na Tabela 2.6.

Sherard et al. (1972) observaram que as argilas dispersivas erodem na presença de água por um processo chamado "dispersão" ou "defloculação". Este fenômeno ocorre quando forças repulsivas em partículas individuais de argila excedem as forças atrativas (Van der Waals); assim, quando a massa de argila está em contato com a água, partículas de argila individuais são progressivamente separadas da superfície e entram em suspensão. Se a água está escoando, as partículas de argila dispersas são levadas juntamente com ela.

¹ Solonetz: solo halomórfico (alcalinos) imperfeitamente drenados, de regiões áridas e de depósitos litorâneos.

² ESP: porcentagem de sódio permutáveis

Tabela 2.6 - Características dos solos salinos, salinos-alcálinos e não salinos-alcálinos.

Tipo de solo	ESP	Condutividade elétrica (mS/cm)	pH
Salino	< 15	> 4	< 8.5
Salino-alcálinos	> 15	< 4	> 8.5
Não salino-alcálinos	> 15	< 4	> 8.5

Inglês (1968) encontrou que a dispersão espontânea não ocorre em argilas com menos de 12,5% de Na⁺, e que abaixo deste valor, poderá ocorrer ruptura apenas por expansão e atrito (erosão), não por deflocação.

Schmidt & Emerson (1976) sugerem que forças interpartículas controlam a dispersão das argilas. Quando as forças de interação entre partículas constituintes do sistema argila-água são repulsivas, ocorre o deslocamento de partículas devido à dispersão, resultando no desenvolvimento de erosão e *piping* (Yong & Sethi, 1976).

Mariz (1993) observa que o fenômeno de *piping* está relacionado à dispersão e deflocação da fração argila ao sofrer saturação. Esta dispersão da argila é regida pela porcentagem de cátions trocáveis, pelo pH, pelo tipo de solo e pela concentração de sais no líquido saturante.

Oster & Schroer (1979) observam que a dispersão dos solos decresce com o aumento da concentração eletrolítica.

De acordo com Sherard et al. (1976), uma das propriedades da argila que governa a susceptibilidade a dispersão é a quantidade de cátions de sódio dissolvidos na água intersticial, relativo a quantidade de outros cátions básicos (cálcio e magnésio). A ação do sódio aumenta a espessura da dupla camada elétrica ao redor das partículas de argila individuais e conseqüentemente diminui as forças de atração entre partículas, ocasionando o seu desprendimento da massa de solo.

O segundo fator que governa a susceptibilidade da argila para ocorrência do *piping* é o teor total de sais dissolvidos na água do reservatório. Quanto menor o

teor de sais dissolvidos na água, maior a facilidade para ocorrer dispersão das argilas. O autor exemplifica com barragens que permaneceram intactas quando em seu reservatório foi colocada água relativamente salgada, mas rompeu rapidamente quando o reservatório foi esvaziado e novamente preenchido com água pura.

Como sugerido em alguns estudos, (Mcneal, 1968; Shainberg & Caiserman, 1971), muitos solos dispersivos são conhecidos por serem escassos em sais solúveis com porcentagem de sódio permutáveis (ESP) maior que 15%. Os conceitos dos mecanismos gerais responsáveis pela dispersibilidade são:

- a) expansão do material devido a repulsão da dupla camada, e
- b) desorção ou remoção de íons adsorvidos na superfície das partículas de argila que aumentam a espessura da dupla camada, e conseqüentemente a força de expansão resultando na separação das partículas.

Segundo Holmgren & Flanagan (1976) na condição dispersiva o sódio está sempre presente no sistema, mas há outros fatores também influenciáveis, tais como: *tactoids*, concentração de sal, pH do solo, teor de umidade inicial e a mineralogia. A influência destes fatores é discutida a seguir.

Sódio: o efeito do sódio como agente dispersante está relacionado à valência do íon monovalente (Na^{+1}). O cálcio e o magnésio bivalentes e o alumínio trivalente são outros cátions dominantes no sistema solo, contudo estes íons inibem a dispersão. O potássio mesmo sendo monovalente, é rapidamente incorporado na estrutura quase-estável do cristal, não apresentando quantidades suficientes para influenciar a dispersão.

O aglomerado de íons de sódio monovalentes contém duas vezes mais íons do que o aglomerado de íons bivalentes. Desta forma, o potencial osmótico é maior no sistema sódio porque a osmose exibe uma relação direta com o número de íons presentes no sistema. (Emerson & Bakker, 1960).

Tactoids: O conceito da interação de partículas tem sido usado para prever a sorção da água e as pressões de expansão de argilas montmoriloníticas. Resultados experimentais estão de acordo com a teoria se for assumido que as partículas de argila existem como pacotes ou *tactoids* (tipo de estrutura),

consistindo de quatro a nove folhas avulsas, empilhadas em arranjos paralelos, e se além disso, for assumido que os espaços intercamadas destes *tactoids* preferem cálcio a sódio.

Concentração de sal: sais dissolvidos em altas concentrações são mencionados como a causa do fenômeno osmótico transitório. Este também pode ser um sensível fator no controle da dispersão, igualmente a baixas concentrações.

pH: o efeito do pH é consequência do próton (íon H^+) em alternância com as cargas características das partículas de argila. Muitas das cargas localizadas nas partículas de argila originam-se de substituição isomórfica de cátions trivalentes de alumínio por silício quadrivalente. O resultado do desequilíbrio de cargas internas provém da rede de carga negativa que é balanceada pelo aglomerado de íons externos. Estas cargas internas não são afetadas pelas mudanças de pH.

Mitchell (1976) observa que o pH é um fator muito importante no comportamento de suspensões de argila. Baixos valores de pH promovem o aparecimento de uma borda positiva (dupla camada positiva) para interações superficiais negativas, comandando a floculação da suspensão. Suspensões estáveis ou dispersões de partículas de argila, muitas vezes requerem altas condições de pH.

Mineralogia: a montmorilonita é mencionada como um argilomineral dispersivo devido ao sódio e ao cálcio não se misturarem no interior da estrutura *tactoid*. A vermiculita e a mica são similares à montmorilonita mas podem expandir apenas dentro do limite de confinamento, portanto não podendo dispersar para fora das folhas individuais como a montmorilonita.

A caulinita é um argilomineral muito importante; apresenta uma estrutura diferente da montmorilonita, formando placas mais cheias, resultando em maior razão de superfície borda-face. O pH depende de cargas de superfície, incluindo cargas positivas, que são localizadas nestas bordas. A caulinita portanto terá uma maior quantidade de cargas de baixo pH e será menos dispersiva sob estas condições.

Segundo Sherard et al. (1972), altos valores de ESP e suscetibilidade ao piping geralmente aparecem em solos em que a fração argila é composta pelo argilomineral montmorilonita. Algumas ilitas são altamente dispersivas; entretanto, elevados valores de ESP e elevada dispersibilidade são raros em argilas caulínicas.

Goldberg et al. (1988) observam que alterar as características da solução fluida que entrará em contato com o solo, tais como, concentração eletrolítica, sodicidade, pH, concentração de sílica solúvel, bem como modificar algumas características do solo como porcentagem de troca de sódio, teor de carbonato, mineralogia e teor de argila (CTC e área superficial) podem afetar a dispersão.

A estabilidade estrutural do solo é dependente da água de irrigação; concentrações eletrolíticas muito baixas e/ou elevado valores de SAR contribuem para a dispersão dos solos (Shainberg & Letey, 1984).

Argilas com porcentagem de sódio permutáveis (ESP) de 7 a 10 são moderadamente dispersivas e tem sido associadas com rupturas por *piping* em barragens de argila, quando o reservatório está preenchido com água pura; argilas com ESP de 15 ou mais, apresentam sérios problemas relativos a *piping* (Sherard et al., 1972). Nota-se que quando uma infiltração se inicia ao longo do maciço argiloso com elevado valor de ESP, alguns problemas podem ocorrer:

- a) Se a velocidade do fluxo for baixa, as argilas ao redor dos canais de fluxo expandem e progressivamente fecham o canal de infiltração, ou
- b) Se a velocidade inicial de infiltração for rápida, as partículas de argila dispersas são carregadas, aumentando o canal do fluxo rapidamente; ocorrendo desta forma, a ruptura progressiva por *piping*.

Goldberg et al. (1988), pesquisando os solos da Califórnia, encontraram que as variáveis químicas, tais como condutividade elétrica (CE), SAR e pH mostraram ter grande influência na estabilidade estrutural quando elas eram alteradas; entretanto, quando as propriedades químicas da solução não variavam muito, os agentes cimentantes são dominantes na determinação da estabilidade dos solos.

Heizen & Arulanandan (1976) mostraram que a tensão necessária para iniciar a erosão é afetada pela quantidade e tipo de argila, pH, matéria orgânica, temperatura, teor de umidade, tixotropia, tipo e concentração de íons no solo e no fluido que causa erosão.

2.2.1. Métodos para a Identificação de Solos Dispersivos

Classificação Visual, Limites de Atterberg e Granulometria não apresentam embasamento para diferenciar argilas dispersivas de argilas resistentes à erosão (Mitchell, 1976).

Segundo Sherard et al. (1972), não existe uma boa relação entre os ensaios químicos e os ensaios comuns realizados em Mecânica dos Solos; argilas altamente dispersivas apresentam, frequentemente, valores de limites de Atterberg, granulometria, características de compactação e aparência visual como as argilas resistentes à erosão.

Argilas altamente dispersivas associadas à ruptura por *piping* na Austrália, apresentam geralmente baixa a média plasticidade (LL entre 30 e 50), mas existem casos de rupturas por *piping* em barragens construídas com solos argilosos de alta plasticidade.

Os métodos mais comuns para identificar a natureza dispersiva das argilas são o ensaio de Porcentagem de Dispersão (D) desenvolvido pelo Serviço de Conservação do Solo (SCS), o *crumb test* e o *pinhole test* desenvolvido por Sherard et al. (1972). Empregam-se também ensaios químicos na identificação de argilas dispersivas.

2.2.1.1. Métodos Qualitativos

a) Porcentagem de Dispersão (*Dispersion Ratio Test*)

O “Ensaio de Porcentagem de Dispersão” (D) é um ensaio indicador desenvolvido pelo Serviço de Conservação do Solo (SCS) para avaliar a

suscetibilidade dos solos à erosão. Neste ensaio, a porcentagem de partículas menores que 0,005 mm é medida utilizando-se um método similar à análise do hidrômetro padrão, no qual, à suspensão água-solo é adicionado um dispersante químico e a amostra de solo é defloculada por forte agitação mecânica (DQAM). Prepara-se também uma outra suspensão água-argila sem adição do defloculante e sem agitação mecânica (SDSM). O grau de dispersão pode ser expresso pela seguinte razão:

$$\text{Porcentagem de dispersão (D)} = \frac{\% \text{ menor } 0,005 \text{ mm SDSM}}{\% \text{ menor } 0,005 \text{ mm DQAM}}$$

Os Engenheiros do Serviço de Conservação de Solo concluem que os solos argilosos que possuem um grau de dispersão maior que 40% são suscetíveis à erosão.

Sherard et al. (1972) notaram através de estudos experimentais que estes ensaios apresentam bons resultados de dispersibilidade de argilas e sugere a seguinte tabela para classificá-las (Tabela 2.7):

Tabela 2.7 – Classificação das Argilas Dispersivas

% Dispersão	Tipo de argila
40 - 50	Altamente dispersiva
20 - 40	Moderadamente dispersiva
1 - 15	Não dispersivas

Os autores ressaltam que para as amostras de solo que obtiveram o índice de dispersão entre 10 e 40%, ensaios químicos (SAR e/ou ESP) devem ser realizados para ajudar na identificação da argila.

Decker (1971) mostrou que os valores da porcentagem de dispersão dependem do tipo de solo. O autor sugere que:

- $D \geq 40\%$ para argilas inorgânicas de baixa a média plasticidade (CL) e argilas inorgânicas de alta plasticidade (CH)
- $25\% < D < 30\%$ para siltes inorgânicos de baixa plasticidade (ML), areia argilosa (SC) e areia siltosa (SM).

A Porcentagem de Dispersão é empregada como ensaio laboratorial de rotina para os engenheiros do SCS para regiões que apresentaram solos com problemas de rupturas por *piping*.

b) *Crumb Test*

Emerson (1967) descreve um rápido ensaio de campo para a avaliação da natureza dispersiva das argilas. O ensaio consiste em colocar um pequeno torrão de solo na umidade natural, dentro de um becker com água destilada ou solução de 0,001N de hidróxido de sódio ou ambos. Se os solos forem dispersivos, uma sombra coloidal irá se desenvolver ao redor do perímetro do torrão do solo.

Segundo Lewis e Schmidt (1976), quando o grão de solo é imerso em água, a absorção desta por capilaridade comprime o ar dos vazios; se a pressão do ar é maior que a força de ligação na argila, esta desintegrará. Geralmente quando a argila expande, a pressão desenvolvida pela entrada de ar é reduzida; entretanto, a expansão induz a tensão de cisalhamento nos grãos do solo, que quando combinados com a pressão de ar nos vazios, pode causar a desintegração dos grãos.

Sherard et al. (1972) desenvolveram um sistema para avaliar a dispersibilidade dos solos ensaiadas com o *crumb test* : os valores vão de 1 a 4; o 1 designado para solos não dispersivos e o 4 para solos severamente dispersivos.

Este ensaio foi comparado com o *Dispersion Ratio Test* obtendo-se uma razão de dispersão igual a 35% como critério para a dispersibilidade, mostrando que os ensaios apresentam uma diferença significativa de resultados.

Segundo Holmgren & Flanagan (1976), o *Crumb Test* é um bom indicador para identificar o caráter dispersivo de argilas montmoriloníticas; para os argilominerais do grupo da caulinita, os resultados com este ensaio não foram satisfatórios.

c) Pinhole Test

Este ensaio foi desenvolvido para medida direta da dispersibilidade de solos finos compactados, com o intuito de identificar argilas dispersivas (Sherard et al., 1976). Segundo os autores, este ensaio não tem o propósito de ser usado como um ensaio quantitativo para comparar o grau de erosão como função da velocidade da água corrente.

A Figura 2.15 apresenta o esquema do equipamento de ensaio. A água destilada escoa ao longo de um furo (1 mm de diâmetro) feito em uma amostra de argila compactada (próximo ao limite de plasticidade) de 25,4 mm de comprimento. Inicialmente a água origina-se de um fluxo com carga hidráulica inferior a 50mm (2 in). A principal diferença entre argilas dispersivas e argilas comuns resistentes à erosão é dado pelo resultado do ensaio com carga hidráulica de 50 mm.

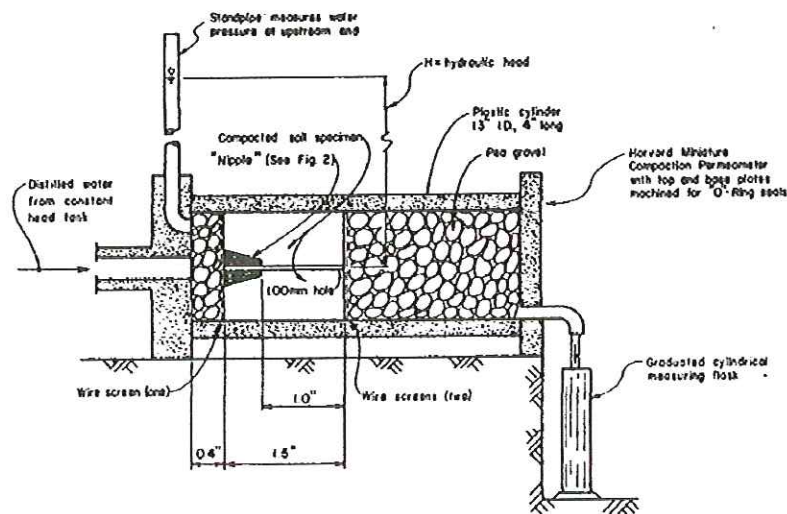


Figura 2.15 – Equipamento *Pinhole Test*

Para argila dispersiva o efluente resultante do ensaio é visivelmente colorido como uma suspensão coloidal turva e não clareia com o tempo. Dentro do prazo de 10 minutos o furo alarga-se para cerca de 3 mm (0,12 in), ou mais, e o ensaio está completado.

Para argilas comuns resistentes à erosão o efluente é completamente claro, ou clareia em poucos segundos e o furo não sofre erosão. Até o final de 5 minutos

a razão do fluxo é inalterada. Depois deste período, a carga hidráulica é elevada a cada 5 minutos para 180mm, 380mm e 1,020m (7in, 15in e 40in, respectivamente). A cada mudança do gradiente a razão do fluxo é medida e a cor da água observada.

O resultado do ensaio é estimado pela aparência da água, a razão do fluxo e o tamanho final do furo na amostra. Na Tabela 2.8 estão representadas as categorias dos resultados dos ensaios.

Os autores chegaram a conclusão que todas as argilas altamente sódicas, previamente designadas como dispersivas, erodem rapidamente no *pinhole test*; contrariamente, as argilas resistentes à erosão que não erodem neste ensaio.

Tabela 2.8 – Categoria dos Resultados do *Pinhole test*

Classificação dos Resultados	Classificação dos solos
D ₁ e D ₂	Solos dispersivos: desintegram-se rapidamente com carga hidráulica inferior a 50 mm.
ND ₄ e ND ₃	Solos intermediários: dispersam lentamente sob carga hidráulica de 50 ou 180 mm.
ND ₂ e ND ₁	Solos não-dispersivos: não apresentam suspensão coloidal sob carga hidráulica de 380 ou 1,020mm.

Geralmente o efluente resultante do *pinhole test* para argilas dispersivas é uma suspensão coloidal, embora ocasionalmente, partículas maiores sejam juntamente arrastadas com a água para o frasco cilíndrico. Para os solos intermediários e não dispersivos, o efluente é muito claro, podendo ocorrer uma pequena erosão com partículas visíveis (sem a suspensão coloidal).

Este ensaio reproduz com confiança os resultados para solos erodíveis e altamente dispersivos (D₁ e D₂) e para solos altamente resistentes à erosão (ND₁ e ND₂). Para os solos da categoria intermediária os ensaios apresentam uma variação nos resultados.

A Figura 2.16a mostra resultados típicos de ensaios realizados em argilas dispersivas; já a Figura 2.16b mostra resultados típicos de ensaios realizados em amostras de solos resistentes a erosão (ND_1 e ND_2).

As curvas A e B da Figura 2.16b representam o resultado de dois ensaios com problemas de execução; na curva A o ensaio apresentou o furo reduzido por expansão ou outra ação. Na curva B o ensaio apresentou o diâmetro do furo maior que 1,0mm, possivelmente causado pelo movimento lateral da agulha ao furar a amostra. Nestes ensaios, a passagem do fluxo ao longo da amostra de solo permanece claro e não aumenta com o tempo, indicando materiais resistentes à erosão.

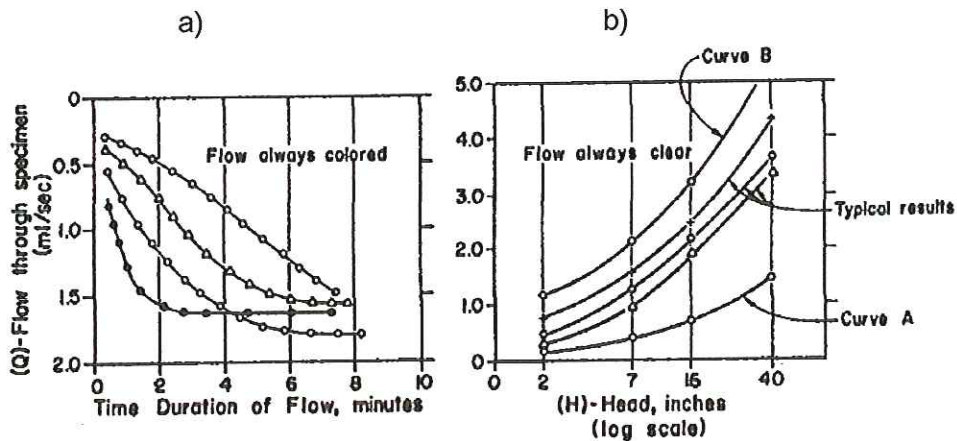


Figura 2.16 – Resultados Típicos do Pinhole Test

As amostras de solo do *Pinhole test* são compactadas próximas ao Limite de Plasticidade. Para as argilas altamente dispersivas, o teor de umidade ou densidade no qual as amostras são compactadas não interfere nos resultados, entretanto, para um pequeno número de solos da categoria intermediária (ND_3 e ND_4), diferenças moderadas no teor de umidade de compactação podem ter influência importante no resultado dos ensaios.

A carga hidráulica empregada (de 50mm a 1,020mm) foi escolhida por ser de uso conveniente em laboratório e por gerar velocidades de fluxo de 0,305 – 3,05m/s, velocidades estas, que se aproximam da velocidade inicial que deve ser esperada em infiltrações dentro de maciços de barragens e outras estruturas.

Na escolha do diâmetro do furo para a realização dos ensaios, optou-se por 1,0mm porque:

- 1) Furos menores apresentaram os mesmos resultados mais eram frequentemente entupidos;
- 2) Furos maiores podem ser usados, embora requeiram maior quantidade de água;
- 3) O furo de 1mm é aproximadamente o tamanho de uma partícula de areia média, e excede a dimensão dos grãos de argila. É um tamanho de furo conveniente para empurrar a agulha, sendo o volume de efluente resultante ideal para ser medido e estocado.

Neste estudo os autores acrescentam que é importante proteger as amostras no teor de umidade natural e não secá-las ao ar. Se as amostras sofrem secagem-umedecimento, ocorre um desequilíbrio nas forças de interação interpartículas podendo causar alterações nos resultados deste ensaio.

O ensaio padrão procede utilizando-se água destilada para medir a erodibilidade da argila. De acordo com a teoria da floculação da argila coloidal, as argilas são mais dispersas em água pura do que em água salina; assim, pequenas quantidades de sal na água que percola a amostra devem ter uma grande influência no resultado dos ensaios.

Sherard et al. (1976) realizaram alguns ensaios com fluidos contendo pequenas quantidades de sais dissolvidos (tais como: 0,1 meq/l CaCl_2 e algumas águas fluviais naturais). Nestes ensaios, algumas argilas dispersam o mesmo com água e com outras soluções, entretanto, para outros solos as argilas dispersivas não sofrem dispersão com água salina no *pinhole test*.

2.2.1.2. Ensaio Químico

O ensaio químico utilizado rotineiramente pelos agrônomos apresenta resultados muito satisfatórios na análise de solos dispersivos (Sherard et al., 1972).

Os ensaios químicos mais utilizados são os que permitem determinar a “razão de adsorção de sódio” (SAR), a “porcentagem de sódio permutável” (ESP) e a “porcentagem de sódio no extrato de saturação” (%Na).

a) Razão de Adsorção de Sódio

Inicia-se esta caracterização com um conjunto de ensaios realizados na água intersticial. Mistura-se a amostra de argila no teor de umidade natural com água destilada até que seja alcançado o limite de liquidez (os cientistas de solo referem-se a este estado como “pasta saturada”). Esta pasta fica em repouso até o equilíbrio entre os sais da água intersticial e a complexa permuta de cátions. Na sequência uma pequena quantidade de água é extraída da pasta de solo saturada (10 a 25 g), usualmente utilizando-se vácuo e um filtro (Figura 2.17). Esta água extraída é chamada de “extrato de saturação”. Com este extrato, são realizados ensaios químicos para determinar a quantidade dos principais cátions metálicos na solução (Ca, Mg, Na, K) em termos de meq/l (mlequivalentes/litro). O resultado deste ensaio é dado em termos de “razão de adsorção de sódio” (SAR), calculado pela fórmula:

$$SAR = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca + Mg}{2}}} \quad (16)$$

onde Na, Ca e Mg são sais dissolvidos em meq/l do extrato de saturação.

b) Porcentagem de Sódio Permutável

A proporção de sódio na camada adsorvida tem uma importante posição no estado estrutural do solo e é frequentemente descrito em termos de “Porcentagem de Sódio Permutável” (ESP) definido como:

$$ESP(\%) = \frac{\overline{Na}}{CTC} * 100 \quad (17)$$

onde \bar{Na} é a quantidade de sódio no complexo de troca, em termos de meq/100g solo seco. A capacidade de troca de cátions (CTC) da argila é medida em termos de meq/100g solo seco.

Solos com ESP > 2% são susceptíveis à dispersão espontânea em água. Tanto o solo ácido como o alcalino podem ser dispersivos, bem como muitos solos com alto conteúdo de sal na água intersticial.

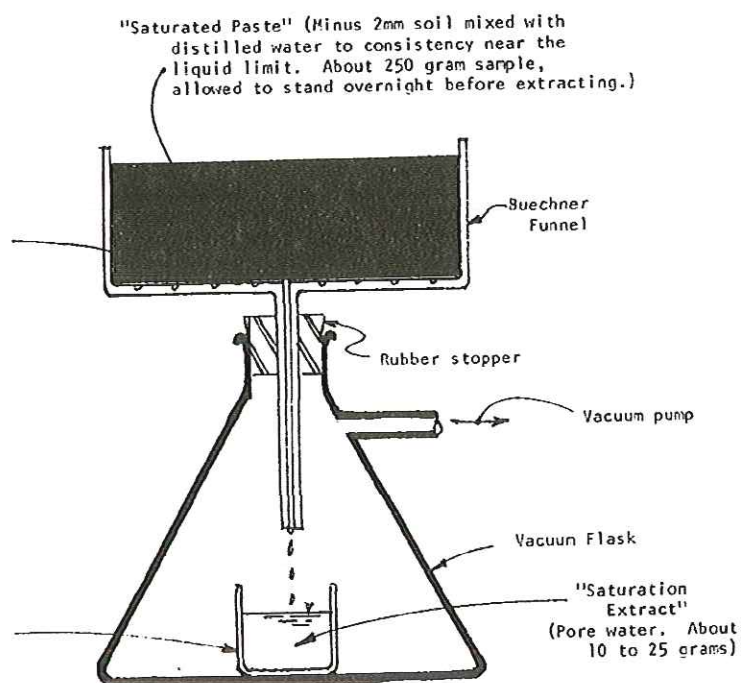


Figura 2.17 – Arranjo para obtenção do extrato de saturação de uma pasta de solo.

Sherard et al. (1972) realizaram uma pesquisa na Austrália com o propósito de verificar se para a identificação de argilas dispersivas é necessária a utilização dos dois ensaios. O gráfico da Figura 2.18 mostra o resultado obtido com esta pesquisa. Os autores chegaram a conclusão de que apenas o ensaio SAR é necessário, não sendo preciso realizar ensaios mais demorados como CTC e ESP. O SAR é mais facilmente determinado que o ESP, sendo desta forma, mais amplamente utilizado na prática.

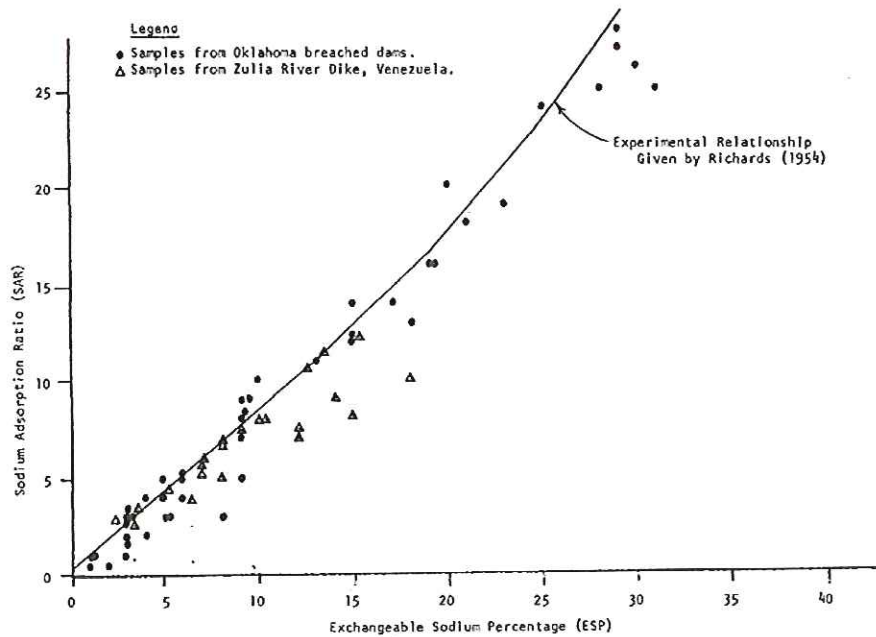


Figura 2.18 – Comparação entre SAR e ESP.

c) Porcentagem de Sódio no Extrato de Saturação

Outro ensaio que oferece bons resultados é a porcentagem de sódio no extrato de saturação. A %Na tem sido usada como parâmetro por apresentar resultados ainda melhores que o SAR; além de ser mais simples, apresenta boas correlações e é uma razão direta da quantidade de sódio no extrato de saturação.

A % Na é calculada da seguinte maneira:

$$\%Na = \frac{Na}{Ca + Mg + Na + K} * 100 \quad (18)$$

(todos os cátions medidos em meq/l no extrato de saturação).

A Figura 2.19 mostra os resultados dos ensaios de %Na no extrato de saturação de algumas amostras provenientes de barragens estudadas que romperam ou sofreram danos causados pelas chuvas (erosão e piping). Estes resultados indicam que a grande maioria das barragens danificadas se posicionaram acima da linha cheia, representando todas as amostras que apresentaram dispersões maiores do que 67%. Estes resultados indicam forte

correlação entre a %Na no extrato de saturação e a incidência de ruptura por piping e erosões causadas pela chuva.

Segundo Heizen & Arulanandan (1976) quanto maior o teor de sal total no extrato de saturação, mais resistente é a argila à erosão, isto é, argilas com teor de sal de 1,0 meq/l no extrato de saturação pode ser dispersiva com 50% de sódio, entretanto argilas com 20 ou 30 meq/l de sais dissolvidos totais provavelmente necessitam de 75 a 80% de sódio para serem altamente dispersivas.

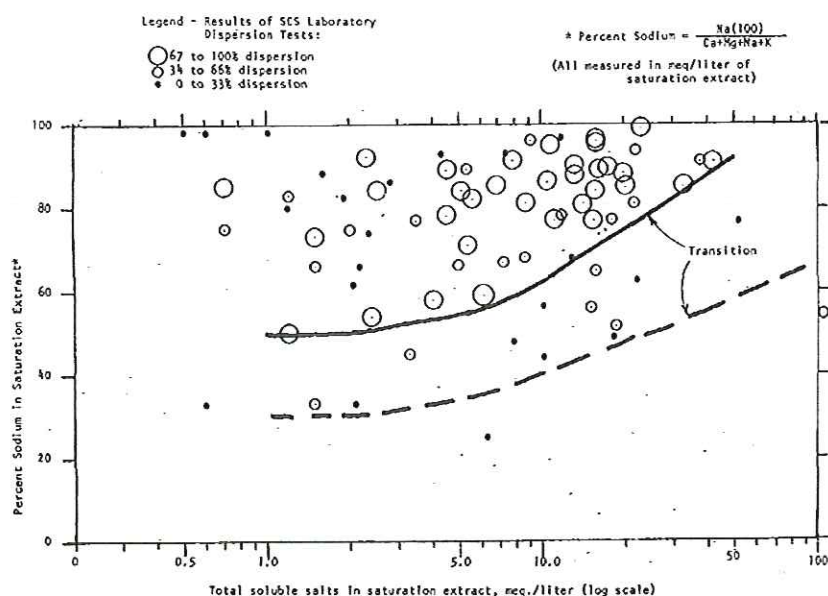


Figura 2.19 – Comparação entre % Na e SAR para algumas amostras provenientes de barragens estudadas que sofreram erosão e piping (Sherard et al., 1972).

2.3. Mineralogia dos Solos

2.3.1. Formação dos Argilominerais

Os argilominerais podem se formar por alteração hidrotermal ou por intemperismo. A ação de líquidos e soluções de temperatura elevada, superior à ambiente, pode causar a alteração de rochas e a consequente formação de

argilominerais; assim, o nome alteração hidrotermal se aplica a todos os processos que ocorreram em fase líquida, geralmente aquosa, acima da temperatura ambiente (Bateman, 1959).

A ação de água superaquecida sobre pegmatitos, granitos e gnaisses propicia a formação de depósitos de caulins primários; nesse processo, os feldspatos sódicos-potássicos se decompõem, sendo primeiro dissolvido o sódio e em seguida o potássio, pelas águas ácidas, formando-se a caulinita como o argilomineral predominante na constituição dos caulins primários residuais; em condições em que a movimentação das águas de lixiviação é restringida, o potássio pode permanecer retido no sistema e há formação da muscovita finamente dividida (também conhecida como sericita).

Nesses processos de alteração por intemperismo, a sílica pode ser deixada residualmente ou então ser levada em forma dissolvida ou coloidal, principalmente em águas alcalinas.

Os principais fatores que regem os processos de alteração, por intemperismo e a consequente formação dos solos, podem ser agrupados da seguinte forma: rocha matriz, clima, relevo, biosfera e tempo. Segundo Vieira (1988), admite-se ser o solo um produto da ação conjugada do clima e da biosfera, sobre a rocha matriz, de acordo com o relevo em determinado tempo.

Produtos de alteração muito variados podem resultar da mesma rocha matriz, de acordo com as variações dos fatores acima, da mesma forma que, o mesmo produto de alteração poderá ser proveniente de rochas muito diferentes, se houver tempo suficiente, e se as outras condições, tais como o clima, o relevo e a vegetação forem as mesmas.

Em locais onde existe uma variabilidade nas chuvas, ligada às estações (como o meio-oeste dos EUA e sul do Brasil), existe uma grande possibilidade da matéria orgânica ser oxidada e destruída; se as águas são ácidas, há uma lixiviação dos metais alcalinos terrosos e uma fixação da sílica, juntamente com o alumínio e o ferro, havendo, de preferência a formação de argilominerais (Grim & Bradley, 1953); se as águas são alcalinas ou neutras, a sílica é solubilizada

também, restando hidróxidos de alumínio e ferro na forma de lateritos e bauxitos. A floculação dos hidróxidos de ferro e de alumínio na natureza e a deposição sobre argilominerais protegem estes últimos do arrastamento mecânico e da decomposição pelo intemperismo em solos e sedimentos (Keller, 1962)

2.3.1.1. *Formação da Caulinita e da Haloisita*

Os feldspatos (componentes de pegmatitos e granitos e outros tipos de rochas ricas em feldspatos e contendo poucos minerais ferromagnesianos), são os minerais que predominantemente dão origem à caulinita e haloisita, quer por intemperismo, quer por ação hidrotermal; micas, especialmente as moscovitas, podem se alterar pela ação do intemperismo de caulinita, outros minerais, inclusive, argilominerais, podem dar origem à caulinita. A transformação de feldspato em caulinita por ação do intemperismo necessita a fase sólida de mica moscovita finamente dividida ou sericita como fase intermediária.

A fase intermediária "sericita" seria responsável pela estrutura lamelar e pela baixa granulometria necessária à formação da caulinita (essa fase intermediária pode justificar o fato dos feldspatos potássicos serem mais resistentes ao intemperismo e à menor mobilidade de potássio na decomposição de feldspatos; enquanto o sódio e o cálcio se dissolvem e são levados pelas águas de lixiviação o potássio fica retido na forma de "sericita").

Outros fatores como a umidade, a variação do nível do lençol freático, a acidez ou a alcalinidade da água de lixiviação, bem como a facilidade e a velocidade de escoamento desta água, podem dar origem, simultaneamente, à caulinita e à haloisita.

A caulinita bem cristalizada, sob a ação de água pura ou contendo várias substâncias dissolvidas, se altera quer por fragmentação perpendicular ou paralelamente ao plano basal, quer por destruição do reticulado cristalino; uma das primeiras fases de alteração em meio ácido é a formação de caulinita "mal cristalizada" ou com desordem ao longo do eixo b. Como fase final desta alteração, fica o hidróxido de alumínio (gibsite) $Al(OH)_3$, que provém da dessilicatização de caulinita, podendo dar origem a depósitos de argilas aluminosas.

2.3.1.2. Formação da Montmorilonita

As argilas do grupo das esmectitas, necessitam como elementos essenciais para a sua formação o silício, o alumínio ou o ferro, o magnésio, o cálcio, o hidrogênio e o oxigênio (estes últimos na forma de água); sendo portanto formadas sob ação do intemperismo sobre rochas (geralmente ferromagnesianas) que contém estes elementos, em ambiente rico em água ou em condições hidrotermais, de preferência, temperaturas ambientes.

Outro processo de intemperismo ocorre em condições em que a drenagem das águas de lixiviação é dificultada, ficando a própria rocha, em decomposição ou já decomposta, em contato com estas águas; este é um caso complexo em que a composição da rocha e a composição química das águas de lixiviação são os fatores decisivos na formação dos argilominerais.

Grim (1968), descreve os produtos da decomposição de rochas em condições de drenagem restrita e acúmulo das águas de lixiviação:

1. Rochas ricas em silício e alumínio, em meio aquoso ácido, sem outros cátions em quantidades apreciáveis, propiciam a formação da caulinita;
2. Rochas ricas em silício e em alumínio ou ferro, em meio aquoso alcalino contendo potássio como cátion predominante, levam geralmente à formação de mica muscovita finamente dividida ou "sericita" que depois pode passar a caulinita;
3. Rochas ricas em silício e alumínio ou ferro, e contendo magnésio (como constituinte ou dissolvido nas águas de lixiviação), alterando-se em meio aquoso com cálcio como cátion dominante, dão origem a argilominerais esmectíticos.

A Figura 2.20 resume as condições de formação de alguns grupos de argilominerais por intemperismo.

2.3.2. Estrutura dos Argilominerais

O termo argila, na classificação granulométrica de solos, refere-se à fração de diâmetro equivalente inferior a $2\mu\text{m}$, onde se encontram, principalmente silicatos, óxidos e minerais diversos. Os argilominerais são os minerais constituintes

característicos das argilas, geralmente cristalinos; quimicamente são silicatos de alumínio hidratados, contendo em certos tipos outros elementos, como magnésio, ferro, cálcio, sódio, potássio, lítio e outros; após a moagem, formam uma pasta mais ou menos plástica, que endurece após a secagem ou após a queima (Comitê Internacional para o Estudo de Argilas, Mackenzie, 1959).

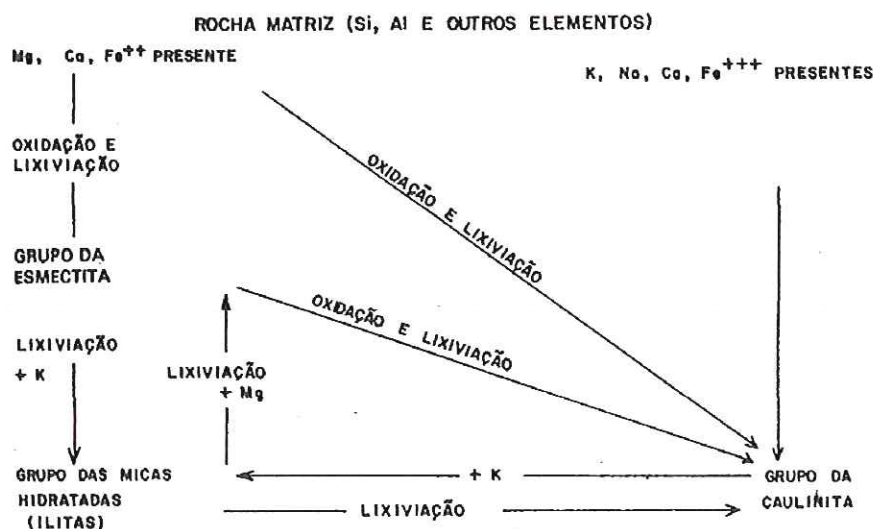


Figura 2.20 – Formação dos argilominerais a partir da ação de intemperismo sobre a rocha matriz (SANTOS, 1989).

De acordo com Pauling (1930) que foi o pioneiro no estudo dos argilominerais, cada folha de partícula de argila consiste em um empilhamento de camadas paralelas; cada camada é uma combinação de folhas de sílica arranjadas tetraedricamente (T) e folhas de alumina ou magnésio arranjadas octaedricamente (O). As argilas de camadas 2:1 (montmorilonitas e ilitas) são compostas por camadas de 2 folhas tetraédricas com 1 folha octaédrica entre elas (T-O-T); as argilas de camadas 1:1 (caulinita) são compostas de camadas formadas por 1 folha tetraédrica e 1 folha octaédrica (T-O).

Nas folhas silício-oxigênio, os átomos são coordenados por quatro átomos de oxigênio; estes átomos estão localizados nos quatro cantos de um tetraedro regular com um átomo de silício no centro (Figura 2.21a). Nesta folha, três dos quatro átomos de oxigênio de cada tetraedro são compartilhados por três tetraedros

vizinhos. O quarto átomo de oxigênio de cada tetraedro é apontado para baixo como pode ser observado na Figura 2.21b. Projeções destes arranjos são mostrados nas Figuras 2.21c e 2.21d. As folhas de silício-oxigênio são conhecidas como folhas tetraédricas ou folhas de sílica.

Nas folhas Al ou Mg -O-OH os átomos de alumínio e magnésio são coordenados por seis átomos de oxigênio ou hidroxila (grupo OH), que são localizados ao redor dos átomos de Al e Mg com seus centros nas seis bordas de um octaedro regular (Figura 2.22a). O compartilhamento de átomos de oxigênio por átomos vizinhos resulta em uma unidade como mostrado em perspectiva na Figura 2.22b. Os átomos de oxigênio e o grupo hidroxila ficam em dois planos paralelos com átomos de Al ou Mg entre estes planos. A projeção das camadas (Figura 2.22d) mostra que os átomos de oxigênio e o grupo hidroxila formam um “empacotamento” fechado hexagonal. Esta estrutura recebe o nome de unidade octaédrica ou unidade de alumina ou magnésio, também conhecida como unidade de gibbsite ou unidade de brucita respectivamente.

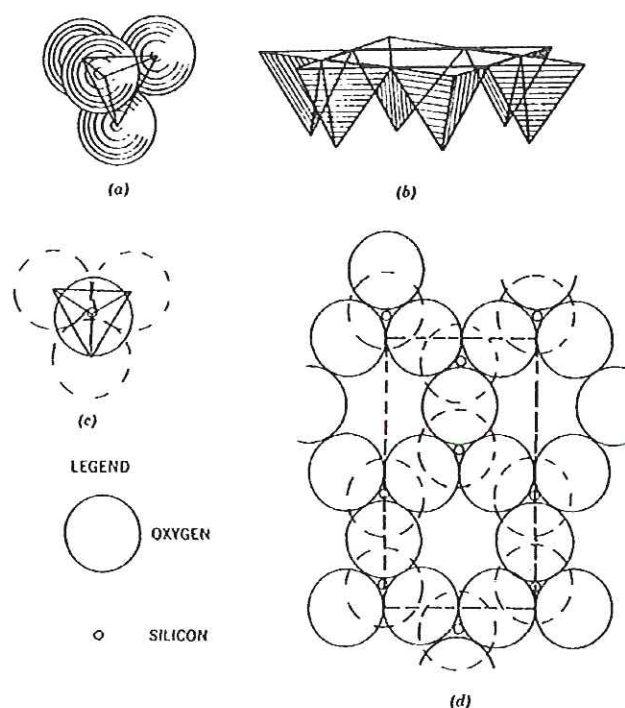


Figura 2.21 – Estrutura de uma folha tetraédrica. (a) Arranjo tetraédrico de silício e oxigênio. (b) Esboço em perspectiva da inclinação de uma folha tetraédrica. (c) Projeção de uma folha tetraédrica no plano da folha. (d) Vista do alto de uma folha tetraédrica (linha pontilhada: área de uma célula unitária). Os círculos maiores representam o oxigênio e os menores o silício (Van Olphen, 1977).

Uma simetria análoga e de dimensões quase idênticas nas unidades tetraédrica e octaédrica permite o compartilhamento de átomos de oxigênio entre estas camadas. O quarto átomo de oxigênio da folha tetraédrica é compartilhado por uma folha octaédrica. Este compartilhamento de átomos pode ocorrer entre uma folha de sílica e uma folha de alumina, como é o caso dos argilominerais 1:1. No caso dos argilominerais 2:1, uma folha de alumínio ou magnésio compartilha átomos de oxigênio com duas folhas de sílica, uma de cada lado. Esta combinação de uma folha octaédrica e uma ou duas folhas tetraédricas é conhecida como unidade. A maioria dos argilominerais consistem no compartilhamento destas unidades paralelas umas as outras (Van Olphen, 1977).

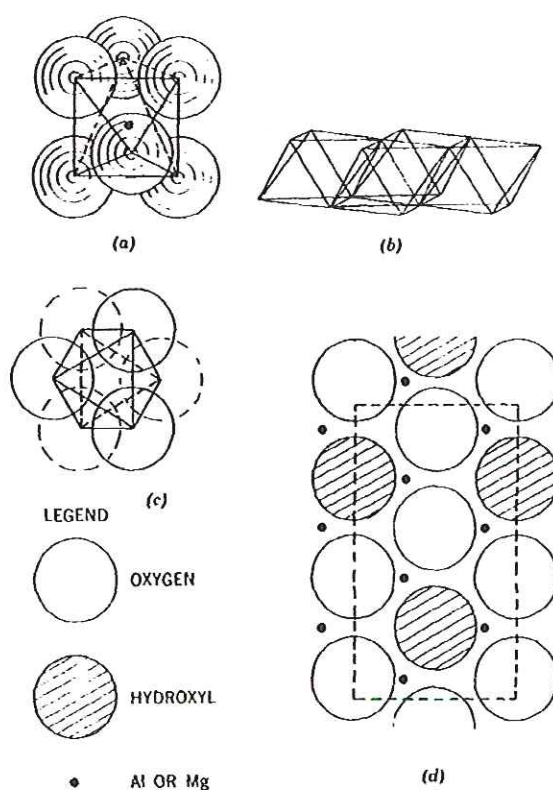


Figura 2.22 – Estrutura de uma folha octaédrica. (a) Arranjo octaédrico de Al ou Mg com O ou OH. (b) Esboço em perspectiva da inclinação de uma folha octaédrica. (c) Projeção de uma folha octaédrica no plano da folha. (d) Vista do alto de uma folha octaédrica (linha pontilhada: área de uma célula unitária). Os círculos maiores representam o oxigênio, os círculos riscados representam as hidroxilas e os círculos menores o Al ou Mg (Van Olphen, 1977).

Segundo Grim (1968) na estrutura laminar octaédrica íons bivalentes ou trivalentes, tais como alumínio, magnésio e ferro, dispõem-se em coordenação octaédrica com seis oxigênios ou hidroxilas. Estes íons centrais podem ser substituídos por outros, desde que a diferença entre os raios iônicos não seja maior que 15%.

Esta substituição atômica isomórfica é muito comum nos argilominerais; por exemplo, o Al^{+3} pode substituir o Si^{+4} e o Mg^{+2} pode substituir o Fe^{+2} ou Al^{+3} . A Figura 2.23 mostra os cátions e ânions que mais facilmente podem substituir uns aos outros na estrutura dos filossilicatos argilosos, os respectivos raios iônicos (em $10^{-12}m$) e as posições estruturais que eles podem ocupar. Os principais condicionantes à substituição iônica são a semelhança de raios iônicos, cargas elétricas e número de coordenação (Gomes, 1986).

← Aniões →		← Cátions intercalares →			← Cátions tetraédricos →
r	r	r	r	r	r
O^{2-}140 pm	Li^{+}68	Cu^{2+}72	Al^{3+}51	Si^{4+}40	
OH^{-}141	Na^{+}97	Mg^{2+}66	Cr^{3+}69	Ti^{4+}58	
F^{-}136	K^{+}142	Ca^{2+}99	Fe^{3+}64		
Cl^{-}181	NH_4^{+}143	Fe^{2+}74			
Dipolo de		Zn^{2+}74			
água...145		Ni^{2+}69			
		Mn^{2+}80			

Figura 2.23– Raio Iônico dos cátions e ânions permutáveis (Gomes, 1986)

Quando ocorre a substituição do Si^{+4} na lâmina tetraédrica, ou do Al^{+3} na lâmina octaédrica, aparece uma carga negativa na superfície, que é compensada por cátions hidratados como cálcio, magnésio, sódio e potássio, os quais não são integrados na estrutura cristalina das camadas unitárias, mas acumulam-se nas superfícies dessas camadas, e podem ser permutáveis. A capacidade de troca de cátions, é um indicador do o comportamento expansivo das argilas nas diversas condições de umidade.

2.3.2.1. Estrutura dos argilominerais Caulinita e Haloisita

O argilomineral caulinita é formado pelo empilhamento regular de camadas 1:1 em que cada camada consiste de uma folha de tetraedros SiO_4 e uma folha de octaedros $\text{Al}_2(\text{OH})_6$, ligadas entre si em uma única camada, através do oxigênio em comum, resultando em uma estrutura fortemente polar. A ligação entre as camadas estruturais adjacentes é feita por ligações de hidrogênio (H) entre átomos de oxigênio (O^{2-}) e grupos de hidroxila (OH^-) de planos atômicos justapostos.

A composição química teórica de um cristal de caulinita é a seguinte: 39,8% Al_2O_3 , 46,3% SiO_2 e 13,9% H_2O . Os oxigênios da folha tetraédrica da caulinita apontam para a folha octaédrica e situam-se num plano comum com o oxigênio e o grupo hidroxila desta folha. A distribuição das cargas elétricas pelos planos atômicos estruturais e para a célula unitária pode apresentar-se da seguinte forma (Gomes, 1986):

Planos Atômicos	Cargas Elétricas	
6O^{2-}	- 12	} Folha Tetraédrica
4Si^{+4}	+16	
$4\text{O}^{2-}, 2\text{OH}^-$ (plano comum)..	- 10	} Folha Octaédrica
4Al^{+3}	+12	
6OH^-	- 6	

Na Figura 2.24 pode-se observar a representação esquemática da estrutura cristalina da caulinita.

Nas Figuras 2.25a e 2.25b observam-se microfotografias obtidas com microscópio eletrônico na qual, a estrutura da caulinita revela cristais lamelares de dimensões média entre 0,5 e $1\mu\text{m}$, geralmente com formas regulares pseudo-hexagonais; porém, em algumas espécies as lamelas apresentam formas irregulares. Este mineral é encontrado em solos que sofreram considerável intemperismo em climas quentes e úmidos.

Na haloisita a energia das ligações de hidrogênio é relativamente fraca. Este argilomineral apresenta uma estrutura cristalina semelhante à caulinita, mas ocorre na forma hidratada, com uma molécula de água entre as camadas do cristal de caulinita. A haloisita pode aparecer em duas formas distintas:

- forma de maior hidratação, em que uma camada monomolecular de água separa as camadas estruturais; esta recebe o nome de haloisita-4H₂O ou endelita, cuja fórmula estrutural é Al₄Si₄O₁₀(OH)₈.4H₂O. Nesta forma, aparecem quatro moléculas de água interlamelar por cela unitária de haloisita-4H₂O ou endelita;
- forma de menor hidratação, que não possui a camada monomolecular de água; esta recebe o nome de haloisita-2H₂O ou meta-haloisita e a fórmula Al₄Si₄O₁₀(OH)₈, idêntica à da caulinita;

Os cristais de haloisita apresentam geralmente a forma tubular, como pode-se observar nas Figuras 2.26a e 2.26b.

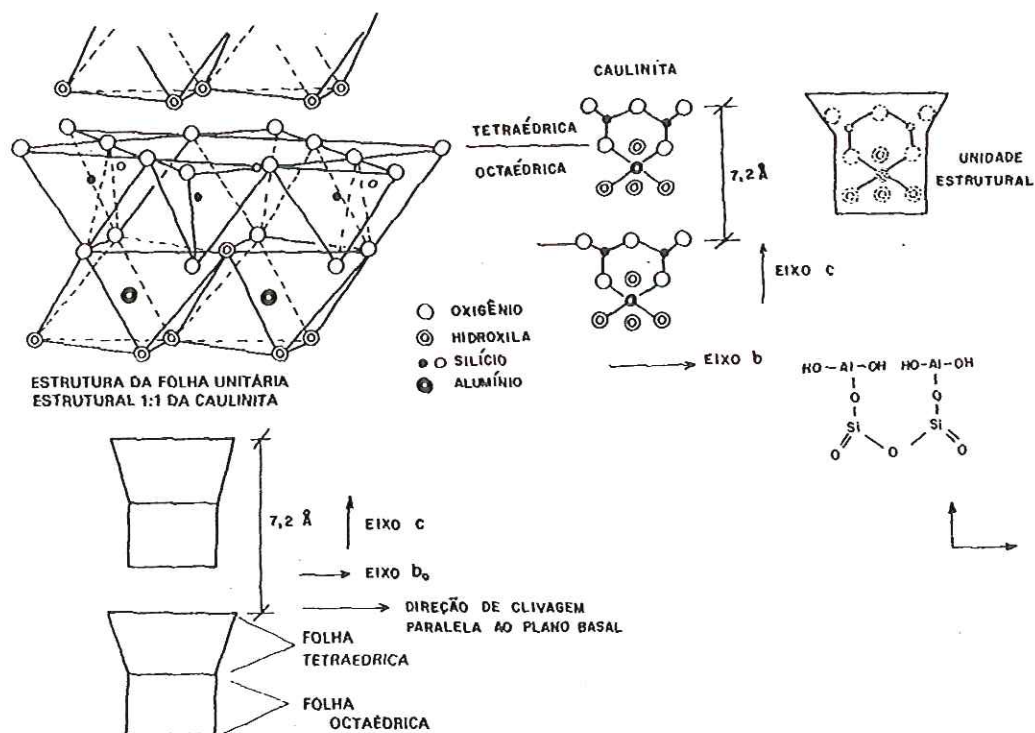


Figura 2.24 – Representação esquemática da estrutura cristalina da caulinita (Gomes, 1986).



Figura 2.25 – Microfotografias Eletrônicas da caulinita (Gomes, 1986).

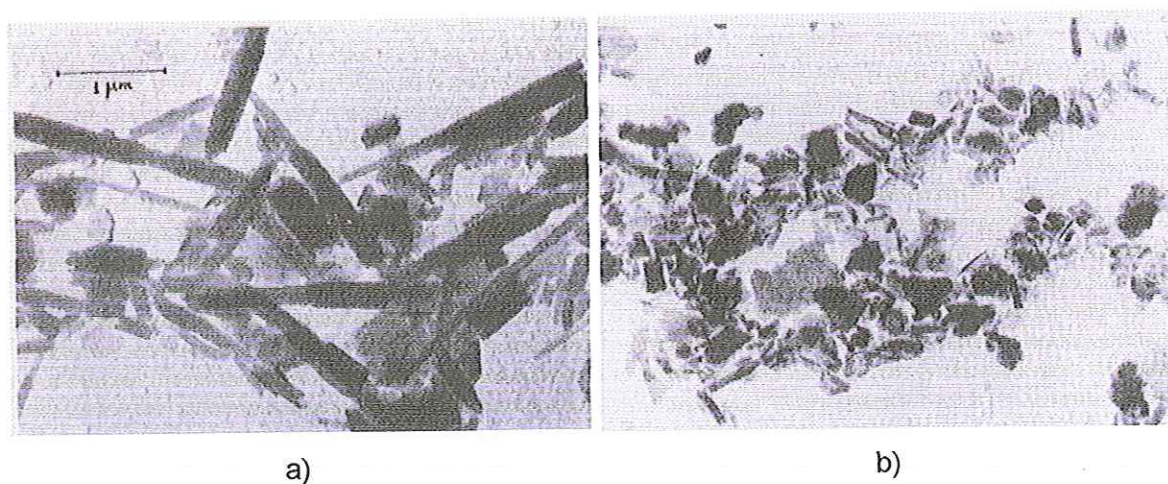


Figura 2.26 – Microfotografias eletrônicas da haloisita na Figura (a) e na Figura (b) associação da caulinita e haloisita (Gomes, 1986).

2.3.2.2. Estrutura do argilomineral clorita

Na estrutura cristalina das cloritas, entre as camadas estruturais, com folhas T-O-T, existe uma outra folha octaédrica em que o cátion coordenado é normalmente Mg^{+2} mas, podendo também ser Fe^{+2} ou Al^{+3} e menos frequente Li^{+} ou Mg^{+2} . As camadas estruturais consecutivas se ligam fortemente umas às outras por íons hidratados de Mg, Al ou Fe.

Segundo Santos (1989), em cloritas na forma de argilominerais, existe uma apreciável substituição do ferro em lugar do magnésio na folha de brucita; isto serve

para fornecer o excesso de carga positiva necessário para neutralizar as substâncias de alumínio em lugar do silício na folha de sílica, pois nesta folha, pode haver a substituição de alumínio trivalente por silício tetravalente, resultando em uma carga negativa.

A composição química da unidade estrutural da clorita pode ser representado por $(\text{Mg, Fe, Al})_{12}(\text{Si, Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$. Este mineral é herdado das rochas metamórficas e magmáticas ou é produto secundário formado pela alteração da biotita, horblenda ou outros silicatos ferromagnesianos.

2.3.2.3. *Estrutura do argilomineral illita*

O argilomineral illita, tem uma estrutura cristalina composta por camadas repetidas de uma folha de alumínio entre duas folhas de sílica com oxigênios divididos. Estas camadas mantêm-se unidas por íons de potássio, cujo tamanho se ajusta perfeitamente nos encaixes hexagonais da lâmina de sílica. A substituição isomórfica, ocorre na lâmina de sílica, com o alumínio substituindo o silício, dando uma maior carga à estrutura cristalina. Como consequência, estas camadas estruturais são rigidamente ligadas e não expandem.

A illita difere das micas bem cristalizadas como a muscovita e a biotita, por ter menor capacidade de substituição do alumínio no lugar do silício, apresentar menor carga estrutural, menor quantidade de íons potássio interlamelar e menor regularidade no empilhamento das folhas. Segundo White (1950) a illita pode ser transformada em montmorilonita pelo tratamento com cloreto de magnésio.

2.3.2.4. *Estrutura do argilomineral montmorilonita*

Este argilomineral faz parte do grupo das esmectitas, nome que evidencia a estrutura esmética ou lamelar. A estrutura das esmectitas é constituída por uma folha octaédrica em que o cátion coordenado é normalmente o Al^{+3} ou Mg^{+2} entre duas folhas tetraédricas de sílica. Os cristais de montmorilonita apresentam dimensões bem reduzidas e são menos espessos que as illitas e caulinitas.

Gomes (1986) ressalta que entre as camadas estruturais existem moléculas de água com arranjos orientados e regulares coordenando cátions trocáveis e que podem dar lugar a determinadas moléculas orgânicas. A ligação entre as camadas estruturais se deve às forças de Van de Waals.

A expansão entre as camadas é um fenômeno típico deste argilomineral. Na presença de água ou vapor d'água, a argila seca absorve a água que penetra entre as camadas e faz com que ocorra a expansão das mesmas a uma distância equivalente de uma a quatro camadas monomoleculares de água (Van Olphen, 1977).

A composição química teórica da unidade estrutural deste grupo apresenta-se da seguinte forma: $\text{Al}_4\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Os minerais reais deste grupo diferem da composição teórica devido a substituições isomórficas e aos cátions trocáveis. Estas substituições ocorrem nas folhas tetraédricas e nas folhas octaédricas (o Si^{+4} tetraédrico por Al^{+3} e o Al^{+3} octaédrico por Mg^{+2} , Fe^{+2} ou Li^{+1}) (Gomes, 1986). Na Figura 2.27 pode-se observar o modelo estrutural da montmorilonita.

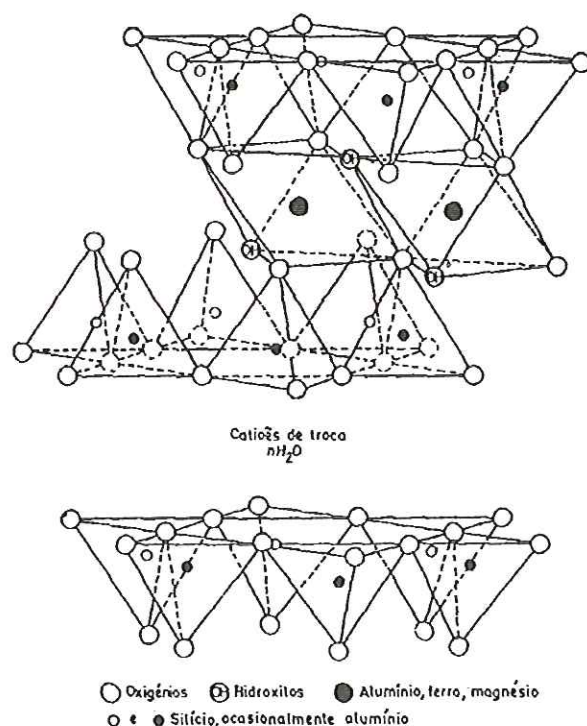


Figura 2.27– Modelo estrutural da montmorilonita (Santos, 1989).

Segundo o autor, a elevada capacidade de troca catiônica que ocorre na montmorilonita é devido ao alto grau de substituição isomórfica. Os cátions permutáveis são Na, Ca e Mg. As moléculas de água situam-se no espaço entre camadas estruturais e podem ou hidratar os cátions permutáveis, ou estarem adsorvidas nas superfícies internas e externas dos cristais, sendo eliminadas em temperaturas entre 120-300 °C. Estes argilominerais apresentam elevada atividade e limite de liquidez.

2.3.2.5. *Estrutura do argilomineral vermiculita*

O mineral vermiculita apresenta semelhanças estruturais com a clorita e com a montmorilonita. É constituído por lâminas de sílica do tipo encontrado nas micas com uma deficiência de cargas negativas devido a substituições na camada tetraédrica (substituições de alumínio por silício na lâmina de sílica). O cátion trocável dominante é geralmente o magnésio. A vermiculita apresenta a CTC mais alta entre todos os argilominerais.

A composição química da unidade estrutural da vermiculita pode ser expressa da seguinte forma: $E^+(Mg, Fe^{+2}, Fe^{+3}, Al)_6(Si, Al)_8O_{20}(OH)_4.nH_2O$, onde E^+ representa o cátion permutável, geralmente o Mg.

A vermiculita pode resultar da alteração hidrotermal da biotita ou flogopita. Ocorre também em solo normalmente interestratificados com clorita ou mica (ilita). A maior parte das vermiculitas são trioctaédricas (Gomes, 1986).

2.3.3. Métodos de Identificação dos Argilominerais

Várias técnicas podem ser utilizadas na identificação, caracterização e quantificação dos argilominerais, tais como, análise térmica diferencial, análise termogravimétrica, determinação da capacidade de troca catiônica, difração de raios-X, microscopia eletrônica de varredura, microscopia eletrônica de transmissão, espectometria de absorção de infravermelho, entre outras. Estas

técnicas, oferecem informações que se completam; entretanto, a utilização de todas elas na análise de uma única amostra é inviável.

Neste capítulo serão descritos os métodos mais utilizados na identificação dos argilominerais.

2.3.3.1. *Difração de Raios-X*

Após a descoberta por Hendricks & Fry (1930) e Kalley et al (1931) de que as argilas apresentavam material cristalino mineral que produzia padrões de raios-X, a investigação de minerais de argila por métodos de Difração de Raios-X tornou-se um instrumento valioso no estudo de solos (Grim, 1962).

A difração de raios-X (DRX) é uma técnica de análise não destrutiva, rápida e muito versátil, apresentando apenas o obstáculo de não poder ser aplicada a minerais não cristalinos ou com cristalinidade incipiente (Gomes, 1986).

Segundo MONIZ (1972), a difração de raios X é uma das técnicas mais seguras na identificação dos minerais de argila, permitindo, facilmente, identificar os componentes mineralógicos de uma mistura, mesmo em pequenas proporções. Esta identificação baseia-se na presença de espaçamentos interplanares, d , característicos de cada mineral.

Cada mineral tem a sua estrutura própria e o difratograma de raios-X respectivo mostra o modelo de difração da radiação X nos planos estruturais; cada espécie mineral cristalina tem um modelo de difração específico a partir do qual ela pode ser identificada, mesmo quando faça parte de misturas mais ou menos complexas com outras espécies minerais (Gomes 1986).

As amostras que serão ensaiadas devem ser representativas da argila em estudo, seguindo portanto alguns procedimentos recomendados em norma. Antes dos ensaios, algumas amostras requerem tratamentos preliminares que permitem melhorar a resolução dos difratogramas, como a extração de matéria orgânica, de óxidos ou hidróxidos de ferro ou de carbonatos, utilizando-se água oxigenada, ditionito de sódio e ácido acético glacial, respectivamente.

Segundo Gomes (1986), a identificação dos argilominerais por DRX nem sempre é óbvia; muitas vezes as lâminas recebem tratamentos diferenciados para serem analisadas novamente. Como exemplo, cita-se o problema que ocorre entre as esmectitas e vermiculitas. A distinção entre estes argilominerais nem sempre é fácil. Recomenda-se a saturação da amostra com K^+ . A vermiculita-K aquecida a 50-100°C durante 10-12 horas sofre desidratação irreversível (d_{001} passa para 10 Å) que pode ser detectada por DRX. As esmectitas não sofrem esta modificação.

A identificação de argilas 2:1 é feita através das mudanças de comportamento do mineral ao ser submetido a tratamentos químicos e térmicos. A cada etapa, a amostra é levada ao difratômetro quando possibilidades de identificação se confirmam ou são eliminadas (Embrapa, 1997).

Os argilominerais são caracterizados pela dimensão do espaçamento basal (D), determinado com aparelho de difração de raios-X, através da equação de Bragg:

$$n\lambda = 2 d \operatorname{sen}\theta \quad (19)$$

onde:

n = número inteiro de onda;

λ = comprimento de onda de um feixe de raios X monocromático;

d = espaçamento interplanar;

θ = ângulo de incidência da radiação primária.

Os espaçamentos interplanares diagnósticos dos argilominerais são derivados do plano basal (001). Desta forma, para melhorar a intensidade destas reflexões, dois métodos de montagem de lâmina são usados: o de orientação preferencial das partículas de argila ou o de orientação ao acaso (sem orientação preferencial). Segundo Camargo et. al. (1986), é interessante orientar preferencialmente as partículas dos argilominerais para intensificar a "reflexão" do plano basal e, desta forma, identificar espécies minerais, mesmo quando ocorram em pequenas quantidades.

2.3.3.2. *Análise Térmica Diferencial*

O método de análise térmica diferencial consiste no aquecimento, em velocidade constante, de uma argila, junto com uma substância térmica inerte, registrando as diferenças de temperatura entre o padrão inerte e a argila em estudo, em função da temperatura; quando ocorrem transformações endo ou exotérmicas, estas aparecem como deflexões em sentidos opostos no termograma (Santos, 1989).

A intensidade, amplitude e posição do pico endotérmico diminuem com o decréscimo da granulometria e da cristalinidade das partículas; por outro lado, a intensidade e a forma dos picos aumentam com a velocidade de aquecimento (Santos, 1989).

Existem casos em que a ATD é mais sensível do que a DRX, como por exemplo, na identificação de pequenos teores de hidróxido de alumínio (gibbsite) ou de materiais não cristalinos (Santos, 1989). A grande desvantagem desta análise é seu uso restrito no caso de misturas de argilominerais, devido a posição e intensidade dos picos de transformações endo e exotérmicas serem alteradas por essas misturas.

Este método apresenta algumas vantagens em relação às outras formas de identificação dos argilominerais: rapidez, baixo custo, identificação de minerais em pequenas quantidades, aplicação em minerais cristalinos e amorfos, entre outras.

2.3.3.3. *Microscopia Eletrônica*

A microscopia eletrônica é a técnica indicada para o estudo das formas dos cristais individuais dos minerais argilosos, tão importantes para a compreensão da gênese e diagênese desses mesmos minerais e também para a reologia do sistema argila-água (Gomes, 1986).

Segundo o autor, a microscopia eletrônica inclui duas subtécnicas de análise: microscopia de transmissão e microscopia de varredura. A microscopia de

transmissão permite observar as variações morfológicas dos argilominerais muitas vezes relacionadas às estruturas cristalinas; por outro lado, a microscopia de varredura permite o exame de superfícies, sendo portanto adequada para o estudo da textura de argilas, solos, sedimentos, materiais cerâmicos, entre outros.

2.3.3.4. Adsorção de Azul de Metileno

A adsorção de azul de metileno por argilominerais é uma técnica experimental de simples execução e bastante rápida, que tem sido usada, quer para determinação da capacidade de troca de cátions, quer para a determinação da área específica (CHEN et al., 1974).

O mecanismo de interação do azul de metileno segundo Hang & Brindley (1970) pode ser classificado em dois tipos: (a) troca de cátions e (b) adsorção.

(a) Troca de cátions: a molécula de azul de metileno dissocia-se na água e forma o cátion azul de metileno ($C_{16}H_{18}N_3S^+$) que pode substituir ao cátions Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} adsorvidos aos argilominerais em um processo de troca irreversível. Quando os cátions de azul de metileno na solução forem totalmente trocados, a solução fica límpida e incolor e as argilas tomam a cor azul.

(b) adsorção: existem dois tipos de adsorção; i) adsorção física e ii) adsorção química. A primeira é baseada nas forças de atração de Van de Waals e a segunda nas ligações de hidrogênio. O nível de energia da adsorção química é mais elevado do que o da adsorção física.

A adsorção global do azul de metileno inclui primeiro o mecanismo de absorção e, em seguida, o de adsorção; assim, a interação aquosa de azul de metileno com argilominerais, como a caulinita e montmorilonita é melhor descrita como "ab-adsorção".

Com o ensaio de adsorção de azul de metileno, é possível calcular a Capacidade de Troca de Cátions (CTC), a Superfície Específica (SE) e o valor de adsorção do Azul de Metileno. Estes parâmetros podem ser obtidos nas seguintes expressões:

- Capacidade de Troca de Cátions (CTC)

$$CTC = \frac{V \times C \times 100}{M} \quad (\text{meq}/100\text{g}) \quad (20)$$

onde:

V = volume da solução de azul de metileno

C = concentração da solução de azul de metileno (normalidade)

M = massa do solo seco (g)

- Superfície específica (SE)

$$SE = \frac{3,67 \times V}{M} \quad (\text{m}^2/\text{g}) \quad (21)$$

onde:

V = volume da solução de azul de metileno gasto (ml)

M = massa de solo seco (g)

- Valor de Adsorção de Azul de Metileno (VB)

$$VB = \frac{m_{am}}{m_a} \times 100 \quad (22)$$

onde:

V_B = massa em gramas de azul de metileno necessária para cobrir as partículas de um solo incluídas em 100g deste.

m_{am} = massa de azul de metileno consumida no ensaio (g)

m_a = massa da amostra utilizada no ensaio

Beaulieu (1979) apresenta uma classificação, em função da CTC, para vários argilominerais (válidos apenas para argilas puras); os resultados obtidos estão na Tabela 2.9.

Tabela 2.9 – Valores de CTC para os argilominerais segundo Beaulieu (1979).

Argilomineral	CTC (meq/100g)
Caulinita	3 – 5
Haloisita 2H ₂ O	5 – 10
Haloisita 4H ₂ O	10 – 40
Ilita	10 – 40
Montmorilonita	80 – 150
Clorita	10 – 40
Atapulgita	20 – 30
Vermiculita	100 - 150

2.4. Eletroquímica dos Solos

O estudo das cargas elétricas é de fundamental importância para a compreensão de diversos fenômenos físico-químicos que ocorrem nos solos (Alleoni, 1992). As cargas elétricas do solo (positivas e negativas) são conhecidas de longa data, principalmente no que diz respeito a troca de cátions. Segundo Raji (1986) a razão disto está na predominância natural em solos, de minerais que desenvolvem cargas negativas em contato com as soluções de eletrólitos, especialmente para regiões temperadas, onde a ciência do solo teve maior desenvolvimento.

Segundo Mekarú & Uehara (1972) os constituintes do solo podem ser classificados em dois grupos: aqueles com carga permanente ou constantes (principalmente argilas silicatadas) e aqueles com cargas variáveis (óxidos, hidróxidos e matéria orgânica). Pode-se também fazer uma analogia com colóides que exibem uma interface completamente polarizada, carga constante, ou uma interface reversível, carga variável. As cargas permanentes estão sempre ocorrendo pois são produtos de substituições isomórficas na estrutura dos minerais. Já as cargas variáveis que são dependentes do pH e da força iônica do meio, são efetivas ou não dependendo dos valores destes atributos (Raji, 1986).

Argilas do tipo 2:1 (montmorilonita, ilita e vermiculita) e do tipo 2:2 (clorita) possuem carga negativa permanente resultante da substituição isomórfica do Si⁺⁴

por Al^{+3} nas camadas tetraédricas de sílica, ou da substituição de Al^{+3} por Mg^{+2} nas camadas octaédricas de alumina (Alleoni, 1992). Smith & Emerson (1976) afirmam que além destes minerais de argila, a caulinita (tipo 1:1) também possui uma carga positiva permanente em adição à carga variável, apesar de pequena e de pouca expressão.

A matéria orgânica, óxidos e hidróxidos de Fe, Al, Mn Si e Ti podem ser caracterizados como componentes de carga variável ou de potencial superficial constante (Bell & Gillman, 1978).

De acordo com Brady (1979) há pelo menos duas fontes de cargas negativas associadas às partículas de argilas silicatadas. A primeira está ligada às valências não atendidas nas arestas quebradas das placas de sílica e alumina. As superfícies externas achatadas de certos minerais como caulinita também possuem certos agrupamentos de oxigênio e de hidroxila, que agem como pólos de carga negativa. Estes grupos encontram-se fixados aos átomos de silício e de alumínio no interior de suas respectivas lâminas.

Em níveis elevados de pH, o hidrogênio destas hidroxilas se dissocia levemente e a superfície coloidal é mantida com carga negativa acumulada pelo oxigênio. O hidrogênio fracamente retido é prontamente permutável. Esta situação está esquematizada na Figura 2.28. A presença destes grupos atribui às partículas de argila caulinitica uma definida condição eletronegativa.

Com valores de pH iguais ou acima de seis o hidrogênio poderá ser substituído por outros cátions como o cálcio, que juntamente com o magnésio, tendem a dominar estes locais de permuta nos solos neutros e alcalinos. A magnitude desta carga, na dependência do pH, varia com o tipo de colóide, e é responsável pela maior parcela de carga nos minerais do tipo 1:1 e até por um quarto de carga em alguns tipos 2:1.

A segunda fonte de carga negativa na superfície das partículas de argila está relacionada com a substituição isomórfica de um íon por outro.

À medida que se formam alguns silicatos, parte dos átomos de silício na camada são substituídos. Esta substituição de um íon quadrivalente (Si^{4+}) por outro trivalente (Al^{3+}) é responsável pela carga negativa de uma camada de silicato, que de outro modo seria neutra. A substituição isomórfica de um íon trivalente como Al^{3+} , por outro bivalente como o Mg^{2+} , deixa cargas negativas insatisfeitas nos átomos de oxigênio da camada. A Figura 2.29 apresenta um esquema estrutural de um segmento de camada octaédrica, com e sem substituição do íon alumínio pelo magnésio.

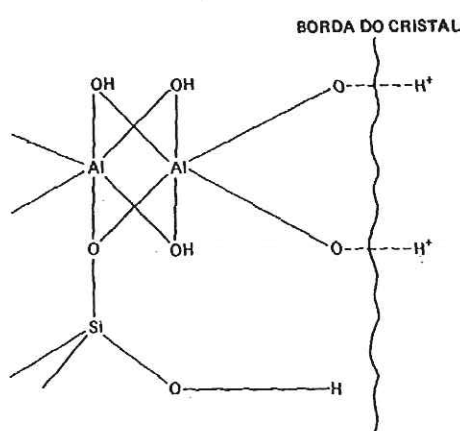


Figura 2.28 – Diagrama da borda quebrada de um cristal de caulinita, mostrando o oxigênio como fonte de carga negativa. Com elevados valores de pH, os íons hidrogênio tendem a ficar fracamente retidos, podendo ser permutados por outros cátions (Brady, 1979)

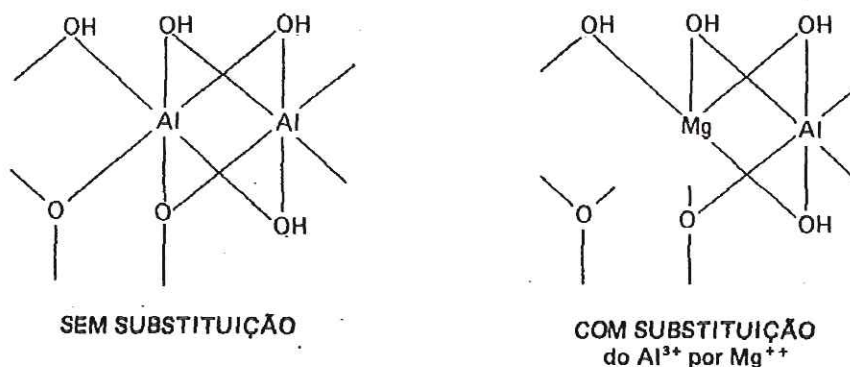


Figura 2.29 – Configuração atômica na folha octaédrica das argilas silicatadas, sem substituição (esquerda) e como substituição de um íon alumínio por um íon magnésio (direita) (Brady, 1979).

Quando não há substituição, as cargas positivas e negativas se acham em equilíbrio (três cargas positivas do alumínio equilibradas com três cargas negativas das hidroxilas e dos oxigênios envolventes). Quando um íon Mg substitui um íon Al, ocorre um desequilíbrio. O íon magnésio, por possuir apenas duas cargas positivas, não pode satisfazer as três cargas negativas associadas com as hidroxilas e com os oxigênios circundantes. Em consequência, a camada octaédrica acumula uma carga negativa para cada substituição de alumínio por magnésio. Esta carga negativa deverá ser balanceada por um cátion de carga positiva como o Na^+ ou K^+ , que é adsorvido pela superfície da partícula de argila. Este fenômeno pode ocorrer em argilominerais do grupo das montmorilonitas e alguns argilominerais do grupo das vermiculitas. A carga negativa consequente é bem maior do que aquela resultante das arestas quebradas dos cristais destes minerais.

Processo semelhante é responsável pela carga negativa em saldo na camada tetraédrica de argila silicatada, quando o silício, que possui quatro cargas positivas, é submetido à substituição isomórfica pelo alumínio, um íon trivalente (lembrando que cada silício está associado com o equivalente a dois oxigênios).

Camada tetraédrica (sem substituição)	Camada Tetraédrica (Si substituído por Al)
$\text{O}^{-2} \text{Si}^{+4} \text{O}^{-2}$	$\text{O}^{-2} \text{Al}^{+3} \text{O}^{-2}$
Nenhuma carga	Excesso de 1 carga negativa

Na montmorilonita a substituição isomórfica ocorre com mais frequência na camada octaédrica e nas ilitas e vermiculitas ocorre com mais frequência nas camadas tetraédricas.

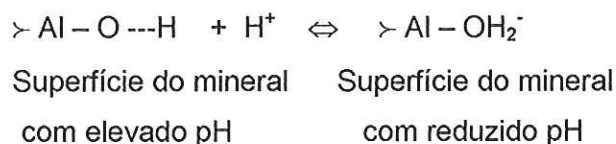
Além dos íons Mg e Al, os íons Fe e Mn e outros podem substituir o alumínio e o silício no reticulado cristalino de certos minerais. O diâmetro iônico domina praticamente o fenômeno de substituição (Brady, 1979).

Segundo o autor, é importante saber que alguns argilominerais dispõem de cargas positivas, como também de negativas, o que possibilita a permuta de ânions

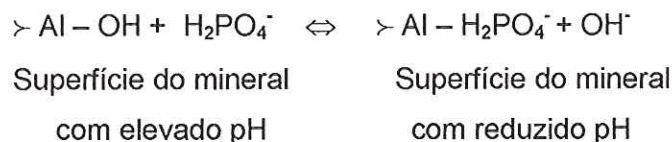
entre as unidades de hidroxila da superfície como fosfatos, sulfatos, cloretos e nitratos. Admite-se que as cargas positivas se originam em 2 fontes:

1. protonação ou adição de íons hidrogênio aos grupos hidroxila nas bordas destes minerais;
2. permuta dos grupos hidroxilas por outros ânions como os fosfato.

Na protonação a elevados valores de pH (esquema abaixo), o íon H tende a dissociar-se do íon O, deixando uma carga negativa na superfície. À medida que diminui o valor do pH, um íon H adicional se associa com a hidroxila, deixando o saldo de uma carga positiva. Esta carga atrairá certos ânions como H_3PO_4^- , SO_4^{-2} , NO^{-3} , Cl^- ; estes íons poderão realizar permutas entre si, dando origem ao termo permuta de ânions.



O segundo mecanismo que mostra uma carga positiva em certos colóides é aquele em que as hidroxilas fazem permuta com íons fosfato semelhantes:



Basicamente esta reação também ocorre com baixos valores de pH, em que os íons hidroxila negativos são substituídos no cristal por íons alumínio, com carga positiva.

2.4.1. Dupla Camada Elétrica

Como pode-se observar, as substituições isomórficas, as imperfeições nas superfícies dos argilominerais, a estrutura interna do argilomineral e as valências insatisfeitas nas bordas das partículas contribuem para o desenvolvimento de cargas negativas nas partículas dos solos.

Segundo Mitchell (1976) as interações entre as partículas de solo, cátions adsorvidos e água aparecem porque existe um campo de força em desequilíbrio nas interfaces entre os constituintes. Desta forma, para que a superfície da argila possa tornar-se neutra, desenvolve-se ao seu redor uma dupla camada difusa de cátions e ânions.

Yong et al. (1992), define a dupla camada elétrica (DCE) como a carga elétrica formada na interface das partículas de argila. Para que esta ocorra é necessário que haja uma interação entre a superfície do solo carregada negativamente, com os solutos dissolvidos em água carregados positivamente (cátions).

De acordo com Lambe (1958) as partículas de argila carregam uma rede de cargas negativas (primariamente originada pela substituição isomórfica) que é balanceada pela permuta de cátions. Quando a argila está seca, os cátions agrupam-se na superfície da argila para neutralizar as partículas. Quando uma partícula de argila entra em contato com água, os cátions (mais um pequeno número de ânions) aglomeram-se ao redor do colóide como indicado na Figura 2.30a. A Figura 2.30b mostra a distribuição de íons com a distância da superfície da partícula de argila e a Figura 2.30c a curva do potencial elétrico com a distância. A expressão teórica para o potencial elétrico na dupla camada foi desenvolvida independentemente por Gouy (1910) e Chapman (1913) e é frequentemente chamada de teoria de Gouy-Chapman.

A teoria da dupla camada de Goy-Chapman não é adequada para altas concentrações salinas ou para altos potenciais de superfície, devido ao problema dos íons serem considerados pontos de carga e poderem aproximar-se da superfície sem limites, o que não corresponde à realidade (Raij, 1986).

Stern (1924) introduziu correções na dupla camada, uma das quais leva em conta o tamanho finito dos íons. Esta teoria assume que os íons não podem aproximar-se da superfície além de uma certa distância. Nesta teoria, assume-se que existem duas camadas: uma mais próxima da superfície, chamada de camada de Stern, representada pelos íons adsorvidos, e outra composta pelos outros íons, formando a camada difusa. Entre o plano no qual a superfície do colóide está

localizada e o plano de Stern, que passa pelo centro dos counter-ions que estão mais próximos da superfície coloidal, não há carga (Alleoni, 1992). Segundo Raij (1986) a parte da dupla camada entre estes planos é considerada como um condensador molecular, no qual o potencial ψ_0 decresce linearmente com a distância da superfície da partícula para um valor ψ_δ no plano de Stern. Na Figura 2.31 está esquematizado o modelo de Stern da dupla camada.

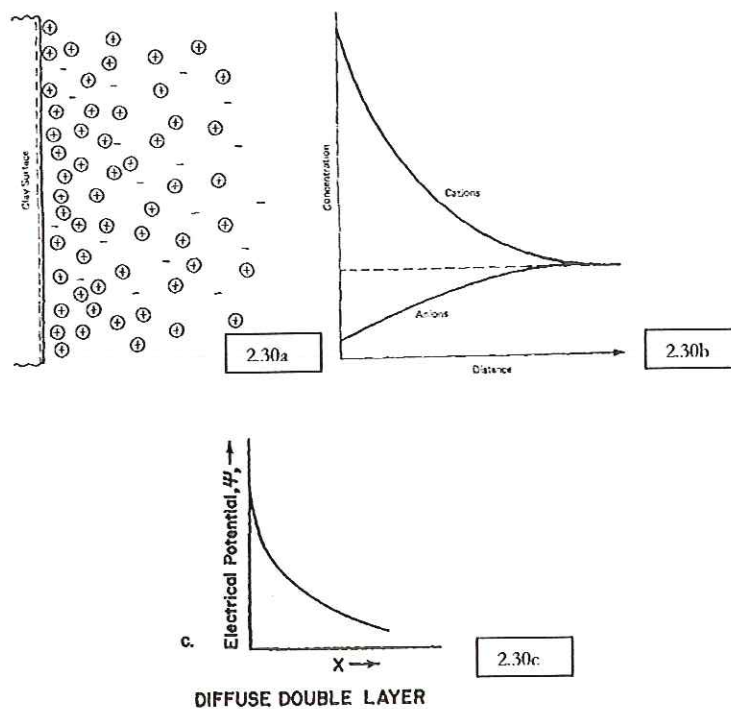


Figura 2.30– Dupla Camada Difusa de Gouy-Chapman

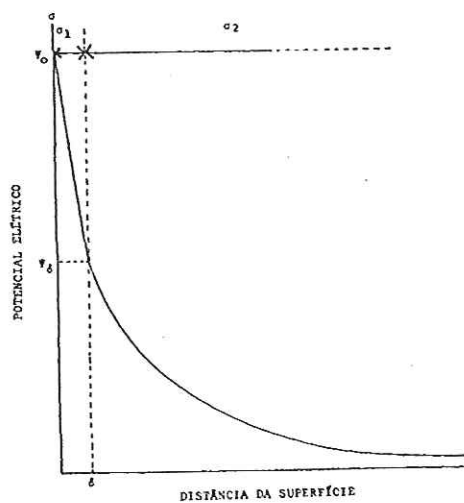


Figura 2.31 – Representação esquemática da distribuição do potencial elétrico no modelo de Stern da dupla camada. A distribuição de cargas também é indicada.

Casanova (1989) ressalta que a teoria da dupla camada elétrica (DCE), desenvolvida teoricamente por Goy-Chapman, aperfeiçoada por Stern e brilhantemente comprovada na prática, descreve tanto do ponto de vista qualitativo quanto quantitativo, os fenômenos físico-químicos coloidais em superfícies eletricamente carregadas.

Segundo o autor é bom lembrar que o sistema argila-água é uma abstração do solo real que possibilita aplicar os princípios da teoria da DCE para a interpretação e compreensão do comportamento dos solos. Desta forma, a compressibilidade e a expansibilidade, bem como a susceptibilidade à erosão, a dispersibilidade, a estabilidade dos agregados argilosos, entre outras propriedades, são apropriadamente tratadas pela teoria da DCE.

2.4.2. Diferença entre solos com carga permanente e solos com carga variável

Existem vários tipos de solos, entretanto, eles podem ser classificados em 2 categorias básicas: solos com carga constante e solos com carga variável. Os componentes dos solos que podem carregar cargas de superfície incluem três grandes grupos: camada dos minerais silicatados, óxidos livres e húmus.

Os minerais silicatados carregam carga negativa permanente sob condições ambientais comuns. Óxidos de ferro, alumínio e manganês carregam carga negativa variável, bem como, carga positiva variável e o húmus, carrega carga negativa variável e uma pequena quantidade de carga positiva variável.

Examinando-se as duas categorias de solos, encontra-se para os solos das regiões temperadas, um teor de óxidos de ferro geralmente menor que 50g kg^{-1} . Os principais argilominerais são a mica hidratada, a vermiculita e a montmorilonita; estes três minerais carregam uma carga de superfície permanente em quantidades de 10-40, 100-150 e 80-120 cmol kg^{-1} , respectivamente. Para estes minerais as cargas negativas variáveis de superfície não podem se manifestar sob condições comuns de pH. O húmus e os óxidos podem contribuir com a carga variável dos solos, entretanto, esta contribuição da carga variável geralmente é pequena quando comparada à carga permanente negativa que determina as propriedades químicas

de superfície. Desta forma, deve ser apropriado se referir a esta categoria de solos como solos com carga permanente (Yu, 1997).

Por outro lado, o argilomineral dominante em solos das regiões tropicais e subtropicais é a caulinita. Este argilomineral carrega apenas 3-10 cmol kg⁻¹ de carga superficial negativa permanente. Entretanto, ele carrega substancial quantidade de cargas positivas e cargas negativas variáveis. Em particular, o teor de óxidos de Fe no solo é de 50-250 g kg⁻¹ ou até mais e é acompanhado por uma grande quantidade de óxidos de Al. Em adição, pela baixa quantidade de carga superficial carregada pelos minerais de argila, a contribuição relativa do húmus na carga superficial do solo todo é mais significativa quando comparada aos solos das regiões temperadas. Então, para esta categoria de solos, a quantidade de carga superficial é predominantemente variável. Assim, é apropriado referir-se a estes solos que apresentam a caulinita como argilomineral predominante e contém grandes quantidades de óxidos de Fe e Al como solos com carga variável (Yu, 1997).

É lógico que solos com carga constante podem carregar certa quantidade de carga variável e solos com carga variável também carregam carga negativa de superfície permanente (Tessens and Zauyah, 1981).

Hoje sabe-se que os óxidos são a causa principal para os solos carregarem cargas variáveis. Este ponto tem um significado particular para solos com carga variável, porque devido a baixa quantidade de carga superficial carregada pela caulinita, são frequentemente estes óxidos que determinam as propriedades de superfície destes solos, isto porque os grupos Fe-OH podem adsorver da solução íons H⁺ na sua superfície quando o pH é mais baixo que o ponto de carga zero.

A contribuição de diferentes formas de óxidos de ferro difere na carga superficial positiva. Em vários solos, o teor e a forma dos óxidos de Fe são diferentes. Adicionado a isto, uma parte considerável destes óxidos é combinada com minerais de argila de várias maneiras. Desta forma, os óxidos de ferro podem ter um efeito complexo na carga superficial dos solos (Yu, 1997).

Segundo o autor, existe também uma certa quantidade de óxidos de alumínio livre presentes nos solos com carga variável. Estes óxidos de alumínio estão presentes nas formas de minerais tais como, gibsite, boemita, diásporo e óxidos de alumínio amorfos. Eles podem carregar cargas positivas e negativas devido à protonação ou desprotonação, respectivamente.

2.4.3. Aplicação da teoria da dupla camada elétrica em solos com carga variável

Poucos estudos tem aplicado a teoria da dupla camada elétrica para explicar as mudanças no comportamento dos solos com carga variável. Raji & Peech (1972) foram os precursores na tentativa de elucidar as propriedades eletroquímicas dos solos das regiões tropicais utilizando a teoria da dupla camada elétrica.

Segundo Yu (1997) em um sistema de cargas variáveis, o potencial de superfície é controlado pela adsorção dos íons determinadores de potencial (H^+ e OH^-). Portanto, ele é controlado pela atividade desta espécie de íon na solução de equilíbrio. Nestes sistemas, adota-se a seguinte equação:

$$\sigma_v = \left(\frac{2c\epsilon RT}{\pi} \right)^{\frac{1}{2}} \cdot \sinh \frac{zF}{2RT} \cdot (\text{constante} \psi_0) \quad (23)$$

Se os íons determinadores de potencial são H^+ ou OH^- , o potencial de superfície constante ψ_0 , é relacionado com H^+ pela equação de Nernst

$$\psi_0 = \frac{RT}{zF} \ln \frac{H^+}{H_0^+} \quad \text{ou} \quad \psi_0 = \frac{RT}{F} 2.303(\text{pH}_0 - \text{pH}) \quad (24)$$

onde:

ψ_0 = potencial de superfície (volts)

R = constante gás ($\text{JK}^{-1}\text{kmol}^{-1}$)

T = temperatura absoluta

z = valência iônica

H^+ = atividade do íons hidrogênio

H_0^+ = atividade do íon hidrogênio quando $\Psi_0 = 0$

Substituindo-se Ψ_0 na equação (23) obtêm-se:

$$\sigma_v = \left(\frac{2c\epsilon RT}{\pi} \right)^{\frac{1}{2}} \sinh 1.15z(\text{pH}_0 - \text{pH}) \quad (25)$$

Desta forma, a densidade superficial de carga é influenciada pela valência iônica (z), constante dielétrica (ϵ), temperatura (T), concentração eletrolítica (c) pH do volume da solução e pH_0 (ponto de carga zero) do solo.

A equação matemática acima, derivada da teoria da dupla camada difusa é válida apenas para eletrólitos que não são adsorvidos especificamente. Se existir íons adsorvidos especificamente na solução, tanto o pH_0 quanto o σ_v deverão mudar.

Exceto em algum caso eventual, solos com carga variável são formados por minerais de carga variável e minerais de carga constante. Por isso, muitos deles são sistemas nos quais coexistem cargas de superfície permanente e variáveis. Para estes sistemas necessita-se da descrição de um modelo de sistema misto. (Uehara e Gillman, 1980).

Em um sistema misto, o valor numérico de pH_0 não é constante, mas é afetado pela natureza do eletrólito, embora, por definição, pH_0 é o ponto de carga zero do componente de carga variável. Ele poderá mudar quando existir a adsorção específica de íons.

Mudanças nas variáveis do sistema coloidal podem causar floculação ou dispersão. Segundo Lambe (1958), se a energia potencial é reduzida quando partículas adjacentes se aproximam uma das outras, elas irão flocular e formar agregado; se, ao contrário, a energia do sistema aumenta quando as partículas se aproximam umas das outras, elas irão dispersar.

Dentre as variáveis do sistema solo-água que afetam a estabilidade coloidal estão: concentração eletrolítica, valência do íon, constante dielétrica, temperatura, tamanho do íon hidratado, pH e adsorção do ânion

A teoria de Gouy-Chapman mostra que em termos gerais, a tendência à floculação do sistema é causado por um aumento na concentração eletrolítica, na valência do íon e na temperatura e num decréscimo na constante dielétrica, no tamanho do íon de hidratação, no pH e na adsorção do ânion.

Um decréscimo na espessura da DCE reduz a repulsão elétrica, que, por sua vez, apresenta uma tendência à floculação. Desta forma, sempre que o potencial elétrico diminuir, haverá um aumento na tendência de floculação das partículas (Lambe, 1958).

Uma indicação quantitativa da influência destas variáveis pode ser observada na equação que define a espessura da dupla camada elétrica, apresentada por Mitchell (1976):

$$\frac{1}{K} = \left(\frac{DkT}{8\pi n_0 e^2 v^2} \right)^{1/2} \quad (26)$$

onde:

1/K = espessura da dupla camada (m)

D = constante dielétrica do meio

k = constante de Boltzmann ($1,38 \times 10^{-23} \text{ J}^\circ\text{K}^{-1}$)

T = temperatura ($^\circ\text{K}$)

n_0 = concentração da solução

e = carga eletrônica ($1,602 \times 10^{-19}$ coulomb)

v = valência do cátion

Nesta relação pode-se notar que a espessura é inversamente proporcional à valência e à raiz quadrada da concentração e diretamente proporcional à raiz quadrada da constante dielétrica e da temperatura; os outros fatores permanecem constantes.

O autor ressalta que em geral, quanto mais espessa a dupla camada, menor a tendência para as partículas em suspensão flocularem e maior a pressão de expansão nos solos coesivos.

2.4.4. Influência das Variáveis do Sistema na Dupla Camada Elétrica

a) Efeito da Concentração do Eletrólito e do pH

Segundo Luckner & Schestakow (1991), a espessura da dupla camada difusa diminui com o aumento da concentração eletrolítica. Entretanto, além do potencial variar de acordo com a concentração eletrolítica para uma superfície com carga constante, varia também com o pH para uma superfície com carga variável. Na Figura 2.32, pode-se observar três curvas que caracterizam os efeitos entre dois tipos de superfícies carregadas. A curva A é utilizada como curva de controle; quando ocorre um aumento na concentração do eletrólito, para uma carga superficial constante, a curva A sofre um rebaixamento (curva C). Por outro lado, para uma carga superficial dependente do pH, um aumento na concentração do eletrólito produz um decréscimo no potencial a medida que a distância da partícula aumenta (curva B), embora a magnitude inicial do potencial na superfície da partícula seja o mesmo (Yong et al., 1992).

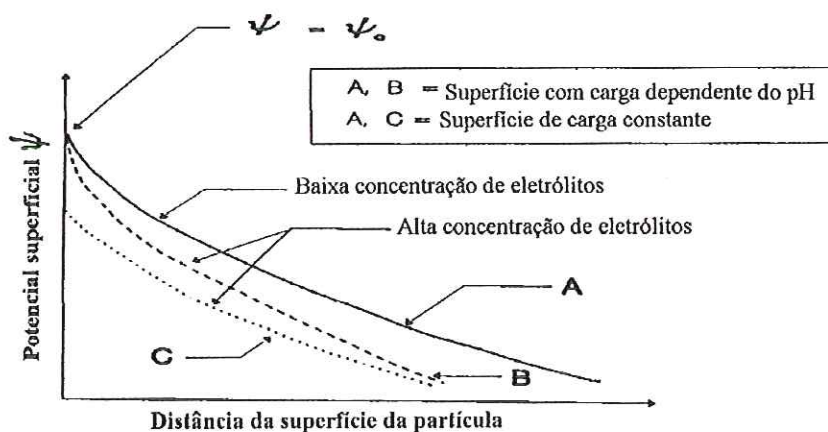


Figura 2.32 – Variação do potencial superficial com a distância da superfície da partícula. As curvas A e B mostram a influência da concentração do eletrólito para o pH dependente da carga superficial; as curvas A e C mostram o mesmo para a superfície de carga constante (Yong et al., 1992).

Segundo Yu (1997) a quantidade de carga superficial dos solos com carga variável varia também com a concentração do eletrólito como pode-se observar na Equação 26. A espessura da dupla camada elétrica é inversamente proporcional à raiz quadrada da concentração de íons e o decréscimo na concentração do íon deverá induzir um aumento na espessura da DCE. Quando a espessura se estende a uma certa extensão, duas duplas camadas difusas adjacentes podem se sobrepor parcialmente, causando uma compensação mútua de cargas positivas e negativas. Isto resultará no decréscimo da adsorção de cátions e ânions.

Mitchell (1976) acrescenta que não apenas o aumento da concentração eletrolítica reduz a superfície potencial para as condições de carga constante, mas também o declínio do potencial com a distância é muito mais rápido. Para exemplificar, observa-se na Figura 2.33 a adição de NaCl em um sistema onde as partículas coloidais são carregadas negativamente. Supondo um sistema em equilíbrio e mantendo-se as outras variáveis constantes, a adição do NaCl resultará em um aumento dos cátions disponíveis, ocasionando a diminuição do potencial em função da distância da superfície, bem como a contração da dupla camada iônica e o aumento da carga positiva total do sistema.

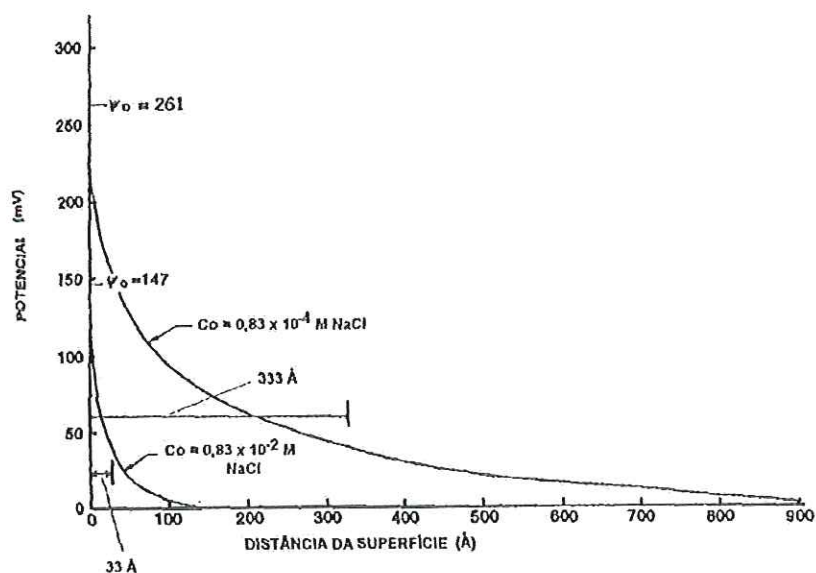


Figura 2.33 – Efeito do aumento da concentração eletrolítica de NaCl no potencial elétrico e na espessura da dupla camada na superfície da montmorilonita.

Em relação à influência do pH, Lambe (1958) observa que o pH do fluido intersticial afeta a rede de cargas negativas das partículas de solo por alterar a extensão de dissociação dos grupos OH nas bordas das partículas. Elevados valores de pH facilitam a dissociação e aumentam a rede de cargas, expandindo assim, a DCE. Entretanto, baixos valores de pH do fluido intersticial fazem o inverso; desta forma, com o decréscimo do pH, a tendência é causar a floculação e com o seu aumento, a dispersão.

Pela equação abaixo pode-se observar que o pH do solo determina a magnitude da rede de carga, bem como o sinal, pois o pH está relacionado com o pH_0 :

$$\sigma v = \text{const.} (pH_0 - pH) \quad (27)$$

Desta forma, a capacidade de troca de cátions é aumentada elevando-se o valor de pH.

b) Efeito da Valência do Cátion

A teoria indica que a carga superficial e o potencial de superfície também variam com a valência dos íons. O efeito da valência na espessura da DCE pode ser exemplificado da seguinte forma (Mitchell, 1976):

$$\frac{1}{K} \propto \frac{1}{v} \quad (28)$$

onde:

$1/K$ = espessura da dupla camada

v = valência do cátion

c) Efeito da Constante Dielétrica

De acordo com Mitchel (1976) a constante dielétrica do sistema fluido intersticial – eletrólito afeta tanto o potencial de superfície quanto a espessura da dupla camada. Para uma carga superficial constante, o potencial de superfície aumenta com o decréscimo da constante dielétrica do meio D , de acordo com:

$$\sinh\left(\frac{z}{2}\right) = \left(\frac{\pi}{2n_0 DkT}\right)^{1/2} \sigma \quad (29)$$

O efeito da constante dielétrica na espessura da dupla camada é dado por:

$$\frac{1}{K} \propto D^{1/2} \quad (30)$$

Assim, com o álcool por exemplo, a espessura da dupla camada pode ser reduzida por um fator de 0,55 em comparação com a água.

Alguns detalhes da consideração da influência da constante dielétrica podem ser consideradas como questões meramente acadêmicas pois, o fluido intersticial do solo geralmente é a água, mas podem existir casos especiais onde líquidos tais como, óleos, solventes e outros fluidos químicos percolam o solo, fluidos estes que apresentam constantes dielétricas geralmente inferiores a da água (Mitchell, 1976).

d) Efeito da Temperatura

Um aumento na temperatura resulta em um aumento na espessura da DCE e um decréscimo no potencial de superfície, no caso de uma superfície com carga constante; contudo, um aumento na temperatura resulta também em um decréscimo da constante dielétrica. As variações da constante dielétrica para a água em diferentes temperaturas, segundo Mitchell (1976) estão representadas na Tabela 2.10.

De acordo com o autor a pequena variação do produto DT com mudanças significativas na temperatura significa que a DCE não é muito influenciada. Supõe-se portanto que os valores da constante dielétrica não são afetados por forças de superfície interpartículas e concentração iônica; se este fato estiver correto, em parte, é aparentemente contraditório encontrar reportado na literatura os efeitos da mudança da temperatura nas propriedades do solo, tais como resistência, compressibilidade e expansibilidade.

e) Efeito do tamanho do íons hidratado

Segundo Mitchel (1976) a teoria da dupla camada elétrica prevê uma alta concentração de íons próxima a superfície, pois pela teoria, os íons são considerados cargas pontuais. Entretanto, a verdadeira concentração adjacente à superfície deverá ser menor que a prevista. Como visto no item 2.4.1., surgiu a teoria de Stern que veio modificar a teoria de Gouy-Chapman considerando o tamanho finito dos íons.

Para demonstrar os efeitos de cada uma das características do fluido sobre o potencial elétrico, Lambe (1958) exemplifica com uma suspensão coloidal (com a mesma concentração de sólidos no líquido) distribuída em tubos de ensaio. Adicionaram-se às misturas de solo-água algumas soluções químicas conforme observa-se na Figura 2.34. Nota-se que a floculação aumenta com o aumento da concentração eletrolítica, valência do cátion e temperatura ou quando ocorre a diminuição na constante dielétrica, dimensão do íon hidratado e pH. Na floculação as partículas se atraem de forma a obter-se sedimentos de baixa densidade. Assim, o autor afirma que quanto maior o volume final do sedimento, mais alto o grau de floculação da amostra.

Nota-se que o comportamento do solo é influenciado em grande parte pelas interações físico-químicas entre as partículas de solo e a química do fluido intersticial, porém essas alterações dependem do tipo de argila e das propriedades químicas dos líquidos percolantes.

Tabela 2.10 – Valores da constante dielétrica para a água com a variação da temperatura (Mitchell, 1976)

T (°C)	T (°K)	Constante Dielétrica (D)	DT
0	273	88	2.40×10^4
20	293	80	2.34×10^4
25	298	78.5	2.34×10^4
60	333	66	2.20×10^4

f) Adsorção específica de íons

A teoria assume a atração de cátions pela superfície de argila carregada negativamente e a repulsão dos ânions. Existem situações entretanto, onde ânions específicos são atraídos e tornam-se essencialmente parte da superfície da partícula, aumentando assim a eletronegatividade (Mitchell, 1976). Os ânions, particularmente fosfatos, arsenatos e boratos apresentam aproximadamente o mesmo tamanho e geometria do tetraedro de sílica, substituindo-o prontamente.

O fosfato, em particular, é fortemente atraído, como pode ser exemplificado por certos compostos de fosfato que estão entre os mais efetivos agentes defloculantes para solos em suspensão.

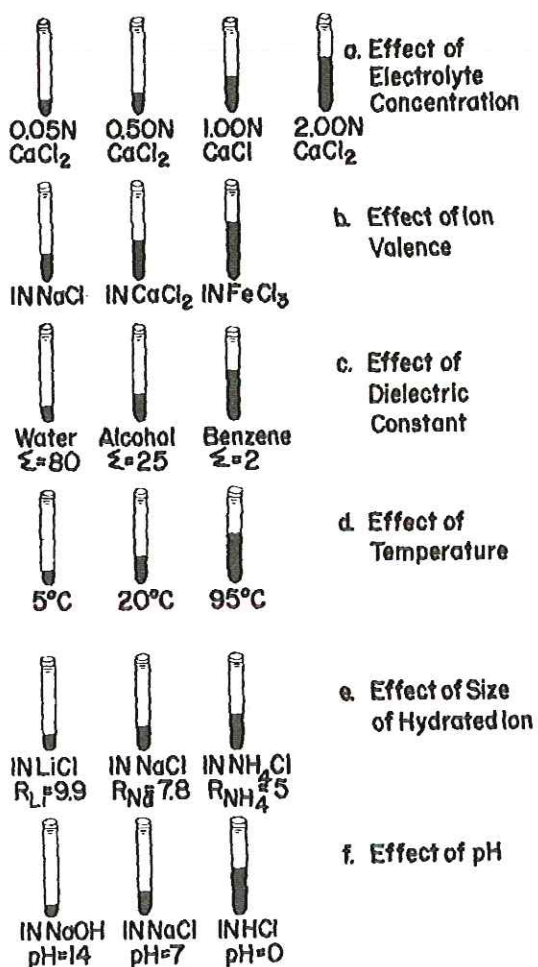


Figura 2.34 – Efeito das características do sistema na sedimentação dos solos (Lambe, 1958).

g) pH_0

Este é o valor de pH da superfície hidroxilada quando exibe uma rede de cargas superficiais nula. Para o pH_0 a adsorção de H^+ e OH^- como íons determinadores de potencial é considerada por ser igual. O pH_0 é determinado pelo ponto de intersecção das curvas de titulação potenciométrica com diferentes concentrações de eletrólitos, prevenindo-se de que o eletrólito não seja adsorvido especificamente. O pH_0 é um importante parâmetro para os solos de carga variável porque ele determina o sinal da rede de carga superficial. É possível aumentar a capacidade de retenção de cátions de um solo abaixando o valor do pH_0 .

De acordo com Sposito (1989) os três mais importantes pontos de carga zero são resumidos na Tabela 2.11. O PCZ (ponto de carga zero) é o valor de pH no qual a carga total do solo desaparece ($\sigma_p = 0$); a este valor de pH não existem cargas contribuindo para a adsorção de íons na DCE. Desta forma, ocorre o movimento livre dos íons na solução e o aumento das forças interpartículas que aumentam a floculação.

O PZNPC é o valor de pH no qual o σ_H (carga dada pelos íons determinadores de potencial H^+ e OH^-) desaparece. De acordo com Leite (2001) este elemento é muito importante para os solos com carga variável, onde a taxa de adsorção específica de H^+ e OH^- exerce grande influência sobre o balanço total de cargas.

O PZNC é o valor de pH da solução do solo no qual a diferença entre a capacidade de troca de cátions e a capacidade de troca de ânions é igual a zero.

Tabela 2.11 – Pontos de carga zero mais importantes de acordo com Sposito (1989)

Símbolo	Nome	Definição
PZC	Ponto de carga zero	$\sigma_p = 0$
PZNPC	Ponto de carga protônica zero	$\sigma_H = 0$
PZNC	Ponto de carga líquida zero	$\sigma_{is} + \sigma_{os} + \sigma_D = 0$

2.5. Micromorfologia dos Solos

A micromorfologia é uma metodologia que ocupa-se com a descrição, interpretação, medidas dos componentes, características e *fabric* dos solos em nível microscópico (Bullock, 1985).

Segundo o autor, a descrição micromorfológica é importante por diversas razões, dentre elas:

1. registrar com detalhes as características dos solos, como o nível dos grãos de quartzo, o arranjo estrutural ou uma característica devido a um processo em particular;
2. formar uma base para a reconstrução do processo que formou ou formará os solos;
3. fornecer uma base para a classificação dos solos para qualquer generalidade ou para um propósito específico;
4. comparar as propriedades de diferentes solos dentro de uma ordem, sub ordem ou grande grupo ou, frequentemente, baixos níveis de um sistema de classificação;
5. atuar como suporte para outras análises e para formar uma base para escolha de futuras análises mineralógicas, químicas e físicas.

A micromorfologia é um método moderno de estudo de amostras indeformadas de solos e rochas alteradas através de técnicas microscópicas e ultramicroscópicas a fim de identificar os constituintes elementares e/ou as diversas associações de minerais que os compõem (esqueleto, plasma, poros etc) e de precisar as suas relações mútuas no espaço (Delvigne, 1988).

Segundo Castro (1989) a micromorfologia dos solos destina-se ao estudo das organizações microscópicas também chamadas microorganizações pedológicas, ou seja, trabalha com constituintes e organizações na ordem de medida dos mm e sobretudo dos microns; contempla então o estudo detalhado dos constituintes dos agregados dos horizontes do solo e de suas relações e contribui para deduções a respeito de processos pedológicos.

A análise microscópica dos solos corresponde a uma técnica de observação de material previamente impregnado, finamente cortado ($\pm 30\mu$) e colado em

lâminas delgadas. Os materiais assim preparados são observados com o auxílio de lupas e microscópios ópticos polarizantes.

O arranjo e as relações entre os componentes minerais do solo é provavelmente muito mais complexo do que os encontrados em muitas rochas pois muito tipos de minerais e seu produto intemperizado podem ocorrer justapostos. Desta forma, torna-se essencial o conhecimento das propriedades ópticas dos principais minerais no solo antes do início da descrição das lâminas delgadas (FitzPatrick, 1984)

É importante ressaltar três fatores importantes do estudo das lâminas delgadas (Castro, 1989):

- ao se trabalhar sobre lâminas delgadas, ou seja seções polidas, está se trabalhando bidimensionalmente, portanto há dificuldades para cálculos volumétricos;
- o limite de resolução do microscópio óptico impõe restrições às observações de constituintes muito finos;
- a lâmina é uma porção minúscula de um material de dimensão espacial muito maior, assim, só tem utilidade se é originado de uma amostragem criteriosa do que se pretende examinar.

No item 2.5.1 serão descritos alguns conceitos básicos necessários para a descrição das lâminas delgadas. Estes conceitos foram sintetizados a partir de Brewer (1976), Bullock et al. (1985) e Castro (1989).

2.5.1. Conceitos básicos para o estudo micromorfológico

Fábrica

Para Brewer (1976) fábrica é a constituição física do solo expressa pelo arranjo espacial das partículas sólidas e vazios associados.

Bullock et. al. (1985) entendem por fábrica a organização total do solo, expressa pelo arranjo espacial de seus constituintes (sólidos, líquidos e gasosos),

sua forma, dimensão e frequência considerando-a do ponto de vista configurativo, funcional e genético.

Segundo FitzPatrick (1984) fábrica é o arranjo, tamanho, forma e frequência dos constituintes sólidos individuais dentro do solo como um todo e dentro das próprias características individuais.

Estrutura

Estrutura de acordo com Bullock et al (1985) é a constituição física de um material pedológico expressa pelo tamanho, a forma e o arranjo das partículas sólidas e poros, formando agregados ou não. Segundo os autores, o termo microestrutura é utilizado para todos os aspectos da estrutura visíveis quando o material pedológico é examinado sob aumento óptico maior que cinco vezes.

A agregação do material origina volumes (pedes ou agregados) com estruturas de diferentes formas geométricas e em diferentes graus de desenvolvimento (pedalidade).

Textura

Constituição física de um material pedológico expressa pela estrutura e grau de cristalização das partículas sólidas (Brewer, 1976).

Pedralidade

Constituição física de um material pedológico expresso pelo tamanho, forma e arranjo dos agregados (também chamados pedes) (Castro, 1989).

Bullock et al. (1985) propõem avaliar os graus de pedalidade de acordo com a Figura 2.35. Segundo os autores, quando um ped é totalmente circundado por poros, descreve-se este grau de pedalidade como fortemente desenvolvido (pédica). Quando as unidades ainda não são inteiramente separadas, mas já tem cerca de 2/3 da sua área limitados por poros planares e/ou cerca de 1/3 desta área está ligada por pontes que os ligam aos pedes vizinhos, seu grau de pedalidade é moderadamente desenvolvida (pédica incompleta). O grau de pedalidade fracamente desenvolvida demonstra unidades incipientes onde os poros planares,

ao contrário da anterior, ocupam 1/3 da área ou os pedes estão ligados por pontes que ocupam 2/3 do pede (pédica incompleta).

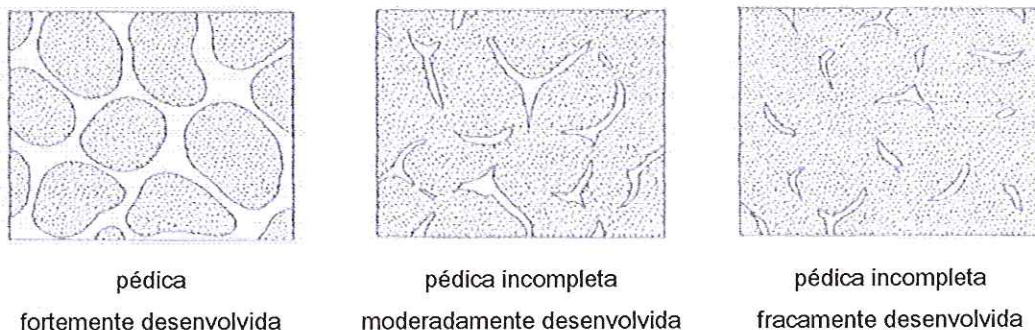


Figura 2.35 – Graus de pedalidade de acordo com Bullock et al (1985).

2.5.1.1. Componentes do Material Pedológico

Plasma: partículas menores que 2μ granulometricamente classificadas como fração argila, não sendo possível identificá-las unitariamente por microscópio; o plasma pode conter minerais argilosos, matéria orgânica, sais, óxidos, hidróxidos etc. Em certos casos, o forte grau de cristalização do plasma pode atingir dimensões maiores que 2μ (ex.: gibsita) recebendo neste caso a denominação de plasma crístico ou cristalplasma.

Esqueleto: partículas maiores que 2μ granulometricamente classificadas como fração silte ou areia. Constituem-se de minerais primários (quartzo, feldspatos, micas etc.). Às vezes algumas feições pedológicas (nódulos por exemplo) podem ser abundantes e se comportarem como esqueleto, desempenhando nestes casos a função de esqueleto.

Poros: volumes vazios ou orifícios que apresentam diferentes funções, tais como, retenção e/ou percolação de água e soluções, aeração, passagem de animais, entre outras, podendo ter diferentes origens, diferentes formas e tamanhos e diferentes “gerações”.

A Figura 2.36 representa as características pedológicas reportadas.

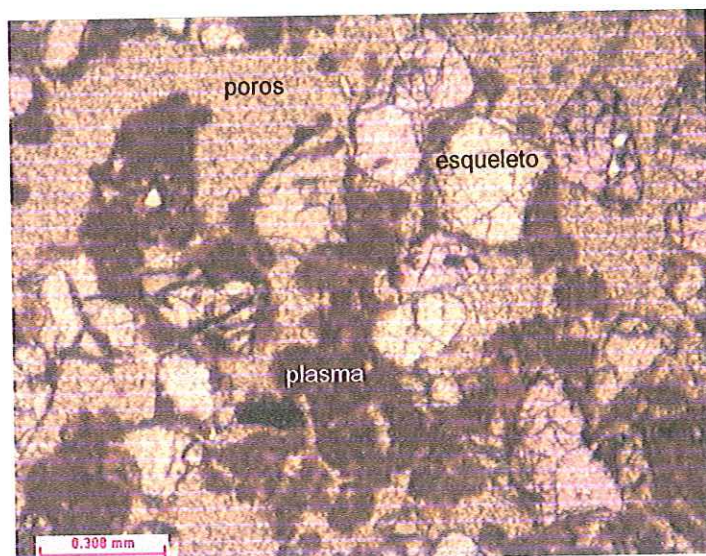


Figura 2.36 – Fotografia indicando as partes constituintes de uma lâmina (poros, plasma e esqueleto).

Segundo Carvalho et al. (1981), na análise micromorfológica se faz inicialmente o reconhecimento dos tipos de plasma e dos tipos de distribuição relativa do plasma em relação aos grãos do esqueleto. Se reconhece igualmente o tamanho, a forma e o arranjo dos agregados e dos poros que os separam.

2.5.1.2. Unidades de Organização

Agregado: unidade reconhecível no solo que consiste em um aglomerado de partículas, que se separa das unidades vizinhas por superfícies de menor resistência. Um solo pode ser pédico (com agregados) ou apédico (sem agregados).

Feição pedológica: unidade reconhecível no solo que se distingue do material vizinho por diferenças na concentração de uma fração do plasma ou na pedofábrica dos constituintes ou ainda a corpos estranhos incluídos.

Fundo matricial: composto por material ou matéria prima que se encontra dentro dos agregados elementares ou compondo solos apédicos (não agregados); é constituído frequentemente de plasma + esqueleto + poros intragregados.

2.5.1.3. Classificação Morfológica dos poros

de *empilhamento* (ou *vazios intergranulares*): arranjo cujas paredes correspondem às bordas dos grãos (empilhamento composto) ou ainda grãos simples e pequenos agregados (empilhamento complexo), intercomunicantes.

cavidades: poros relativamente maiores do que os resultantes do arranjo, esféricos à alongados, irregulares e normalmente não são intercomunicantes.

vesículas: arredondadas, paredes alisadas e envolvidas por plasma, diversas orientações; nas seções verticais, as vesículas são usualmente caracterizadas pela distribuição referida como paralela.

canais: tubos de dimensões maiores do que as do arranjo, alongados, cilíndricos ou arqueados.

alvéolos (câmaras): cavidades interconectadas por canais, paredes alisadas, formas não cilíndricas.

planares: planares de acordo com a razão do eixo principal; podem ser juntas (dilatação/contração), fendas oblíquas ou fissuras.

Segundo Bullock et. al. (1985) os micromorfologistas frequentemente tem dificuldade de distinguir poros planares e canais em certos materiais. Algumas diferenças principais para esta distinção estão relatadas na Tabela 2.12.

2.5.1.4. Classificação das estruturas plásmicas

Castro (1989) comenta que os cristais do plasma podem organizar-se em domínios com relativa orientação formando um certo contínuo entre um plasma isotrópico e um anisotrópico. Desta forma, admitem-se dois grupos:

Plasma assépico: sem separação plásmica, com padrão de extinção pontuado

Plasma sépico: com separação plásmica, com padrão de extinção estriado.

Estes grupos podem se subdividir em:

Plasma assépico:

argilassépica – domínios não orientados entre si

silassépica: domínios dificilmente identificáveis

Plasma Sépico:

insépica: separações plásmicas em ilhas;

mossépica: separações em agrupamento de ilha;

bimassépica: separações plásmicas formando duas direções, entre outros.

Tabela 2.12 – Diferenças principais entre poros planares e canais (Bullock et al, 1985)

Canais	Planares
Diâmetro aproximadamente igual ao longo do comprimento e sem terminação diferenciada	Diâmetros variados ao longo do comprimento e terminação por formas agudas
Revestimentos podem ter a mesma espessura dois lados	Revestimentos de diferentes espessuras dos dois lados
Compactação pode ocorrer no material adjacente	Sem compactação no material adjacente
As paredes opostas entre si não se encaixam	Paredes concordantes
Mudanças de direção terminadas em faixas angulares	Mudanças de direção marcadas por ângulos nítidos
Muitas vezes visível somente a curta distância devido a mudanças de direção em relação ao plano da lâmina	Podem ser vistas a longas distâncias.

2.5.1.5. Estruturas de base ou distribuição relativa

A estrutura de base do fundo matricial implica a relação espacial entre indivíduos semelhantes e indivíduos diferentes (Castro, 1989). Considera-se estruturação de base a organização dos elementos do fundo matricial: esqueleto + plasma + poros. De acordo com a classificação de Stoops & Jongerius (1975) tem-se:

Porfírica: as partículas maiores (areia por exemplo) distribuem-se numa matriz de partículas muito finas (argila, por exemplo) podendo ser aberta, dupla ou simples, dependendo da proporção entre as partículas.

Gefúrica: as unidades mais grosseiras são ligadas por braços ou pontes de material fino.

Eunálica: aparecem grãos de esqueleto e plasma nos poros intersticiais, sem preenchê-los totalmente.

Chitônica: grãos de esqueleto rodeados por uma película de material fino.

Mônica: praticamente formada apenas por grãos de esqueleto.

Na Figura 2.37 pode-se observar os principais tipos de microestrutura de acordo com Bullock et. al. (1985).

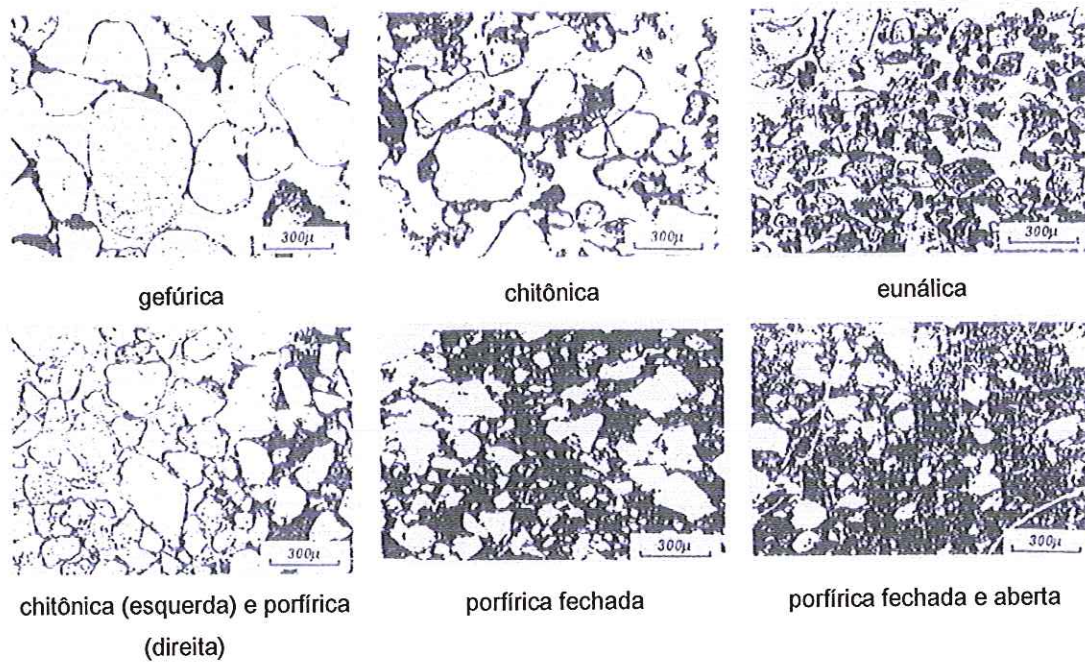


Figura 2.37 – Principais tipos de microestrutura (Bullock et al., 1985)

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Amostragem

Foram coletadas amostras de solo arenoso e argiloso, de duas regiões distintas. As amostras de solo arenoso (Solo A) são provenientes da cidade de São Carlos - SP (Bairro Santa Felícia) e as amostras de solo argiloso (Solo B) das proximidades da cidade de Ribeirão Preto - SP, estrada SP 255 - Km 32,5.

Na obtenção das amostras indeformadas, objeto principal deste estudo, utilizaram-se caixas de aço de lados removíveis de forma a manter as condições naturais do solo em campo. Após sua retirada, os blocos tiveram suas faces devidamente parafinadas, sendo em seguida, armazenados em câmara úmida até sua utilização nos ensaios.

3.2. Ensaios de Caracterização e Compactação

Os ensaios de identificação e caracterização dos solos arenoso e argiloso, foram efetuados de acordo com as normas brasileiras. Na preparação das amostras de solo para estes ensaios, utilizou-se a NBR 6457/86. Os ensaios de caracterização realizados foram os seguintes:

- _ Massa específica dos sólidos - NBR 6508/84
- _ Análise granulométrica conjunta - NBR 7181/84
- _ Limites de consistência - NBR 7180/84 e NBR 6459/84

Paralelamente aos ensaios de caracterização, realizou-se a compactação (Proctor Normal) dos solos de acordo com a NBR 7182/86.

3.3. Caracterização Mineralógica dos Solos

Com o intuito de classificar os principais argilominerais presentes no solo foram realizados os ensaios de análise térmica diferencial (ATD) e difração de raios-X para os solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B) no estado natural.

Na realização da ATD adotou-se o procedimento sugerido por Santos (1989) ensaiando-se o material que passa na peneira 400 (#400). Para este ensaio foi utilizado o Sistema de Análises Térmicas da BP Engenharia - modelo RB 3000 com módulo de informatização. As condições para realização dos ensaios foram as seguintes:

- Limite de aquecimento: 1050 °C
- Velocidade de aquecimento: 12,5 °C/minuto

O ensaio de difração de raios X foi realizado seguindo-se dois procedimentos diferentes. O primeiro ensaio seguiu o procedimento recomendado por Moore & Reynolds (1989) utilizando-se o material que passa na peneira 400. Adotou-se para este procedimento três tratamentos diagnósticos: natural, glicolado e aquecido a 550°C. As condições de varredura estão apresentadas na Tabela 3.1.

O segundo ensaio foi realizado no Laboratório de Mecânica das Rochas do Departamento de Apoio e Controle Técnico de FURNAS Centrais Elétricas S.A. de acordo com os procedimentos utilizados no próprio laboratório. As condições de varredura deste ensaio estão apresentadas na Tabela 3.2. Para esta análise foram preparadas três lâminas e ensaiadas uma no estado natural, uma impregnada com etileno glicol e a última aquecida a 550°C.

Tabela 3.1 - Condições de Varredura para os ensaios de difração de raios X realizados de acordo com os procedimentos de Moore & Reynolds (1989).

Equipamento: modelo URD – 6	
Ângulo de varredura	$3^{\circ} \leq 2\theta \leq 40^{\circ}$
Velocidade de varredura	3°/min
Radiação	$\lambda(\text{CuK}\alpha) = 1.5406 \text{ \AA}$
Potência	40 kV / 20 mA
Método ensaio	Sedimentação

Tabela 3.2 – Condições de Varredura para os ensaios de difração de raios-X realizados de acordo com os procedimentos do Laboratório de Mecânica das Rochas do Departamento de Apoio e Controle Técnico de FURNAS Centrais Elétricas S.A.

Equipamento: modelo D5000 – SIEMENS	
Tubo de raios X	FK60-04x/2Cu
Ângulo de varredura	$4^{\circ} \leq 2\theta \leq 70^{\circ}$
Modo de varredura	contínua
Tamanho do passo	0,010 ^o
Tempo do passo	0,2s
Potência	40 kV / 40 mA
Método ensaio	Orientação preferencial

3.4. Caracterização físico-química dos solos

Para a realização das análises físico-químicas com as amostras de solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B), utilizaram-se as amostras provenientes dos ensaios edométricos inundadas com os diferentes fluidos químicos. Foram efetuadas análises de pH em água e em solução de cloreto de potássio (KCl) 1N, condutividade elétrica do extrato aquoso, potencial de oxi-redução (Eh) e capacidade de troca de cátions (CTC).

3.4.1. Potencial hidrogeniônico (pH), Δ pH e pH₀

Segundo Sawyer et al. (1994) pH é um termo utilizado universalmente para expressar as condições de acidez e alcalinidade de uma solução. Através do pH pode-se conhecer a concentração do íon hidrogênio, ou mais precisamente, a atividade do íon hidrogênio. O potencial hidrogeniônico (pH) pode ser representado por:

$$\text{pH} = -\log\{H^+\} \quad \text{ou} \quad \text{pH} = \log \frac{1}{\{H^+\}} \quad (31)$$

Procurou-se medir o pH do solo em água e em solução KCL (1N) seguindo o procedimento proposto por Camargo et al. (1986), utilizando-se uma proporção solo-solução de 1:2,5 (50g de solo para 125 ml de água ou solução de KCl).

Com o intuito de reconhecer rapidamente a predominância ou não de carga variável nos solos estudados, calculou-se com os resultados de pH em água e em solução de KCL 1N, o ΔpH ; este parâmetro pode ser definido como:

$$\Delta\text{pH} = \text{pH}(\text{KCl}) - \text{pH}(\text{H}_2\text{O}) \quad (32)$$

O sinal e a magnitude de ΔpH correspondem ao sinal e à magnitude da carga superficial. Segundo Casanova (1989), se o ΔpH for zero ou tiver valor negativo pequeno, ou ainda valor positivo, há uma boa indicação de que o solo seja dominado por minerais de carga variável. Segundo o autor, dificilmente se encontra solos puramente compostos por minerais de carga variável. Nos solos tropicais, geralmente encontra-se um sistema de carga misto, pois a caulinita, a haloisita e o humus, são portadores dos dois tipos de carga. Desta forma, o ponto de carga zero (pH_0) reflete o ponto isoeletrico líquido dos diferentes componentes.

Segundo Casanova (1989), o ponto de carga zero (pH_0) é o valor onde quantidades iguais de H^+ e OH^- existem adsorvidas na superfície fazendo com que a carga líquida desta superfície seja zero. De acordo com o autor, este pode ser o parâmetro mais importante de sistemas com carga variável pois determina o sinal da carga superficial.

A obtenção do valor de pH_0 de um sistema misto pode ser rápida e facilmente conseguida utilizando-se o método de Uehara (1984) através da seguinte equação:

$$\text{pH}_0 = 2\text{pH}(\text{KCl}) - \text{pH}(\text{H}_2\text{O}) \quad (33)$$

3.4.2. Condutividade Elétrica do Extrato Aquoso

A determinação da condutividade elétrica de um solo permite avaliar indiretamente a concentração de íons solúveis presentes no extrato aquoso do solo. Os ensaios seguiram o procedimento proposto por Camargo et al. (1986). Segundo o autor, a proporção água:solo a ser utilizada depende do propósito da determinação. Desta forma, com o objetivo de conhecer aproximadamente a salinidade do solo, utilizou-se a proporção água:solo de 1:1 (100g de solo: 100ml de água).

Esta análise foi realizada com os solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B) no estado natural e com os solos após os ensaios edométricos inundados com os diferentes fluidos, com o intuito de verificar possíveis mudanças ocasionadas pelas substâncias químicas nas amostras de solo.

3.4.3 - Determinação dos cátions trocáveis e do alumínio trocável

Cálcio, magnésio e potássio, por serem macronutrientes e sódio, por ser parte importante do complexo coloidal de solos salinos e alcalinos são os elementos trocáveis de maior importância no solo (Camargo et al., 1986). A determinação dos cátions trocáveis e alumínio trocável foi realizado no laboratório do Departamento de Química da Faculdade de Filosofia de Ribeirão Preto – USP. Seguiu-se o procedimento adotado Camargo et al.(1986) utilizando-se acetato de amônia 1N com pH 7,0 que apresenta, entre outras vantagens, o fato de não deixar resíduos sólidos em fotometria de chama.

Os cátions foram extraídos por ataques químicos e determinados por espectrofotometria de absorção atômica e fotometria de chama. Para estas análises utilizaram-se amostras de solo no estado natural e amostras de solo proveniente dos ensaios edométricos inundados com os diferentes fluidos.

3.4.4. Determinação do potencial de oxi-redução das amostras de solo

O potencial de oxi-redução, mede a capacidade do ambiente de fornecer elétrons a um agente oxidante, ou em retirar elétrons de um agente redutor, sendo um potencial análogo ao pH pois este, mede a capacidade de fornecer prótons (íons de H) a uma base ou de retirar prótons de um ácido (Krauskopf, 1972). Desta forma, espécies químicas que perdem elétrons são oxidadas e espécies químicas que ganham elétrons são reduzidas.

Utiliza-se o símbolo Eh para quantificar o potencial de oxi-redução. Experimentalmente este potencial é determinado colocando-se um eletrodo inerte, geralmente platina, no ambiente e determinando-se a diferença de potencial entre a platina e um eletrodo de hidrogênio ou um eletrodo de potencial conhecido. Os resultados são lidos em volts.

Para esta análise utilizou-se a mistura usada para o ensaio de pH em água na razão solo:solução 1:2,5. Fizeram-se leituras para as amostras naturais e para as amostras provenientes dos ensaios edométricos inundadas com os diferentes fluidos. Através destes resultados e utilizando-se o diagrama Eh-pH foi possível verificar se as condições de ensaio se deram em ambiente redutor ou oxidante.

3.4.5. Capacidade de troca de cátions (CTC) e Superfície Específica (SE)

Os valores de CTC das amostras de Solos A e B no estado natural foram obtidos através da análise dos cátions trocáveis e do método de Adsorção do Azul de Metileno descrito em Pejon (1992), utilizando-se o solo que passa na peneira 2,0mm (#10). Já os valores de CTC e SE das amostras carregadas e posteriormente inundadas com as substâncias químicas foram obtidos através do método de Adsorção do Azul de Metileno.

O corante catiônico orgânico azul de metileno, conhecido quimicamente como cloridrato de metilamina, de composição química $C_{16}H_{18}N_3SC1.3H_2O$, dissocia-se em solução aquosa em ânions cloreto e cátions azul de metileno. Desta forma, a adsorção de azul de metileno, na realidade, é uma troca catiônica, onde



cátions inorgânicos trocáveis do argilomineral (Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , etc) são substituídos pelo cátion orgânico azul de metileno (Chen et al., 1974). Segundo o autor a troca de cátion azul de metileno é considerada uma reação química irreversível; quando os cátions da solução forem totalmente trocados pelos cátions azul de metileno a solução fica límpida e incolor e as argilas tomam a cor azul.

Com o ensaio de adsorção de azul de metileno, é possível calcular a capacidade de troca de cátions (CTC) e a superfície específica (SE). Estes parâmetros podem ser obtidos através das seguintes expressões:

- Capacidade de Troca de Cátions (CTC):

$$\text{CTC} = \frac{V.C.100}{M} \quad (\text{meq}/100\text{g}) \quad (34)$$

onde:

V = volume da solução de azul de metileno

C = Concentração da solução de azul de metileno (em normalidade)

M = massa do solo seco (g)

- Superfície Específica (SE):

$$\text{SE} = \frac{3,37.V}{M} \quad (\text{m}^2/\text{g}) \quad (35)$$

onde:

V = volume da solução de azul de metileno gasto (ml)

M = massa de solo seco (g)

3.5. Ensaio Edométrico

Após a calibração das prensas e das sobrecargas que seriam utilizadas nos ensaios, realizaram-se alguns testes para identificar o comportamento dos solos

frente aos carregamentos, bem como estabeleceram-se critérios com os quais os solos seriam estudados. Para manter inalteradas as condições de umidade antes da inundação, a célula convencional foi envolvida em um filme transparente de PVC (tipo magipack) (Figura 3.1).

Foram realizados ensaios edométricos simples com amostras indeformadas dos Solos A (arenoso) e B (argiloso).

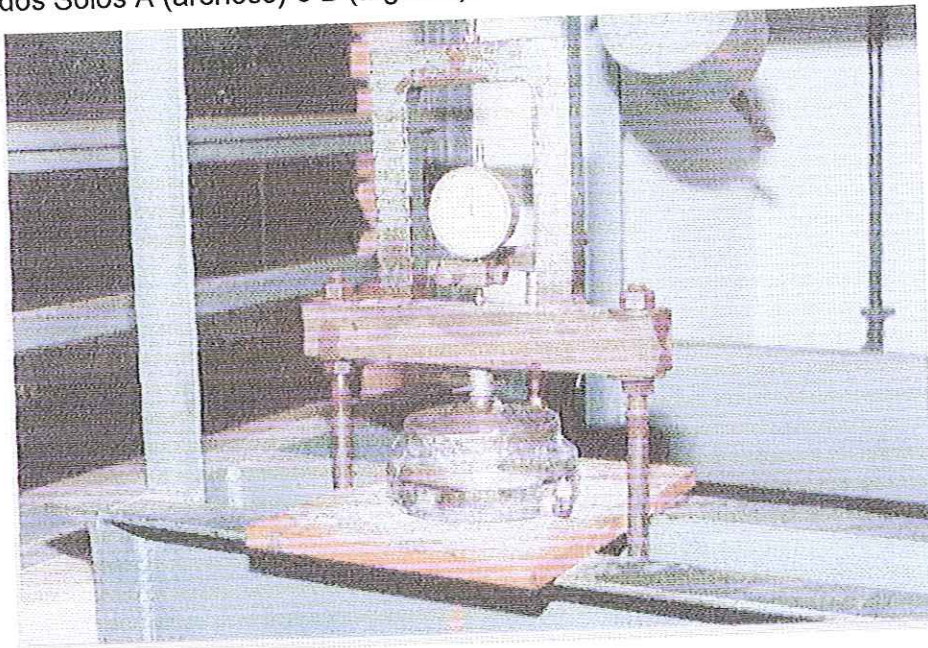


Figura 3.1 – Célula edométrica recoberta com papel filme.

Na aplicação dos estágios de carga, cada incremento correspondeu ao dobro do carregamento total anterior. Iniciou-se o ensaio com 6,25 kPa; cessada as deformações para esta carga, um novo carregamento de 12,5 kPa era acrescentado e assim sucessivamente até o carregamento de 1600 kPa.

Os primeiros ensaios foram realizados com amostras de solo na umidade natural, sem inundação, de forma a definir a reta virgem de compressão. Após estes, passou-se aos ensaios edométricos inundados com água e com as diferentes substâncias químicas.

O procedimento adotado para a realização destes ensaios consistiu em carregar os corpos de prova até uma tensão preestabelecida e aguardar o término das deformações. Neste instante, inundavam-se os corpos de prova e na sequência prosseguiam-se com os carregamentos até o último estágio.

Estudou-se primeiramente o comportamento colapsível dos solos frente a diferentes carregamentos (50 kPa, 100 kPa, 200 kPa, 400 kPa e 800 kPa) e inundação com água. Em seguida, para a realização dos ensaios inundados com as diferentes substâncias químicas, utilizou-se a tensão de 100kPa. Durante o ensaio as células edométricas foram colocadas dentro de caixas de latão de forma a impedir o vazamento dos fluidos (Figura 3.2).

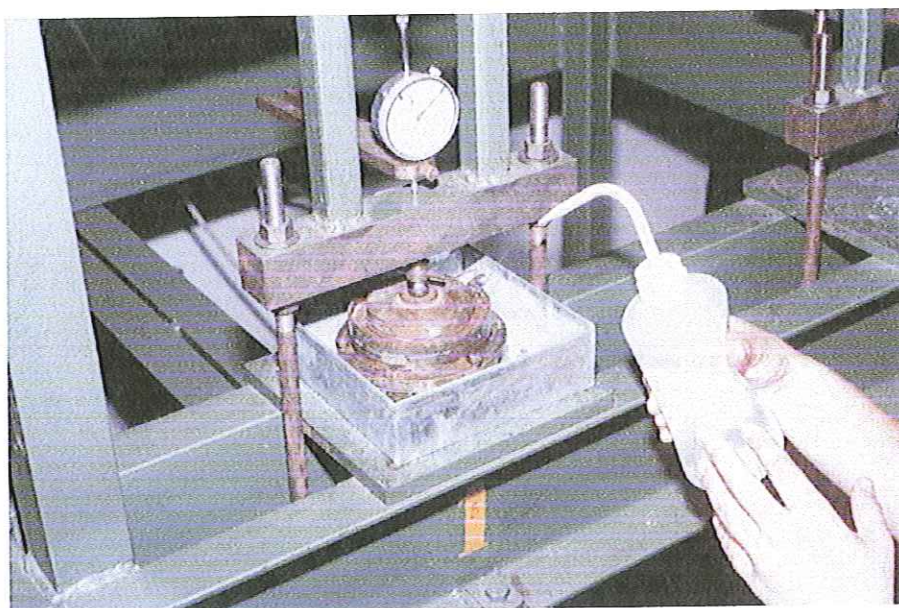


Figura 3.2 – Equipamento para a realização dos ensaios edométricos.

3.5.1. Fluidos de Inundação

Como fluidos percolantes utilizaram-se tanto substâncias orgânicas, como soluções inorgânicas preparadas em laboratório, totalizando catorze fluidos distintos.

A primeira combinação química analisada foi uma mistura de hidróxido de sódio (NaOH) com hexametáfosfato de sódio (NaPO_4)₆ até atingir o pH desejado (pH=11). Além desta fizeram-se ensaios com uma solução de hexametáfosfato de sódio (pH=6,3) e uma solução ácida, de hexametáfosfato de sódio (NaPO_4)₆ com adição de ácido fosfórico (H_3PO_4), com o pH de 3,0. A segunda combinação química analisada foi uma mistura de hidróxido de sódio com ácido fosfórico,

obtendo-se uma solução de pH=3 e outra de pH=7. Utilizou-se também uma solução de hidróxido de sódio com pH=13,5.

Como soluções inorgânicas, acresceu-se às soluções acima o hidróxido de amônio e o fluoreto de potássio (KF). Na sequência utilizou-se ainda água destilada, e alguns fluidos orgânicos como álcool, benzeno, metanol e formamida.

Analisaram-se, também, diferentes características químicas destes fluidos; dentre elas o pH, a constante dielétrica (apenas das substâncias orgânicas), a concentração e a temperatura.

3.5.1.1. Preparação dos fluidos de inundação

Inicialmente utilizou-se o hexametáfosfato de sódio na mesma razão utilizada para o ensaio de granulometria conjunta: 45,7 g do sal para 1 litro de água destilada. Esta solução foi chamada de solução de hexametáfosfato de sódio e apresentou pH = 6,3. Prepararam-se mais dois litros da solução de hexametáfosfato de sódio de pH = 6,3 para compor um litro de solução ácida e um litro de solução alcalina.

Para a solução alcalina, foi-se acrescentando uma solução de hidróxido de sódio (pH = 13,5) e medindo-se a mistura com o aparelho de pH até ser atingindo um pH = 11; utilizou-se desta forma, 96,6ml da solução de NaOH. Para a solução ácida, acrescentou-se à solução de hexametáfosfato de sódio, 4,1 ml de uma solução de ácido fosfórico na concentração de 50% (50ml de ácido fosfórico e 50ml de água destilada) até obter-se uma solução de pH = 3.

Da mesma forma, prepararam-se três soluções de hidróxido de sódio. A solução base de hidróxido de sódio, foi preparada de acordo com o ensaio de lavagem do solo na #200 utilizada na área de transportes: 100g do sal para 3 litros de água destilada, esta solução apresentou pH = 13,5. À esta solução base, acrescentou-se ácido fosfórico na concentração de 50% originando duas soluções, uma solução neutra de pH = 7 (acrescentando-se 60,8 ml da solução de ácido

fosfórico) e outra ácida de pH = 3 (acrescentando-se 113,6 ml da solução de ácido fosfórico).

Mesmo tendo a proporção das quantidades de substâncias químicas usadas no preparo das primeiras soluções de hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio, seguiam-se sempre os procedimentos descritos acima para preparar novas soluções.

Quanto à solução de fluoreto de potássio, optou-se por uma solução com uma concentração de F^- na ordem de 200mg/l. Para a preparação desta solução colocou-se a substância $KF \cdot 2H_2O$ em um dessecador com sílica gel para a retirada da umidade. Fez-se a solução utilizando-se 0,99g desta substância para 1 litro de água destilada obtendo-se assim, uma concentração na ordem de 200mg/l de F^- e 410mg/l de K^+ . Os demais fluidos foram utilizados em sua forma original.

3.5.1.2. O pH dos fluidos de inundação

As soluções orgânicas apresentaram os seguintes valores de pH: etanol (álcool etílico) - pH = 6,2, benzeno - pH = 4,9, metanol (álcool metílico) - pH = 9,3 e formamida - pH = 9,9. Para as soluções inorgânicas preparadas com hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio, os valores encontrados foram respectivamente 6,3 e 13,5. A solução de fluoreto de potássio apresentou pH = 6,9.

Para a solução ácida de hexametáfosfato de sódio adicionou-se o ácido fosfórico obtendo-se uma solução com pH = 3. Para a solução alcalina adicionou-se o hidróxido de sódio até atingir pH = 11.

Para as soluções de hidróxido de sódio misturadas com ácido fosfórico, pôde-se obter uma solução de pH = 3 (solução ácida) e uma solução de pH = 7 (solução neutra).

Além destes fluidos, foi utilizada, também, água destilada (pH = 6,8) para servir como parâmetro de comparação. Para os fluidos com diferentes

concentrações de hexametáfosfato de sódio, ácido fosfórico e hidróxido de sódio obtiveram-se os seguintes valores de pH:

$(\text{NaPO}_3)_6$ C = 10 g/l - pH = 6.19;

$(\text{NaPO}_3)_6$ C = 200 g/l - pH = 5.4;

$(\text{NaPO}_3)_6$ C = 400 g/l - pH = 5.12;

H_3PO_4 C = 10% - pH = 0.2;

H_3PO_4 C = 25% - pH = 0.32;

H_3PO_4 C = 50% - pH = 0.93;

NaOH C = 1 g/l - pH = 12;

NaOH C = 10 g/l - pH = 12,8;

NaOH C = 33,3 g/l - pH = 13,5.

3.5.1.3. A constante dielétrica dos fluidos de inundação

A constante dielétrica dos fluidos mede a facilidade com que uma substância química é capaz de interagir com um campo elétrico, alterando sua magnitude.

Procurou-se medir a constante dielétrica das substâncias químicas utilizadas como fluidos de inundação com o auxílio da Técnica de Reflectometria no Domínio do Tempo (TDR). Este equipamento mede a propagação de um pulso eletromagnético ou, o tempo em que um pulso emitido leva para retornar ao sistema. A velocidade de propagação do sinal está relacionada com a constante dielétrica do meio (Carneiro & Conciani, 1997).

Segundo os autores, pode-se obter a constante dielétrica com o auxílio de um aparelho que mede a distância virtual entre o início e o final da sonda percorrida por um sinal de características conhecidas. Neste caso, emprega-se a equação 36 para o cálculo da constante dielétrica. Para verificar a velocidade de propagação do sinal eletromagnético no meio, emprega-se uma linha de transmissão, também chamada de sonda.

$$\varepsilon = \left(\frac{S_{\text{TDR}}}{V_p L} \right)^2 \quad (36)$$

onde:

ϵ - constante dielétrica;

S_{TDR} - comprimento virtual da sonda medido com o TDR;

V_p - velocidade de propagação do sinal eletromagnético no meio.

A constante dielétrica encontrada para a água destilada, o álcool e o benzeno, à 20°C, foram, respectivamente, 78, 24 e 2,3; valores estes, muito próximos aos relatados na literatura. Entretanto, para as substâncias contendo hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio, bem como, para os fluidos preparados com diferentes concentrações de hexametáfosfato de sódio, ácido fosfórico e hidróxido de sódio o valor de constante dielétrica encontrado foi de 120.

Nota-se que as medidas realizadas com a Técnica de Reflectometria no Domínio do Tempo (TDR), para as soluções preparadas com hexametáfosfato de sódio, ácido fosfórico e hidróxido de sódio não constituem valores confiáveis. Como estes valores não são encontrados na literatura, optou-se por realizar outro ensaio com o intuito de obter os reais valores destas constantes dielétricas.

Assim, optou-se por encontrar os valores destas constantes dielétricas através da capacitância das soluções químicas. Este ensaio foi realizado no Departamento de Engenharia Elétrica da Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo (EESC-USP), com o equipamento da marca Hewlett Packard (HP) modelo 4284 A. Houve a necessidade de improvisar alguns equipamentos para as leituras do vácuo e dos fluidos, pois o equipamento apenas fazia leituras de material sólido (pastilhas). Na Figura 3.3 pode-se observar o esquema do equipamento utilizado no ensaio.

Para se obter a constante dielétrica através da capacitância, no caso de líquidos polares, mede-se inicialmente a capacitância em uma célula com ar seco e em seguida, repete-se a medida com a solução de interesse, na mesma temperatura. Para capacitores de placas paralelas é válida a relação:

$$\frac{C}{C_0} = \frac{\epsilon A / d}{\epsilon_0 A / d} = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} = \epsilon \quad (37)$$

onde:

C = capacitância medida com a solução de interesse

C_0 = capacitância com vácuo ou ar seco entre as placas

ε = permissividade do meio

ε_0 = permissividade do vácuo

A = área dos eletrodos

d = distância de separação entre os eletrodos

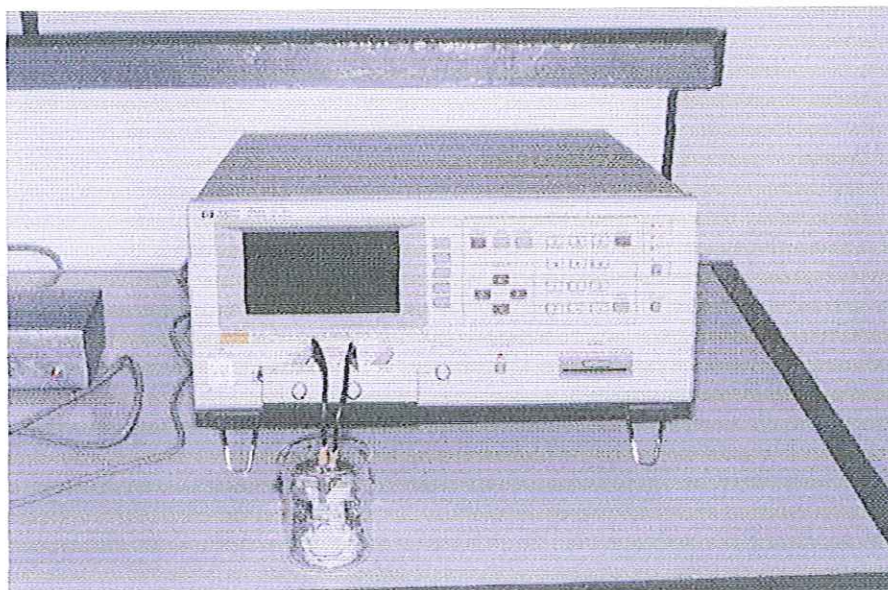


Figura 3.3 – Equipamento utilizado para medir a constante dielétrica das soluções químicas através da capacitância

Através deste ensaio não foi possível obter a medida da capacitância com o vácuo entre as placas devido a fatores externos, entre eles:

- Impossibilidade de controle da temperatura pois o equipamento precisou ficar aberto durante o ensaio;
- A área entre os eletrodos do equipamento improvisado para a leitura era muito grande.

Desta forma, os fluidos em questão ficaram fora das análises finais relacionadas à constante dielétrica. Para este estudo, utilizaram-se apenas os fluidos cujos valores foram encontrados na literatura (Weast, 1985). Na Tabela 3.3

estão apresentados os valores de constantes dielétricas para as soluções utilizadas.

3.5.1.4. A concentração dos fluidos de inundação

A concentração dos fluidos inorgânicos foi outra característica química analisada. Realizaram-se ensaios edométricos com os Solos A e B, inundados com soluções de hexametáfosfato de sódio (NaPO_3)₆, hidróxido de sódio (NaOH) e de ácido fosfórico (H_3PO_4), em diferentes concentrações.

Para a solução de hexametáfosfato de sódio, utilizou-se quatro concentrações distintas: uma concentração baixa de 10g/l utilizando-se 10g do sal para 1 litro de água destilada; a concentração recomendada para o ensaio de análise granulométrica conjunta (45,7g/l); uma solução preparada com 200g do sal para um litro de água e uma solução super saturada de 400g/l.

Utilizou-se o ácido fosfórico em três concentrações diferentes: uma concentração mais baixa de 10%, uma concentração intermediária de 25% e uma concentração de 50%. Não foi possível usar uma concentração mais alta do ácido fosfórico devido a sua viscosidade.

As concentrações utilizadas para as soluções de hidróxido de sódio foram de 1g/l (preparada com 1 g do sal NaOH para 1 litro de água destilada), 10g/l e 33,3g/l (concentração usada para o ensaio de lavagem do solo na peneira 200).

Tabela 3.3 – Valores de constantes dielétricas encontrados na literatura à 20°C.

Fluidos	Constante dielétrica
Água destilada	78
Álcool etílico	24
Álcool metílico (metanol)	33,6
Benzeno	2,3
Formamida	109

3.5.1.5. A temperatura dos fluidos de inundação

De acordo com Lambe (1958) e Mitchell (1976), a temperatura, assim como as variáveis químicas descritas nos itens anteriores, podem ocasionar mudanças no sistema solo-água. Segundo os autores, um aumento na temperatura causa um aumento na espessura da dupla camada elétrica e um decréscimo no potencial de superfície para uma superfície de carga constante e todos os outros fatores constantes. Entretanto, um aumento na temperatura resulta em um decréscimo na constante dielétrica. Mesmo com estas mudanças, o produto DT (constante dielétrica e temperatura) não sofre grandes modificações, indicando, teoricamente que a dupla camada não deve ser fortemente influenciada.

Desta forma, optou-se por estudar a água destilada e uma solução de hidróxido de sódio (concentração de 33,3g/l) em três temperaturas diferentes com o intuito de verificar se uma alteração na temperatura do fluido poderia ocasionar uma mudança no colapso dos solos. Para o controle da temperatura, optou-se por utilizar duas panelas improvisando-se um "banho-maria" e mantendo a temperatura de ambos os fluidos dentro das faixas de 20-25°C, 40-45°C e 60-65°C. Estas temperaturas eram constantemente medidas com o auxílio de um termômetro.

3.6. Ensaio de peneiramento com lavagem

Após a realização dos ensaios edométricos, os solos eram reservados para ensaios de peneiramento com lavagem com o intuito de estimar o poder defloculante dos fluidos de saturação utilizados.

Inicialmente o solo foi destorroado durante dois minutos e, em seguida, efetuou-se uma lavagem do solo na peneira 200 (#200), durante cinco minutos com um litro de água. A quantidade de solo que passou na peneira foi levado à estufa para secar e posteriormente pesado. Comparando-se os valores encontrados neste ensaio com os obtidos na análise granulométrica conjunta, realizada antes dos ensaios edométricos, pode-se avaliar se a substância química influenciou na defloculação dos solos.

3.7. Pinhole test

O "pinhole test" foi desenvolvido por Sherard et al. (1976) para medida direta da dispersibilidade de solos finos compactados. É um ensaio que origina dados qualitativos com o intuito de identificar argilas dispersivas. Neste trabalho, o pinhole test foi utilizado com o intenção de verificar, para amostras indeformadas, se as soluções químicas defloculantes poderiam provocar uma dispersão dos solos. Desta forma, algumas modificações no método original de ensaio foram necessárias para que o objetivo fosse atingido.

Iniciou-se estes ensaios pela montagem de um equipamento que fosse inerte às soluções que seriam utilizadas para percolar as amostras; desta forma, montou-se um conjunto com cilindros de vidro, placas e conexões de nylon e mangueiras de silicone impedindo assim, a contaminação das soluções. Na Figura 3.4 pode-se observar o equipamento.

Este ensaio foi realizado com amostras indeformadas dos Solos A e B percoladas com água destilada, álcool etílico, álcool metílico (metanol) e com as soluções preparadas com hexametáfosfato de sódio, hidróxido de sódio e fluoreto de potássio. As outras substâncias (hidróxido de amônio, benzeno e formamida) por serem produtos tóxicos, não foram utilizadas nestes ensaios.

O ensaio segue o seguinte esquema: o fluido escoar ao longo de um furo (1 mm de diâmetro) feito em uma amostra de solo indeformada de 25,4 mm de comprimento. Inicialmente o fluido origina-se de um fluxo com carga hidráulica de 50 mm (2in). A principal diferença entre os solos dispersivos e os resistentes à erosão é dado pelo resultado do ensaio nesta carga hidráulica.

Para o solo dispersivo, o efluente resultante do ensaio é colorido como uma suspensão coloidal turva e não clareia com o tempo. Dentro do tempo de 10 minutos, o furo aumenta cerca de 3 mm, ou mais, e o ensaio está terminado.

Para os solos resistentes à erosão o efluente é completamente claro, ou clareia em poucos segundos e o furo permanece com o mesmo diâmetro (1mm). Até o final de 5 minutos, a razão do fluxo pouco se altera. Depois deste período, a

carga hidráulica é elevada a cada 5 minutos para 180mm, 380mm e 1,020mm (7in, 15in e 40in, respectivamente). A cada mudança do gradiente a razão do fluxo é medida e a cor do efluente observada.

O resultado do ensaio é estimado pela aparência da água, a razão do fluxo e o tamanho final do furo na amostra, sendo por isso apenas um ensaio indicativo da dispersão do solo.

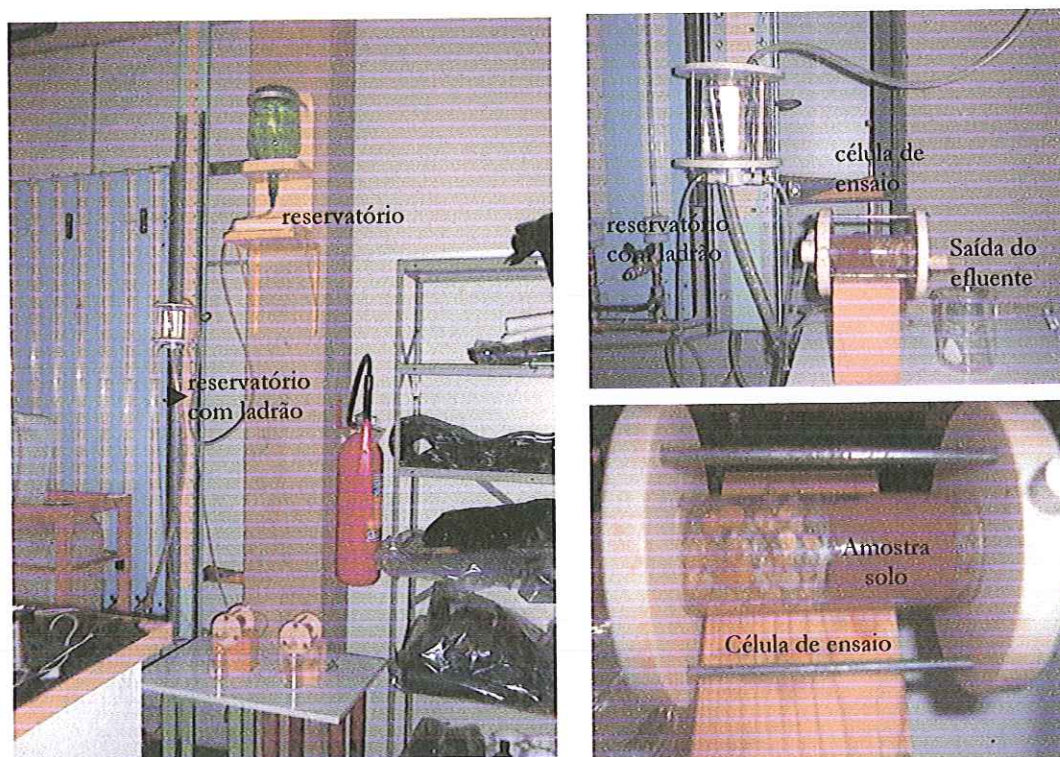


Figura 3.4 – Equipamento “pinhole test”.

Na realização do ensaio, algumas normas foram adotadas, para cada incremento de carga, visando facilitar a classificação final da amostra. Estas normas podem ser observadas nos parágrafos abaixo.

Para a carga hidráulica de 50mm

- Se o fluxo no final de 5 minutos for muito escuro, apresentar vazão maior do que 1,5 ml/s e tiver o diâmetro do furo aumentado em 2 vezes, classifique a amostra como dispersiva (D1);
- Se depois de 5 minutos, o fluxo continuar escuro, permaneça com esta carga hidráulica por mais 5 minutos; se depois deste tempo, o fluxo continuar escuro,

pare o ensaio e verifique o furo; se a razão do fluxo for menor do que 0,8 ml/s, e o diâmetro do furo não exceder 1,5 vezes, classifique a amostra como intermediária (ND4).

- Se o fluxo no final de 10 minutos for maior do que 1ml/s e o diâmetro do furo aumentar 2 vezes, classifique a amostra como dispersiva (D2);
- Se depois de 5 minutos, o fluxo permanecer claro e razão do fluxo variar de 0.3ml/s a 0.6ml/s, continue o ensaio aumentando a carga hidráulica para 180mm.

Para a carga hidráulica de 180mm

- Se depois de 5 minutos com esta carga hidráulica o fluxo continuar claro, e a razão do fluxo for menor do que 1,8 ml/s, continue o ensaio aumentando a carga hidráulica para 380mm;
- Se a água estiver turva e o fluxo aumentar rapidamente, pare o ensaio. A razão do fluxo geralmente é maior do que 2,5 ml/s e o furo depois do ensaio aumentou 2 vezes; desta forma, classifique a amostra como intermediária (ND3);

Para a carga hidráulica de 380mm

- Se o fluxo, depois de 5 minutos, permanecer claro, aumente a carga hidráulica para 1.020mm. A razão do fluxo geralmente é menor do que 2,5 ml/s.
- Se o fluxo apresentar-se levemente colorido, ou exceder 3,5 ml/s, pare o ensaio e classifique a amostra como não dispersiva (ND3)

Para a carga hidráulica de 1.020mm

- Se o fluxo continuar claro e a razão do fluxo for menor do que 4,0 ml/s, classifique a amostra como não dispersiva (ND1).
- Se o fluxo for muito claro e a razão de fluxo for maior do que 5,0 ml/s classifique a amostra como não dispersiva (ND2).

3.8. Análise Porosimétrica por Intrusão de Mercúrio

A análise porosimétrica por intrusão de mercúrio foi realizada com amostras de solo natural, amostras provenientes dos ensaios edométricos apenas

carregadas até a tensão de 100kPa (sem inundação) e amostras provenientes dos ensaios edométricos carregadas até a tensão de 100kPa e inundadas com os diferentes fluidos.

O ensaio de porosimetria por intrusão de mercúrio consiste em submeter uma amostra de solo, previamente seca em estufa, à injeção de mercúrio sob pressão. Inicialmente a amostra de solo é colocada em um recipiente, designado de penetrômetro, o qual é preenchido por mercúrio. Em seguida, aplica-se o vácuo para que o mercúrio possa penetrar nos poros do solo sem a interferência da água e do ar. Para cada estágio de pressão aplicada, mede-se o volume de mercúrio que penetra nos poros da amostra. O ensaio começa com a intrusão nos poros de maior diâmetro, a baixas pressões, estendendo-se a intrusão para os poros de menor diâmetro, à medida que as pressões vão sendo elevadas.

Através da porosimetria de mercúrio pode-se medir os poros das amostras e classifica-los como macro, meso e microporos, embora não exista uma convenção universal para esta divisão. Nesta pesquisa, utiliza-se a classificação de Webb & Orr (1997) para a identificação dos macro e mesoporos que classifica, assim como a IUPAC (Lowell & Shields, 1984), poros com diâmetros menores que 20 Å (0,002µm) como microporos, de 20 a 500 Å como mesoporos e maiores de 500Å (0,05µm) como macroporos.

A análise porosimétrica foi realizada no Instituto de Física de São Carlos - USP utilizando-se o "POROSIZER 9320", da Micromeritics Instrument Corporation, com capacidade máxima de aplicação de pressão de 30000psi e com controle automático de pressão. Na Figura 3.5 pode-se observar alguns corpos de prova utilizados nestas análises.

3.9. Lâminas Delgadas

Assim como a análise porosimétrica por intrusão de mercúrio, as lâminas delgadas foram confeccionadas com amostras de solo natural, amostras provenientes dos ensaios edométricos apenas carregadas até a tensão de 100kPa (sem inundação) e amostras provenientes dos ensaios edométricos carregadas até

a tensão de 100kPa e inundadas com os diferentes fluidos.

Após os ensaios, as amostras eram retiradas dos anéis edométricos e colocadas para secar ao ar por aproximadamente uma semana. Após este período, colocavam-se as amostras em dessecadores com sílica gel para completar a secagem. Em seguida dava-se início à impregnação das amostras com uma mistura de resina 2120, monômero de estireno e catalisador (butanox M50).

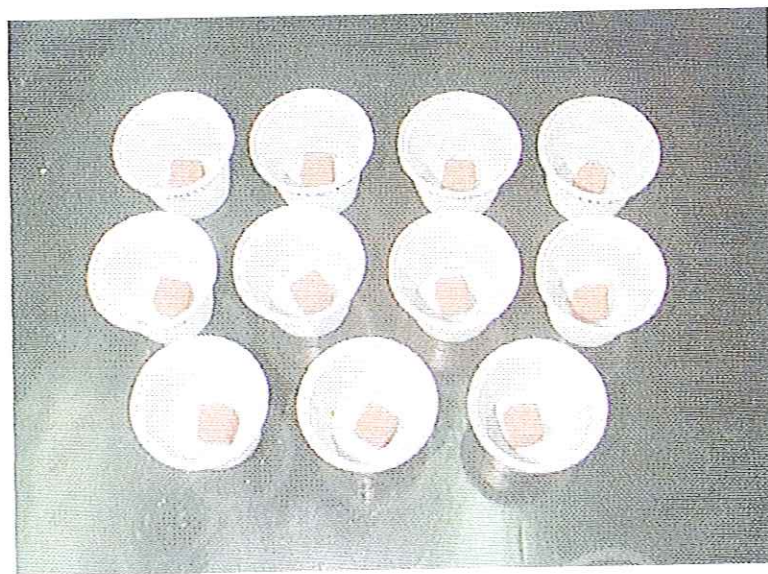


Figura 3.5 – Amostras do solo arenoso (Solo A) moldadas para o ensaio de porosimetria por intrusão de mercúrio.

Desenvolveu-se um esquema rápido para impregnação de amostras onde se impregnavam quatro amostras por dia com a ajuda de um sistema de vácuo. Na Figura 3.6 pode-se observar o equipamento utilizado para a impregnação das amostras de solo. Observa-se na Figura 3.6a o esquema completo composto pela bomba de vácuo, dessecador, tripé e funil; na Figura 3.6b pode-se observar em detalhes a bomba de vácuo; na Figura 3.6c o detalhe do dessecador e do funil com resina e na Figura 3.6d o detalhe das amostras de solo dentro do dessecador. A impregnação era realizada dentro de uma capela fechada para evitar o escape de gases (Figura 3.6c).

As proporções da mistura de resina utilizadas na impregnação foram diferentes para os Solos A e B. Para o solo arenoso (Solo A) a mistura mais viscosa

apresentou melhores resultados; foi usada a proporção de 100ml de resina 2120 para 50ml de monômero de estireno e 5 gotas do catalisador Butanox M50. Para o Solo B, devido à sua alta porosidade, uma mistura mais fluida e uma aplicação de vácuo mais lenta foram mais adequadas; desta forma, adotou-se a seguinte razão de mistura: 100ml de resina 2120: 70ml de monômero de estireno: 4 gotas Butanox M50. As amostras foram impregnadas em recipiente de alumínio pois estes não aderiam à resina depois de seca. Na Figura 3.7 pode-se observar uma amostra de solo após a impregnação.

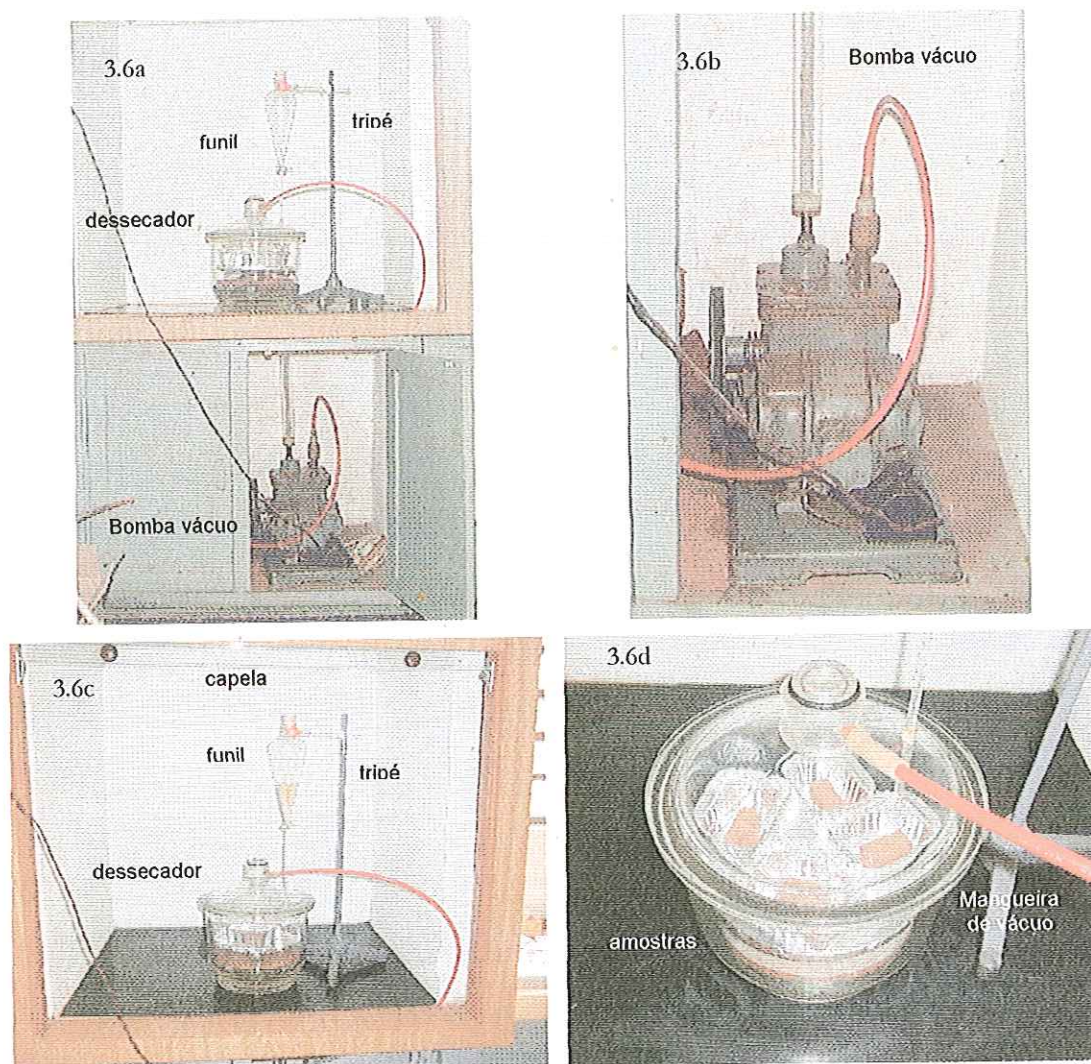


Figura 3.6 - Esquema do equipamento de impregnação das amostras de solo para a confecção das lâminas delgadas.

Após a impregnação as amostras eram deixadas ao ar para secagem e endurecimento da resina. Para o solo arenoso (Solo A) o tempo de secagem era de

aproximadamente 5 dias, enquanto para o solo argiloso (Solo B), devido à menor quantidade de catalisador na mistura, este tempo aumentava para 7 – 10 dias, dependendo da amostra.

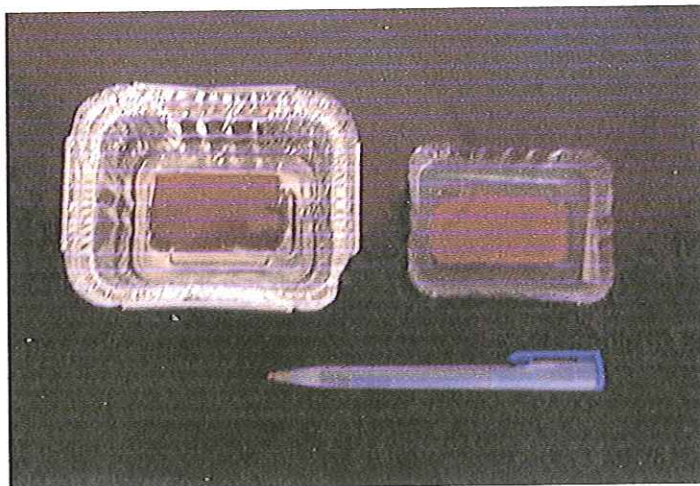


Figura 3.7 – Amostra de Solo A após impregnação com resina 2120.

O corte, o polimento e a montagem das lâminas foram realizados no Laboratório de Mecânica das Rochas do Departamento de Apoio e Controle Técnico de FURNAS Centrais Elétricas S. A, seguindo os procedimentos abaixo:

1. as amostras impregnadas com resina eram serradas de forma a manterem as dimensões um pouco menores que as lâminas de vidro as quais seriam coladas;
2. em seguida, lavava-se as amostras com água e detergente;
3. iniciava-se o polimento da amostra pelo lado que ela foi serrada. Primeiramente utilizava-se o abrasivo 500 para retirar todas as marcas da serra, passando em seguida para o polimento mais fino utilizando-se o abrasivo 1000;
4. após o polimento as amostras eram novamente lavadas e secas com um jato de ar;
5. observava-se o polimento da amostra e se estivesse perfeito, a amostra era levada à estufa para secar (a temperatura da estufa era em torno de 60°C).
6. Preparava-se então as lâminas de vidro para a colagem das amostras de solo. Inicialmente polia-se um lado da lâmina de vidro com a ajuda do abrasivo 1000 para que ficasse mais fosca e aderente. Após o polimento a lâmina era lavada e

colocada na estufa para secar junto com as amostras de solo.

7. Após estes procedimentos, preparava-se a cola. Foi utilizada a cola Araldite GY260 e o endurecedor HY837 na proporção 2:1,7 respectivamente.
8. Iniciava-se a colagem das amostras de solo nas lâminas de vidro aos poucos; retirava-se 5 amostras de solo e 5 lâminas da estufa;
9. Passava-se cola nas amostras (do lado polido) e estas eram colocadas lentamente sobre as lâminas de vidro, fazendo-se uma pequena pressão com os dedos para que desaparecessem as possíveis bolhas de ar;
10. Retirava-se o excesso de cola das laterais da lâmina e colocava-se-as para secar por 8 horas no mínimo.
11. Após a secagem completa da cola, as amostras de solo eram serradas bem rente a lâmina (para que a espessura de solo ficasse o mais fino possível) e iniciava-se novamente o polimento com o abrasivo 500 seguido do abrasivo 1000. Este polimento era feito com cuidado para que a amostra não fosse desperdiçada.
12. O ponto exato da espessura da lâmina delgada era observado no microscópio.

4. CARACTERIZAÇÃO DOS SOLOS

Foram realizados ensaios com dois tipos de solos de ocorrência bastante comum no interior de São Paulo. O Solo A, de textura arenosa, coletado do município de São Carlos - SP (Bairro Santa Felícia), coordenadas 21° 28' S - 47° 54' W; e o Solo B, de textura argilosa, coletado na região de Ribeirão Preto - SP, na estrada SP-255 - Km 32,5, coordenadas 22° 00' S - 45° 54' W.

4.1. Aspectos Econômicos e Fisiográficos das regiões estudadas

A região de São Carlos localiza-se na porção centro - oriental do Estado de São Paulo e apresenta como principais atividades econômicas a citricultura, a pecuária, a cana-de-açúcar e um centro industrial de alta tecnologia.

A geomorfologia da região é formada por relevo colinoso, onde predominam baixas declividades (até 15%) e amplitudes locais inferiores a 100 metros. É constituído principalmente por colinas médias onde há predominância de interflúvios com áreas de 1,0 a 4,0 Km², topos aplainados, vertentes com perfis retilíneos e convexo e por colinas amplas onde predominam interflúvios com áreas superiores a 4,0 Km, topos extensos a aplainados, vertentes com perfis retilíneos e convexos. Localmente apresenta planícies aluvionares. (IPT, 1981)

O clima é sub-tropical mesotérmico, úmido, com chuvas de verão e estiagem branda no inverno. A estação chuvosa (outubro a março) é de clima sub-tropical, super úmido e a estação seca (abril a setembro) é de clima temperado super-úmido. As temperaturas variam, em média, entre 16°C no inverno e 26°C no verão (Bortolucci, 1983).

A região de Ribeirão Preto, situada na porção nordeste do Estado de São Paulo, possui grande desenvolvimento econômico e apresenta como principais fatores responsáveis por esta situação as atividades agropecuárias e a agro-indústria, relacionada principalmente, à produção de cana de açúcar.

O relevo é formado principalmente por morros com encostas suavizadas e morros amplos, morros arredondados e colinas amplas e médias (IPT, 1981). Localmente apresenta mesas basálticas e as planícies aluvionares.

O clima, nas altitudes médias (média de 600 metros), é do tipo tropical com verão chuvoso e inverno seco e com temperatura do mês mais frio maior que 18°C. Nos locais com altitudes mais elevadas (média de 900 metros), o clima é temperado de verão chuvoso e inverno seco com temperatura de mês mais quente inferior a 22°C (Zuquette, 1991).

4.2. Aspectos Geológicos e Pedogênicos

Geologicamente, a região de São Carlos - SP está assentada sobre as rochas do Grupo São Bento, constituídas pelos arenitos da Formação Botucatu e pelas rochas magmáticas básicas da Formação Serra Geral. Sobre estas rochas ocorrem os conglomerados e arenitos do grupo Bauru e sobrejacente, cobrindo toda a região, encontra-se uma camada de sedimentos cenozóicos (Bortolucci, 1983).

Segundo o autor, este sedimento foi originado devido ao transporte aluvionar e coluvionar dos materiais do grupo Bauru e das Formações Serra Geral e Botucatu. Nesta região o sedimento cenozóico apresenta-se em camada superficial, com espessura variando de 4 a 10 metros, sendo geralmente limitado por uma linha de seixos e possui característica típica de material laterizado, com baixo teor de umidade natural. O processo de laterização, de ocorrência típica em clima tropical, provocou a lixiviação dos finos do horizonte superficial. O produto final remanescente é composto basicamente por óxidos e hidróxidos de ferro e alumínio e de minerais estáveis como o quartzo e argilas do grupo das caulinitas.

Pedologicamente, o Solo A é classificado como Latossolo Vermelho-Amarelo. Estes solos são profundos ou muito profundos de sequência de horizontes A-Bw-C. São solos normalmente porosos, mesmo aqueles com elevados teores de argila e apresentam uma estrutura granular com aspecto de maciça porosa (Oliveira et al., 1992).

A região de Ribeirão Preto situada na borda oriental da Bacia do Paraná, é geologicamente parecida com a região de São Carlos, sendo composta por rochas sedimentares das Formações Botucatu e Pirambóia e pelos magmatitos da Formação Serra Geral, porém com predominância deste último. Apresenta também depósitos aluvionares recentes nas margens das principais drenagens.

Pedologicamente, o Solo B é classificado como Latossolo Roxo, apresentando textura argilosa, elevada porosidade e elevados teores de magnetita. Quimicamente, devido ao elevado teor de ferro, estes solos podem apresentar, nas camadas superficiais, uma predominância de cargas positivas sobre as negativas (Oliveira et al., 1992).

O local de amostragem do solo utilizado na pesquisa (estrada SP-255, Km 32,5), situa-se na área constituída pelas rochas magmáticas básicas da Formação Serra Geral. Os solos superficiais são extremamente argilosos (decomposição de basaltos e diabásios), e revelam comportamento laterítico; apresentam espessuras que variam de alguns centímetros até 20 metros.

4.3. Ensaio de Caracterização e Compactação

Os resultados dos ensaios de caracterização, bem como, os índices físicos dos solos utilizados na pesquisa estão apresentados na Tabela 4.1. As amostras de Solo A (solos arenoso) e Solo B (solo argiloso) foram retiradas a uma profundidade de aproximadamente 1,0m e 1,5m, respectivamente.

Tabela 4.1 - Índices Físicos dos Solos A e B e resultado dos ensaios de Caracterização

solo	Granulometria (%)			ρ_s	ρ	wnat	ρ_d	e	n	Sr	Limites de Consistência		
	argila	silte	areia	g/cm ³	g/cm ³	(%)	g/cm ³		(%)	(%)	LL	LP	IP
A	27	10	63	2,708	1,548	18,3	1,308	1,17	52	46	38	20	18
B	48	39	13	2,937	1,243	30,4	0,953	1,91	67	43	51	38	13

Com a obtenção das curvas granulométricas dos Solos A e B (Figura 4.1), os mesmos foram classificados granulometricamente como areia argilosa e argila siltosa, respectivamente.

Levando-se em conta os dados de granulometria e plasticidade, o Solo A pode ser classificado, de acordo com o SUCS (Sistema Unificado de Classificação dos Solos), no grupo SC, das areias argilosas e o Solo B enquadra-se no grupo MH dos siltes elásticos.

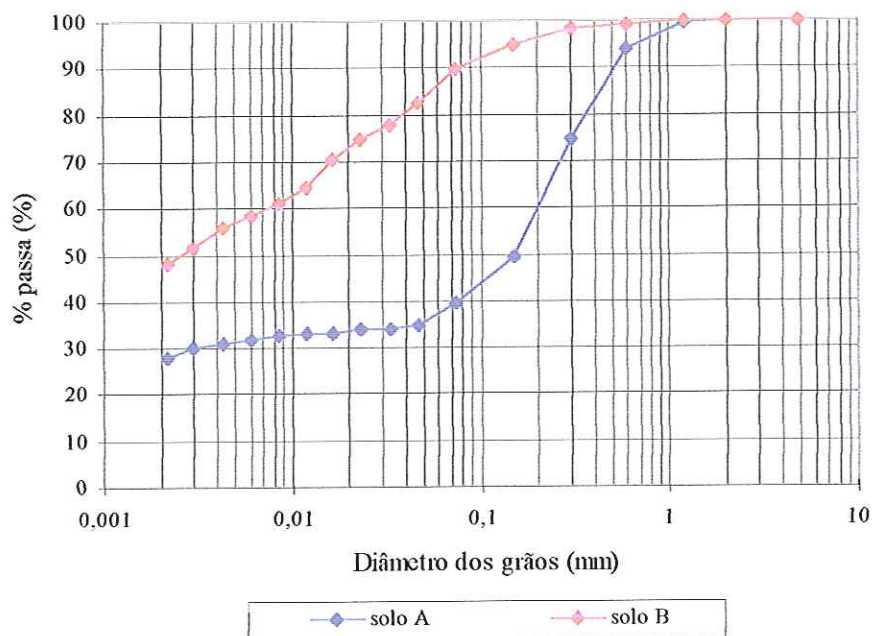


Figura 4.1 - Curvas Granulométricas dos Solos A e B.

As curvas de Compactação Proctor Normal dos Solos A e B estão apresentadas na Figura 4.2.

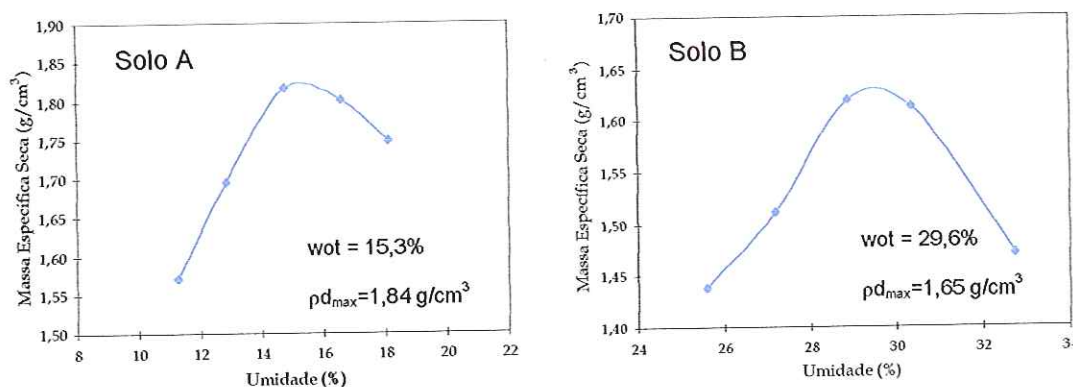


Figura 4.2 - Curvas obtidas com o ensaio de Compactação Proctor Normal.

4.5. Caracterização Mineralógica dos Solos

A caracterização mineralógica dos solos foi realizada através do ensaio de Análise Térmica Diferencial (ATD) e Análise por Difração de Raios-X.

Da ATD obtém-se um termograma analisado de acordo com os picos endotérmicos. Pelo que se observa, tanto nas Figuras 4.3 (Solo A) e 4.4 (Solo B), aparece um pico mais proeminente à aproximadamente 335 °C. De acordo com este comportamento térmico, pode-se supor que este pico endotérmico mais agudo é devido aos hidróxidos.

Estes hidróxidos dão bandas endotérmicas muito intensas de desidroxilação, geralmente entre 300 °C e 550 °C (Santos, 1989). Segundo o autor, a gibsita ($\text{Al}(\text{OH})_3$), apresenta um pico máximo de desidroxilação de 350 °C. Pelo pico endotérmico resultante das duas análises, pode-se inferir que este é o hidróxido presente nos dois solos.

O segundo pico endotérmico mais acentuado, está aproximadamente à 596°C. O argilomineral predominante nesta temperatura é a caulinita. A 450°C, inicia-se sua reação de desidroxilação, que é completada a 600 °C, temperatura onde esta espécie mineralógica sofre transformações em sua rede cristalina, transformando-se em metacaulinita (Santos, 1989).

Como exposto anteriormente, realizaram-se duas análises por difração de raios-X para os Solos A e B, obtendo-se resultados semelhantes. Desta forma, serão apresentados os difratogramas da análise realizada no Laboratório de Mecânica das Rochas do departamento de Apoio e Controle Técnico de FURNAS Centrais Elétricas – S.A.

Das três lâminas confeccionadas para cada solo, duas sofreram tratamento; uma das lâminas foi colocada em um dessecador, exposta a uma atmosfera saturada de vapor do etileno-glicol visando, principalmente, a identificação de minerais expansivos e a outra, sofreu um tratamento térmico à 550°C, visando a identificação da caulinita.

As Figuras 4.5, 4.6 e 4.7 apresentam os difratogramas obtidos para o solo arenoso (Solo A) para as lâminas sem tratamento, aquecida e glicolada, respectivamente. Nas Figuras 4.8, 4.9 e 4.10 pode-se observar os resultados obtidos para as lâminas sem tratamento, aquecida e glicolada, respectivamente, relativas ao solo argiloso (Solo B). Os valores numéricos representam a distância interbasal (d) em ângstrons. A Tabela 4.2 apresenta um resumo da mineralogia interpretada para ambos os solos. Observa-se que os difratogramas indicaram minerais que comumente fazem parte dos solos tropicais, solos estes, muito evoluídos geoquimicamente.

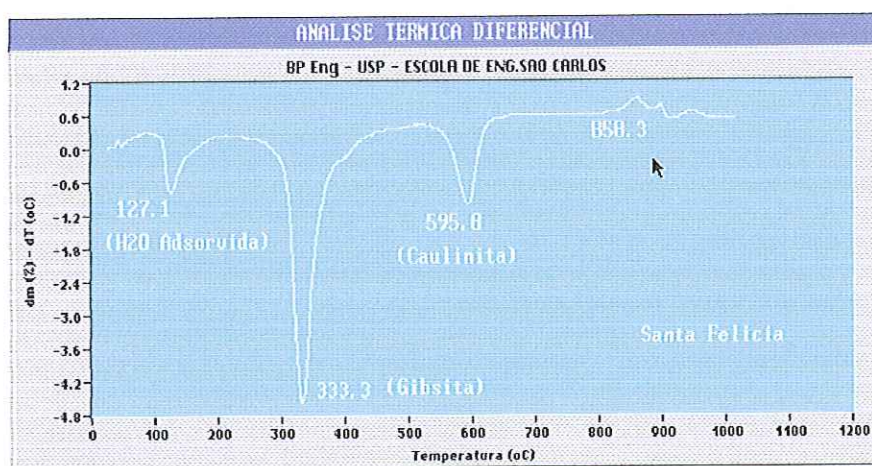


Figura 4.3 - Termograma do Solo A

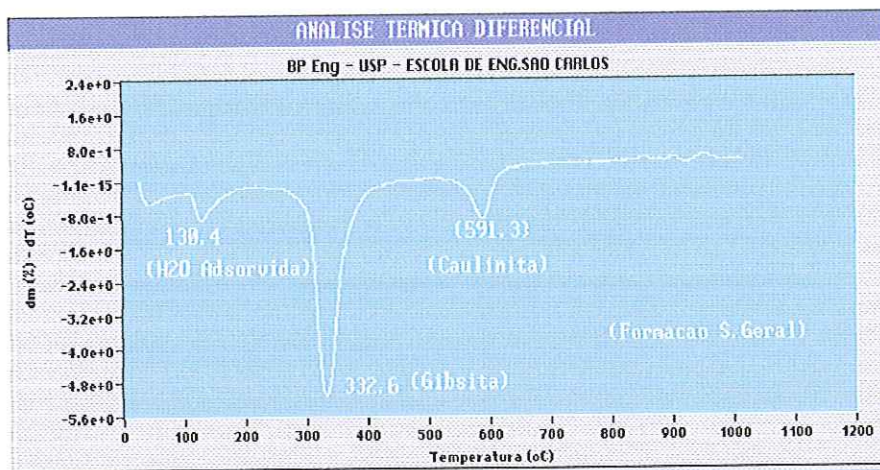


Figura 4.4 - Termograma do Solo B

Tabela 4.2 – Resumo dos constituintes mineralógicos dos solos estudados.

Solo	Constituintes Mineralógicos
A	caulinita, gibbsite, anatásio, quartzo
B	caulinita, gibbsite, hematita, goetita

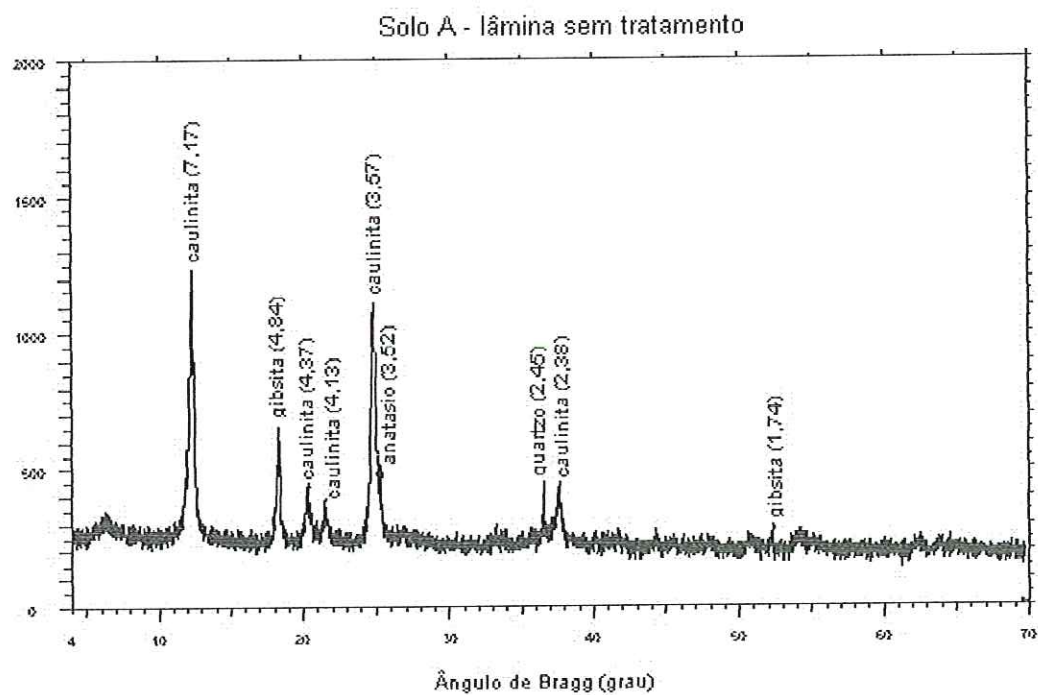


Figura 4.5 – Difratoograma de Raios-X da lâmina de Solo A sem tratamento.

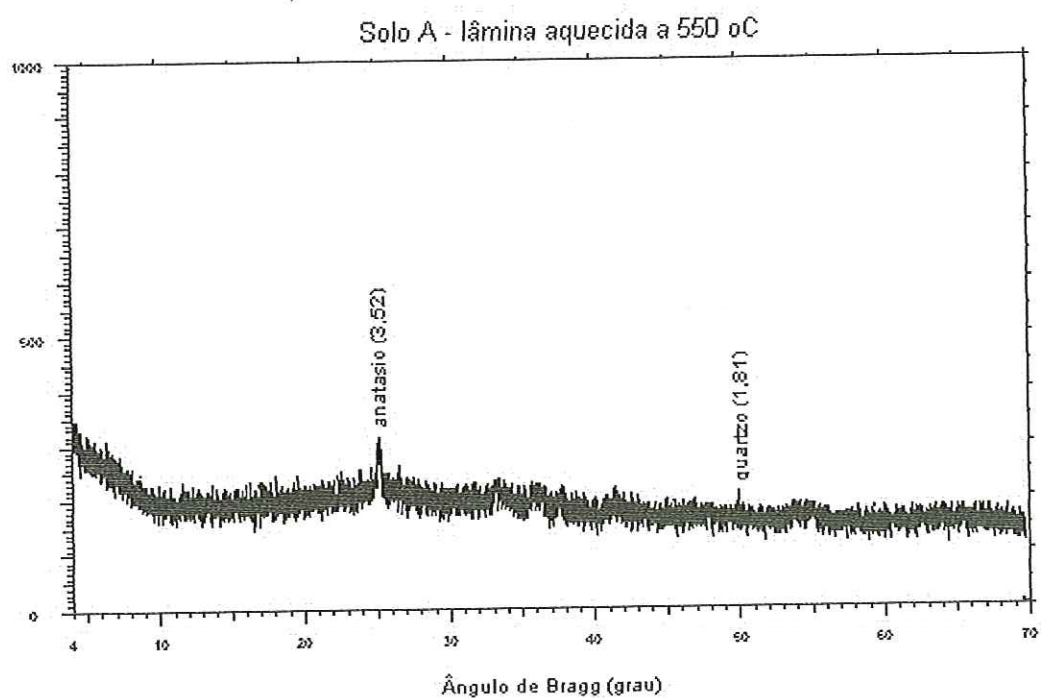


Figura 4.6 – Difratoograma de Raios-X da lâmina de Solo A aquecida a 550°C.

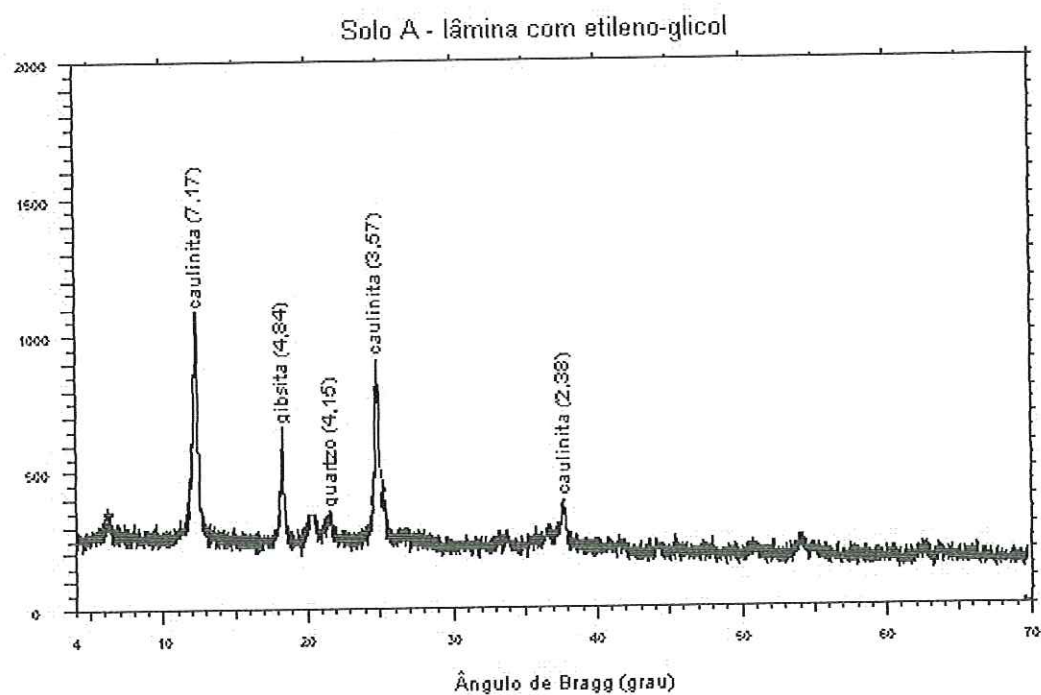


Figura 4.7 – Difratoograma de Raios-X da lâmina de Solo A da lâmina com etileno-glicol.

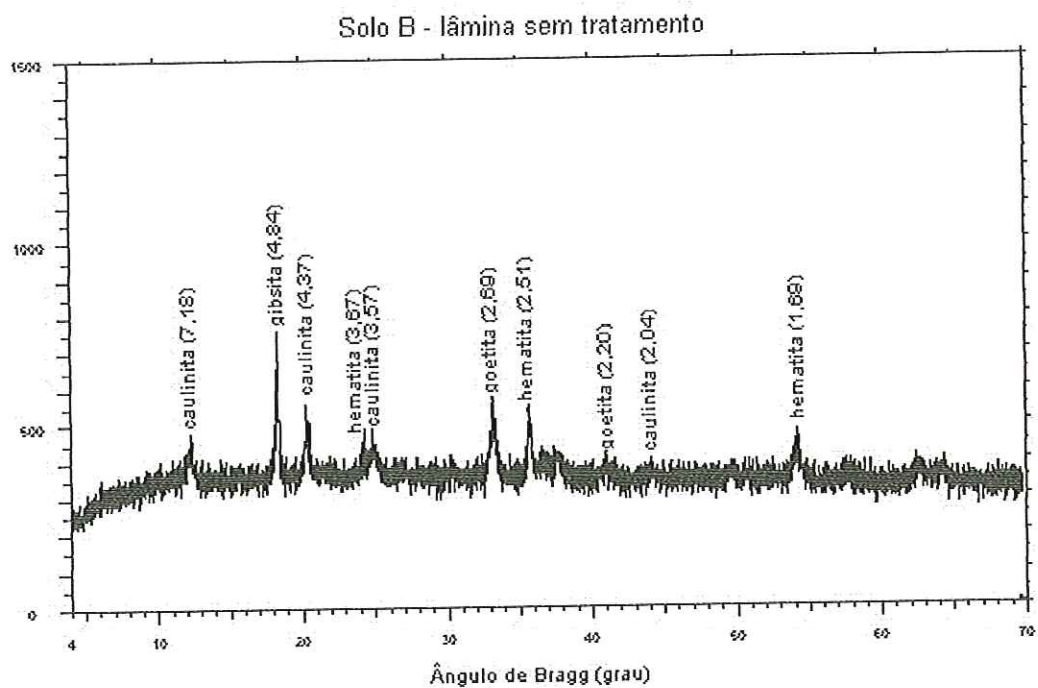


Figura 4.8 – Difratoograma de Raios-X da lâmina de Solo B sem tratamento.

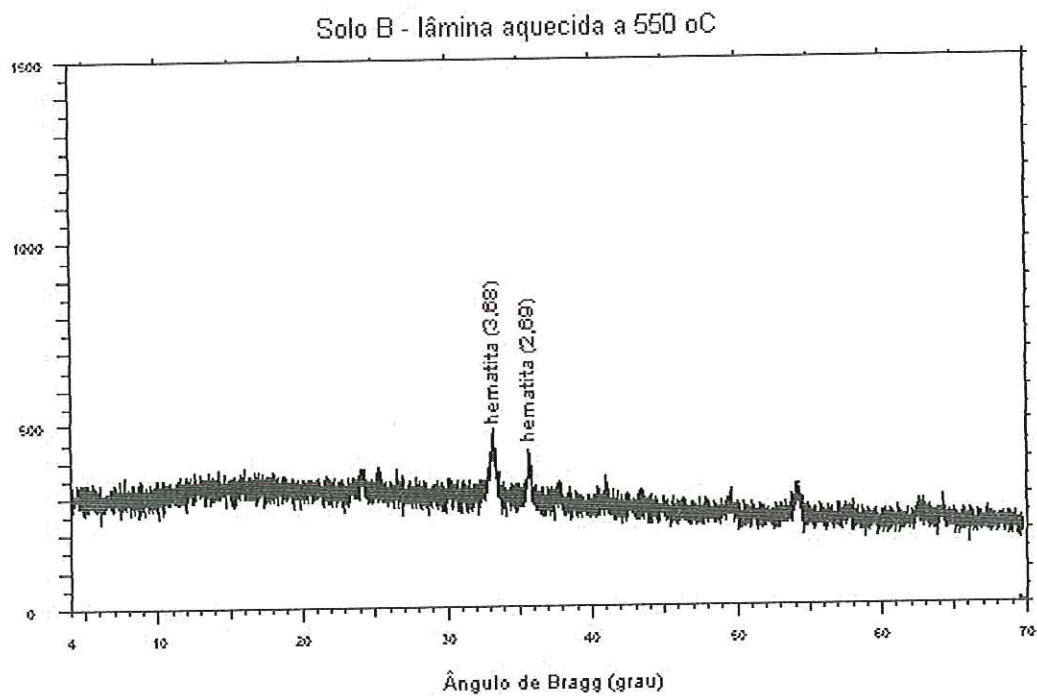


Figura 4.9 – Difratoograma de Raios-X da lâmina de Solo B aquecida a 550°C.

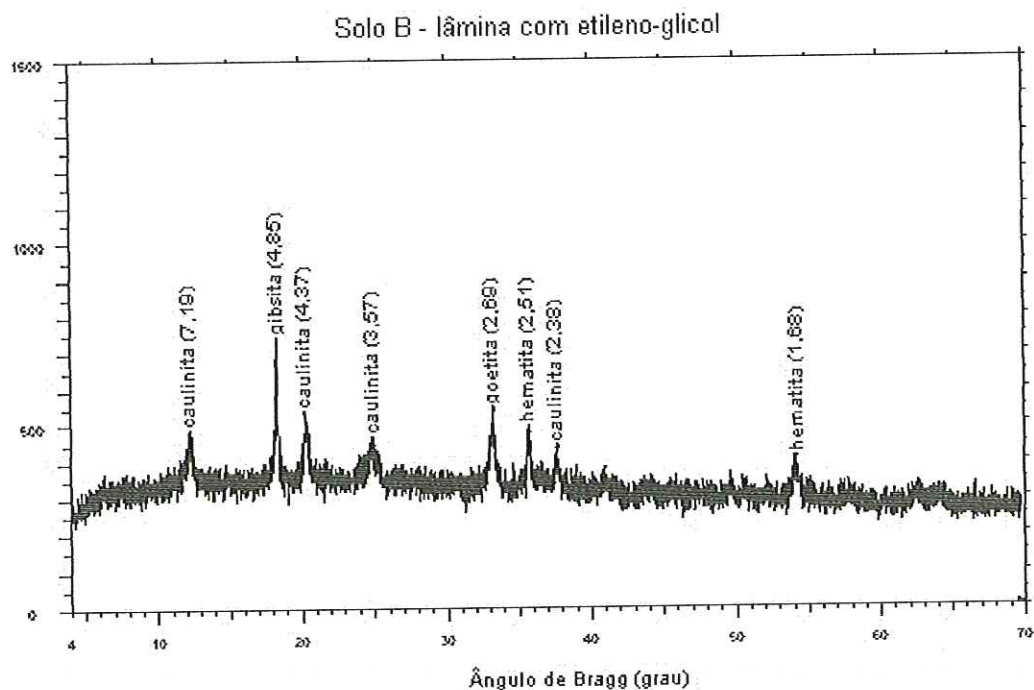


Figura 4.10 – Difratoograma de Raios-X da lâmina de Solo B com etileno-glicol.

4.4. Caracterização físico-química dos solos

4.4.1. Potencial hidrogeniônico, ΔpH e pH_0

Os valores obtidos com os ensaios de pH em água e pH em solução KCl 1N, ΔpH e pH_0 para os solos A e B estão apresentados na Tabela 4.3. Nota-se um pequeno predomínio de cargas negativas para o Solo A e positivas para o Solo B.

Tabela 4.3 – Valores de pH, ΔpH e pH_0 encontrados para os Solos A e B.

Solos	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	ΔpH	pH_0
A	5,3	4,76	- 0,54	4,22
B	6,27	6,94	0,67	7,61

Como já elucidado no capítulo anterior (Capítulo 3) realizaram-se ensaios de pH em água e pH em solução de KCl 1N para as amostras provenientes dos ensaios edométricos inundadas com os diferentes fluidos. Com estes resultados

pode-se obter os valores de ΔpH e pH_0 destas amostras. O produto destas análises encontram-se na Tabela 4.4.

4.4.2. Condutividade Elétrica do Extrato Aquoso (CE)

Estas análises foram realizadas com os solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B) para as amostras no estado natural e para as amostras provenientes dos ensaios edométricos inundadas com os diferentes fluidos. Na Tabela 4.5 pode-se observar os resultados encontrados.

4.4.3. Determinação dos Cátions e Alumínio trocáveis

A determinação dos cátions trocáveis foi realizada no laboratório do Departamento de Química da Faculdade de Filosofia de Ribeirão Preto – USP. Seguiu-se o procedimento adotado Camargo et al.(1986) utilizando-se acetato de amônia 1N com $\text{pH}=7,0$. Utilizaram-se as amostras no estado natural e as amostras provenientes dos ensaios edométricos inundadas com os diferentes fluidos.

Os solos após os ensaios edométricos foram retirados dos anéis e colocados para secar ao ar; após sua secagem, foram destorroados, passados na peneira 2mm e embalados para serem enviados para a análise. Na Tabela 4.6 pode-se observar os resultados encontrados.

4.4.4 – Determinação do Potencial de oxi-redução (Eh)

Com o intuito de verificar se os ensaios estavam sendo realizados em ambiente redutor ou oxidante, fez-se a análise do potencial de oxi-redução utilizando-se o diagrama pH-Eh (Figura 4.11). Na Tabela 4.7 pode-se observar os valores de Eh encontrados com a análise físico-química, bem como os valores de pH em H_2O , já apresentados na Tabela 4.4, Com o par de valores pH-Eh para cada amostra ensaiada foi possível verificar o ambiente do ensaio,

Tabela 4.4 - Valores de pH, Δ pH e pHo encontrados para as amostras de Solos A e B inundadas com os diferentes fluidos.

Solo	Fluido de inundação	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	Δ pH	pHo
A	água	4,9	4,4	-0,53	3,9
A	álcool etílico	5,4	4,9	-0,47	4,5
A	hidróxido de amônio	6,6	6,6	-0,75	5,8
A	benzeno	5,1	4,6	-0,54	4,1
A	álcool metílico (metanol)	5,7	5,1	-0,67	4,4
A	formamida	4,9	4,8	-0,17	4,6
A	fluoreto de potássio (KF)	7,0	5,9	-1,15	4,7
A	sol. hexametáfosfato sódio pH=3	6,9	5,6	-1,35	4,2
A	sol. hexametáfosfato sódio pH=11	6,9	5,9	-0,95	4,9
A	sol. hexametáfosfato sódio pH=6,3	7,1	5,9	-1,15	4,7
A	sol. hidróxido sódio pH=3	7,4	6,4	-0,94	5,5
A	sol. hidróxido sódio pH=7	7,9	6,4	-1,45	4,9
A	sol. hidróxido sódio pH=13,5	9,5	8,0	-1,42	6,6
B	água	6,6	6,8	0,26	7,1
B	álcool etílico	6,7	7,1	0,47	7,6
B	hidróxido de amônio	7,4	7,3	-0,14	7,1
B	benzeno	6,8	6,9	0,16	7,1
B	fluoreto de potássio (KF)	7,9	6,9	-0,88	6,1
B	sol. hexametáfosfato sódio pH=3	8,1	7,2	-0,91	6,3
B	sol. hexametáfosfato sódio pH=11	8,8	7,5	-1,26	6,3
B	sol. hexametáfosfato sódio pH=6,3	8,4	7,3	-1,13	6,2
B	sol. hidróxido sódio pH=3	7,4	6,4	-0,96	5,5
B	sol. hidróxido sódio pH=7	9,2	8,2	-0,97	7,2
B	sol. hidróxido sódio pH=13,5	10,3	9,8	-0,53	9,3

Tabela 4.5 – Condutividade Elétrica do extrato aquoso para as amostras de Solos A e B no estado natural e provenientes do ensaio edométrico inundadas com os diferentes fluidos.

Solos	Fluido de inundação	CE ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$)
A	natural	34
A	álcool etílico	37
A	hidróxido de amônio	39
A	benzeno	51
A	álcool metílico (metanol)	49
A	fluoreto de potássio (KF)	42
A	sol. hexametáfosfato sódio pH=3	55
A	sol. hexametáfosfato sódio pH=11	73
A	sol. hexametáfosfato sódio pH=6,3	59
A	sol. hidróxido sódio pH=3	135
A	sol. hidróxido sódio pH=7	116
A	sol. hidróxido sódio pH=13,5	197
B	natural	113
B	água	109
B	álcool etílico	133
B	hidróxido de amônio	34
B	benzeno	14
B	álcool metílico (metanol)	19
B	fluoreto de potássio (KF)	47
B	sol. hexametáfosfato sódio pH=3	54
B	sol. hexametáfosfato sódio pH=11	69
B	sol. hexametáfosfato sódio pH=6,3	54
B	sol. hidróxido sódio pH=3	68
B	sol. hidróxido sódio pH=7	132
B	sol. hidróxido sódio pH=13,5	197

Tabela 4.6 – Análise dos Cátions e Alumínio trocáveis em meq/100g de solo

Solo	Fluido de inundação	Na	K	Ca	Mg	Al	Al+H
A	natural	0	0,038	0,317	0,180	0,072	4,48
A	água	0	0,038	0,383	0,195	0,072	1,35
A	álcool etílico	0,04	0,026	0,272	0,172	0,110	2,32
A	hidróxido de amônio	0	0,045	0,380	0,182	0,072	0,86
A	benzeno	0,3	0,038	0,250	0,148	0,072	1,67
A	álcool metílico (metanol)	0	0,026	0,339	0,180	0,036	1,85
A	fluoreto de potássio (KF)	0,35	0,769	0,348	0,198	0,110	2,59
A	sol. hexametáfosfato sódio pH=3	26,09	0,051	0,152	0,110	1,300	13,5
A	sol. hexametáfosfato sódio pH=11	26,09	0,038	0,250	0,178	2,590	9,77
A	sol. hexametáfosfato sódio pH=6,3	26,09	0,038	0,135	0,095	2,160	13,66
A	sol. hidróxido sódio pH=3	34,78	0,032	0,178	0,106	0	26,62
A	sol. hidróxido sódio pH=7	40	0,032	0,187	0,088	3,020	11,61
A	sol. hidróxido sódio pH=13,5	38,26	0,026	0,126	0,057	0	0
B	natural	0	0,013	0,239	0,160	0,072	0,81
B	água	0,04	0,013	0,365	1,003	0,036	0,05
B	álcool etílico	0,09	0,013	0,339	0,219	0,072	0,54
B	hidróxido de amônio	0,09	0,013	0,244	0,131	0	0
B	benzeno	0,61	0,013	0,287	0,880	0,036	0,05
B	álcool metílico (metanol)	0	0,013	0,274	0,177	0,072	0,16
B	fluoreto de potássio (KF)	0,09	0,769	0,283	0,176	0,072	0,54
B	sol. hexametáfosfato sódio pH=3	29,6	0,038	0,330	0,233	0,650	14,85
B	sol. hexametáfosfato sódio pH=11	34,78	0,026	0,315	0,243	0,220	9,54
B	sol. hexametáfosfato sódio pH=6,3	33,04	0,026	0,178	0,610	0,072	11,72
B	sol. hidróxido sódio pH=3	45,22	0,038	0,228	0,144	0,430	20,25
B	sol. hidróxido sódio pH=7	40	0,026	0,322	0,325	0	14,25
B	sol. hidróxido sódio pH=13,5	41,74	0,026	0,322	0,256	0	0

Tabela 4.7- Valores de pH e Eh para as amostras de Solos A e B no estado natural e provenientes dos ensaio edométricos inundados com os diferentes fluidos e o ambiente (reductor ou oxidante) no qual se desenvolveu o ensaio.

Solo	Fluido de inundação	Eh	pH (H ₂ O)	ambiente ensaio
A	natural	0,21	5,3	reductor ácido
A	água	0,14	4,9	reductor ácido
A	álcool etílico	0,25	5,4	reductor ácido
A	hidróxido de amônio	0,21	6,6	oxidante básico
A	benzeno	0,15	5,1	reductor ácido
A	álcool metílico (metanol)	0,19	5,7	reductor ácido
A	fluoreto de potássio (KF)	0,26	7,0	oxidante básico
A	sol. hexametáfosfato sódio pH=3	0,14	6,9	reductor básico
A	sol. hexametáfosfato sódio pH=11	0,17	6,9	reductor básico
A	sol. hexametáfosfato sódio pH=6,3	0,17	7,1	reductor básico
A	sol. hidróxido sódio pH=3	0,10	7,4	reductor básico
A	sol. hidróxido sódio pH=7	0,15	7,9	reductor básico
A	sol. hidróxido sódio pH=13,5	0,03	9,5	reductor básico
B	natural	0,24	6,27	oxidante básico
B	álcool etílico	0,21	6,7	oxidante básico
B	hidróxido de amônio	0,18	7,4	oxidante básico
B	benzeno	0,23	6,8	oxidante básico
B	fluoreto de potássio (KF)	0,13	7,9	reductor básico
B	sol. hexametáfosfato sódio pH=3	0,11	8,1	reductor básico
B	sol. hexametáfosfato sódio pH=11	0,09	8,8	reductor básico
B	sol. hexametáfosfato sódio pH=6,3	0,08	8,4	reductor básico
B	sol. hidróxido sódio pH=3	0,11	7,4	reductor básico
B	sol. hidróxido sódio pH=7	0,06	9,2	reductor básico
B	sol. hidróxido sódio pH=13,5	0,07	10,3	reductor básico

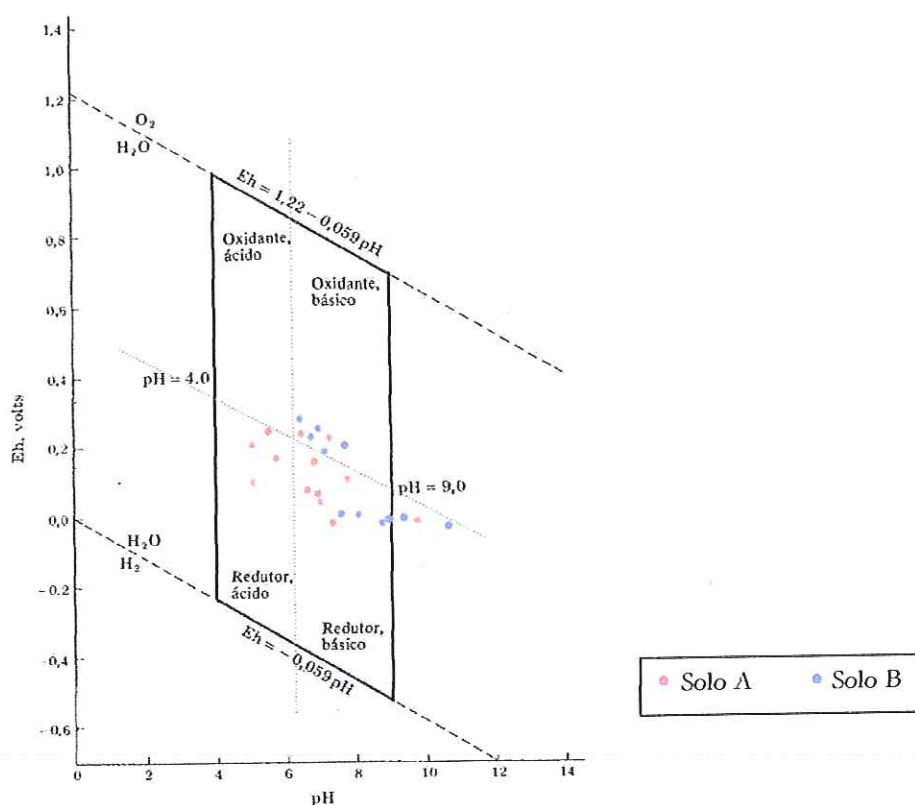


Figura 4.11 – Modelo de diagrama Eh-pH com os pontos obtidos nos ensaios (o paralelogramo inscrito representa os limites usuais encontrados na superfície da crosta terrestre) (Fonte: Krauscopf, 1972).

4.4.5. Estimativa da Capacidade de Troca de Cátions (CTC) e Superfície Específica (SE).

Os valores de CTC obtidos através da análise dos cátions trocáveis das amostras de solo arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B) no estado natural estão apresentadas na Tabela 4.8. Observa-se que o Solo A apresentou um valor de CTC maior que o Solo B.

Os valores de CTC e SE das amostras provenientes dos ensaios edométricos inundadas com os diferentes fluidos foram obtidos através do método de adsorção de azul de metileno proposto por Pejon (1992). Após os ensaios edométricos, os solos foram secos ao ar, em seguida, destorroados e passados na peneira de 2 mm (#10), Na Tabela 4.9 pode-se observar os resultados encontrados para esta análise.

Optou-se por realizar o ensaio de Adsorção de Azul de Metileno para as amostras provenientes dos ensaios edométricos, pois os resultados de CTC obtidos com a análise dos cátions trocáveis, devido a utilização de diferentes substâncias químicas, não apresentou repostas satisfatórias.

Tabela 4.8 - Valores de Capacidade de Troca de Cátions (CTC) para as amostras de ambos os Solos no estado natural.

Solo	CTC (meq/100g solo)
A	5,02
B	1,22

4.5. Síntese das Características Físicas, Físico-Químicas e Mineralógicas dos Solos em Estudo.

Na Tabela 4.10 estão apresentados os resultados obtidos com as principais propriedades físicas, físico-químicas e mineralógicas dos solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B).

Os resultados obtidos com os ensaios físicos, físico-químicos e mineralógicos dos solos indicam que:

- os solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B) apresentaram elevado índice de vazios e baixo grau de saturação, características dos solos colapsíveis, sendo o Solo B mais poroso que o Solo A;
- de acordo com sua constituição mineralógica, os solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B) são solos bem evoluídos geoquimicamente;
- analisando-se o pH em água das amostras de solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B), observou-se após terem sido inundados com as diferentes substâncias químicas que:

solo arenoso (Solo A):

- as substâncias orgânicas, a água e o hidróxido de amônio mantiveram o pH ácido das amostras (muito próximos ao pH natural do solo);
- o fluoreto de potássio e as soluções de hexametafosfato de sódio de pH=3, pH=6,3 e pH=11 condicionaram um aumento no valor do pH, que passou de ácido a praticamente neutro. Nota-se que as soluções de hexametafosfato de sódio, apesar de terem sido preparadas com valores de pH distintos (3; 6,3 e 11), apresentaram, após contato com o solo, valores de pH muito próximos.
- as soluções de hidróxido de sódio de pH=3, pH=7 e pH=13,5 também condicionaram o aumento do valor de pH das amostras de solo, sendo este aumento crescente com o pH das soluções.

solo argiloso (Solo B):

- as substâncias orgânicas, e a água mantiveram o pH ácido das amostras (muito próximos ao pH natural do solo), assim como para o Solo A;
- as demais substâncias químicas ocasionaram um aumento do pH do solo em relação à amostra natural. Nota-se que as amostras inundadas com as soluções de hexametafosfato de sódio de pH=3, pH=6,3 e pH=11 apresentaram valores de pH bem próximos; as amostras inundadas com as soluções de hidróxido de sódio apresentaram valores de pH do solo crescente com o pH da solução,
- os valores de ΔpH dos solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B) no estado natural, revelaram um pequeno predomínio de cargas negativas para o Solo A e um pequeno valor de carga positiva para o Solo B, indicando a existência de cargas variáveis de superfície para os dois solos,
- nos solos tropicais o ponto de carga zero (pH_0) reflete o ponto isoelétrico dos diferentes componentes de acordo com Casanova (1989). O pH_0 para os Solos A e B foram obtidos utilizando-se o método de Uehara (1984) encontrando-se os valores de 4,22 e 7,61, respectivamente para os Solos A e B.
- analisando-se os valores de ΔpH para as amostras de solo resultantes dos ensaios edométricos, inundadas com os diferentes fluidos, observou-se que para o Solo A não ocorreram mudanças significativas no sinal da carga superficial, embora a magnitude destas cargas tenha aumentado quando as amostras foram inundadas com o fluoreto de potássio e com as soluções de hidróxido de sódio e

hexametáfosfato de sódio. Entretanto, para o Solo B, os valores de algumas amostras apresentaram uma inversão de carga superficial, passando de carga positiva para negativa. As amostras inundadas com água e com os fluidos orgânicos mantiveram a mesma carga superficial, enquanto as demais, apresentaram uma carga superficial negativa,

- os valores de pH_0 obtidos para o Solo A permaneceram próximos aos encontrados para a amostra natural, com exceção da amônia e das soluções de hidróxido de sódio de $pH=3$ e $pH=13,5$ que apresentaram um aumento significativo no valor. Resultado semelhante foi encontrado para o Solo B: os valores de pH_0 obtidos para as amostras inundadas com água, com as substâncias orgânicas e com a solução de hidróxido de sódio de $pH=7$ foram próximos ao encontrado para a amostra natural, enquanto para as demais amostras os valores obtidos foram divergentes.
- na análise dos cátions trocáveis para os solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B) observa-se que as amostras inundadas com as soluções defloculantes de hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio apresentaram um aumento na quantidade de sódio e as amostras inundadas com o fluoreto de potássio um aumento significativo de potássio. Estes resultados eram esperados pois as amostras de solo receberam grande quantidade destes elementos no decorrer dos ensaios. Ocorreu também um aumento considerável de alumínio, principalmente no Solo A, mostrando que este solo deve apresentar grande quantidade de amorfos.
- na análise do potencial de oxi-redução (Eh) e com o auxílio do diagrama Eh-pH observou-se que nem todas as amostras foram ensaiadas em um mesmo ambiente. As amostras de ambos os solos inundadas com as soluções defloculantes de hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio foram ensaiadas em ambiente redutor básico; já as amostras de Solos A e B inundadas com os fluidos orgânicos foram ensaiadas em ambiente redutor ácido e em ambiente oxidante básico, respectivamente.
- os valores de Capacidade de Troca de Cátions (CTC) para as amostras naturais dos solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B) são menores do que os valores encontrados para os solos das regiões temperadas, isto porque, nos solos tropicais,

além das cargas permanentes de superfície, aparecem também as cargas variáveis, que proporcionam a retenção dos ânions.

Tabela 4.9 – Valores de Capacidade de Troca de Cátions (CTC) e Superfície Específica (SE) para as amostras provenientes dos ensaios edométricos.

Solo	Fluido de inundação	CTC (meq/100g solo)	SE (m ² /g)
A	água	1,37	10,71
A	álcool etílico	1,75	13,67
A	hidróxido de amônio	1,76	13,76
A	benzeno	1,64	12,81
A	álcool metílico (metanol)	1,07	8,34
A	fluoreto de potássio (KF)	1,20	9,36
A	sol. hexametáfosfato sódio pH=3	1,88	14,68
A	sol. hexametáfosfato sódio pH=11	1,64	12,79
A	sol. hexametáfosfato sódio pH=6,3	2,10	16,40
A	sol. hidróxido sódio pH=3	1,29	10,05
A	sol. hidróxido sódio pH=7	1,17	9,15
A	sol. hidróxido sódio pH=13,5	1,39	10,83
B	água	2,55	19,94
B	álcool etílico	2,34	18,29
B	hidróxido de amônio	2,12	16,52
B	benzeno	2,58	20,13
B	álcool metílico (metanol)	2,23	17,41
B	fluoreto de potássio (KF)	2,23	17,39
B	sol. hexametáfosfato sódio pH=3	6,21	48,53
B	sol. hexametáfosfato sódio pH=11	5,64	44,04
B	sol. hexametáfosfato sódio pH=6,3	6,33	49,44
B	sol. hidróxido sódio pH=3	3,75	29,28
B	sol. hidróxido sódio pH=7	4,46	34,82
B	sol. hidróxido sódio pH=13,5	4,23	33,02

Tabela 4.10 – Resumo das propriedades físicas, físico-químicas e mineralógicas dos Solos A e B.

Propriedades	Solo A	Solo B
massa específica dos sólidos - ρ_s (g/cm^3)	2,708	2,937
índice de vazios - e	1,07	2,08
grau de saturação - S_r (%)	46	43
massa específica dos solos - ρ (g/cm^3)	1,548	1,243
umidade - w (%)	18,3	30,4
porosidade - n (%)	52	67
análise granulométrica conjunta		
Argila (<0,002mm)	27	48
Silte (0,002 - 0,0075mm)	10	39
Areia (0,0075 - 2mm)	63	13
Compactação Proctor Normal		
Teor de umidade ótima, wot (%)	15,3	29,6
Massa específica seca máxima - $\rho_{d_{max}}$ (g/cm^3)	1,84	1,65
Capacidade de troca de cátions - CTC (meq/100g)	5,02	1,22
pH em água	5,3	6,27
pH em solução KCl	4,76	6,94
Δ pH (pH KCl - pH H ₂ O)	- 0,54	0,67
pH ₀ (2pH KCl - pH H ₂ O)	4,22	7,61
Condutividade elétrica do extrato aquoso - CE (μ mho/cm)	34	113
Composição Química (meq/100g solo)		
Sódio (Na)	zero	zero
Potássio (K)	0,038	0,013
Cálcio (Ca)	0,317	0,239
Magnésio (Mg)	0,180	0,160
Alumínio (Al)	0,072	0,072
Al + H	4,48	0,81
Potencial Oxi-redução - Eh (volts)	0,21	0,24
ambiente	reduzidor ácido	reduzidor
Composição Mineralógica	caulinita, gibbsita, anatásio, quartzo	caulinita, gibbsita, goetita, hematita

5. ANÁLISE E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

5.1. Ensaio edométrico

Foram realizados, 88 ensaios edométricos, sendo 45 ensaios para o Solo A e 43 ensaios para o Solo B. Além destes, mais 29 ensaios edométricos foram realizados para a confecção de lâminas delgadas de solo para análise em microscópio óptico com luz polarizada.

Inicialmente realizaram-se ensaios com as amostras indeformadas inundadas com água nas tensões de 50 kPa, 100 kPa, 200kPa, 400kPa, 800kPa e na umidade natural sem inundação, para um primeiro conhecimento do comportamento dos solos. Escolheu-se a tensão de 100kPa para a realização dos ensaios inundados com as diferentes substâncias químicas.

Nas Tabelas 5.1 e 5.2 estão apresentados os resultados dos ensaios edométricos realizados com os Solos A e B respectivamente. Para melhor identificação, os ensaios vêm codificados nestas tabelas através de três símbolos. Inicialmente o número do ensaio seguido da letra I, indicativo de amostra indeformada; por último seguem as letras SF e RP que significam Santa Felícia e Ribeirão Preto. As Tabelas 5.3 e 5.4 mostram os ensaios edométricos realizados para a confecção de lâminas delgadas de Solos A e B respectivamente e vem codificados com o número do ensaio seguido da letra L, indicativo de lâmina, e das letras SF e RP, Santa Felícia e Ribeirão Preto.

As tabelas estão descritas em colunas, da seguinte forma: ensaios; bloco de retirada das amostras; índice de vazios no início do ensaio (e_i); teor de umidade no início do ensaio (w_i); grau de saturação no início do ensaio (Sr_i); fluido de inundação; pH e constante dielétrica (ϵ) do fluido de inundação; tensão de inundação (σ_i);

variação do índice de vazios (Δe_c) devido a esta inundação; índice de vazios antes da inundação (e_{ai}); o índice de vazios no final do ensaio (e_f) (apenas nas Tabelas 5.1 e 5.2); e o potencial de colapso do solo (I), sendo $I = \Delta e_c / (1 + e_{ai})$, onde, Δe_c é a variação do índice de vazios devido ao colapso.

Nos gráficos das Figuras 5.1 e 5.2 estão representados os resultados dos ensaios edométricos (curva de compressão) das amostras inundadas com água nas diferentes tensões para os Solos A e B respectivamente. Para uniformizar os gráficos, optou-se por representar as deformações pela relação DH/H , onde DH é a variação de altura e H a altura inicial do corpo de prova. Nota-se a diferença na magnitude destas deformações para ambos os solos.

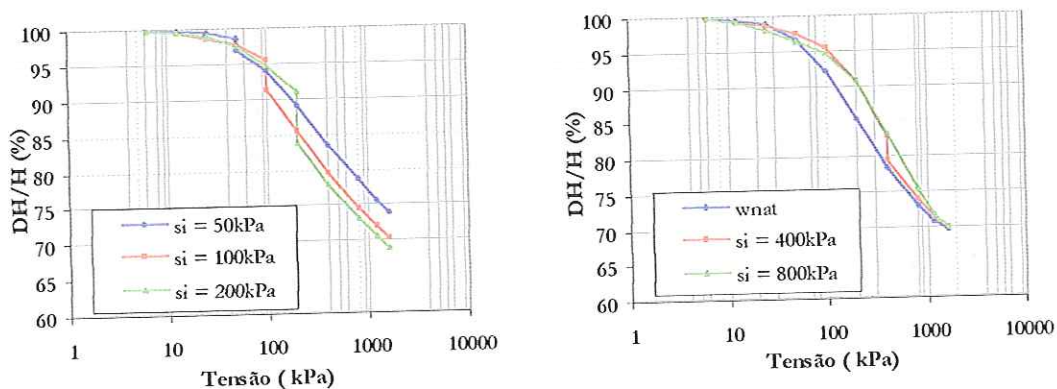


Figura 5.1 - Curva de compressão e o efeito da inundação do Solo A com água em diferentes tensões (s_i = tensão de inundação).

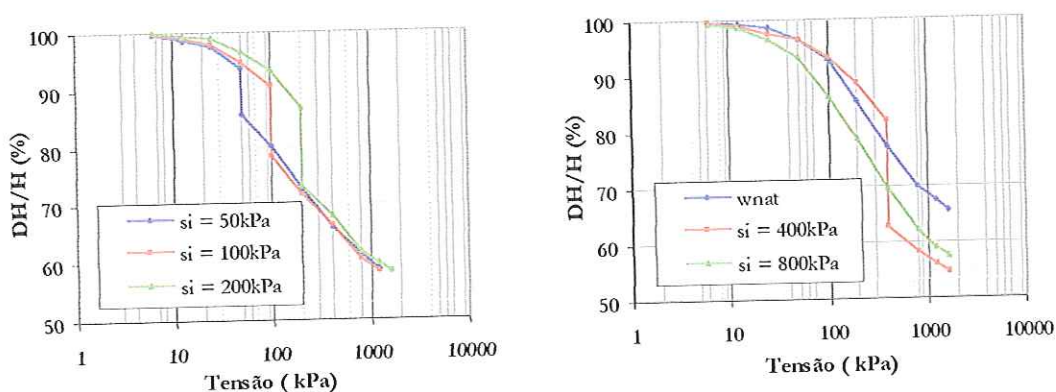


Figura 5.2 - Curva de compressão e o efeito da inundação do Solo B com água em diferentes tensões (s_i = tensão de inundação).

Tabela 5.1 – Resultados dos ensaios edométricos realizados com o Solo A

ensaio	bloco	e_i	w_i (%)	Sr_i (%)	Fluido de Inundação	pH	ε	σ_i (kPa)	Δe	e_{ai}	e_r	I (%)
1I-SF	1	1.121	18.49	44.66	água	6.8	78	1600	0.001	0.476	0.475	0.07
2I-SF	1	1.047	18.01	46.57	água	6.8	78	50	0.032	1.017	0.512	1.59
3I-SF	1	1.032	18.30	48.01	água	6.8	78	200	0.228	0.867	0.352	12.21
4I-SF	1	1.014	18.30	48.87	água	6.8	78	100	0.098	0.903	0.405	5.15
5I-SF	1	1.164	17.75	41.30	sol. hexametáfosfato sódio de pH=3	3.0	-	100	0.408	1.052	0.372	19.88
6I-SF	1	1.162	18.18	42.35	sol. hexametáfosfato sódio de pH=11	11	-	100	0.329	1.022	0.356	16.27
7I-SF	1	1.017	18.18	48.41	sol. hexametáfosfato sódio de pH=6,3	6.3	78	100	0.308	0.949	0.346	15.80
8I-SF	1	1.189	18.29	41.64	água	6.8	78	200	0.115	0.950	0.513	5.90
9I-SF	1	1.082	19.00	47.56	água	6.8	78	100	0.080	1.025	0.520	3.95
10I-SF	1	1.099	19.37	47.71	benzeno	4.97	2.28	100	0.081	0.991	0.763	4.07
11I-SF	1	1.125	19.27	46.39	sol. hidróxido sódio de pH=13	13	-	100	0.239	1.043	0.620	11.70
12I-SF	1	1.042	18.67	48.53	sol. hidróxido sódio de pH=13	13	-	100	0.168	0.950	0.397	8.62
13I-SF	2	1.196	16.98	38.44	álcool	6.2	24	100	0.072	1.018	0.517	3.57
14I-SF	2	1.110	18.28	44.61	água	6.8	78	400	0.073	0.746	0.474	4.18
15I-SF	2	1.055	18.03	46.28	água	6.8	78	800	0.006	0.550	0.436	0.39
16I-SF	2	1.101	18.08	44.46	água	6.8	78	100	0.086	1.005	0.478	4.29
17I-SF	2	1.099	18.16	44.74	hidróxido de amônio	13.99	16.9	100	0.431	0.997	0.332	21.58
18I-SF	2	1.108	18.16	44.39	formamida	9.87	109	100	0.181	0.993	0.443	9.08
19I-SF	2	1.192	18.16	41.25	metanol	9.33	33.62	100	0.088	1.067	0.508	4.26
20I-SF	2	1.024	18.10	47.85	sol. hexametáfosfato sódio - C=10g/l	6.19	-	100	0.233	0.934	0.398	12.05
21I-SF	2	1.147	18.63	43.96	sol. hexametáfosfato sódio - C=400g/l	5.12	-	100	0.004	1.030	0.565	0.20
22I-SF	2	1.006	17.47	47.04	sol. ácido fosfórico - C=50%	0.93	-	100	0.141	0.964	0.549	7.18
23I-SF	2	1.007	17.47	46.95	sol. ácido fosfórico - C=25%	0.32	-	100	0.147	0.941	0.602	7.57
24I-SF	2	1.019	17.47	46.41	sol. ácido fosfórico - C=10%	0.2	-	100	0.110	0.933	0.618	5.69
25I-SF	2	1.004	17.47	47.11	sol. hexametáfosfato sódio - C=200g/l	5.4	-	100	0.129	0.846	0.422	6.99
26I-SF	2	1.120	17.47	42.24	sol. hexametáfosfato sódio - C=200g/l	5.4	-	100	0.146	1.025	0.564	7.21
27I-SF	2d	1.279	13.52	28.62	sol. hidróxido sódio de pH=3	3	-	100	0.417	1.212	0.707	18.85
28I-SF	2d	1.240	13.52	29.52	sol. hidróxido sódio de pH=13,5	13.5	-	100	0.727	1.172	0.207	33.47
29I-SF	2d	1.324	13.52	27.64	sol. hidróxido sódio de pH=7	7	-	100	0.609	1.239	0.363	27.20
30I-SF	2d	1.442	14.29	26.83	sol. hidróxido sódio de pH=3	3	-	100	0.529	1.331	0.790*	22.69
31I-SF	2d	1.360	14.29	28.45	sol. hidróxido sódio de pH=13,5	13.5	-	100	0.739	1.253	0.410*	32.80
32I-SF	2d	1.416	14.29	27.33	sol. hidróxido sódio de pH=7	7	-	100	0.633	1.338	0.633*	27.07
33I-SF	2d	1.266	13.52	28.91	sol. hidróxido sódio de pH=13,5	13.5	-	100	0.616	1.119	0.357	29.07
34I-SF	2d	1.118	13.52	32.73	sol. hidróxido sódio de pH=3	3	-	100	0.270	1.024	0.817***	10.23
35I-SF	2d	1.197	13.52	30.59	sol. hidróxido sódio de pH=3	7	-	100	0.390	1.095	0.458	18.61
36I-SF	2d	1.191	14.39	32.70	água	6.8	-	100	0.186	1.032	0.416	9.15
37I-SF	2d	0.996	14.39	39.12	fluoreto de potássio	6.93	-	100	0.215	0.863	0.310	11.54
38I-SF	2d	1.177	14.39	33.09	fluoreto de potássio	6.93	-	100	0.324	1.116	0.452	15.31
39I-SF	2d	1.188	14.39	32.78	sol. hidróxido sódio - C= 1g/l	12	-	100	0.238	1.031	0.459	11.7
40I-SF	2d	1.286	14.01	29.49	sol. hidróxido sódio - C= 10g/l	12.8	-	100	0.462	1.137	0.395	21.6
41I-SF	2d	1.173	13.93	32.16	água 40-45°C	-	-	100	0.270	1.125	0.571	12.7
42I-SF	2d	1.166	13.45	32.23	água 60-65°C	-	-	100	0.315	1.096	0.442	15
43I-SF	2d	0.847	14.01	44.79	sol. hidróxido sódio 40-45°C	-	-	100	0.157	0.561	0.170	10
44I-SF	2d	1.027	14.01	36.95	sol. hidróxido sódio 40-45°C	-	-	100	0.369	0.964	0.378	18.8
45I-SF	2d	1.005	14.01	37.73	sol. hidróxido sódio 60-65°C	-	-	100	0.438	0.970	0.300	22

* ensaios parados em 400kPa

** ensaio parado em 100kPa devido à expansão da amostra por causa de uma fissura

Tabela 5.2 – Resultados dos ensaios edométricos realizados com o Solo B

ensaio	bloco	e_i	w_i (%)	Sr_i (%)	Fluido de Inundação	pH	ε	σ_i (kPa)	Δe	e_{a1}	e_r	I (%)
11-RP	1	2.146	30.39	41.60	sem inundação							
21-RP	1	2.301	31.07	39.66	água	6.8	78	50	0.297	2.099	1.007	8.62
31-RP	1	2.177	30.33	40.92	água	6.8	78	100	0.384	1.878	0.858	13.34
41-RP	1	2.186	29.42	39.52	água	6.8	78	200	0.438	1.769	0.856	15.82
51-RP	1	2.041	30.32	43.64	água	6.8	78	1600	0.006	1.000	0.994	0.3
61-RP	1	2.091	30.84	43.32	água	6.8	78	100	0.177	1.619	0.796	6.76
71-RP	1	2.190	30.62	41.05	sol. hexametáfosfato sódio de pH=3	3.0	-	100	0.637	1.878	0.660	22.13
81-RP	1	1.799	29.93	48.87	sol. hexametáfosfato sódio de pH=6,3	6.3	-	100	0.567	1.702	0.637	20.98
91-RP	1	2.052	30.46	43.59	sol. hexametáfosfato sódio de pH=11	11	-	100	0.602	1.868	0.716	20.99
101-RP	2	2.148	28.84	39.43	água	6.8	78	400	0.597	1.571	0.725	23.22
111-RP	2	2.180	27.79	37.43	água	6.8	78	800	0.002	0.973	0.825	0.1
121-RP	2	2.148	28.84	39.43	álcool	6.2	24	100	0.334	1.802	0.765	11.92
131-RP	2	2.180	27.79	37.43	benzeno	4.97	2.28	100	0.036	1.998	0.846	1.2
141-RP	2	2.135	30.09	41.38	álcool	6.2	24	100	0.07	1.728	0.891	2.57
151-RP	2	2.253	30.09	39.23	umidade natural	-	-	-	-	-	-	-
161-RP	2	2.599	29.61	33.45	formamida	9.87	109	100	0.213	1.989	1.037	7.13
171-RP	2	1.880	29.61	46.25	metanol	9.33	33.62	100	0.026	1.241	0.643	1.16
181-RP	2	1.870	29.61	46.49	hidróxido de amônio	13.99	16.9	100	0.238	1.355	0.572	10.11
191-RP	2	2.181	29.17	39.27	sol. hexametáfosfato sódio - C=200 g/l	5.4	-	100	0.477	1.694	0.773	17.71
201-RP	2	2.273	29.75	38.44	sol. hexametáfosfato sódio - C=10 g/l	6.19	-	100	0.471	1.939	0.636	16.03
211-RP	2	2.418	29.66	36.03	sol. hexametáfosfato sódio - C=400 g/l	5.12	-	100	0.053	4.656	0.890	1.99
221-RP	2	2.181	29.17	39.27	sol. ácido fosfórico - C =10%	0.2	-	100	0.375	1.813	1.086	13.33
231-RP	2	2.273	29.75	38.44	sol. ácido fosfórico - C =25%	0.32	-	100	0.389	2.192	0.898	12.19
241-RP	2	2.418	29.66	36.03	sol. ácido fosfórico - C =50%	0.93	-	100	0.202	1.651	0.923	7.62
251-RP	2	2.274	30.09	38.86	sol. hexametáfosfato sódio - C=400 g/l	5.12	-	100	0.543	1.985	0.688	18.19
261-RP	2	2.207	30.09	40.04	sol. ácido fosfórico - C =50%	0.93	-	100	0.445	1.872	0.803	15.49
271-RP	1d	1.771	26.92	44.65	sol. hidróxido sódio de pH=7	7	-	100	0.213	1.454	0.649	8.68
281-RP	1d	1.762	26.92	44.88	sol. hidróxido sódio de pH=3	3	-	100	0.298	1.513	0.790	11.86
291-RP	1d	1.845	26.92	42.86	sol. hidróxido sódio de pH=3	3	-	100	0.115	1.382	0.695	4.83
301-RP	4	1.856	31.51	49.85	metanol	9.33	30.62	100	0.075	1.640	0.739	2.84
311-RP	4	1.974	31.51	46.87	álcool	6.2	24	100	0.066	1.812	0.933	2.35
321-RP	1d	1.834	26.44	42.34	sol. hidróxido sódio de pH=7	7	-	100	0.253	1.351	0.651	10.76
331-RP	1d	1.705	26.44	45.55	sol. hidróxido sódio de pH=13,5	13.5	-	100	0.402	1.493	0.668	16.12
341-RP	1d	1.908	26.44	40.71	sol. hidróxido sódio de pH=13,5	13.5	-	100	0.301	1.483	0.811	12.12
351-RP	1d	1.574	26.44	49.34	fluoreto de potássio	6.93	-	100	0.154	1.414	0.790	6.38
361-RP	1d	1.869	26.44	41.54	água		78	100	0.093	1.422	0.818	3.84
371-RP	1d	1.628	26.44	47.71	fluoreto de potássio	6.93	-	100	0.278	1.385	0.612	11.66
381-RP	2d	1.985	26.44	39.12	sol. hidróxido sódio - C=1g/l	12	-	100	0.294	4.563	0.768	11.5
391-RP	2d	1.679	26.44	46.26	sol. hidróxido sódio - C=10g/l	12.8	-	100	0.276	1.460	0.590	11.2
401-RP	2d	1.502	26.44	51.68	água 40-45°C	-	-	100	0.175	1.342	0.768	7.5
411-RP	2d	1.314	26.44	59.09	água 60-65°C	-	-	100	0.180	1.201	0.630	8.2
421-RP	2d	1.539	26.44	50.45	sol. hidróxido sódio 40-45°C	-	-	100	0.351	1.233	0.561	15.7
431-RP	2d	1.653	26.44	46.98	sol. hidróxido sódio 60-65°C	-	-	100	0.361	1.407	0.573	15

Tabela 5.3 - Resultados dos ensaios edométricos realizados com o Solo A para confecção de lâminas delgadas de solo.

ensaio	bloco	e_i	w_i (%)	Sr_i (%)	Fluido de Inundação	pH	ε	σ_i (kPa)	Δe	e_{al}	I (%)
1L-SF	3	1.321	19.07	39.11	metanol	9.33	33.62	100	0.145	1.034	7.13
2L-SF	3	1.295	19.07	39.88	álcool	6.2	24	100	0.124	1.095	5.92
3L-SF	3	1.151	19.44	45.76	hidróxido de amônio	13.99	16.9	100	0.259	0.893	13.68
4L-SF	3	1.218	19.44	43.23	benzeno	4.97	2.28	100	0.071	1.078	3.42
5L-SF	3	1.123	18.86	45.49	formamida	9.87	109	100	0.132	0.838	7.18
6L-SF	3	1.303	18.86	39.19	água	6.8	78	100	0.167	0.979	8.43
7L-SF	3	1.243	18.86	41.09	sem inundação	-	-	-	-	-	-
8L-SF	3	1.541	18.34	32.22	sol. hexametáfosfato sódio de pH=11	11	-	100	0.246	0.918	12.82
9L-SF	3	1.308	18.34	37.98	sol. hexametáfosfato sódio de pH=6,3	6.3	-	100	0.224	0.965	11.40
10L-SF	3	1.250	18.34	39.74	sol. hexametáfosfato sódio de pH=3	3	-	100	0.470	0.980	23.74
11L-SF	3	1.305	15.76	32.70	sol. hidróxido sódio de pH=7	7	-	100	0.300	1.052	14.62
12L-SF	3	1.281	15.18	32.09	sol. hidróxido sódio de pH=3	3	-	100	0.215	1.035	10.56
13L-SF	3	1.230	15.18	33.42	sol. hidróxido sódio de pH=13,5	13.5	-	100	0.425	1.036	20.87
14L-SF	3	1.297	15.21	31.76	fluoreto de potássio	6.93	-	100	0.159	0.948	8.16

Tabela 5.4 - Resultados dos ensaios edométricos realizados com o Solo B para confecção de lâminas delgadas de solo.

ensaio	bloco	e_i	w_i (%)	Sr_i (%)	Fluido de Inundação	pH	ε	σ_i (kPa)	Δe	e_{al}	I (%)
1L-RP	1	1.427	25.10	51.64	fluoreto de potássio	6.93	-	100	0.139	1.339	5.94
2L-RP	1	1.546	25.10	47.68	metanol	9.33	33.62	100	0.135	1.411	5.6
3L-RP	1	1.533	25.29	48.46	sol. hidróxido sódio de pH=7	7	-	100	0.253	1.332	10.85
4L-RP	1	1.588	25.29	46.76	sol. hidróxido sódio de pH=13,5	13.5	-	100	0.293	1.400	12.21
5L-RP	1	1.588	25.29	46.76	sol. hidróxido sódio de pH=3	3	-	100	0.263	1.420	10.87
6L-RP	1	1.646	25.29	45.11	sol. hexametáfosfato sódio de pH=11	11	-	100	0.419	1.471	16.96
7L-RP	1	1.533	25.29	48.46	sol. hexametáfosfato sódio de pH=3	3	-	100	0.282	1.414	11.68
8L-RP	1	1.588	25.29	46.76	sol. hexametáfosfato sódio de pH=6,3	5.92	-	100	0.296	1.336	12.67
9L-RP	3	1.625	26.05	47.07	álcool	6.2	24	100	0.130	1.548	5.10
10L-RP	3	1.599	26.05	47.84	água	6.8	78	100	0.123	1.450	5.02
11L-RP	3	1.520	26.05	50.33	sem inundação	-	-	-	-	-	-
12L-RP	3	1.734	26.59	45.05	formamida	9.87	109	100	0.250	1.529	9.88
13L-RP	3	1.776	26.59	43.99	Hidróxido de amônio	13.99	16.9	100	0.447	1.665	16.77
14L-RP	3	1.917	26.59	40.73	benzeno	4.97	2.28	100	0.009	1.539	0.35
15L-RP	3	2.006	26.59	38.94	formamida	9.87	109	100	0.435	1.786	15.61

As Figuras 5.3 e 5.4 ilustram as deformações ocorridas nos Solos A e B para as amostras inundadas com as distintas substâncias químicas. Para melhor visualização os resultados estão apresentados em gráficos de acordo com as características químicas destas soluções.

No gráfico da Figura 5.3a as amostras inundadas com hidróxido de amônio (NH_4OH) e fluoreto de potássio (KF) apresentaram deformações distintas com valores de potencial de colapso superiores ao apresentado quando a amostra foi inundada com água. Já no gráfico da Figura 5.3b, que representa as amostras inundadas com os fluidos orgânicos, observam-se deformações de pequena magnitude, sendo a amostra inundada com formamida a que apresentou as maiores deformações.

Nos gráficos das Figuras 5.3c e 5.3d estão representadas as amostras que sofreram as maiores deformações, amostras estas, inundadas com as soluções defloculantes preparadas com hexametáfosfato de sódio (Figura 5.3c) e hidróxido de sódio (Figura 5.3d). Pode-se observar no gráfico da Figura 5.3c, que as amostras apresentaram praticamente as mesmas deformações por colapso, o que não aconteceu com as amostras inundadas com as soluções preparadas com hidróxido de sódio.

Nos gráficos da Figura 5.4, que apresentam os ensaios realizados com o Solo B, pode-se notar comportamento semelhante ao observado para o Solo A, no que diz respeito às Figuras 5.4a e 5.4b. Entretanto, quanto às amostras inundadas com as soluções defloculantes (hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio) nota-se que as maiores deformações ocorreram nas amostras inundadas com as soluções preparadas com hexametáfosfato de sódio.

No gráfico da Figura 5.5 estão representados os resultados de potencial de colapso para as amostras inundadas com as soluções utilizadas na pesquisa para os Solos A e B. Observa-se que parece haver uma grande contribuição para o colapso da natureza defloculante da substância empregada na solução com que se inundou o solo; as amostras inundadas com as soluções preparadas com hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio foram as que apresentaram os maiores potenciais de colapso. Nota-se também, que o Solo A, apesar de mais

denso que o Solo B apresentou valores de potencial de colapso superiores para as amostras inundadas com os diferentes fluidos, com exceção apenas das amostras inundadas com formamida e com as soluções preparadas com hexametáfosfato de sódio de pH=6,3 e pH=3.

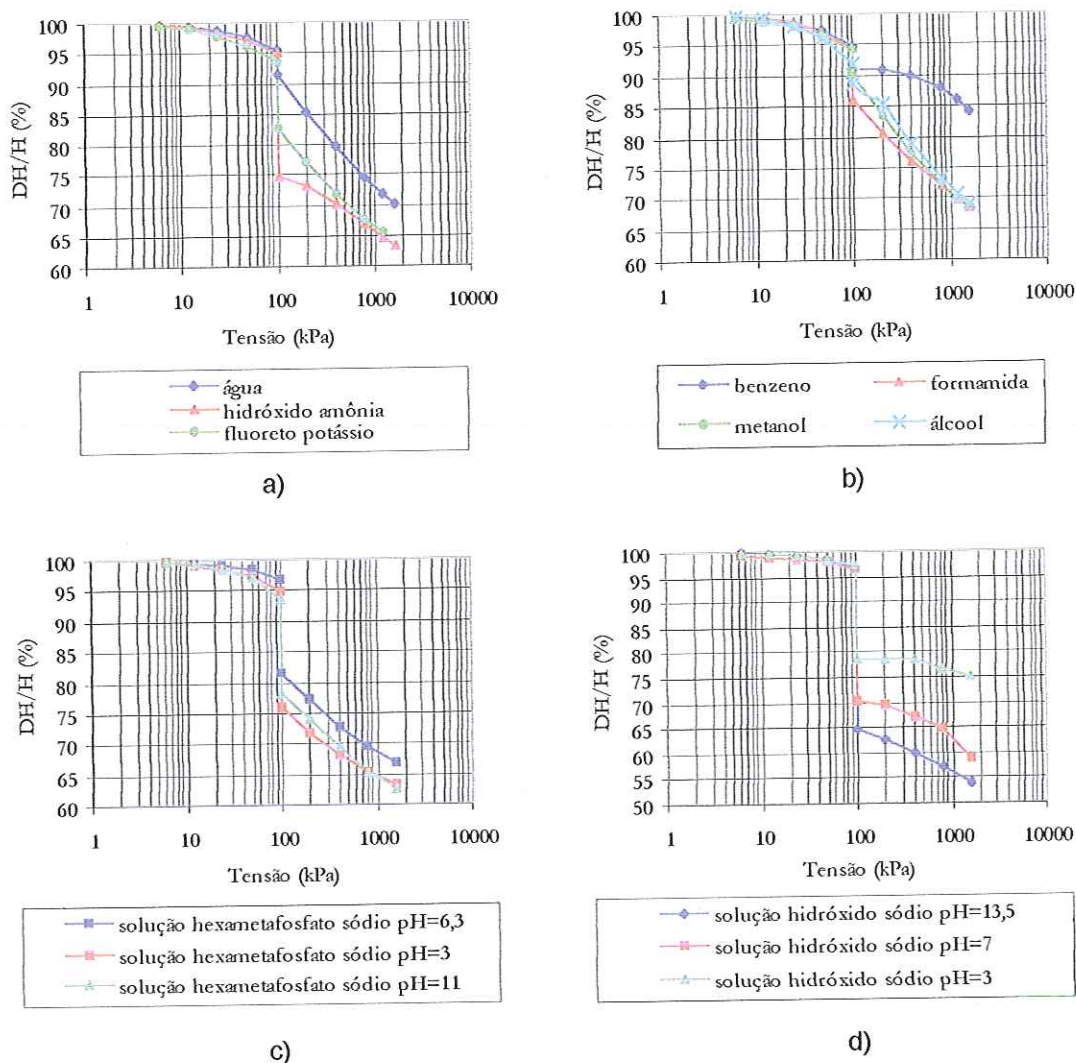


Figura 5.3 – Curvas de compressão confinada para os ensaios com amostras de Solo A, inundadas com os distintos fluidos. a) amostras inundadas com água, hidróxido de amônio e fluoreto de potássio; b) amostras inundadas com benzeno, metanol, formamida e álcool; c) amostras inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio de pH=6,3; pH=3 e pH=11; d) amostras inundadas com as soluções de hidróxido de sódio de pH=3, pH=7 e pH=13,5.

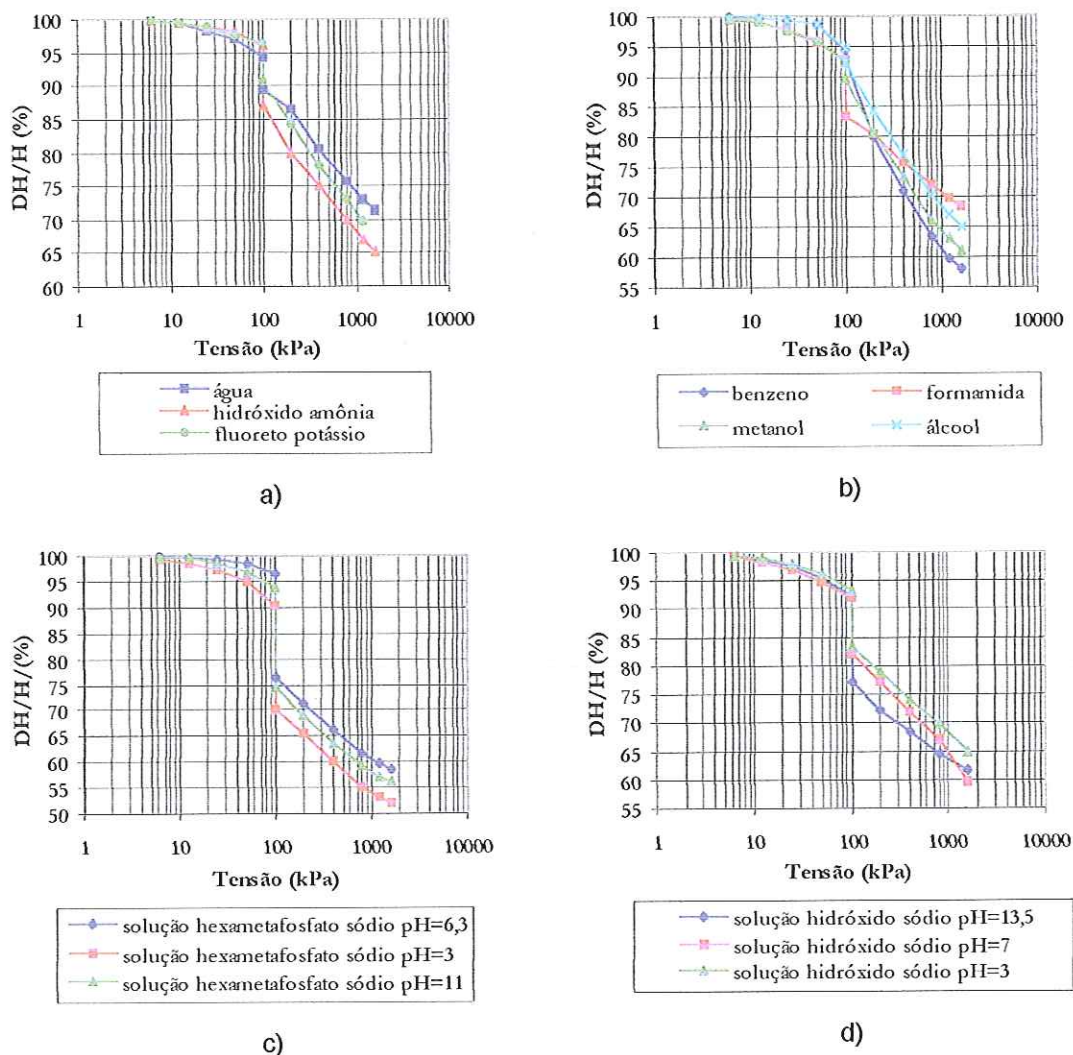


Figura 5.4 – Curvas de compressão confinada para os ensaios com amostras de Solo B, inundadas com os distintos fluidos. a) amostras inundadas com água, hidróxido de amônio e fluoreto de potássio; b) amostras inundadas com benzeno, metanol, formamida e álcool; c) amostras inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio de pH=6,3; pH=3 e pH=11; d) amostras inundadas com as soluções de hidróxido de sódio de pH=3, pH=7 e pH=13,5.

As Figuras 5.6 e 5.7 mostram os valores de pH dos fluidos de inundação versus o potencial de colapso dos solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B) para os ensaios realizados com os fluidos utilizados na pesquisa; não se observa uma tendência de comportamento quando se analisam as soluções em conjunto. Desta forma, optou-se por analisar os fluidos separadamente de acordo com suas características químicas.

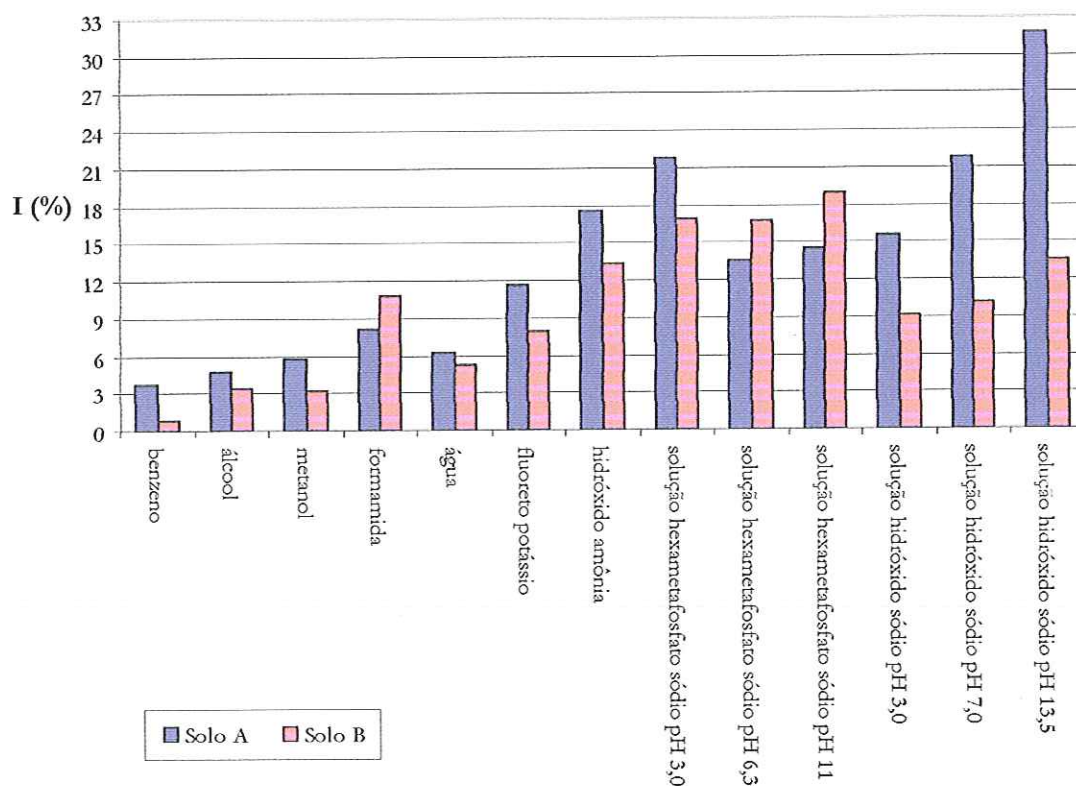


Figura 5.5 – Valores de potencial de colapso para as amostras de Solos A e B inundadas com os diferentes fluidos.

Nos gráficos das Figuras 5.8, 5.9 e 5.10 estão representados os valores de pH do fluido de saturação versus o potencial de colapso das amostras de solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B) para os ensaios realizados com os diferentes fluidos, de acordo com suas características químicas.

Na Figura 5.8 estão representados os valores obtidos com os ensaios realizados com as amostras de Solos A e B inundadas com os fluidos orgânicos. Observa-se uma tendência crescente do pH com o potencial de colapso para ambos os solos; nota-se também, com exceção da formamida, que o Solo A apresentou os maiores valores de potencial de colapso.

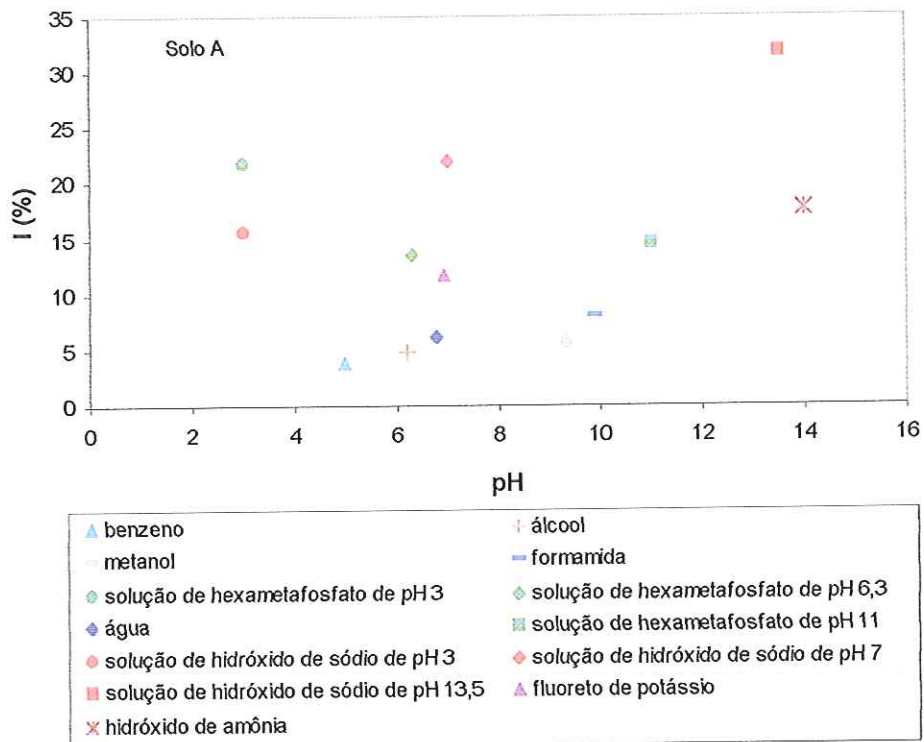


Figura 5.6 – Potencial de colapso em função do pH para os ensaios realizados com amostras de Solo A inundadas com os fluidos utilizados na pesquisa.

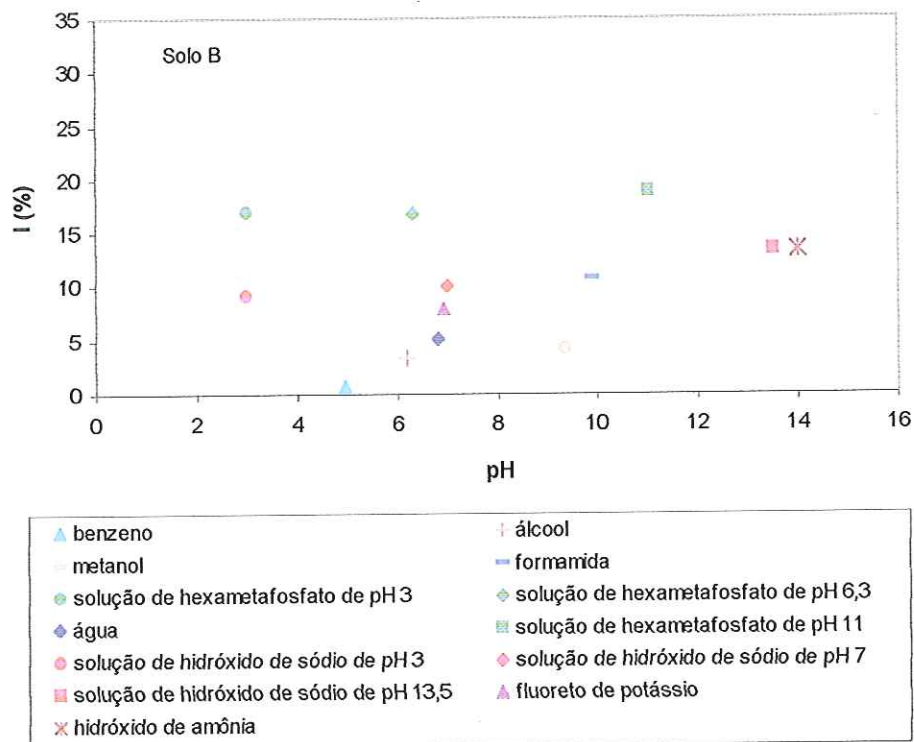


Figura 5.7 – Potencial de colapso em função do pH para os ensaios realizados com amostras de Solo B inundadas com os fluidos utilizados na pesquisa.

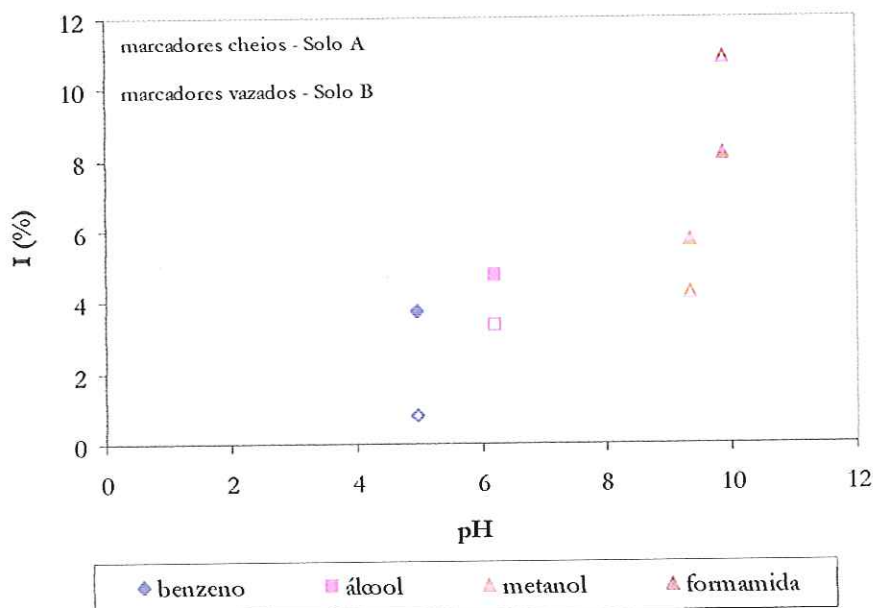


Figura 5.8 - Ensaio edométrico realizado com amostras de Solos A e B inundadas com fluidos orgânicos.

No gráfico da Figura 5.9 podem ser observados os resultados dos ensaios obtidos com as amostras inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio (pH=3, pH=6,3 e pH=11), água (pH=6,8), fluoreto de potássio (pH=6,9) e o hidróxido de amônio (pH=14). Observa-se uma grande diferença no potencial de colapso para as amostras inundadas com hexametáfosfato de sódio (pH=6,3) em relação à água destilada (pH=6,8) e o fluoreto de potássio (pH=6,9), apesar de apresentarem pH bem próximos. No entanto, analisando apenas as soluções químicas preparadas com hexametáfosfato de sódio e o hidróxido de amônio, nota-se que a variação no potencial de colapso é pequena para pH menores que 6, porém com valores bem mais elevados que os ensaios realizados com as outras substâncias. Observa-se que para os valores extremos de pH utilizados, o solo B apresentou maiores potenciais de colapso.

As amostras inundadas com as soluções preparadas com hidróxido de sódio (Figura 5.10) apresentaram um potencial de colapso crescente com o pH, assim como as soluções orgânicas, embora com valores bem mais elevados. Nota-se que as amostras de Solo A, apesar de possuírem um índice de vazios inferior, apresentaram maiores potenciais de colapso.

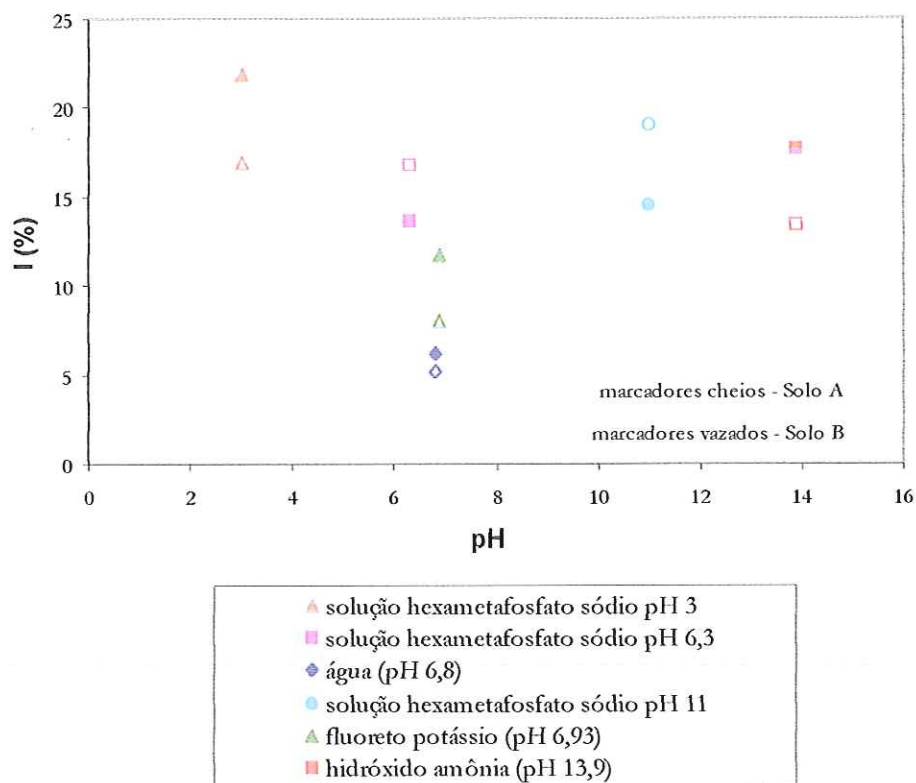


Figura 5.9 – Ensaio edométrico realizado com os Solos A e B inundados com água, fluoreto de potássio, hidróxido de amônio e soluções de hexametáfosfato de sódio.

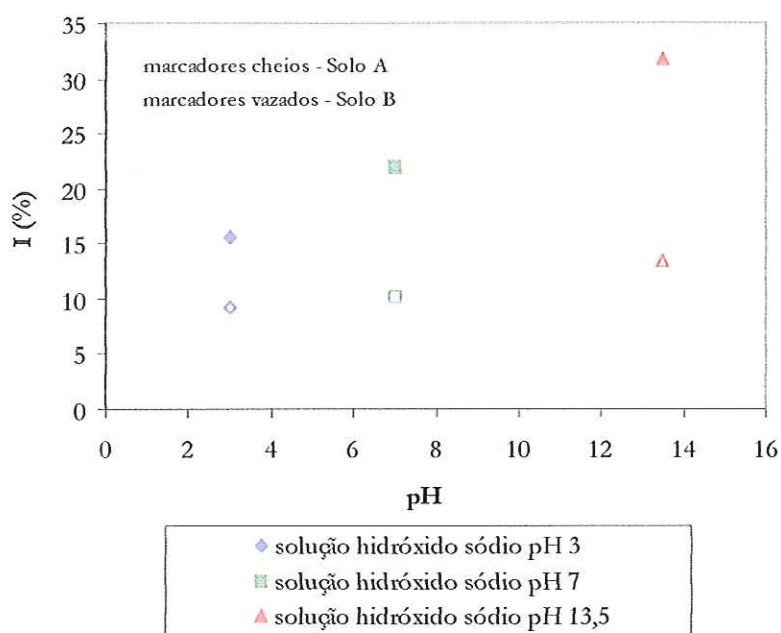


Figura 5.10 – Ensaio edométrico realizado com amostras de Solos A e B inundadas com as soluções preparadas com hidróxido de sódio.

No gráfico da Figura 5.11, estão plotados os valores de constante dielétrica e potencial de colapso para os ensaios realizados com as amostras de Solos A e B inundados com as substâncias orgânicas, com exceção da água, de constante dielétrica conhecidas. No caso, benzeno ($\epsilon=2,28$), álcool ($\epsilon=24$), metanol ($\epsilon=33,62$), água ($\epsilon=78$) e formamida ($\epsilon=109$). Observa-se a tendência do potencial de colapso crescente com a constante dielétrica. Além disso, nota-se que o Solo A mesmo sendo mais denso que o Solo B, apresenta em geral, com exceção da formamida, maiores potenciais de colapso (Collares, 1997).

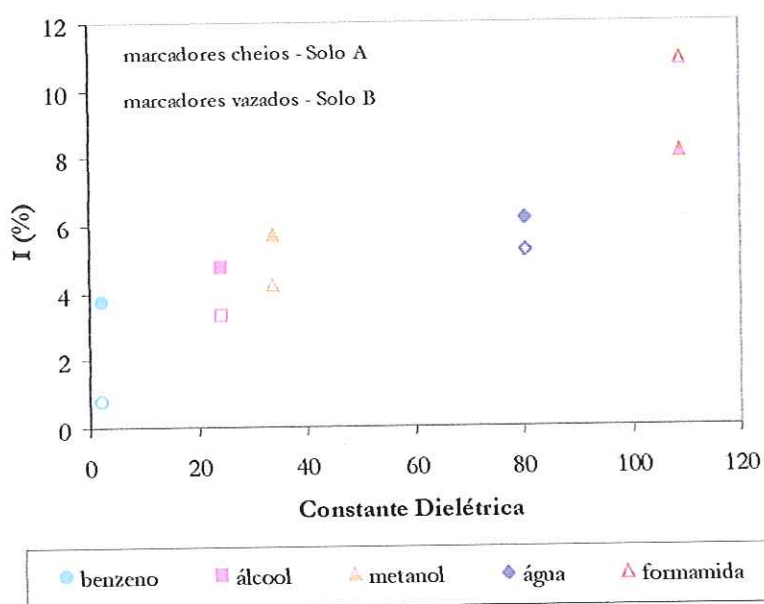


Figura 5.11 – Ensaio edométrico realizado com amostras de Solos A e B inundadas com os fluidos orgânicos de diferentes constantes dielétricas.

Realizaram-se ensaios com água destilada e com as soluções preparadas com hidróxido de sódio em três diferentes faixas de temperatura (20-25°C, 40-45°C e 60-65°C). Observa-se no gráfico da Figura 5.12a, que representa as amostras inundadas com as soluções de hidróxido de sódio, um comportamento diferenciado para os solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solos B). No Solo B, apesar do aumento na temperatura das soluções, não se observaram mudanças nos valores de potencial de colapso; entretanto, no Solo A, maiores deformações ocorreram na amostra inundada com a solução na temperatura de 20-25°C.

Analisando-se os resultados das amostras inundadas com água nas diferentes temperaturas, observa-se para ambos os solos, um potencial de colapso crescente com a temperatura do fluido (Figura 5.12b).

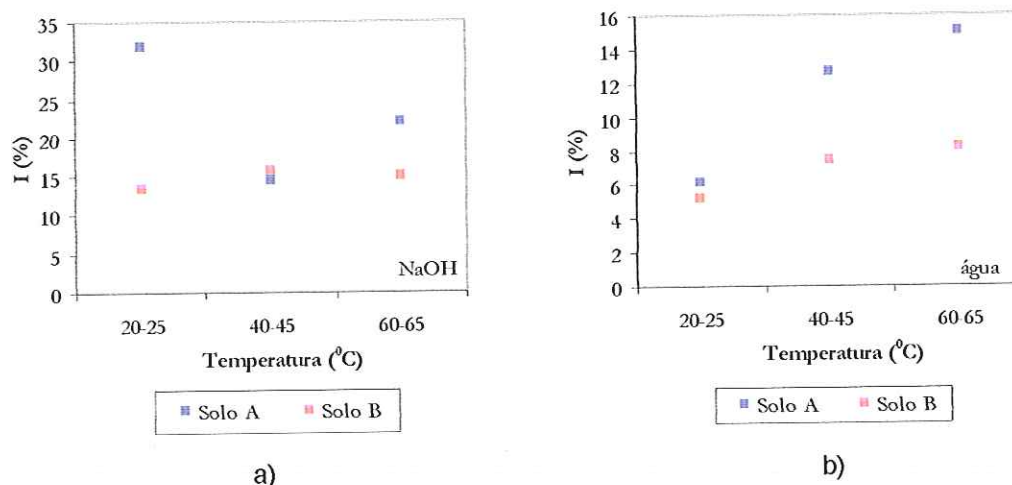


Figura 5.12 – Ensaio edométrico realizado com os solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B). a) inundados com as soluções de hidróxido de sódio em diferentes temperaturas; b) inundados com água em diferentes temperaturas.

Nos ensaios realizados para a análise da influência da concentração do hexametáfosfato de sódio da solução no potencial de colapso dos solos (Figura 5.13a), nota-se que os maiores valores (a despeito de não haver ensaios entre 45,7 e 200g/l) ocorrem para a concentração de 45,7 g/l, concentração esta recomendada pela ABNT para a dispersão dos solos a serem submetidos ao Ensaio de Análise Granulométrica Conjunta. Superada essa concentração, o potencial de colapso diminui até chegar a praticamente zero para a concentração de 400 g/l (solução super saturada) (Collares, 1997).

O gráfico da Figura 5.13b, mostra a relação do potencial de colapso com a concentração para soluções de ácido fosfórico. Observa-se para o Solo A que existe uma ligeira tendência do potencial de colapso crescer com a concentração, embora apareça uma pequena divergência para a concentração intermediária (25%); em contrapartida, observa-se para o Solo B um decréscimo nos valores de potencial de colapso com o aumento da concentração.

Na análise do gráfico da Figura 5.13c, que representa as amostras inundadas com as soluções de hidróxido de sódio em diferentes concentrações, observa-se, para o Solo A, um potencial de colapso crescente com a concentração. Este aumento é menor pronunciado para o Solo B. Nota-se, também, que os maiores valores de potencial de colapso ocorreram para o Solo A, ao contrário do que aconteceu nos gráficos das Figuras 5.13a e 5.13b. Isto pode indicar que cada solução, dependendo de sua característica química, interage de uma maneira diferente com cada tipo de solo.

As deformações ao longo do tempo das amostras inundadas com as diferentes soluções químicas estão representadas nos gráficos das Figuras 5.14, 5.15, 5.16, 5.17 e 5.18 para os solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B). Nessas Figuras, as leituras correspondentes a 0,1 min foram consideradas como as leituras iniciais, a partir da qual se mediu o efeito da inundação.

Observa-se no gráfico da Figura 5.14 a deformação ao longo do tempo das amostras inundadas com os fluidos orgânicos e com o hidróxido de amônio. Nota-se, para ambos os solos, que ao serem inundadas com os fluidos orgânicos, as amostras apresentam uma pequena deformação e logo estabilizam. As amostras inundadas com o hidróxido de amônio permanecem deformando-se ao longo do tempo indicando que a interação deste fluido com o solo pode ser a causa dos elevados valores de potencial de colapso.

Ao inundar-se as amostras com as soluções preparadas em diferentes concentrações de ácido fosfórico (Figura 5.15), um comportamento semelhante ao observado nos gráficos da Figura 5.14 foi observado; as amostras apresentaram uma deformação repentina mas logo estabilizaram. As amostras de Solo B inundadas com estes fluidos foram as que apresentaram os maiores valores de potencial de colapso.

Na Figura 5.16 estão representadas as deformações ao longo do tempo das amostras inundadas com água nas diferentes temperaturas; notam-se menores deformações para as amostras de Solo B quando comparadas com as amostras de Solo A e a rápida estabilização destas deformações para ambos os Solos.

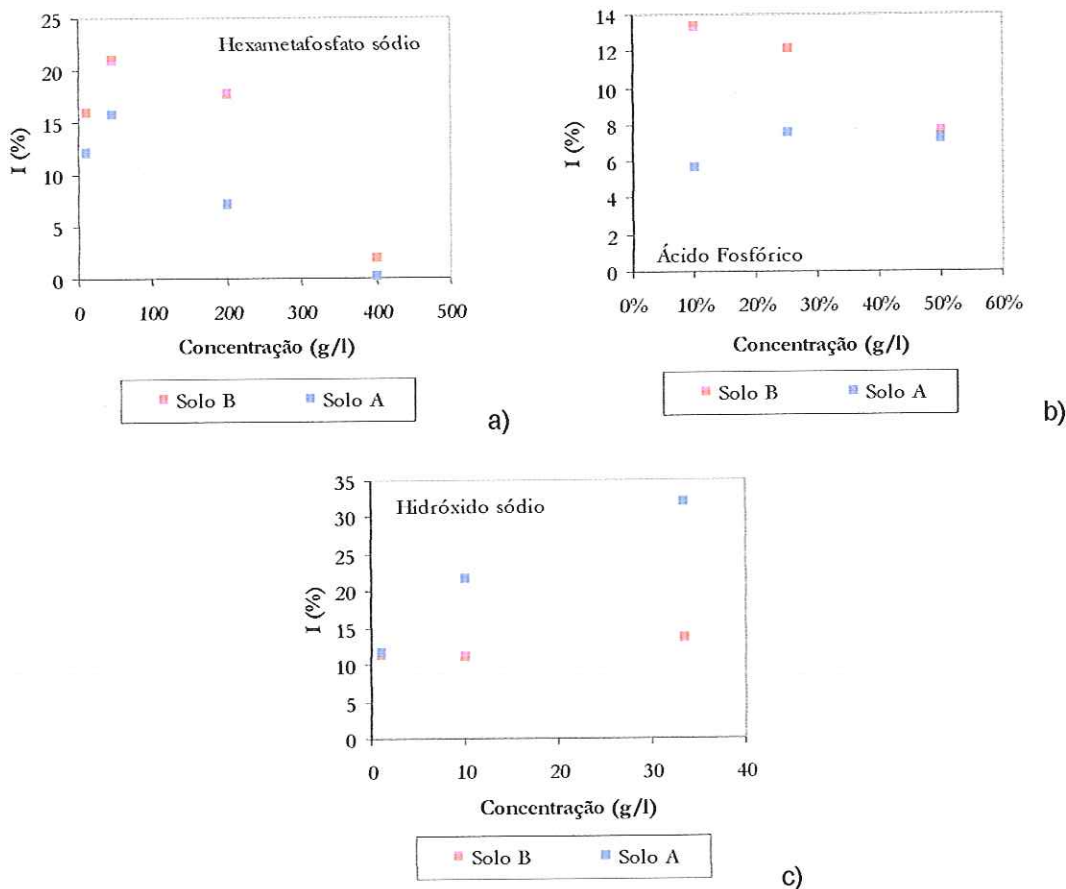


Figura 5.13 - Influência da concentração no potencial de colapso dos solos. a) diferentes concentrações de hexametáfosfato de sódio; b) diferentes concentrações de ácido fosfórico; c) diferentes concentrações de hidróxido de sódio.

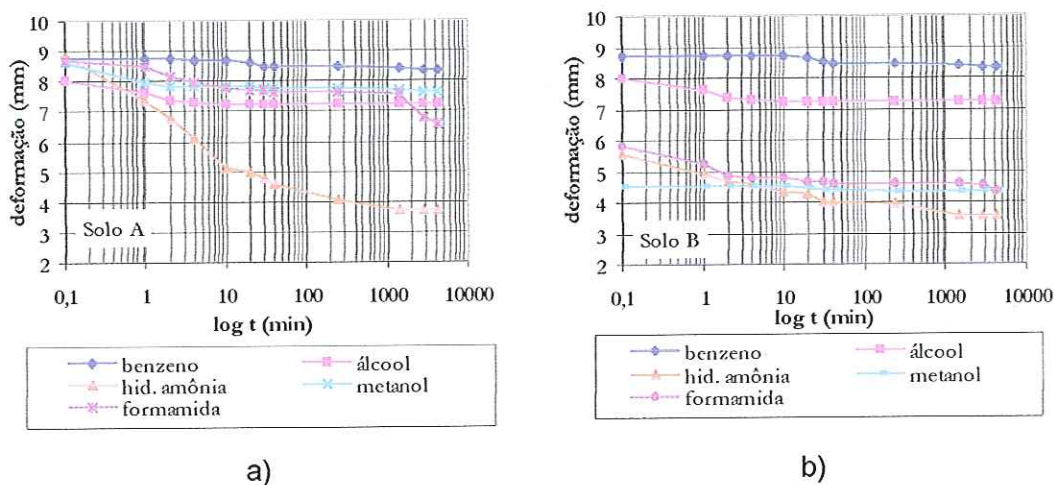


Figura 5.14 – Deformação ao longo do tempo para as amostras inundadas com os fluidos orgânicos e o hidróxido de amônio. a) Solo A; b) Solo B.

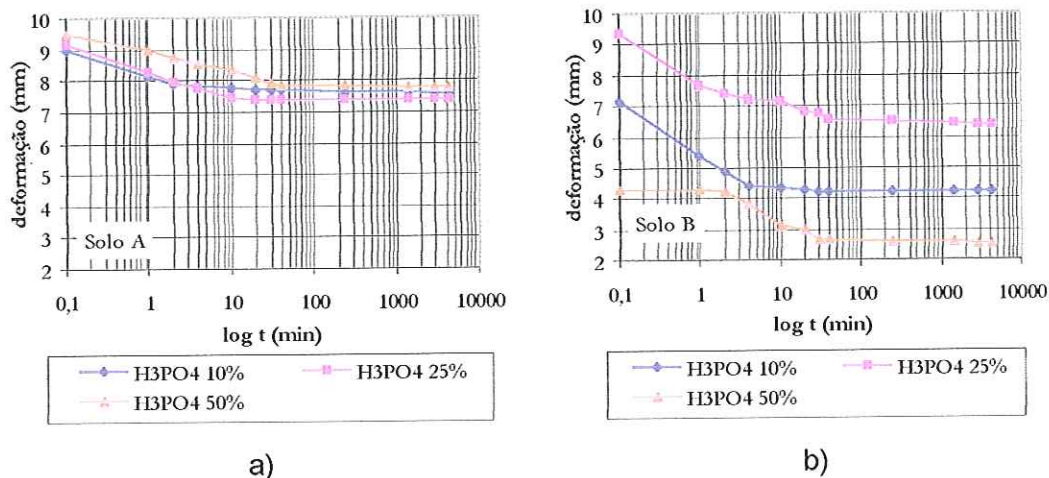


Figura 5.15 - Deformação ao longo do tempo para as amostras inundadas com as soluções preparadas com ácido fosfórico em diferentes concentrações. a) Solo A; b) Solo B

Ao analisar as deformações ao longo do tempo das amostras inundadas com as soluções defloculantes de hexametáfosfato de sódio (Figura 5.17) e hidróxido de sódio (Figura 5.18), observa-se um comportamento semelhante. Ao serem inundadas, as amostras (com exceção das inundadas com hexametáfosfato de sódio C=400g/l) sofrem deformação e continuam a deformar-se ao longo do tempo. Este fato pode indicar que estas soluções estão interagindo com o solo, num processo que depende do tempo e que parece condicionar os elevados valores de potencial de colapso.

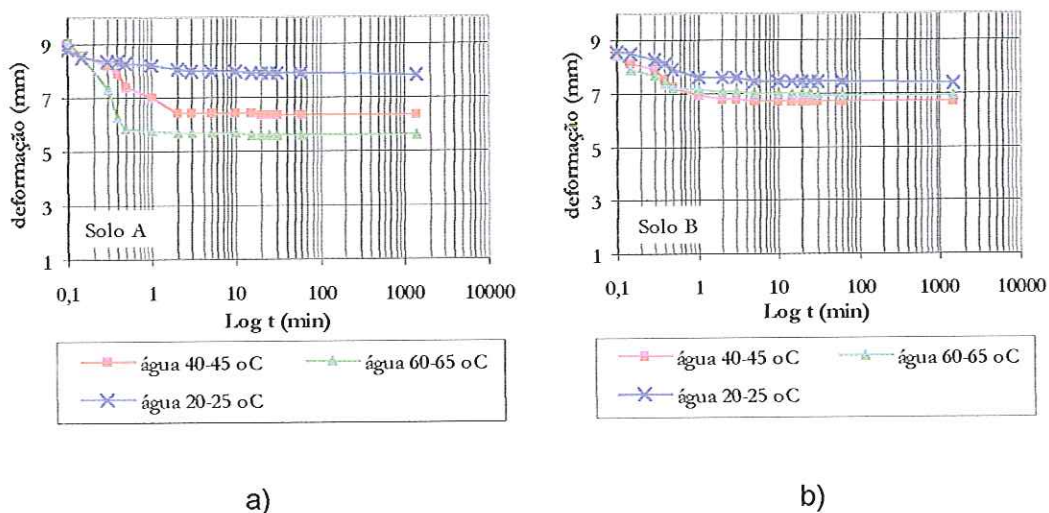
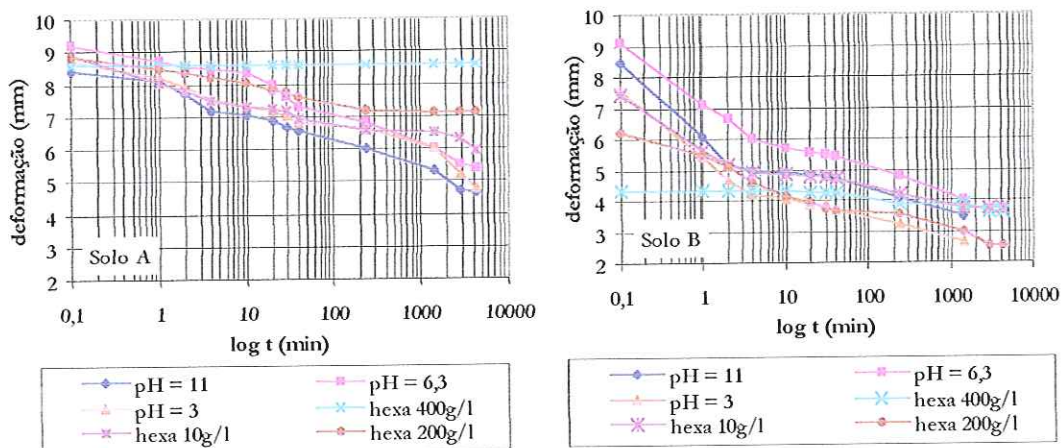


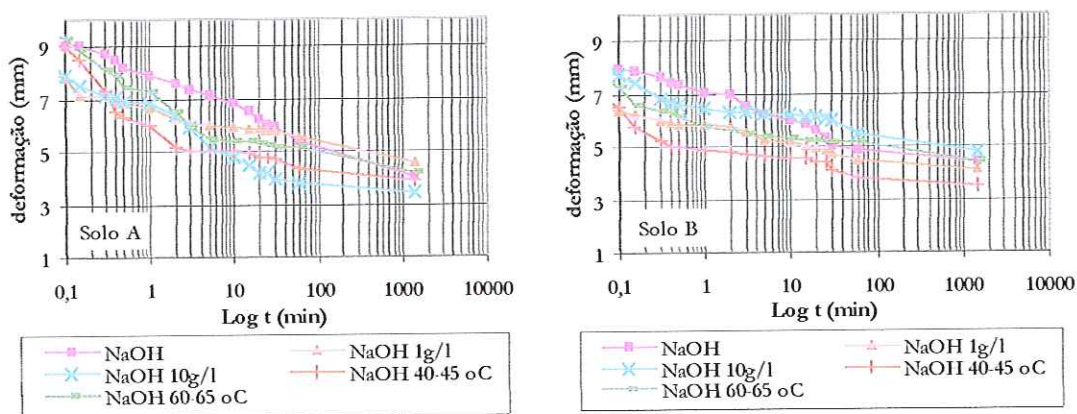
Figura 5.16 - Deformação ao longo do tempo para as amostras inundadas com água em diferentes temperaturas. a) Solo A; b) Solo B



a)

b)

Figura 5.17 – Deformação ao longo do tempo das amostras inundadas com as soluções preparadas com hexametáfosfato de sódio. a) Solo A; b) Solo B



a)

b)

Figura 5.18 – Deformação ao longo do tempo das amostras inundadas com as soluções preparadas com hidróxido de sódio. a) Solo A; b) Solo B

Nos gráficos da Figura 5.19 e 5.20 estão representados, para os Solos A e B, respectivamente, os resultados da lavagem do solo na peneira 200 (#200), após os ensaios edométricos inundados com as distintas substâncias químicas. Nota-se, como esperado, que as soluções preparadas com o hexametáfosfato de sódio apresentaram um maior poder de defloculação quando comparada às outras substâncias. Os potenciais de colapso associados a essa substância foram

bastante elevados o que sugere que o efeito da defloculação é importante no desarranjo estrutural do solo e na magnitude do colapso provocado.

Em linhas gerais, os potenciais de colapso dos solos inundados com as substâncias que não apresentaram caracter defloculante foram bastante inferiores às das soluções preparadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio; desta forma, o poder defloculante da solução parece estar condicionando os elevados potenciais de colapso.

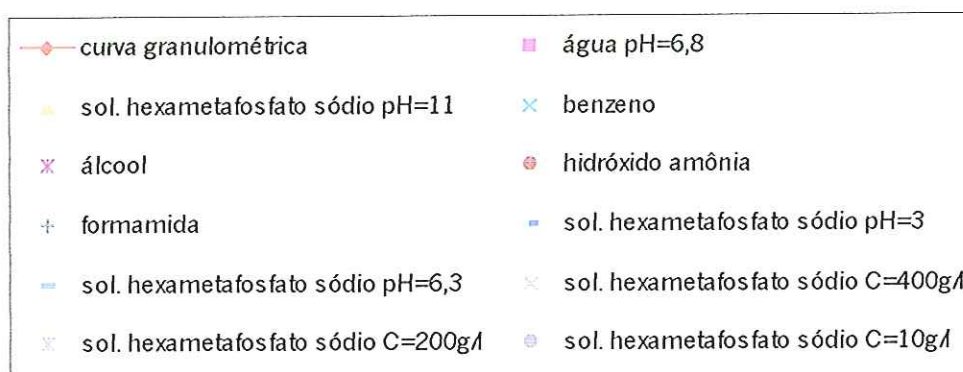
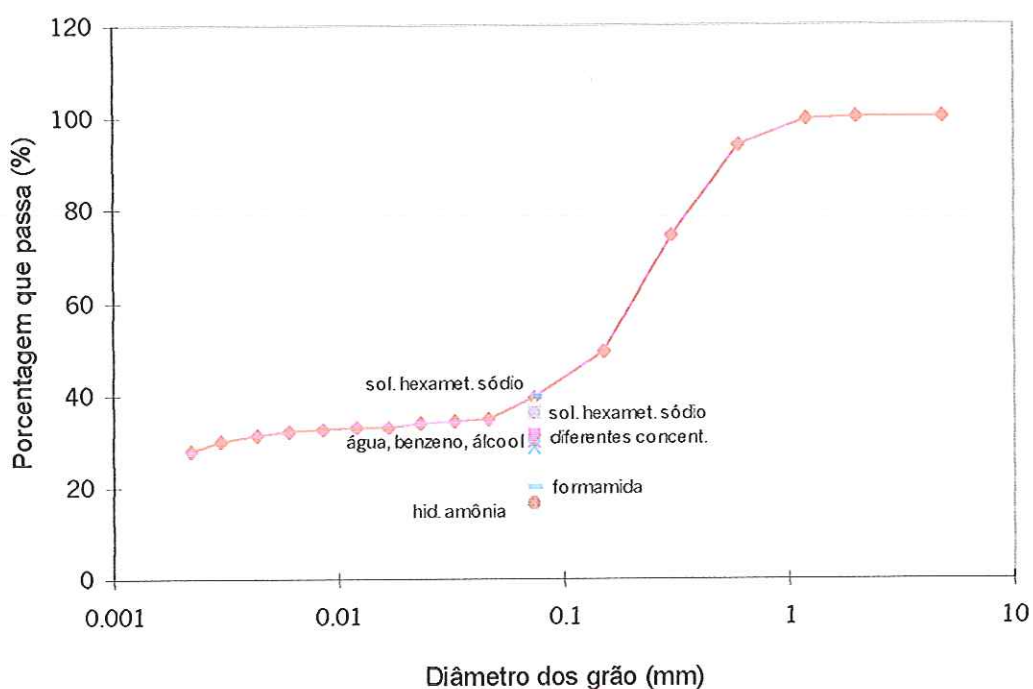


Figura 5.19 – Curva granulométrica e defloculação das amostras de Solo A após os ensaios edométricos.

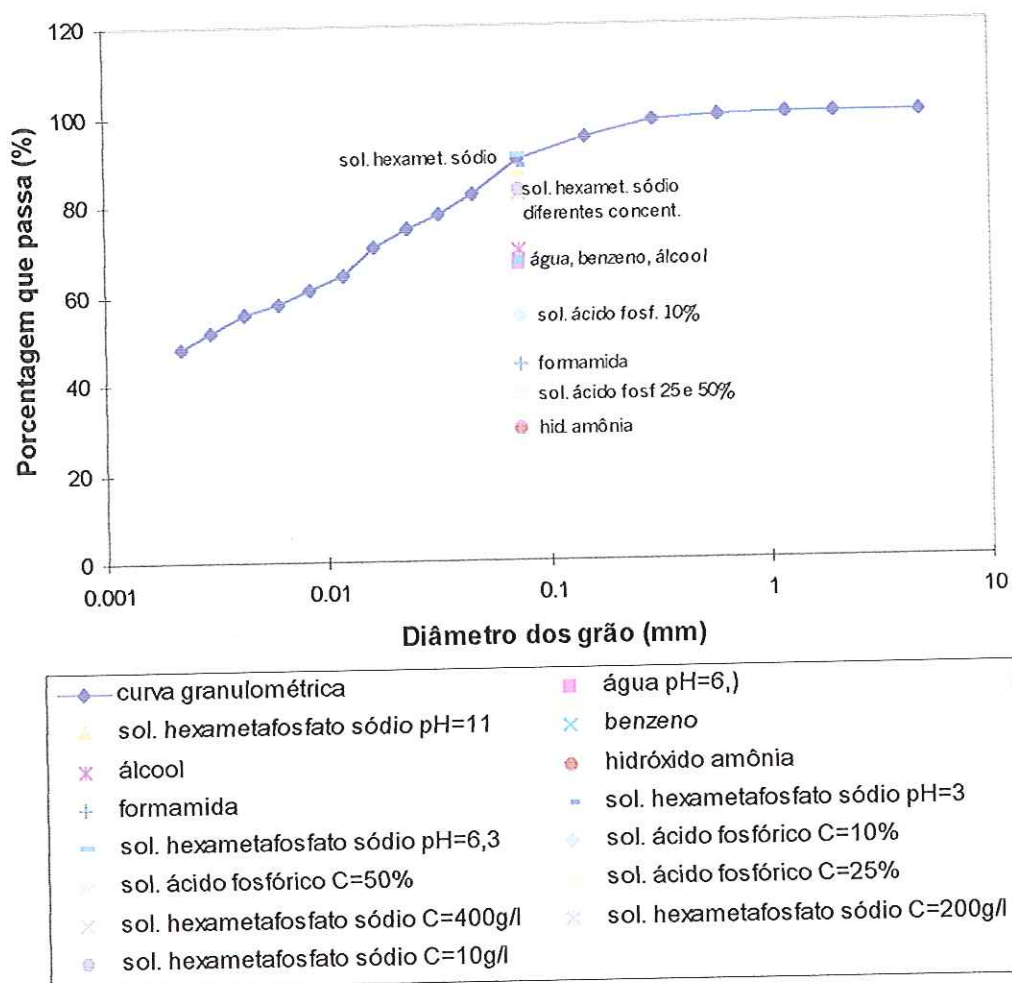


Figura 5.20 – Curva granulométrica e defloculação das amostras de Solo B após os ensaios edométricos.

5.2. Ensaio de Pinhole

Os ensaios para verificar a influência dos fluidos de inundação na dispersão dos solos foram realizados utilizando-se como fluidos de percolação a água, soluções de hexametafosfato de sódio e hidróxido de sódio, fluoreto de potássio, álcool e metanol. As outras substâncias químicas utilizadas na pesquisa não foram usadas nestes ensaios devido as dificuldades encontradas em manejá-las.

Como relatado no capítulo anterior (Materiais e Métodos), utilizou-se a sequência original desenvolvida por Sherard et al. (1976) para a realização dos ensaios, bem como a classificação criada pelo autor para identificar as amostras estudadas. Embora o “pinhole test” tenha sido desenvolvido para solos que sofrem erosão natural percolados apenas com água, procurou-se analisar os resultados dos ensaios da mesma maneira com o intuito de verificar se esta classificação se adaptaria aos solos tropicais, percolados por substâncias que possuem propriedades defloculantes.

Assim, pode-se observar na Tabela 5.5 a identificação obtida para as amostras de Solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B) percoladas com os diferentes fluidos. Observa-se que as amostras de Solo B enquadraram-se, pela classificação do autor, na categoria de solos não dispersivos, classificando-se em ND1 e ND2. Para o Solo A, com exceção das amostras inundadas com hidróxido de sódio (pH=13,5) e solução de hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio (pH=11) que classificaram-se como amostras intermediárias, as demais foram identificadas como não dispersivas.

Tabela 5.5 – Classificação das amostras obtidas com o “pinhole test”

Fluido	Solo A	Solo B
Água	ND2	ND1
Álcool	ND1	ND1
Metanol	ND2	ND2
Fluoreto de Potássio	ND2	ND2
Solução hexametáfosfato de sódio pH=6,3	ND2	ND2
Solução hexametáfosfato de sódio pH=11	ND4	ND2
Solução hexametáfosfato de sódio pH=3	ND2	ND2
Solução hidróxido de sódio pH=13,5	ND4	ND2
Solução hidróxido de sódio pH=7	ND2	ND2
Solução hidróxido de sódio pH=3	ND1	ND2

Na Figura 5.21 pode-se observar, para ambos os solos, como as amostras eram ensaiadas. Ressalta-se que a moldagem das amostras indeformadas, a montagem do equipamento e o ensaio foram realizados com o mesmo critério para todas as amostras.

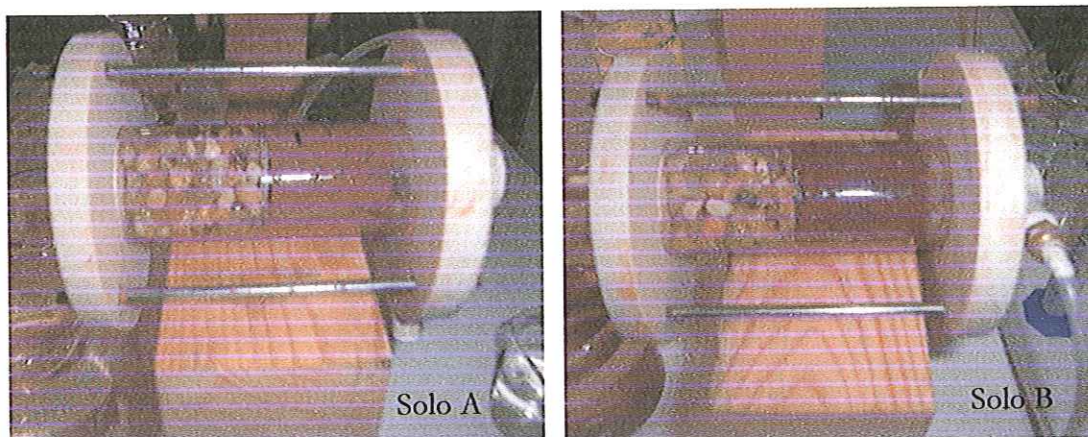


Figura 5.21 – Exemplo das amostras preparadas para o início do ensaio.

Na Tabela 5.6 pode-se observar a planilha de ensaio utilizada. Os resultados contidos nela são de uma amostra de solo arenoso (Solo A) percolada com álcool e classificada como amostra de solo não dispersiva (ND1).

Tabela 5.6 - Planilha utilizada para o “pinhole test”.

Tempo (min)	Carga Hid. (mm)	Razão Fluxo		Vazão (ml/seg.)	Cor Efluente	Classificação Sherard
		ml	seg.			
1	50	10	24.11	0.41	incolor	Se o fluxo no final de 5 min. permanecer claro e a razão do fluxo entre 0,3ml/s e 0,6 ml/s, continue o ensaio
2	50	10	22.07	0.45	incolor	
3	50	10	23.53	0.42	incolor	
4	50	10	23.08	0.43	incolor	
5	50	10	22.75	0.44	incolor	
6	180	10	12.64	0.79	incolor	Se o fluxo no final de 5 min. permanecer claro e a razão do fluxo < 1,8 ml/s continue o ensaio
7	180	10	12.52	0.80	incolor	
8	180	10	12.44	0.80	incolor	
9	180	10	12.31	0.81	incolor	
10	180	10	12.39	0.81	incolor	
11	380	10	6.63	1.51	incolor	Se o fluxo no final de 5 min. permanecer claro e a razão do fluxo < 2,5ml/s continue o ensaio
12	380	10	6.76	1.42	incolor	
13	380	10	6.87	1.45	incolor	
14	380	10	6.89	1.45	incolor	
15	380	10	6.82	1.47	incolor	
16	1020	10	3.06	3.27	incolor	Fluxo claro
17	1020	10	3.09	3.24	incolor	Razão fluxo < 4ml/s – ND1
18	1020	10	3.02	3.31	incolor	Razão fluxo > 5ml/s – ND2
19	1020	10	3.06	3.27	incolor	
20	1020	10	3.05	3.28	incolor	Classificação : ND1

Desta planilha originam-se dois gráficos: um de vazão por carga hidráulica (Figura 5.22a) que indica o comportamento da amostra de solo ao ser percolada pelo fluido nas cargas hidráulicas específicas do ensaio; já o segundo mostra o que ocorre com a vazão ao longo do tempo (Figura 5.22b).

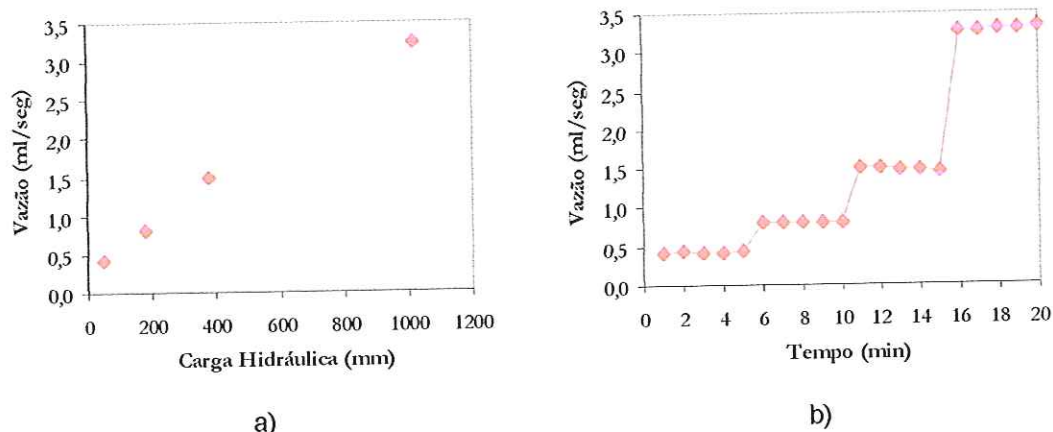


Figura 5.22 – Resultado dos ensaios realizados com o solo arenoso (Solo A) percolados com álcool etílico.

Observa-se no gráfico da Figura 5.22a uma vazão crescente com a carga hidráulica. Exceto para as amostras que apresentaram dispersão intermediária, as demais amostras apresentaram o mesmo comportamento. Isto pode ser observado nos gráficos das Figuras 5.23 e 5.24 para os Solos A e B respectivamente.

No gráfico da Figura 5.22b observa-se que a vazão manteve-se constante ao longo do tempo, quando a mesma carga hidráulica estava sendo aplicada; segundo Sherard et al. (1976) este é um indicativo de um solo resistente à erosão natural, portanto, um solo não dispersivo. Nos demais ensaios o mesmo comportamento foi observado, como pode-se ver nos gráficos das Figuras 5.25 (Solo A) e 5.26 (Solo B). Este comportamento era esperado pois a medida que se aumentava a carga hidráulica, o fluxo que passava pela amostra era mais intenso, aumentando assim a vazão.

As amostras de solo arenoso (Solo A) percoladas com as soluções de hexametáfosfato de sódio (pH=11) e hidróxido de sódio (pH=13,5) foram classificadas como amostras intermediárias. O efluente resultante destes ensaios apresentou uma cor bem escura, e não clareou dentro do intervalo de 5 minutos. Assim sendo, seguiram-se as recomendações de Sherard et al. (1976), para que o ensaio permanecesse com a carga hidráulica de 50mm por mais 5 minutos.

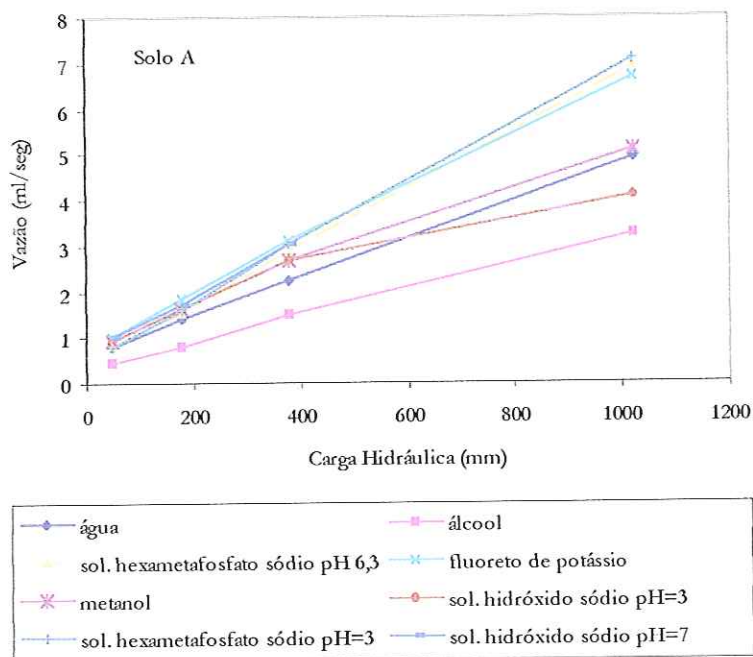


Figura 5.23 - Resultados obtidos com o "pinhole test" para as amostras de Solos A inundadas com os diferentes fluidos.

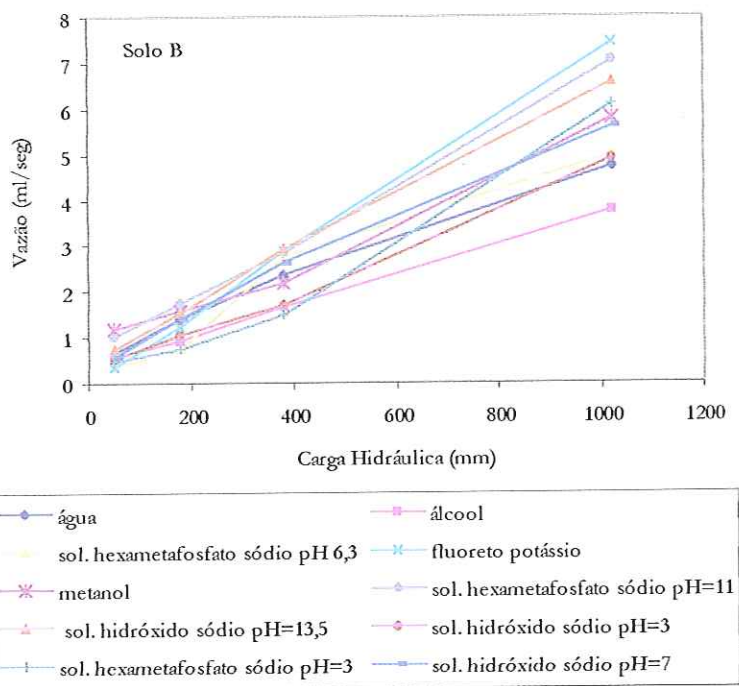


Figura 5.24 - Resultados obtidos com o "pinhole test" para as amostras de Solos B inundadas com os diferentes fluidos.

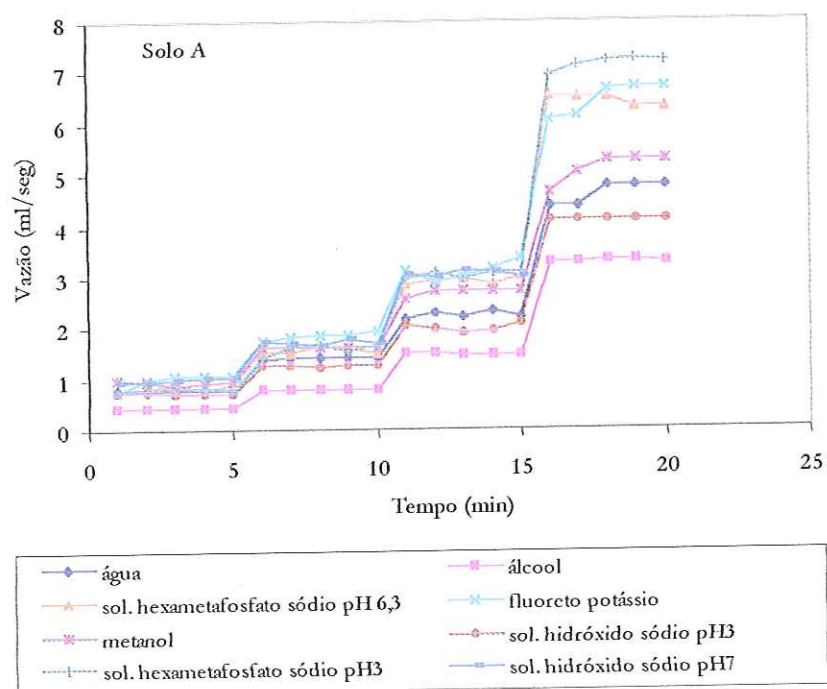


Figura 5.25 - Ensaio realizado com amostras de solo arenoso (Solo A) percoladas com os diferentes fluidos ao longo do tempo.

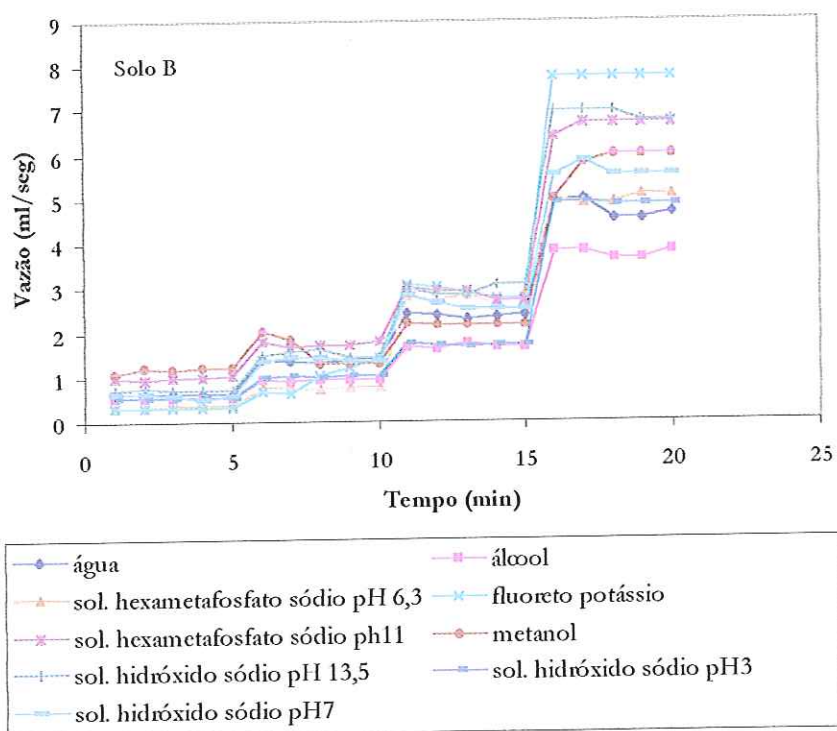


Figura 5.26 - Ensaio realizado com amostras de solo argiloso (Solo B) percoladas com os diferentes fluidos ao longo do tempo.

Durante este tempo, o fluxo proveniente das amostras continuou escuro e com vazão menor que 0,8ml/seg, características que classificaram as amostras como intermediárias. O gráfico da Figura 5.27 apresenta os resultados obtidos para ambas as amostras. Observa-se que as amostras apresentam uma vazão ligeiramente decrescente ao longo do tempo, devido talvez à perda de integridade estrutural do solo, que pôde ser comprovada no final do ensaio.

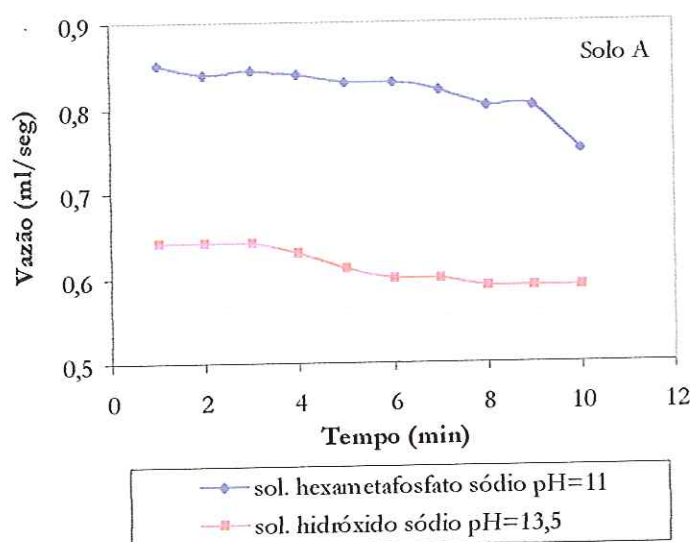


Figura 5.27 - Ensaio realizado com amostras de Solo A percoladas com as soluções de hexametáfosfato de sódio (pH=11) e hidróxido de sódio (pH=13,5).

No final do ensaio, retirava-se a amostra do cilindro de vidro e observava-se sua aparência e as dimensões do furo; de acordo com estas características confirmava-se a classificação obtida através do "pinhole test".

Os ensaios realizados com água, álcool e metanol, para ambos os solos, não apresentaram nenhum sinal de dispersão; o efluente permaneceu incolor durante todo o ensaio e o furo feito na amostra permaneceu com as mesmas dimensões do início ao final do ensaio. Na Figura 5.28 pode-se observar a cor do fluxo das amostras de solos A e B percoladas com álcool e as amostras retiradas após os ensaios realizados com água.

Quando as amostras de solos arenoso (solo A) e argiloso (Solo B) foram percoladas com fluoreto de potássio (KF), o efluente no início do ensaio apresentou-se com uma leve coloração, que foi tornando-se incolor ainda com a

carga hidráulica de 50mm. Isto pode ocorrer em alguns ensaios, o que não indica que o solo seja dispersivo. Ao analisar as amostras após o ensaio observou-se que elas haviam permanecido com as mesmas dimensões, sendo classificadas portanto como amostras não dispersivas (ND1) (Figura 5.29).

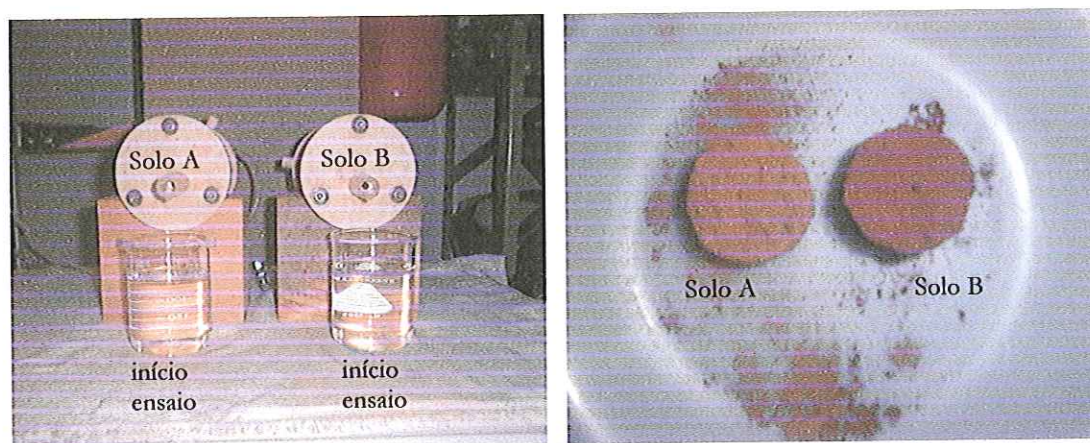


Figura 5.28 – Amostras de Solos A e B percoladas por álcool e após os ensaios realizados com água.

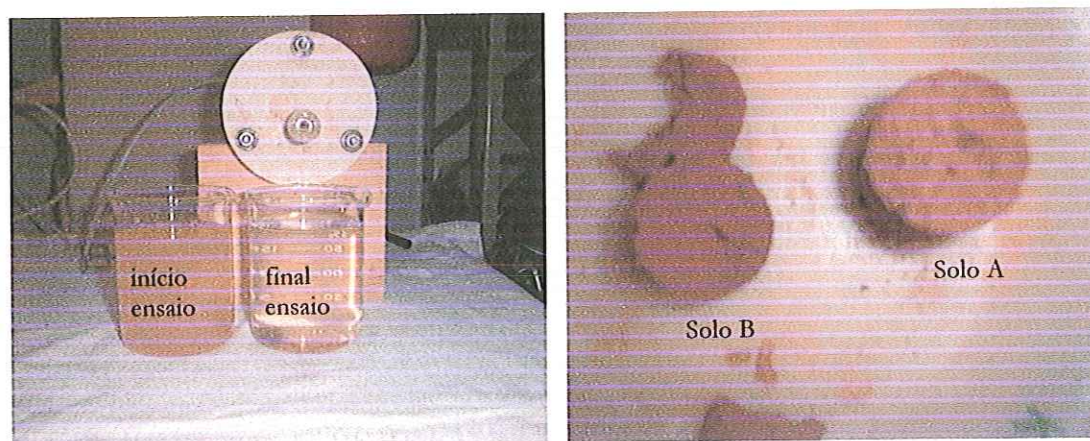


Figura 5.29 – Amostras de Solos A e B percoladas com fluoreto de potássio.
Obs.: a amostra de solo argiloso (Solo B) foi trincada quando o ensaio foi desmontado.

As amostras de Solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B) percoladas com as soluções de hexametáfosfato de sódio de pH=6,3 e pH=3 apresentaram no início um efluente turvo que ficou incolor no decorrer do ensaio; esta característica seria um indício de amostra de solo não dispersiva; entretanto, quando os ensaios foram

desmontados, os corpos de prova e seus furos não apresentaram as dimensões iniciais. Na Figura 5.30 pode-se observar o que foi descrito; parece que as características estruturais destas amostras foram modificadas pelo tipo de solução empregada.

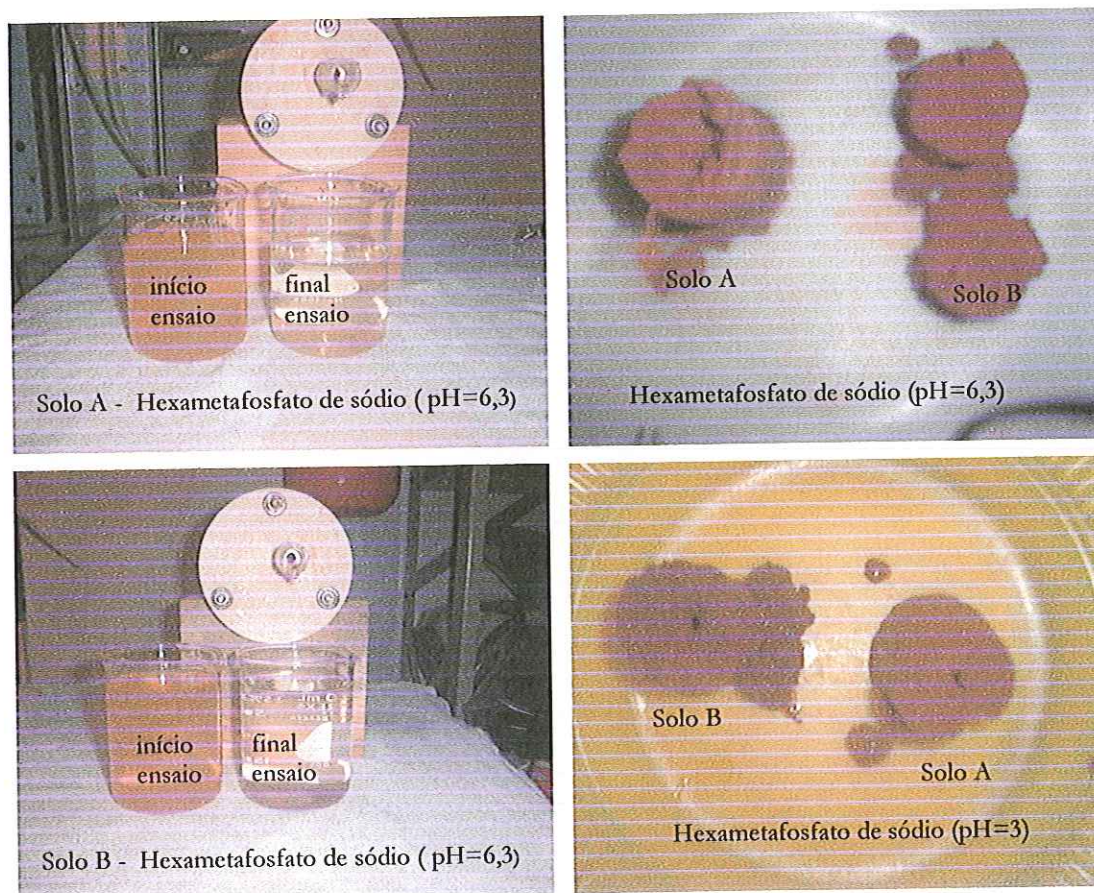


Figura 5.30 - Ensaio realizados com amostras de Solos A e B percoladas com soluções de hexametafosfato de sódio de pH=3 e pH=6,3.

As amostras de solo argiloso (Solo B) percoladas com solução de hexametafosfato de sódio (pH=11) e hidróxido de sódio (pH=13,5) apresentaram um efluente bem escuro no início do ensaio que aos poucos foi ficando incolor. Embora estas amostras tenham sido classificadas como não dispersivas (ND2) de acordo com a cor do efluente, a aparência final da amostra indicou o contrário. Nota-se uma perda de integridade estrutural das amostras percoladas com estas soluções, o que evidencia o efeito defloculante das mesmas (Figura 5.31).



Figura 5.31 - Ensaio realizados com amostras de Solo B percoladas com solução de hexametáfosfato de sódio $\text{pH}=11$ e solução de hidróxido de sódio $\text{pH}=13,5$.

As amostras de Solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B) percoladas com a solução de hidróxido de sódio de $\text{pH}=3$ e $\text{pH}=7$, durante o ensaio, apresentaram um efluente de claro a incolor; entretanto, ao desmontar os ensaios, as amostras de Solo A mantiveram-se intactas e as amostras de Solo B apresentaram pequenas deformidades embora não tenham perdido totalmente sua estrutura. Observa-se na Figura 5.32 que uma pequena quantidade de solo foi carreada junto com o efluente e se depositou no fundo do becker.

As amostras de solo arenoso (Solo A) percoladas com as soluções de hexametáfosfato de sódio ($\text{pH}=11$) e hidróxido de sódio ($\text{pH}=13,5$), foram classificadas pela cor do efluente como amostras intermediárias segundo Sherard et al. (1976). Quando analisaram-se as amostras finais, notou-se resultados diferentes: a amostra percolada com a solução de hexametáfosfato de sódio perdeu

sua integridade estrutural, enquanto a amostra percolada pela solução de hidróxido de sódio manteve-se inalterada (Figura 5.33).

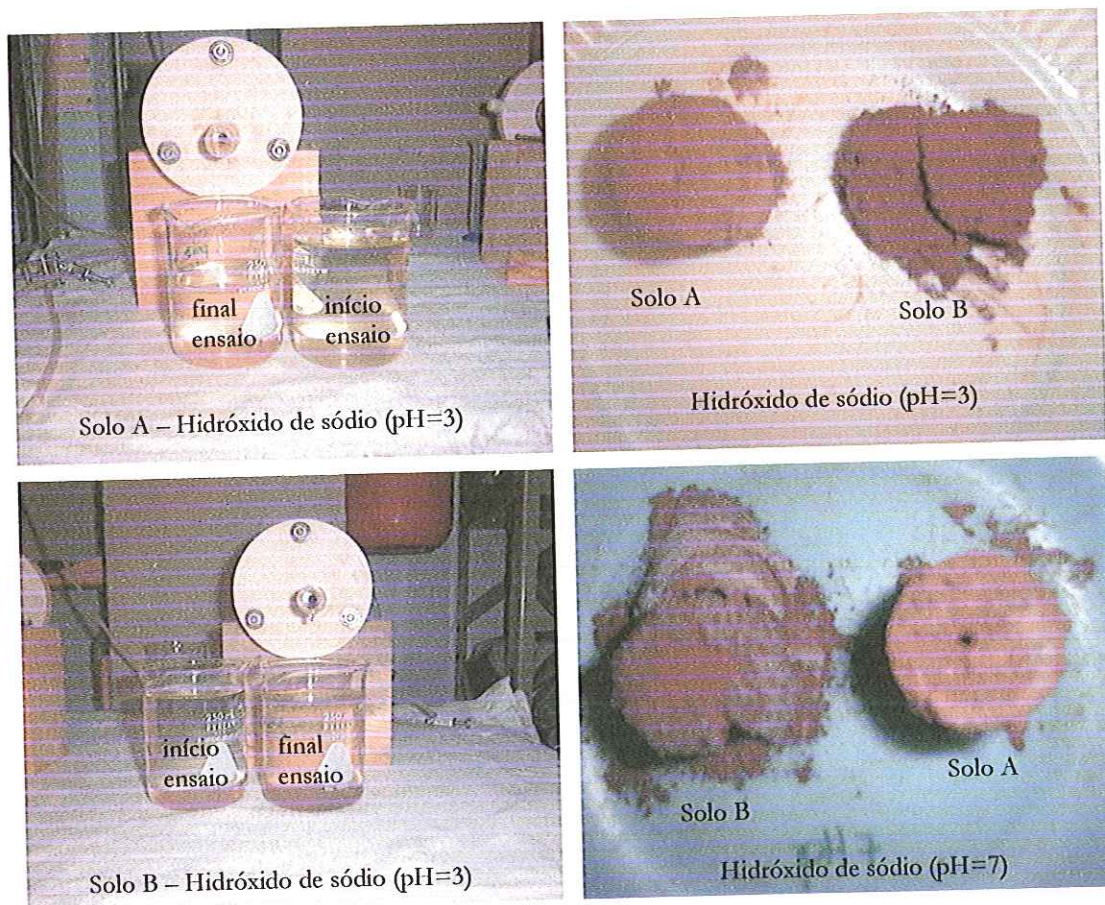


Figura 5.32 – Ensaio realizados com amostras de Solos A e B percoladas com soluções de hidróxido de sódio de pH=3 e pH=7.

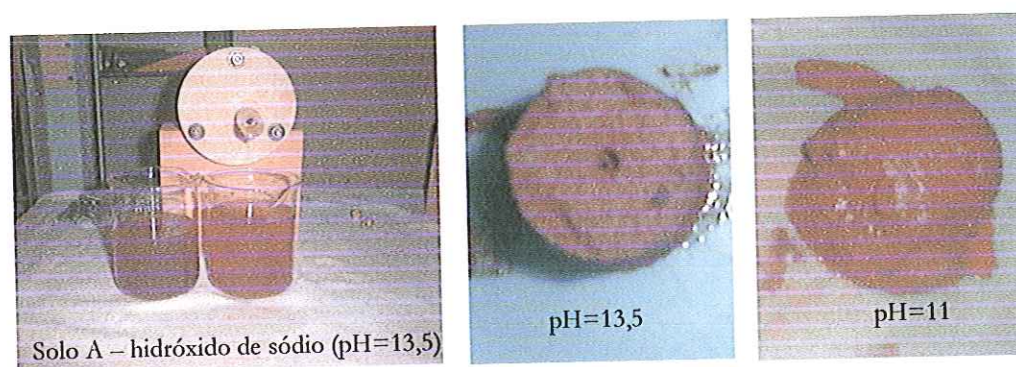


Figura 5.33 – Ensaio realizados com amostras de Solo A percoladas com solução de hidróxido de sódio pH=13,5 e solução de hexametáfosfato sódio pH=11.

De acordo com Sherard et al (1976) o "pinhole test" identifica com precisão amostras dispersivas e não dispersivas, apresentando algumas contradições ao identificar amostras intermediárias. Nesta pesquisa a classificação do autor não foi condizente com os resultados observados nos ensaios; apesar da maioria das amostras ensaiadas classificarem-se como não dispersivas, observaram-se nelas alterações que foram desde o aumento do diâmetro do furo até a perda de integridade estrutural de algumas amostras. Já a amostra percolada com solução de hidróxido de sódio (pH=13,5), classificada como intermediária, manteve-se com o furo e as dimensões inalterados durante todo o ensaio.

Com os efluentes resultantes dos ensaios pinhole realizaram-se análises de pH e condutividade elétrica (CE) para a carga hidráulica de 50mm (início do ensaio) e carga hidráulica de 1020mm (final do ensaio). Para as amostras que foram interrompidas antes da carga de 1020mm, analisou-se o efluente da última carga hidráulica utilizada (Tabela 5.7).

Observa-se que as leituras de pH do início do ensaio foram um pouco menores que as do final do ensaio, embora esta diferença seja desprezível. Quanto à condutividade elétrica, ocorreu um aumento de seu valor no efluente resultante do final do ensaio quando comparado ao efluente inicial; isto pode significar que, a amostra, ao ser percolada pelo fluido, sofreu uma lixiviação aumentando a quantidade de sais no efluente analisado.

5.3. Porosimetria por intrusão de mercúrio

Os dados da análise porosimétrica obtidos com as amostras após os ensaios edométricos estão representados nos gráficos que serão mostrados a seguir, através das curvas de distribuição diferencial (histogramas de frequência) e das curvas de volume acumulado de mercúrio.

Neste trabalho utilizou-se a classificação de Webb & Orr (1997) para a identificação dos macro e mesoporos que considera poros com diâmetro menores

que 20 Å (0,002µm) como microporos, de 20 a 500 Å como mesoporos e maiores de 500 Å (0,05µm) como macroporos.

No ensaio o mercúrio é forçado a entrar nos poros da amostra de solo através da aplicação de pressão. Inicialmente ele penetra nos poros entre os grãos e à medida que a pressão vai aumentando ele penetra nos poros intra-grãos. Com este ensaio é possível obter uma curva de intrusão-extrusão de mercúrio com a pressão aplicada (Figura 5.34). Observa-se que a curva de extrusão não coincide com a curva de intrusão; isto porque as formas irregulares dos poros (formas de pescoço, garrafas) impedem que durante a extrusão todo mercúrio seja extraído do solo, o que ocasiona o aparecimento da histerese.

Tabela 5.7 – Resultados de pH e CE do “pinhole test” obtidos com a análise do efluente no início e final do ensaio.

Solo	Fluido percolante	pH		CE (µmhocm ⁻¹)	
		início	final	início	final
A	Fluoreto de potássio	7,63	7,49	150,6	163,1
A	Sol. hexametáfosfato sódio pH=3	3,71	2,97	14,7	15,1
A	Sol. hexametáfosfato sódio pH=6,3	5,66	5,81	16,6	15,6
A	Sol. hexametáfosfato sódio pH=11	-	9,35	-	14,5
A	Sol. hidróxido sódio pH=3	2,82	2,81	31,3	32,4
A	Sol. hidróxido sódio pH=7	6,93	6,90	33,1	34,2
A	Sol. hidróxido sódio pH=13,5	13,80	13,73	116,7	117,4
B	Fluoreto de potássio	7,31	7,59	111,3	158,6
B	Sol. hexametáfosfato sódio pH=3	3,09	3,08	14,4	15,5
B	Sol. hexametáfosfato sódio pH=6,3	-	5,85	-	16,4
B	Sol. hexametáfosfato sódio pH=11	9,36	9,30	14,4	15,2
B	Sol. hidróxido sódio pH=3	2,95	2,92	30,8	31,9
B	Sol. hidróxido sódio pH=7	6,93	6,89	32,9	33,9
B	Sol. hidróxido sódio pH=13,5	13,46	13,45	106,5	116,7

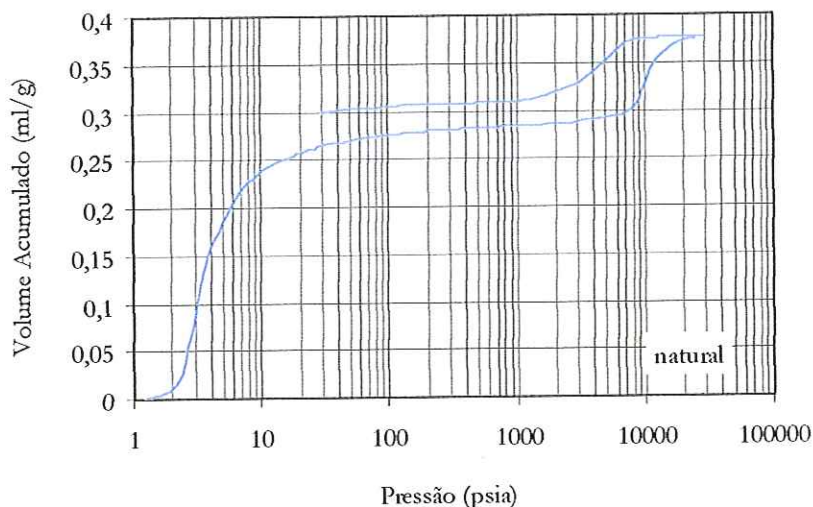


Figura 5.34- Curva intrusão-extrusão da amostra natural de Solo A .

Para o ensaio de porosimetria, inicialmente analisaram-se os resultados obtidos com as amostras natural e sem inundação para verificar apenas as modificações ocorridas devido ao carregamento de 100kPa. Em seguida foram analisadas as amostras carregadas e posteriormente as inundadas, resultantes dos ensaios edométricos. Estes ensaios foram realizados com os Solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B).

Nas Figuras 5.35, 5.36, 5.37 e 5.38 podem-se observar o gráfico de volume acumulado pelo diâmetro médio dos poros para as amostras de Solo A e nas Figuras 5.39, 5.40, 5.41, 5.42, 5.43 e 5.44 os resultados encontrados para as amostras de Solo B.

Observa-se na Figura 5.35 a amostra natural, sem inundação e amostras inundadas com as soluções defloculantes preparadas com hexametáfosfato de sódio; nota-se que ocorreram mudanças mais significativas na intrusão de volumes relativas aos macroporos (até $0,05\mu\text{m}$). Para a amostra natural a intrusão de volume nos macroporos foi de 0,289 mg/l. Com o carregamento, a amostra sem inundação teve uma diminuição de intrusão de mercúrio nos macroporos para 0,24mg/l. Isto indica que o carregamento ocasionou uma diminuição dos macroporos, comprovada pelo ensaio.

Ao analisar as amostras inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio, notam-se menores intrusões de mercúrio. Este fato vem corroborar os resultados obtidos com os ensaios edométricos. As soluções preparadas com o hexametáfosfato de sódio deflocularam o solo e isto ajudou a diminuir ainda mais os vazios entre os grãos (macroporos). A intrusão de mercúrio, correspondente ao volume de macroporos, foi de 0,24 ml/g para a amostra carregada, sem inundação. Após a inundação, com as soluções de hexametáfosfato de pH=6,3, pH=3 e pH=11, esse valor caiu para 0,17, 0,11 e 0,167 ml/g, respectivamente, mostrando claramente a acentuada redução de volume de macroporos.

Nota-se que a porosimetria de mercúrio preencheu apenas os macro e mesoporos; os poros menores 0,002 μm (microporos) não aparecem nas planilhas resultantes dos ensaios. Os microporos, conforme Dubinin (1960) podem ser detectados apenas pela porosimetria gasosa (BET).

Na Figura 5.36 pode-se observar as curvas de intrusão de volume das amostras inundadas com álcool, benzeno e metanol, além das amostras natural e sem inundação. Nota-se também para estas amostras uma pequena diminuição na intrusão de volume de mercúrio nos macroporos em relação à amostra carregada, sem inundação. Nos ensaios edométricos, as amostras inundadas com estas substâncias apresentaram os menores potenciais de colapso.

A Figura 5.37 apresenta as amostras inundadas com água, hidróxido de amônio e formamida. Observa-se que as amostras inundadas com formamida e hidróxido de amônio apresentaram, respectivamente, 0.189 e 0.179 mg/l de intrusão de volume nos macroporos; já na amostra inundada com água esta intrusão de volume foi um pouco maior (0.199 mg/l).

Na Figura 5.38 estão representadas a amostra natural, a amostra carregada na tensão de 100kPa, sem inundação e a amostra carregada e posteriormente inundada com a solução de hidróxido de sódio de pH=13,5. Pode-se observar que esta amostra apresentou grande redução de intrusão de mercúrio nos macroporos, cujo valor passou de 0,24ml/g na amostra carregada, sem inundação, para 0,105 ml/g. Isto está de acordo com o observado nos ensaios edométricos, pois as

amostras resultantes deste ensaio inundadas com esta solução foram as que apresentaram os maiores potenciais de colapso.

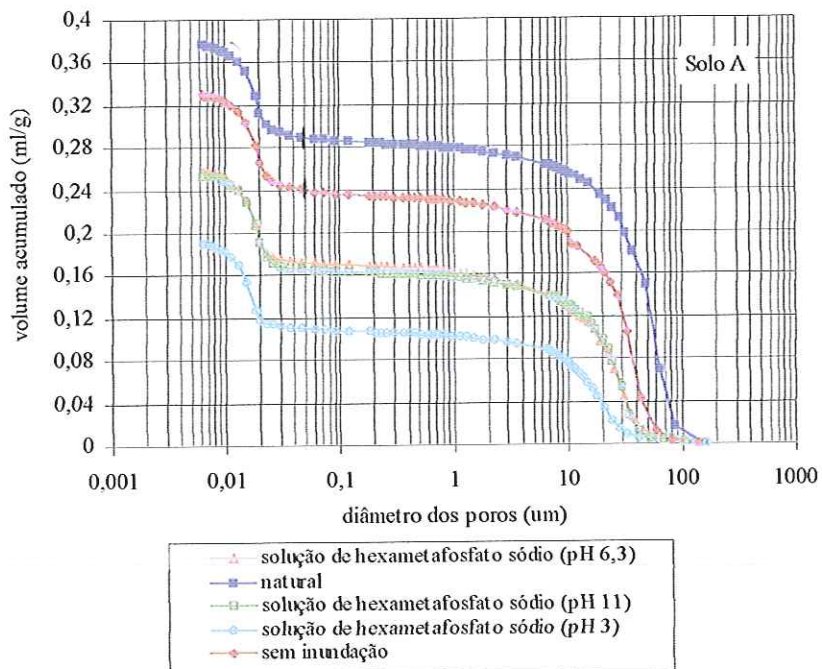


Figura 5.35 – Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com as amostras de Solo A no estado natural, sem inundação e inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio.

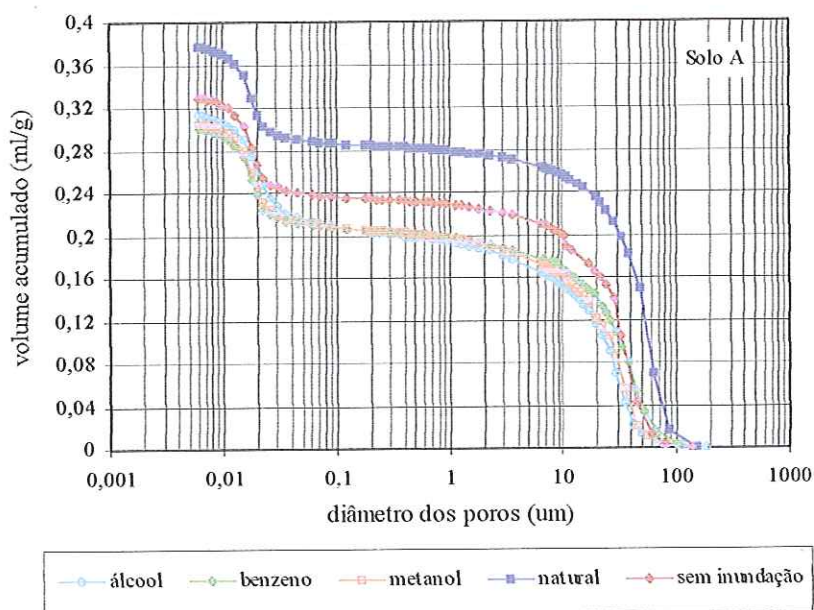


Figura 5.36 – Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com as amostras de Solo A no estado natural, sem inundação e inundadas com as substâncias orgânicas.

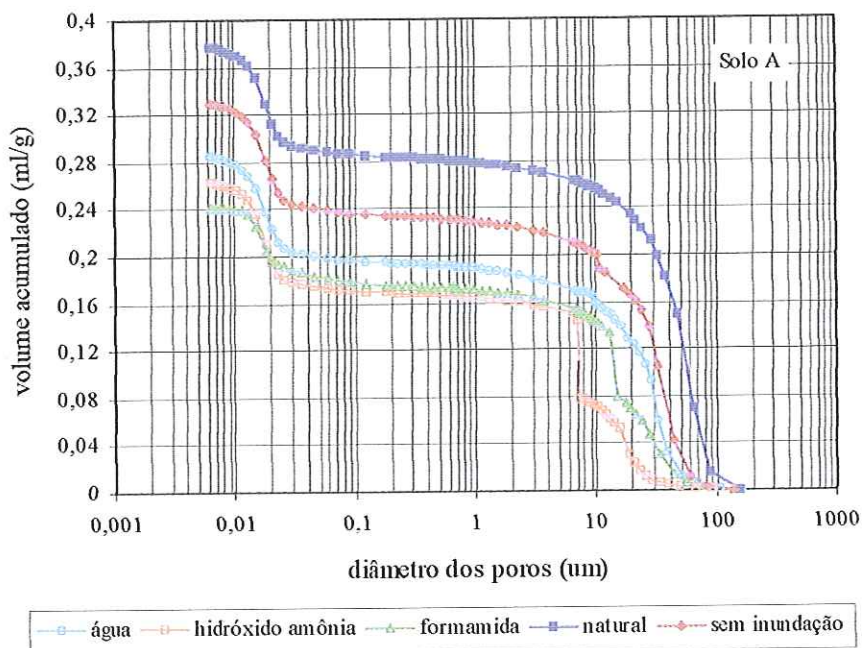


Figura 5.37 – Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com as amostras de Solo A no estado natural, sem inundação e inundadas com água, hidróxido de amônio e formamida.

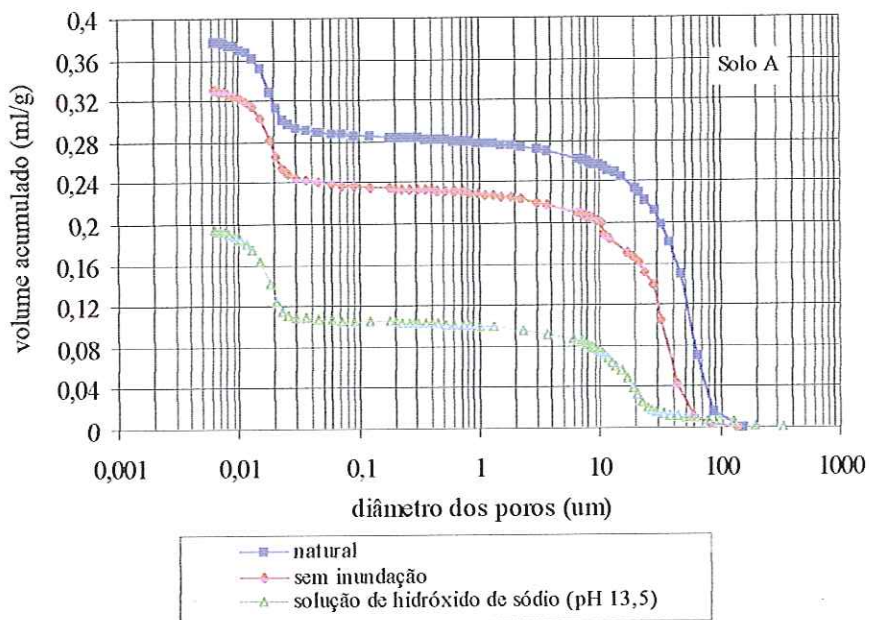


Figura 5.38 – Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com as amostras de Solo A no estado natural, sem inundação e inundada com solução de hidróxido de sódio de pH=13,5.

Pode-se observar na Figura 5.39 as amostras de Solo B no estado natural, carregada na tensão de 100kPa, sem inundação e carregada e posteriormente inundada com água. Notam-se resultados diferentes dos encontrados para as amostras de Solo A; a amostra natural apresentou-se menos porosa do que as amostras carregada, sem inundação, e a amostra carregada e inundada com água. Com o intuito de verificar estes resultados, um novo ensaio foi realizado com as amostras natural e sem inundação.

A Figura 5.40 apresenta o resultado obtido com duas amostras de Solo B no estado natural; pode-se notar que as curvas obtidas nos ensaios são coincidentes. O mesmo ocorreu com as amostras carregadas, sem inundação (Figura 5.41). Deve-se frisar que as amostras neste caso foram retiradas do mesmo corpo de prova, praticamente, lado a lado. Por esta razão, estes resultados não refletem a heterogeneidade do Solo B que se manifesta claramente nos resultados da Figura 5.39.

O solo argiloso (Solo B) mostrou-se bem heterogêneo na moldagem dos corpos de prova e apresentou uma quantidade significativa de grumos (pedes) em todos os blocos utilizados nos ensaios. Estes fatores podem ter influenciado os resultados obtidos na porosimetria. Este detalhe fica mais claro e é comentado com mais profundidade na análise das lâminas delgadas que serão apresentadas adiante.

Na Figura 5.42 pode-se observar as amostras inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio de pH=6,3 e pH=3. Assim como no Solo A, estas amostras apresentaram uma diminuição de intrusão de volume de mercúrio nos macroporos da 0,29 mg/l para a amostra carregada, sem inundação, para 0,160 e 0,175 mg/l, respectivamente, para as amostras inundadas. O mesmo ocorreu para a amostra inundada com a solução de hidróxido de sódio de pH=13,5 que obteve uma intrusão de volume nos macroporos de 0,150 mg/l (Figura 5.43).

Na Figura 5.44 pode-se observar a amostra inundada com benzeno. Nota-se que a curva de volume acumulado desta amostra coincidiu com a curva de volume acumulado da amostra carregada na tensão de 100kPa (sem inundação). Este resultado confirma que o benzeno não interferiu significativamente no colapso dos

solos. De fato, as amostras resultantes do ensaio edométrico inundadas com benzeno apresentaram um potencial de colapso inferior a 1%.

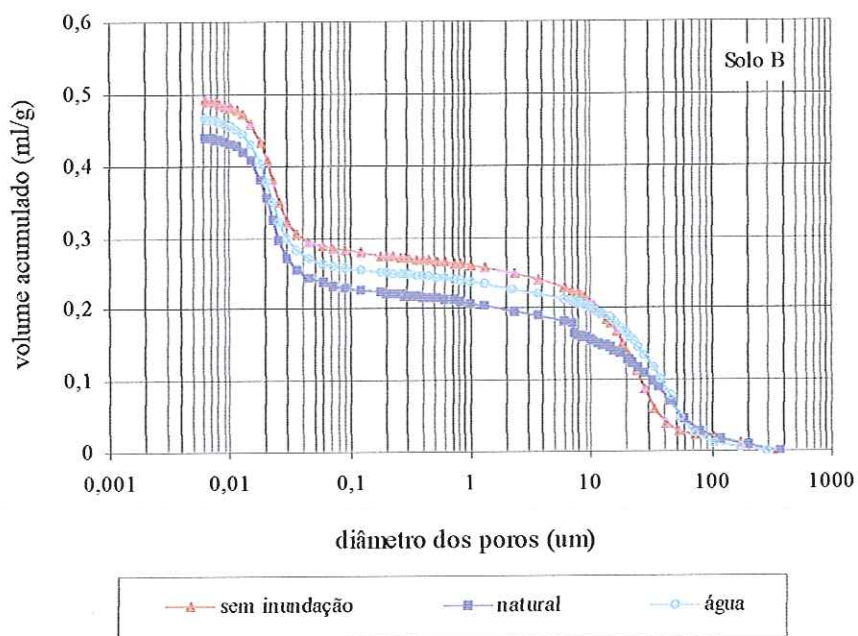


Figura 5.39 – Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com as amostras de Solo B no estado natural, sem inundação e inundada com água.

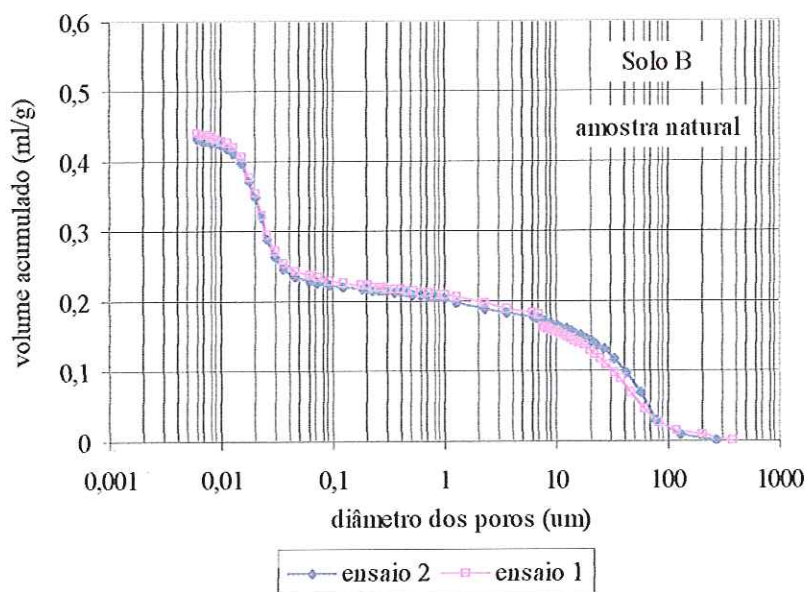


Figura 5.40 – Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com amostras de Solo B no estado natural.

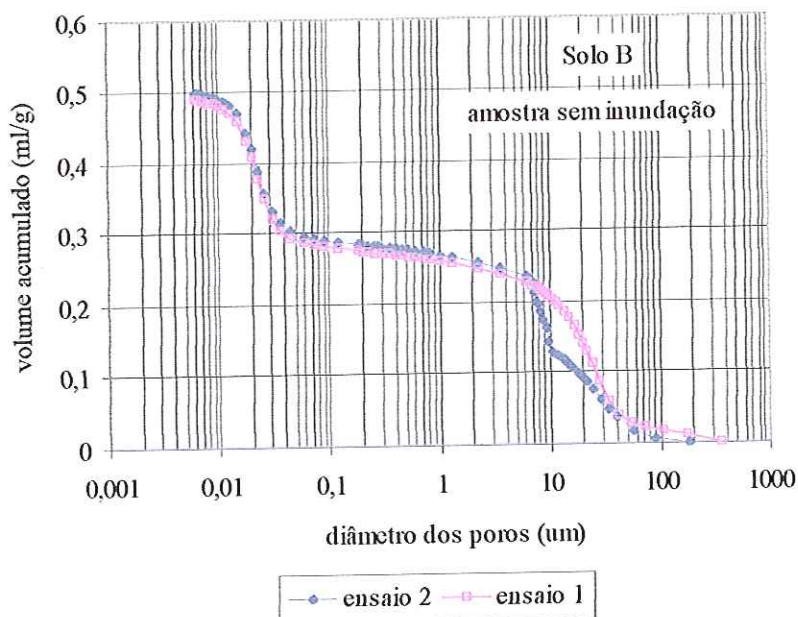


Figura 5.41 – Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com amostras de Solo B inundadas com água.

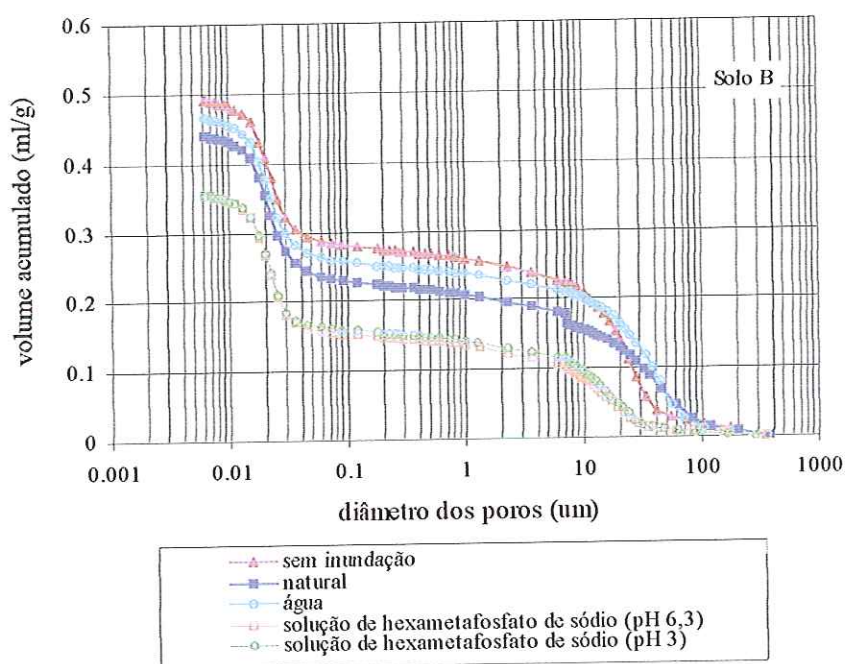


Figura 5.42 – Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com as amostras de Solo B no estado natural, sem inundação e inundadas com água e com as soluções de hexametáfosfato de sódio de pH=6,3 e pH=3.

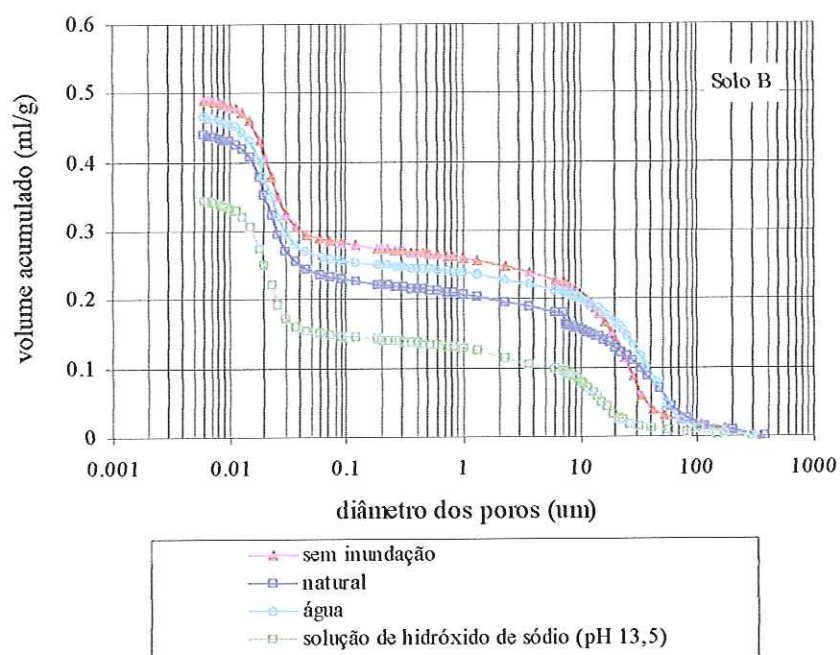


Figura 5.43 – Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com as amostras de Solo B no estado natural, sem inundação e inundadas com água e com solução de hidróxido de sódio de pH=13,5.

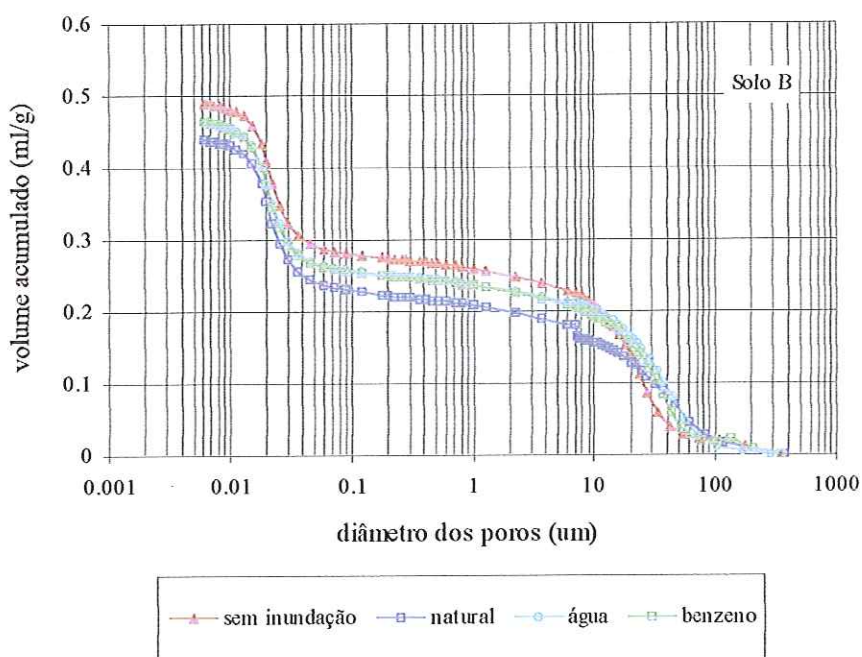


Figura 5.44 - Curva de volume acumulado para os ensaios realizados com as amostras de Solo B no estado natural, sem inundação e inundadas com água e benzeno.

Nas figuras 5.45, 5.46, 5.47, 5.48 e 5.49 estão representados os histogramas de frequência das amostras de Solo arenoso (Solo A).

Primeiramente analisaram-se os resultados obtidos com as amostras natural e sem inundação. Na Figura 5.45 pode-se observar o histograma de frequência para amostra de Solo A. Observa-se para a amostra natural uma distribuição bimodal com 2 famílias de poros principais; a família 1 representada pelos mesoporos, apresenta uma distribuição estreita com diâmetro médio em torno de $0,02 \mu\text{m}$ e a família 2, representada pelos macroporos, com diâmetros variando em uma faixa de 20 a $50 \mu\text{m}$ sendo $65 \mu\text{m}$ o diâmetro médio.

Na amostra carregada com 100kPa, porém sem inundação, nota-se uma mudança em relação ao gráfico da amostra natural. A família 1 representada pelos mesoporos continuou intacta mesmo após a compressão da amostra, entretanto na família 2 houve uma diminuição do pico e o seu arraste para a esquerda, mudando-se o diâmetro médio do poro para $38 \mu\text{m}$. Surgiu mais uma família de poros com diâmetro de $10 \mu\text{m}$; isto significa que ocorreu um decréscimo no diâmetro dos poros causado pelo carregamento.

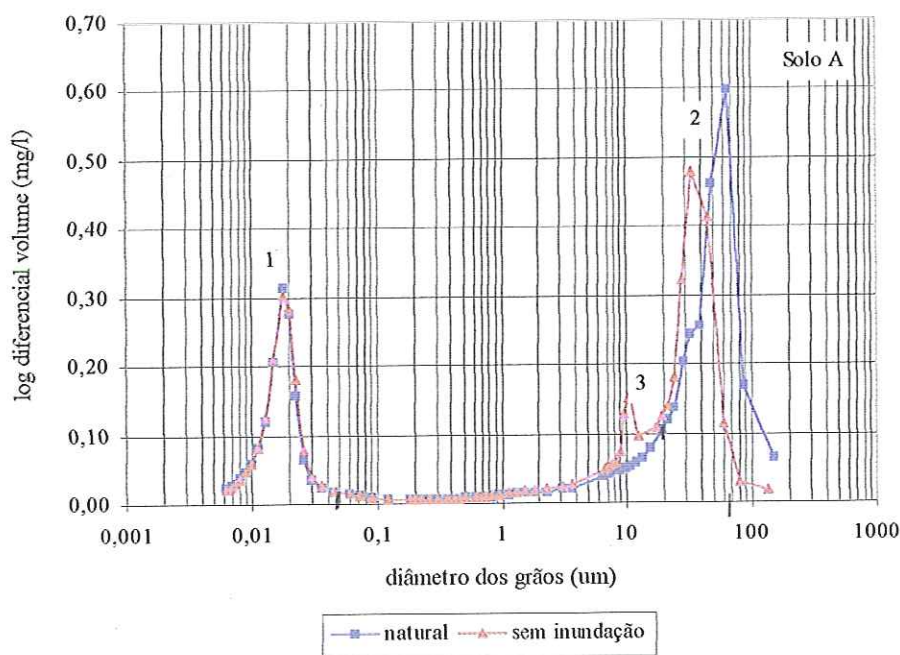


Figura 5.45 – Histograma de Frequência das amostras de Solo A no estado natural e carregada na tensão de 100kPa, sem inundação.

Nas Figuras 5.46, 5.47 e 5.48 pode-se observar o histograma de frequência das amostras de Solo A inundadas com os diferentes fluidos em relação à amostra sem inundação. Observa-se em todos os gráficos que as mudanças ocorreram em nível de macroporos; a família de curvas representada pelos mesoporos, permaneceu praticamente constante em todas as amostras.

No gráfico da Figura 5.46, a amostra carregada e posteriormente inundada com água apresentou uma distribuição variável com três famílias de poros; a família 1 representada pelos mesoporos e a família 2 representada pelos macroporos permaneceram constantes; na família 3 ocorreu uma redução no pico de 10 μm . Esta redução pode indicar uma redução nos poros do solo causado pelo colapso ocasionado pela inundação da água.

Observa-se na Figura 5.47 as amostras inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio de pH=3, pH=6,3 e pH=11. As amostras inundadas com as soluções de pH=3 e pH=11 apresentaram uma distribuição bimodal com duas famílias de poros; na família 1, representada pelos mesoporos não ocorreram mudanças significativas.

A amostra inundada com a solução de hexametáfosfato de sódio de pH=3 apresentou um acentuado decréscimo no pico 2. Este resultado é justificado pelo elevado potencial de colapso apresentado por esta amostra (21,8%), resultado superior ao das amostras inundadas com as soluções de hexametáfosfato de pH=6,3 e pH=11. Comparando-se a família de poros da amostra inundada com a solução de hexametáfosfato de sódio de pH=11 com a amostra apenas carregada, observa-se que ocorreu uma pequena diminuição do pico e seu arraste para a esquerda, apresentando um diâmetro médio de 12 μm .

A amostra inundada com a solução de hexametáfosfato de sódio de pH=6,3 apresentou uma distribuição com 3 famílias de poros, tendo ocorrido um pequeno decréscimo na família 2 permanecendo com o mesmo diâmetro médio da amostra sem inundação (12,5 μm).

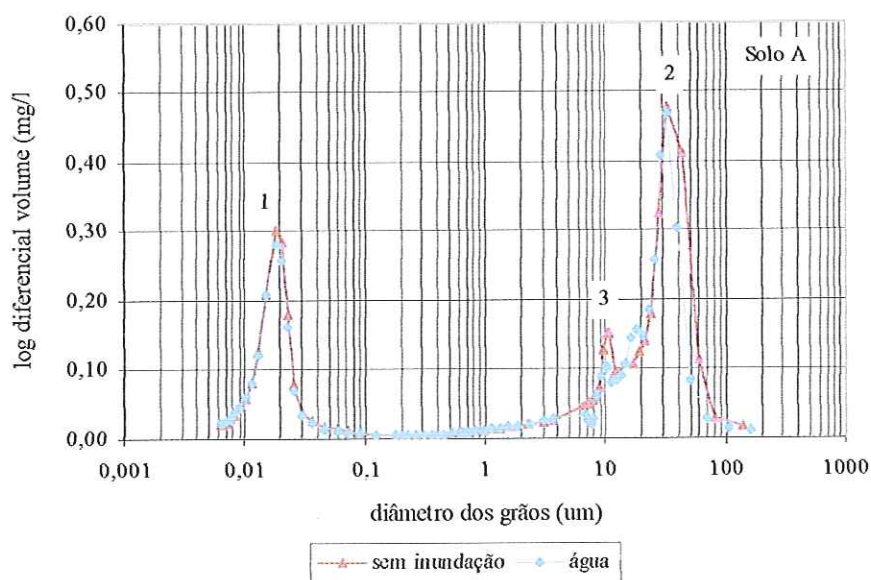


Figura 5.46 - Histograma de Frequência das amostras de Solo A carregada na tensão de 100kPa, sem inundação e inundada com água.

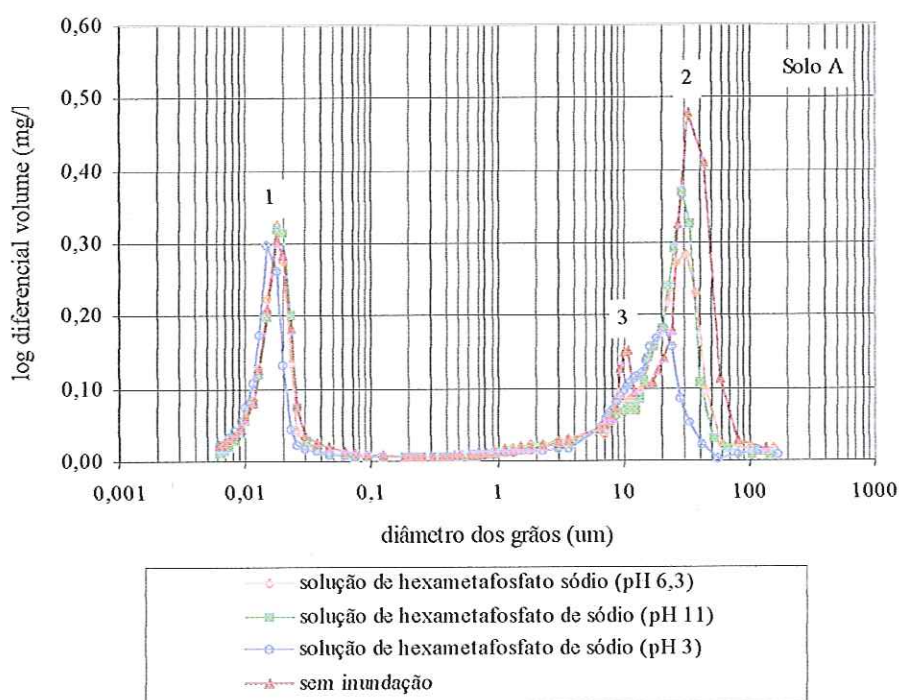


Figura 5.47 - Histograma de Frequência das amostras de Solo A carregada na tensão de 100kPa, sem inundação e inundada com as soluções de hexametáfosfato de sódio.

No gráfico da Figura 5.48 estão representados os resultados obtidos com as amostras sem inundação e inundada com a solução de hidróxido de sódio de pH=13,5. Observa-se que a amostra inundada com a solução de hidróxido de sódio de pH=13,5 apresentou uma distribuição bimodal com duas famílias de poros; a família 1 representada pelos mesoporos permaneceu sem alterações após a inundação, entretanto ocorreu uma diminuição acentuada no pico da família 2 que passou de um diâmetro médio de 30 μm (amostra sem inundação) para 20 μm (amostra inundada com a solução de hidróxido de sódio de pH=13,5). Esta solução foi a que causou os maiores potenciais de colapso nas amostras de Solo A ($I_{\text{médio}} = 31,8\%$).

Nas Figuras 5.49, 5.50 e 5.51 estão apresentados os histogramas de frequência das amostras de solo argiloso (Solo B). Observa-se na Figura 5.49 o resultado obtido com as amostras natural e sem inundação. Nota-se em ambas as amostras uma distribuição bimodal com duas famílias de poros principais; a família 1 representada pelos mesoporos apresenta uma distribuição estreita com diâmetro médio em torno de 0,02 μm e a família 2, representado pelos macroporos mostra uma distribuição mais ampla, com diâmetro médio para amostra natural de 28 μm e para a amostra sem inundação de 45 μm .

A análise porosimétrica das amostras natural e sem inundação apresentou resultados inesperados pelo fato da amostra natural, que deveria apresentar poros de maior diâmetro, apresentar-se menos porosa. Desta forma, optou-se por repetir os ensaios e observar novamente os resultados. Com os novos ensaios, a mesma resposta foi obtida chegando-se a conclusão de que a heterogeneidade do Solo B pode estar condicionando os resultados.

No gráfico da Figura 5.50 pode-se observar o histograma de frequência das amostras sem inundação e inundada com água. Notam-se mudanças apenas em nível de macroporos. Para ambas as amostras observa-se uma distribuição bimodal com duas famílias de curvas; a família 1 representada pelos mesoporos e a família 2 representada pelos macroporos. A amostra sem inundação apresentou um diâmetro médio na família de curvas 2 de 45 μm e a amostra inundada com água um diâmetro médio de 25 μm .

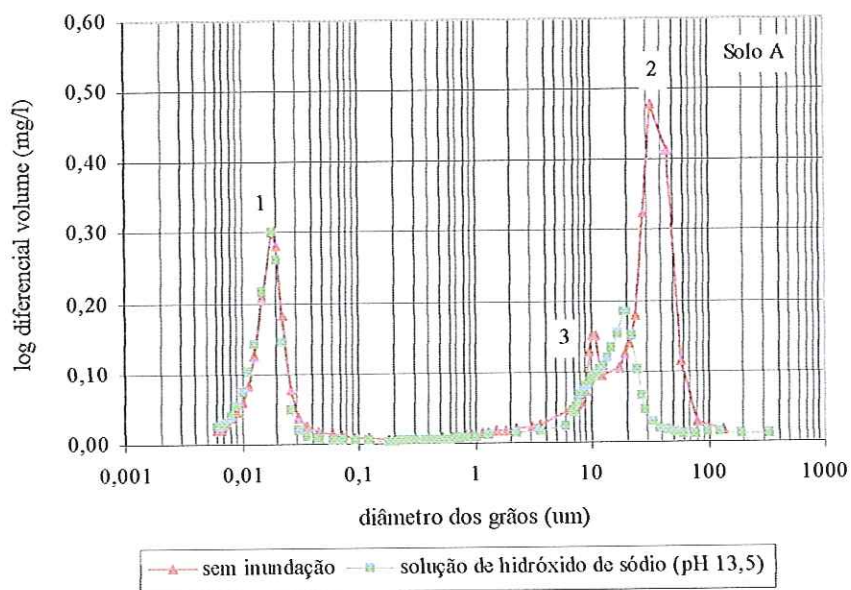


Figura 5.48 - Histograma de Frequência das amostras de Solo A carregada na tensão de 100kPa, sem inundação e inundada com a solução de hidróxido de sódio de pH=13,5.

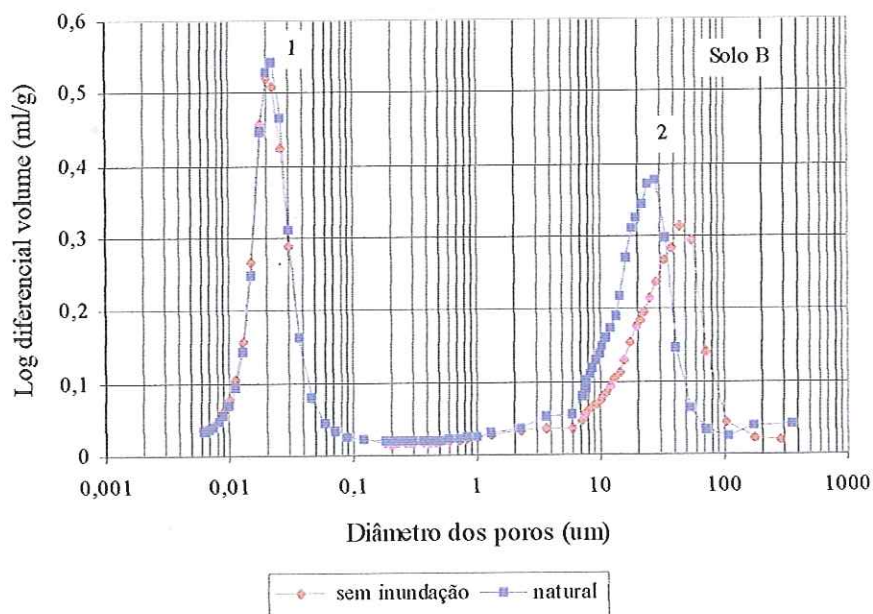


Figura 5.49 – Histograma de Frequência das amostras de Solo B no estado natural e carregada na tensão de 100kPa, sem inundação.

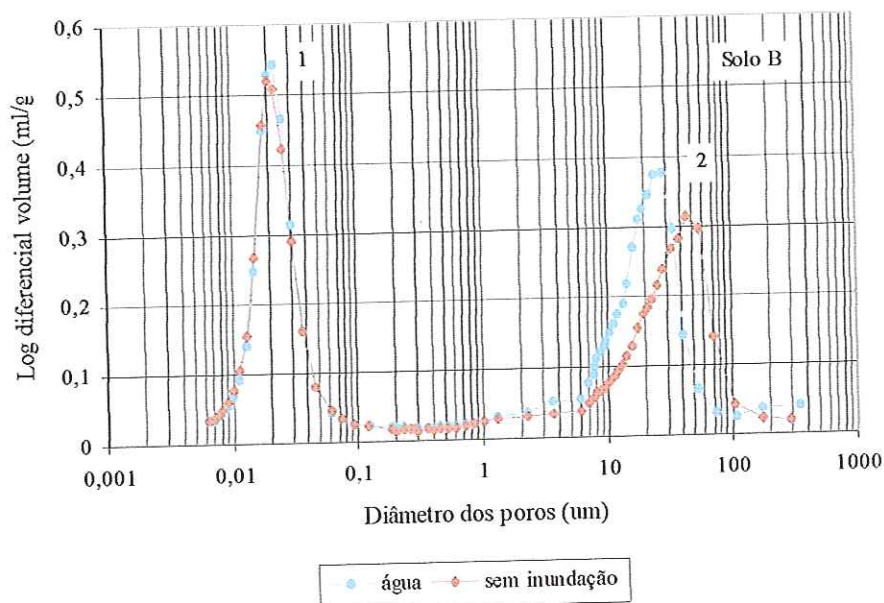


Figura 5.50 – Histograma de Frequência das amostras de Solo B carregada na tensão de 100kPa, sem inundação e inundada com água.

Na Figura 5.51 pode-se observar as amostras sem inundação e inundadas com a solução de hexametáfosfato de sódio de pH=3 e pH=6,3. As curvas apresentam uma distribuição bimodal, com mudanças apenas na família de curvas 2, representada pelos macroporos. Nota-se em relação à amostra sem inundação uma diminuição da família dos macroporos para as amostras inundadas com a solução de hexametáfosfato de sódio de pH=3 e pH=6,3. Observa-se também que as amostras apresentam uma curva semelhante (diâmetro médio de 20 μm); este resultado está de acordo com os valores obtidos com os ensaios edométricos. As amostras inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio de pH=6,3 e pH=3 apresentaram potenciais de colapso de 16,8% e 16,9%, respectivamente.

Observa-se na Figura 5.52 a amostra inundada com a solução de hidróxido de sódio de pH=13,5 em relação à amostra sem inundação. O gráfico apresenta uma distribuição bimodal com duas famílias de curvas e com mudanças apenas na família 2 representada pelos macroporos. Nota-se uma diminuição do diâmetro médio de 45 μm da amostra sem inundação para 17 μm da amostra inundada com a solução de hidróxido de sódio de pH=13,5. Observa-se que com o colapso da amostra de solo, ocorreu uma diminuição significativa do diâmetro dos poros, como se esperava.

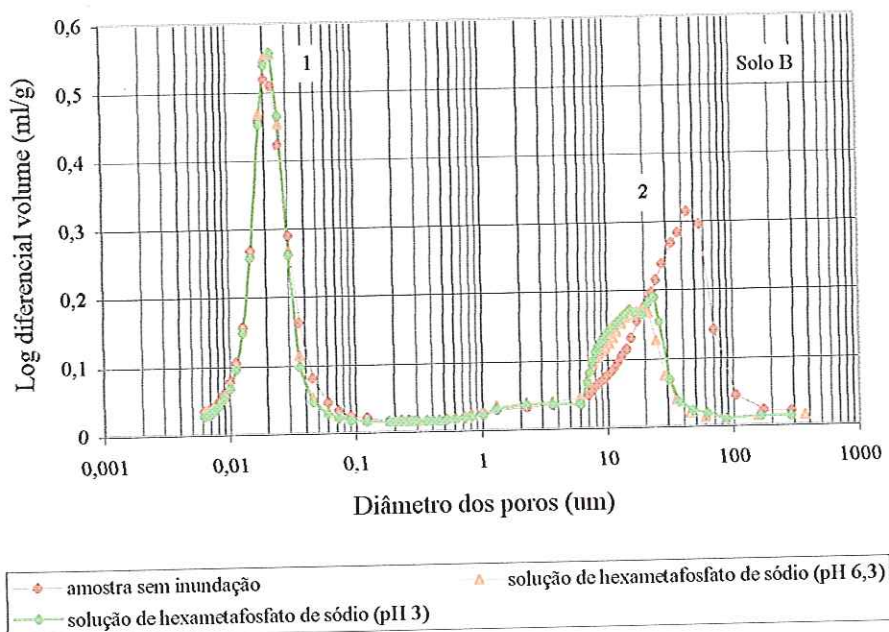


Figura 5.51 – Histograma de Frequência das amostras de Solo B carregada na tensão de 100kPa, sem inundação e inundadas com as soluções de hexametáfosfato de pH=3 e pH=6,3.

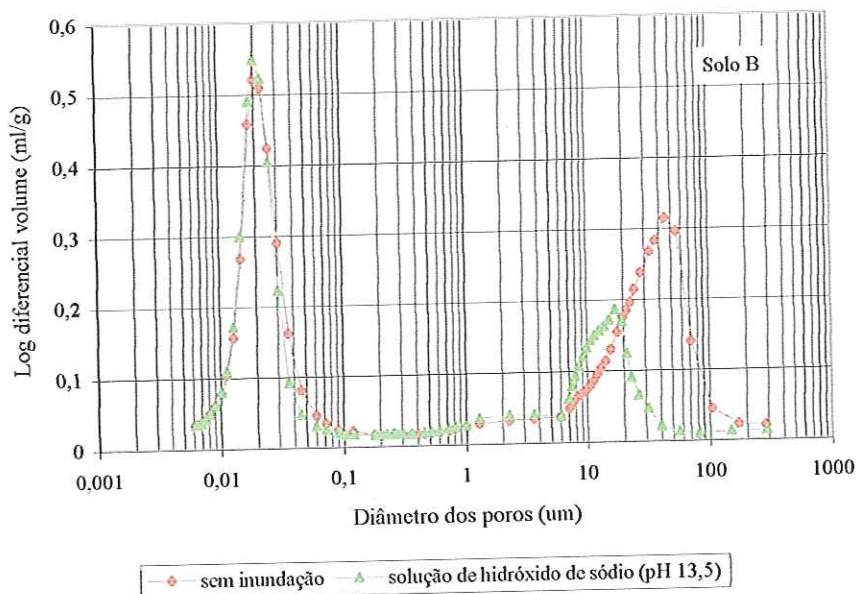


Figura 5.52 – Histograma de Frequência das amostras de Solo B carregada na tensão de 100kPa, sem inundação e inundada com a solução de hidróxido de sódio de pH=13,5.

O gráfico da Figura 5.53 apresenta o resultado obtido com a análise porosimétrica da amostra inundada com benzeno em relação à amostra sem inundação. Não se observam mudanças significativas entre as duas amostras. A amostra sem inundação apresenta um diâmetro médio de 45 μm e a amostra inundada com benzeno um diâmetro médio de 38 μm . Este resultado indica que o benzeno não teve grande influência no colapso dos solos; de fato, nos ensaios edométricos, as amostras inundadas com benzeno apresentaram potenciais de colapso inferiores a 1%.

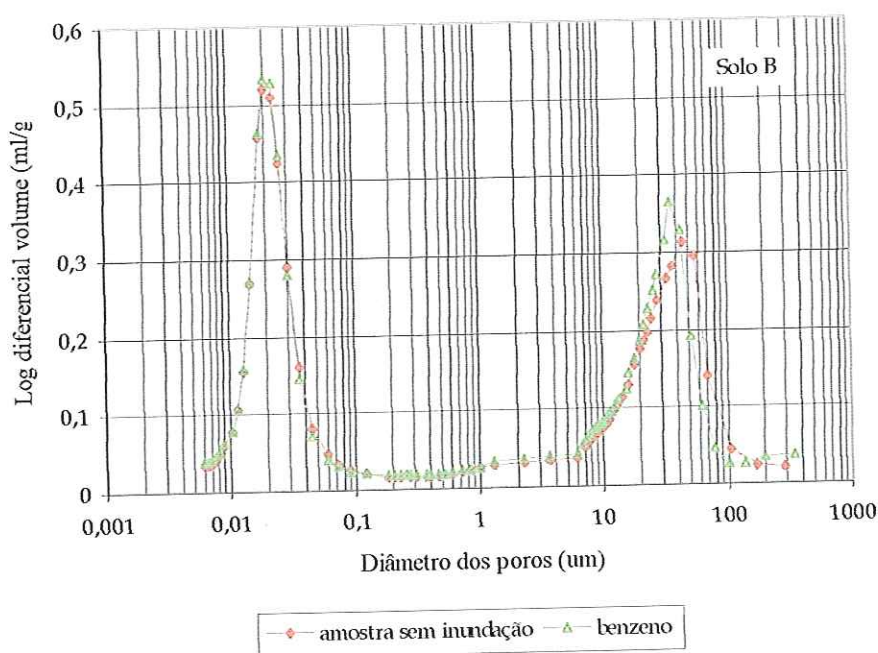


Figura 5.53 – Histograma de Frequência das amostras de Solo B carregada na tensão de 100kPa, sem inundação e inundada com benzeno.

Nas Figura 5.54 e 5.55 estão representados o potencial de colapso pela porcentagem de intrusão de mercúrio observada após o colapso. Essa porcentagem é referida à amostra natural. Em outras palavras, ela reflete a porcentagem de macroporos remanescentes após o colapso. Como já reportado, as menores intrusões, em porcentagem, estão associados à maiores deformações de colapso, já que este se processa principalmente por uma redução do volume de macroporos. As amostras inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio que apresentaram os maiores valores de potencial de colapso foram as que resultaram em menores porcentagens de macroporos, indicando que

suas características defloculantes, devem ter exercido importante influência na desestruturação do solo. Com a defloculação, as ligações interpartículas enfraqueceram ou desapareceram, aproximando os grãos do solo e diminuindo, assim, os espaços vazios entre eles. As demais amostras apresentaram maiores intrusões de volume nos macroporos, indicando que as soluções inundantes ou não deflocularam o solo ou o fizeram com menor intensidade.

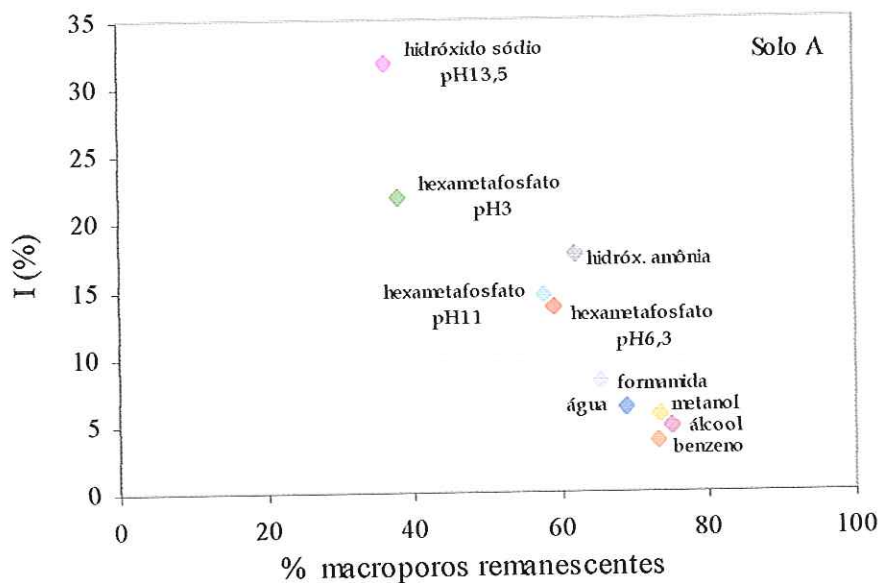


Figura 5.54 - Potencial de colapso versus % macroporos remanescentes.

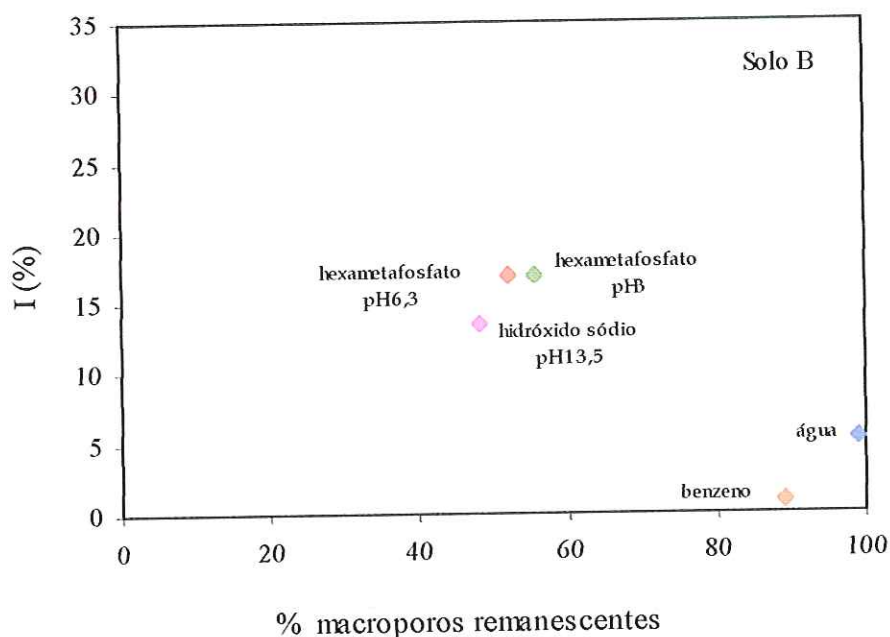


Figura 5.55 - Potencial de colapso versus % macroporos remanescentes.

5.4. Lâminas Delgadas

A análise das lâminas foi realizada com o intuito de observar as mudanças ocorridas no arranjo dos constituintes minerais das amostras de solo antes e após os ensaios edométricos.

Estas análises foram realizadas nas lâminas confeccionadas na direção paralela ao carregamento com o objetivo de verificar os efeitos do carregamento de 100kPa e do carregamento com posterior inundação. As lâminas de solo apresentaram aproximadamente 4 cm de comprimento e 1 cm de largura; como as lentes objetivas utilizadas não poderiam abranger a totalidade da lâmina, dividiu-as em sítios que apresentavam características relevantes para serem fotografadas. Desta forma, as microfotografias apresentadas neste capítulo abrangem uma área de 0,04cm² ou 0,01 cm² da lâmina de acordo com as objetivas 6,3x e 12,5x, respectivamente.

Iniciou-se o estudo micromorfológico com as lâminas das amostras naturais observando-se qual era a distribuição e a organização dos constituintes antes de qualquer tratamento (carregamento e carregamento/inundação). Em seguida foi analisada a amostra carregada na tensão de 100kPa, sem inundação, com o intuito de verificar a influência do carregamento no arranjo dos constituintes. A partir daí, as análises foram efetuadas nas lâminas de solo carregadas e inundadas com os diferentes fluidos.

O estudo micromorfológico foi realizado de acordo com Brewer (1976), Bullock et. al. (1985), Castro (1988) e Nóbrega (2002). Realizaram-se observações sobre lâminas delgadas, em microscópio óptico petrográfico, definindo-se as organizações através das relações entre plasma, esqueleto e poros (Figura 5.56).

Segundo os autores op. cit., considera-se:

Plasma: partículas menores que 2 μ granulometricamente classificadas como fração argila, não sendo possível identificá-las unitariamente por microscópio; o plasma pode conter minerais argilosos, matéria orgânica, sais, óxidos, hidróxidos etc. Em certos casos, o forte grau de cristalização do plasma pode atingir dimensões

maiores que 2μ (ex.: gibsita) recebendo neste caso a denominação de plasma crístico ou cristaliplasma.

Esqueleto: partículas maiores que 2μ granulometricamente classificadas como fração silte ou areia. Constituem-se de minerais primários (quartzo, feldspatos, micas etc.). Às vezes algumas feições pedológicas (nódulos por exemplo) podem ser abundantes e se comportarem como esqueleto, desempenhando nestes casos a função de esqueleto.

Poros: volumes vazios ou orifícios que apresentam diferentes funções, tais como, retenção e/ou percolação de água e soluções, aeração, passagem de animais, entre outras, podendo ter diferentes origens, diferentes formas e tamanhos e diferentes "gerações".

Com o intuito de avaliar a quantidade de plasma, esqueleto e poros presentes nas lâminas foi utilizado um software do tipo cad. Através deste software, foi possível estimar as porcentagens dos constituintes nas lâminas dos Solos A e B, antes e após os ensaios.

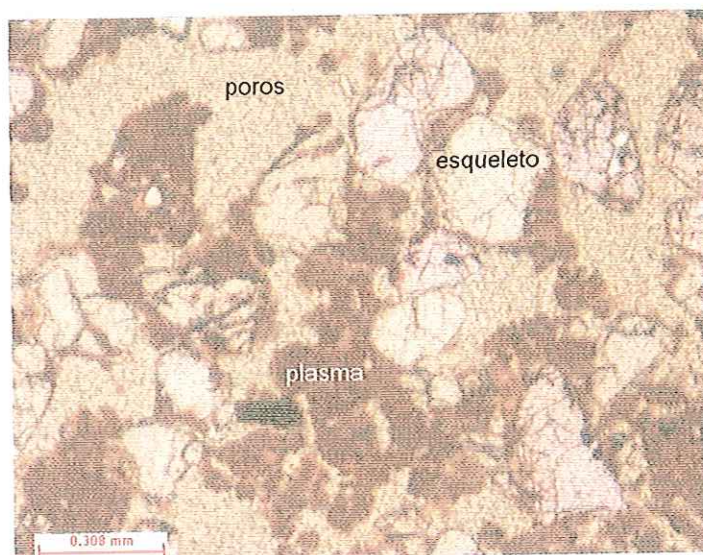


Figura 5.56 – Fotografia indicando as partes constituintes de uma lâmina (poros, plasma e esqueleto).

Nas Figuras 5.57 e 5.58 pode-se observar como foi conduzido o estudo para a estimativa das quantidades de plasma, esqueleto e poros presentes nas lâminas.

Inicialmente sobre uma micrografia (no caso a micrografia da amostra natural) criaram-se camadas com o intuito de dividir as micrografias em partes; cada camada apresentou uma cor distinta. Desta forma, foi criada uma camada para a borda da micrografia (cor preta), uma camada para os grãos de quartzo (cor vermelha) e uma camada para a parte fina do solo (cor azul). Com as camadas criadas, iniciou-se o traçado das diferentes partes constituintes da micrografia.

Primeiramente traçou-se a borda de forma que a micrografia ficasse contida dentro desta borda; em seguida, aumentou-se o zoom e iniciou-se o traçado dos grãos de quartzo, contornando os grãos de vermelho. O mesmo foi feito com a parte fina do solo, contornando-a de azul.

Este processo tem que ser realizado com muito critério e com o zoom bem aumentado para que não apareçam linhas cruzadas e o procedimento possa ser continuado. Com o traçado completo, criou-se uma topologia para cada *camada*; em seguida, utilizando-se a estatística do programa, calculou-se para cada *camada* uma área, ficando desta forma com a área da borda, área dos grãos de quartzo e área do material fino (plasma). Considerando-se a área da borda 100% (pois abrange toda a micrografia) e com os valores das demais áreas foi possível obter a área dos poros.

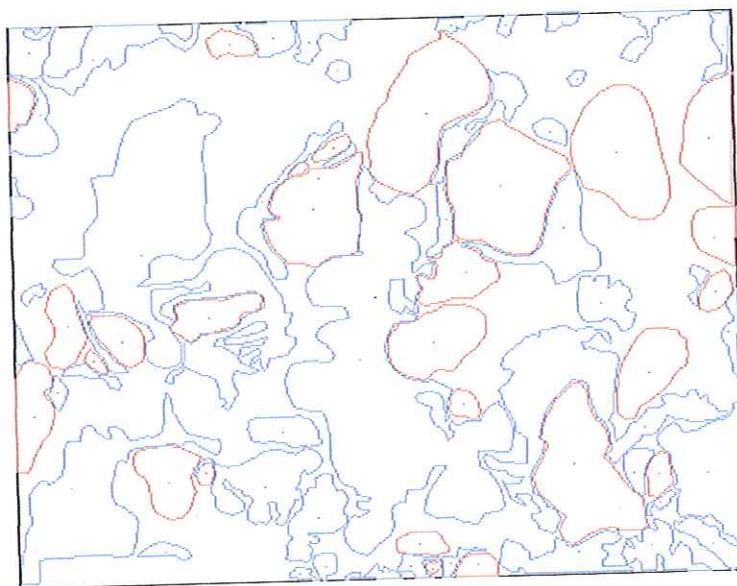


Figura 5.57 – Micrografia com o traçado completo sem a camada de fundo (amostra de Solo A – estado natural)

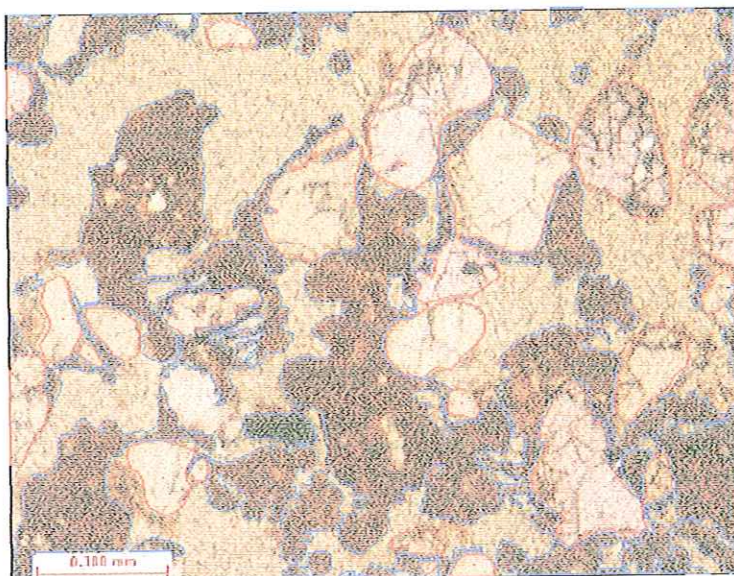


Figura 5.58 – Micrografia com o traçado completo com a camada de fundo (amostra de Solo A – estado natural)

A análise micromorfológica das lâminas delgadas em microscópio óptico petrográfico seguiu o seguinte esquema:

- observou-se inicialmente cada lâmina no microscópio com luz natural e luz polarizada, utilizando-se a objetiva de 6,3x, na procura de informações, identificando-se os minerais e organizações presentes (esqueleto, plasma, porosidade, fundo matricial etc);
- Selecionaram-se sítios representativos destas organizações, para as fotografias e para o estudo detalhado realizado com as objetivas de 12,5x e 25x.

As lâminas foram descritas de acordo com o estudo micromorfológico realizado. Primeiramente descreveu-se as lâminas do solo arenoso (Solo A) iniciando-se com a amostra natural. Em seguida foi descrita a amostra carregada na tensão de 100kPa, sem inundação, com o intuito de verificar a influência do carregamento no arranjo dos constituintes, e, a partir daí, fez-se a descrição das lâminas de solo carregadas e inundadas com os diferentes fluidos. Seguiu-se o mesmo procedimento para as lâminas do solo argiloso (Solo B).

SOLO A

- Amostra natural

Na análise em microscópio óptico da lâmina natural de solo arenoso (Solo A), notam-se áreas distintas; uma área de microagregação, apresentando uma

porosidade de empilhamento composto bem aberta¹, com agregados bem arredondados ou globulares constituídos por um núcleo de tonalidade escura e bordas mais claras, bordas estas, que tendem a ser mais instáveis a ataques químicos (Figura 5.59a). Já em outra área desta lâmina pode-se observar uma redução na porosidade de empilhamento com poros parcialmente comunicantes, tendendo à porosidade cavitária². Nota-se um arranjo pórfiro-eunálico tendendo mais a pórfiro (arranjo mais fechado), com o surgimento de fissuras curtas, finas, estreitas e conformes nas áreas de plasma contínuo (Figura 5.59b). Observam-se agregados bem arredondados e outros tendendo a poliédricos; em ambos nota-se um núcleo bem denso com uma borda mais clara. Com nicóis cruzados observa-se um plasma argilassépico.

- Amostra carregada na tensão de 100kPa, sem inundação

Com o carregamento de 100kPa, observa-se no material constituinte da lâmina, um arranjo pórfiro-aunálico com agregados passando de arredondados à poliédricos, tornando-se mais achatados devido ao efeito do carregamento; estes agregados apresentam, da mesma forma que na amostra natural, um núcleo mais denso e escuro com uma borda mais clara (Figura 5.60a). Nota-se em geral uma porosidade de empilhamento e, em determinadas áreas, onde o plasma é mais contínuo, a formação de cavidades. Com nicóis cruzados observa-se um plasma argilassépico.

Observa-se no material constituinte desta lâmina, áreas com plasma mais contínuo e agregados tendendo a formas irregulares (poliédricas). No embricamento dos agregados pode-se observar a formação de algumas fissuras e de uma tendência maior a porosidade cavitária (Figura 5.60b). Nota-se também a borda mais clara ao redor dos agregados. O carregamento originou esta organização mais fechada que é dominante em toda lâmina.

¹ Porosidade de empilhamento composto: são poros resultantes do empilhamento aleatório dos grãos e dos "pedrs" (agregados) que não se acomodam uns em relação aos outros (Nóbrega, 1995).

² Porosidade cavitária: poros com vazios relativamente grandes geralmente de formas irregulares, normalmente não interconectados com outros vazios de tamanho comparável. Não são orientados e tem um padrão de distribuição aleatório.

- Amostra carregada e posteriormente inundada com água

Com o carregamento e posterior inundação com água, observa-se em certas partes da lâmina, um arranjo essencialmente pórfiro com o aparecimento de várias fissuras no plasma contínuo. Estas fissuras aparecem justamente onde ocorre o embricamento dos agregados. Notam-se que os poros tornam-se mais estirados e alongados (Figura 5.61a). Desta forma, o colapso ocasionou a nítida redução dos poros e a junção dos agregados. O plasma tornou-se contínuo e nele apareceram fissuras, todas na mesma direção do carregamento.

Uma feição interessante que aparece na análise do material desta lâmina é o alinhamento dos grãos de quartzo em direção ortogonal ao carregamento, que pode ser observada na Figura 5.61b.

Assim como observado no material constituinte das lâminas das amostras natural e carregada, sem inundação, na lâmina proveniente da amostra carregada e posteriormente inundada com água nota-se também áreas constituídas por uma porosidade mais aberta com a redução das fissuras e áreas onde os microagregados estão preservados mantendo uma porosidade de empilhamento composto. Estes microagregados estão protegidos pelos grãos do esqueleto que atuam como um " pilar". Eles recebem o carregamento que está sendo aplicado na amostra e não deixam que este carregamento atinja os microagregados, fazendo com que estes sejam preservados. Devido a isto, o carregamento pode não estar sendo aplicado de modo uniforme ao longo da amostra.

- Amostras carregadas e posteriormente inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio

Na análise do material constituinte da lâmina da amostra carregada e posteriormente inundada com a solução de hexametáfosfato de sódio de pH=6,3, observa-se a redução da porosidade e um plasma contínuo com fissuras. Nota-se que ocorreu a junção dos agregados e que o núcleo denso com a borda mais clara, característico dos materiais constituintes das lâminas anteriores tendeu a desaparecer nesta lâmina. Pode-se notar que em determinadas áreas agregados

unidos, enquanto que em outras, esta feição desaparece e o plasma aparece "maciço". Com a solução de hexametáfosfato de sódio a borda clara dos agregados ficou mais suscetível a sofrer a defloculação e o núcleo antes muito denso (mais escuro) em determinados locais aparece mais homogêneo.

O mesmo foi observado na amostra carregada e inundada com a solução de hexametáfosfato de sódio de pH=11; ocorre o predomínio das partes constituídas por um plasma homogêneo, desaparecendo o núcleo denso dos agregados, feição característica das amostras natural, carregada, sem inundação e carregada e posteriormente inundada com água. Observam-se, também, fissuras na junção dos agregados (Figura 5.62).

No material constituinte da lâmina da amostra carregada e posteriormente inundada com a solução de hexametáfosfato de sódio de pH=3, observa-se também, o plasma contínuo e um arranjo essencialmente porfírico com fissuras bem representativas na união dos agregados. Nota-se uma porosidade cavitária com alguns poros mais estirados (Figura 5.63). O núcleo denso dos agregados visíveis nas lâminas natural, sem inundação e inundada com água tende a desaparecer e a borda mais clara torna-se mais perceptível com a ação do defloculante.

- Amostras carregadas e posteriormente inundadas com as soluções de hidróxido de sódio

Na análise do material constituinte das lâminas das amostras carregadas e posteriormente inundadas com as soluções de hidróxido de sódio, nota-se um arranjo essencialmente pórfiro com fissuras, onde estas aparecem perpendiculares entre si (Figura 5.64); a porosidade de empilhamento desaparece dando lugar à porosidade cavitária. Há tendência da borda clara dos agregados tornar-se mais nítida, ficando este material sujeito a maiores deformações, devido à ação da solução defloculante. Com nicóis cruzados observa-se um plasma argilasséptico.

Destaca-se uma feição na análise do material constituinte desta lâmina: os grãos do esqueleto formam uma concavidade, deixando um espaço vazio no

centro. É provável que para um carregamento maior este tipo de feição não ocorra (Figura 5.64b).

Observa-se que nas amostras carregadas e posteriormente inundadas com as soluções defloculantes de hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio, o plasma torna-se mais contínuo e com isso, o núcleo denso dos agregados tende a desaparecer, deixando sua borda clara mais evidente, enfatizando assim, o efeito das soluções defloculantes.

- Amostra carregada e posteriormente inundada com benzeno

Com o carregamento e posterior inundação com benzeno, pôde-se observar um arranjo bem parecido com o das amostras natural e carregada, sem inundação, com distinção na forma dos agregados; eles apresentam-se de tamanhos e formatos diferentes. Observam-se agregados bem arredondados e outros tendendo ao arredondamento, demonstrando uma possível tendência à floculação. A borda mais clara destes agregados torna-se bem nítida ao redor de alguns e desaparece ao redor de outros. Pode-se observar uma tendência à formação de agregados arredondados com uma textura mais mamelonar (Figura 5.65).

- Amostra carregada e posteriormente inundada com formamida

O material constituinte da lâmina da amostra carregada e posteriormente inundada com formamida é constituída por um plasma contínuo com fissuras formadas na união dos microagregados; em determinadas partes da lâmina, este plasma apresenta-se mais claro (Figura 5.66), com locais onde o material menos denso da borda ainda coexiste com os agregados arredondados de núcleo mais escuro. Esta lâmina apresenta elevada porosidade.

- Amostra carregada e posteriormente inundada com hidróxido de amônio

Com o carregamento e posterior inundação com o hidróxido de amônio, o material constituinte da lâmina apresentou, assim como as amostras inundadas com as soluções defloculantes de hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio, vestígios de defloculação; comparando-se esta amostra com a amostra sem

inundação, observa-se uma redução nos poros da amostra e uma homogeneização do plasma, que aparece mais contínuo com fissuras na união dos agregados. Observa-se também a tendência de desaparecimento do núcleo mais denso dos agregados.

SOLO B

As lâminas delgadas provenientes das amostras de solo argiloso (Solo B) ficaram mais espessas apresentando uma coloração mais escura, o que se refletiu na qualidade das fotomicrografias. Mesmo assim, as feições e organizações dos constituintes minerais puderam ser observadas e analisadas.

- Amostra natural

Na análise do material constituinte da lâmina da amostra natural aparecem zonas contínuas com fissuras abertas e estiradas (Figura 5.67a) e zonas onde observam-se áreas com microagregados bem arredondados (Figura 5.67b), constituídos por um núcleo bem escuro e uma borda mais clara. Esta borda mais clara é formada por um material mais instável que poderá sofrer mudanças quando este solo for inundado com as substâncias químicas. Observa-se nesta análise uma grande quantidade de poros.

Observando-se na lupa o material constituinte desta lâmina nota-se que aproximadamente 70% é constituído por microagregados de tamanhos variados e apenas 30% é formado pelo plasma contínuo.

No microscópio óptico com luz polarizada pode-se notar uma zona de plasma contínuo com orientação bimassépica (separações plásmicas formando duas direções).

- Amostra carregada na tensão de 100kPa, sem inundação

Com o carregamento de 100kPa observa-se uma área de plasma contínuo com fissuras menores e fissuras abertas e alongadas (Figura 5.68a), assim como na amostra natural, e fissuras curvas que aparecem onde ocorreu a junção dos

microagregados devido ao efeito do carregamento. Em outra área notam-se microagregados de tamanhos diversos compostos por um núcleo bem mais denso que sua borda, onde predomina a porosidade de empilhamento (Figura 5.68b). Com luz polarizada pode-se observar que aparece uma orientação bimassépica no plasma contínuo.

Não foram observadas diferenças marcantes entre o material constituinte das lâminas das amostras natural e carregada sem inundação; isto indica que apenas o carregamento de 100kPa não teve grande influência na organização dos constituintes minerais das amostras de solo argiloso (Solo B).

- Amostra carregada e posteriormente inundada com água

Na análise do material constituinte da lâmina obtida da amostra carregada e posteriormente inundada com água pode-se observar um fechamento da porosidade comunicante; os microagregados aparecem mais juntos e os poros apresentam-se estirados; nota-se claramente que o plasma em determinadas áreas tende a ser mais contínuo, entretanto, aparecem áreas com microagregados preservados. Observam-se em determinadas áreas deste material que o plasma contínuo está trabalhando como um " pilar", suportando o carregamento e fazendo com que ele não atinja os microagregados (Figura 5.69a). Nota-se, portanto, que o carregamento ao longo da amostra pode não estar atuando de maneira uniforme devido a este plasma contínuo que, no Solo B, tem a mesma função que os grãos de quartzo no Solo A, que é de receber e suportar o carregamento, possibilitando, assim, que os microagregados sejam preservados.

O carregamento e posterior inundação com água determinou uma mudança na organização dos minerais constituintes do solo. A amostra que antes (amostras natural e sem inundação) apresentava uma área de microagregação de empilhamento em quase 60% da lâmina, com este tratamento passou a apresentar áreas onde o plasma é mais contínuo com microfissuras na mesma direção do carregamento, deixando a parte microagregada apenas para as áreas preservadas com a ajuda dos " pilares" de plasma (Figura 5.69b). Nota-se ainda que o plasma contínuo manteve-se bem denso conservando sua característica original.

Com o carregamento e posterior inundação com água, os agregados tendem a ficar poliédricos, embora o núcleo denso ainda esteja rodeado com uma borda mais clara que, como visto anteriormente, é formada por um material mais suscetível a deformações.

- Amostras carregadas e posteriormente inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio

Analisando-se o material constituinte das lâminas das amostras carregadas e posteriormente inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio, observam-se modificações na feição e organização do material constituinte deste solo.

Nas amostras carregadas e posteriormente inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio, nota-se claramente que o núcleo denso dos microagregados tende a desaparecer, ficando mais claro, e a borda mais clara antes bem visível, torna-se menos espessa, indicando que as soluções agiram quimicamente, provocando a deflocação de partículas presentes no solo.

Na junção dos agregados, o plasma mostra-se mais homogêneo, apresentando a mesma cor e a mesma textura; nota-se que com estas soluções, o material da borda, mais claro, tende a se dissipar e a deflocular mais facilmente, pois é um material mais suscetível a deformações. Nota-se, também, a formação de uma porosidade cavitária (Figura 5.70). No microscópio óptico com luz polarizada pode-se observar o aparecimento do plasma bimassépico na junção dos agregados.

- Amostras carregadas e posteriormente inundadas com as soluções de hidróxido de sódio

No material constituinte das lâminas das amostras carregadas e posteriormente inundadas com as soluções de hidróxido de sódio, nota-se uma área de plasma contínuo com cavidades pequenas passando gradativamente para

uma área com porosidade cavitária maior (Figura 5.71). Observa-se que o núcleo denso dos microagregados tende a desaparecer e a borda mais clara fica reduzida, indicando que estes microagregados ficam mais instáveis com o uso da solução.

De uma forma geral, observa-se que o material constituinte das lâminas das amostras inundadas com as soluções de hidróxido de sódio apresenta um arranjo mais fechado do que o arranjo das lâminas das amostras inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio.

- Amostra carregada e posteriormente inundada com benzeno

No material constituinte da lâmina da amostra carregada e posteriormente inundada com benzeno, observa-se que os microagregados mantêm-se preservados apesar do carregamento e posterior inundação, indicando ser esta lâmina constituída por um material muito parecido com o material da lâmina natural. Pode-se observar uma parte da lâmina com agregados maiores e menores e outros agregados bem pequenos que não aparecem em nenhuma das outras lâminas analisadas (Figura 5.72a). Este pode ser um indício que esta substância química provocou uma floculação na amostra de solo.

Observa-se uma tendência de junção dos agregados, indicando uma possível floculação causada pela substância química; nota-se que o material mais claro que compõe a borda em certas partes fica mais nítido e em outras não aparece. Visualiza-se, também, assim como no Solo A, agregados com textura mais mamelonar (Figura 5.72b).

- Amostras de Solo A e B carregadas e posteriormente inundadas com álcool e metanol

O material constituinte das lâminas de solos arenoso (Solo A) e argiloso (Solo B) inundadas com álcool e metanol não apresentaram diferenç as significativas, sendo suas análises muito parecidas com as da amostra natural.



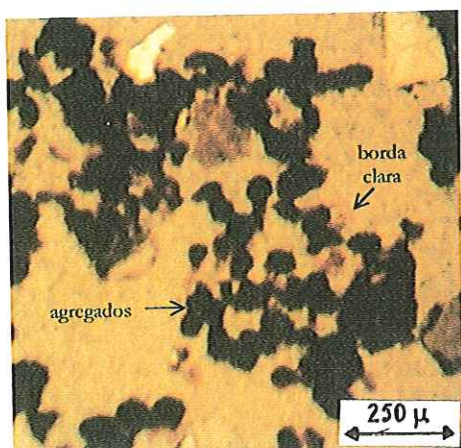


Figura 5.59a

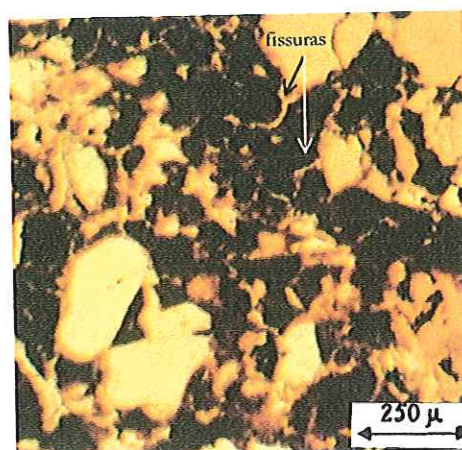


Figura 5.59b

Figura 5.59 a e b - Fotografias representativas da lâmina da amostra de Solo A no estado natural obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 6,3x.

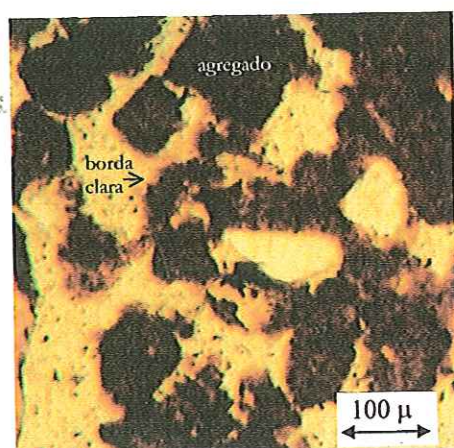


Figura 5.60a

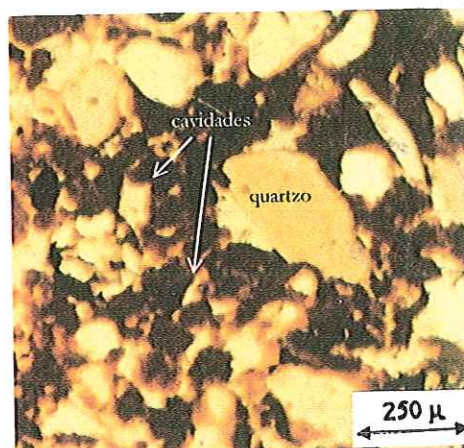


Figura 5.60b

Figura 5.60 a e b - Fotografias representativas da lâmina da amostra de Solo A carregada, sem inundação, obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 12,5x (5.60a) e 6,3x (5.60b).

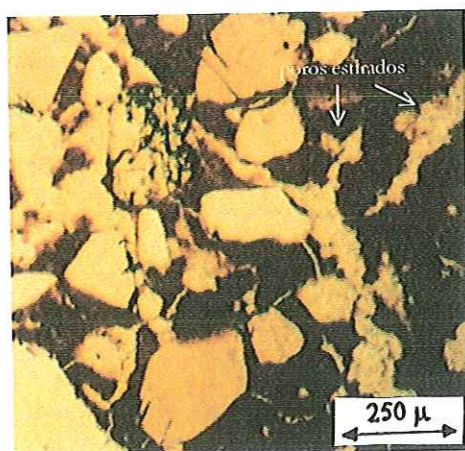


Figura 5.61a

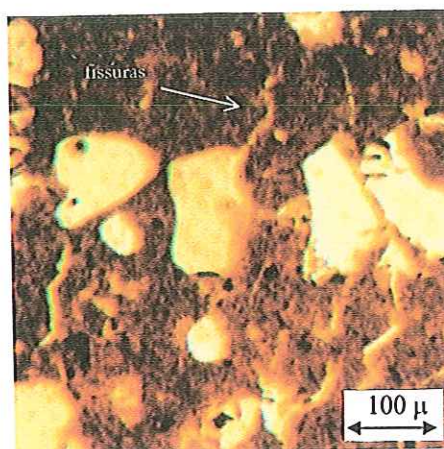


Figura 5.61b

Figura 5.61 a e b - Fotografias representativas da lâmina da amostra de Solo A carregada e inundada com água obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 6,3x (5.61a) e 12,5x (5.61b).

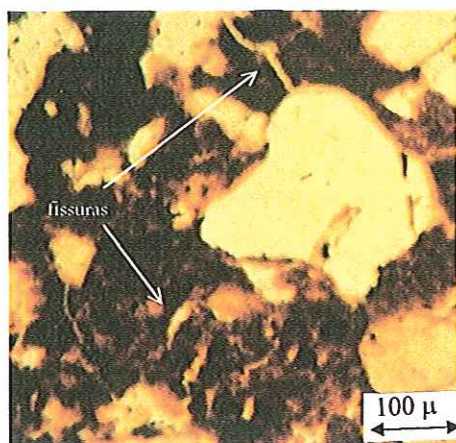


Figura 5.62

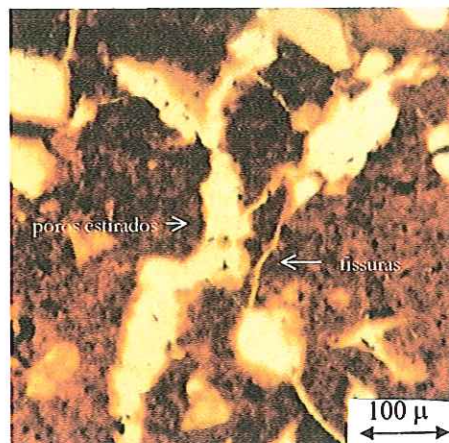


Figura 5.63

Figura 5.62 e 5.63 - Fotografias representativas das lâminas das amostras de Solo A carregadas e inundadas com as sol. de hexametáfosfato de sódio de pH=11 (5.62) e pH=3 (5.63) obtidas em microscópio óptico com a objetiva 12,5x.

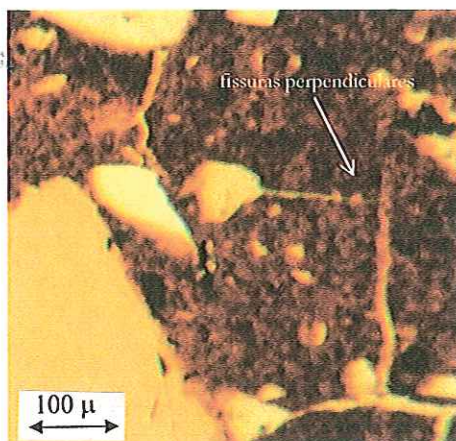


Figura 5.64a

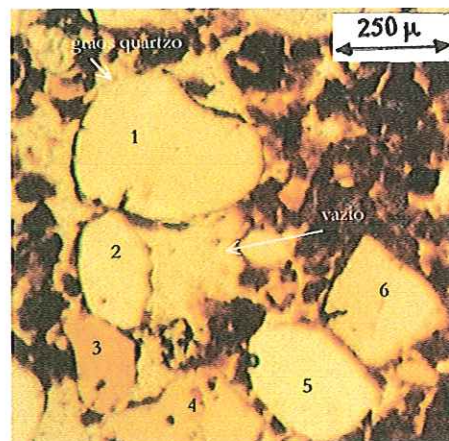


Figura 5.64b

Figura 5.64 a e b - Fotografias representativas da lâmina da amostra de Solo A carregada e inundada com a sol. de hidróxido de sódio de pH 13,5 obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 12,5x (5.64a) e 6,3x (5.64b).

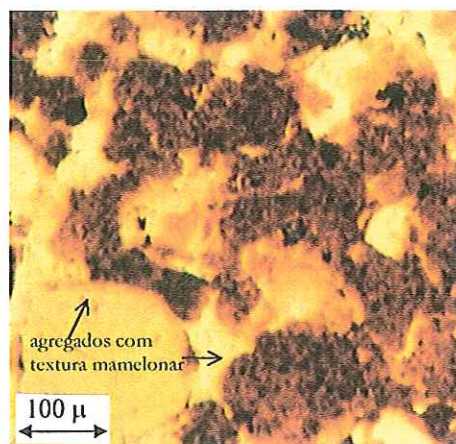


Figura 5.65

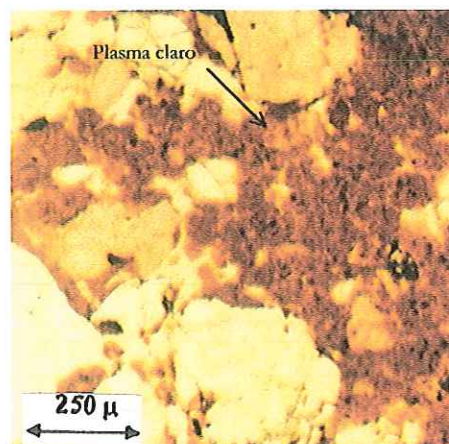


Figura 5.66

Figura 5.65 e 5.66 - Fotografias representativas das lâminas das amostras de Solo A carregadas e inundadas com benzeno e formamida, respectivamente, obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 12,5x (5.65) e 6.3x (5.66).

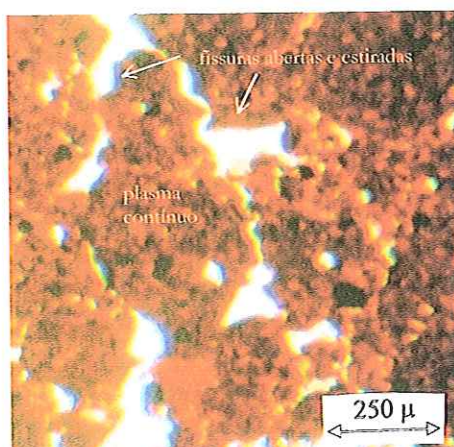


Figura 5.67a

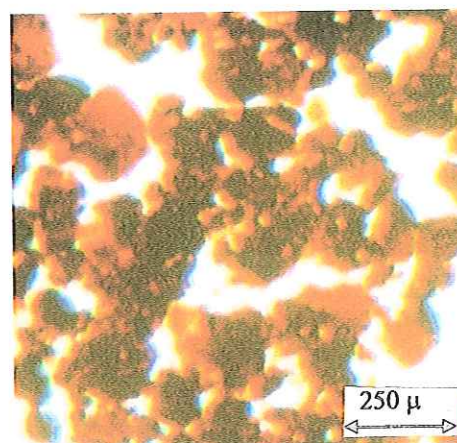


Figura 5.67b

Figura 5.67 a e b - Fotografias representativas da lâmina da amostra de Solo B no estado natural, obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 6,3x.

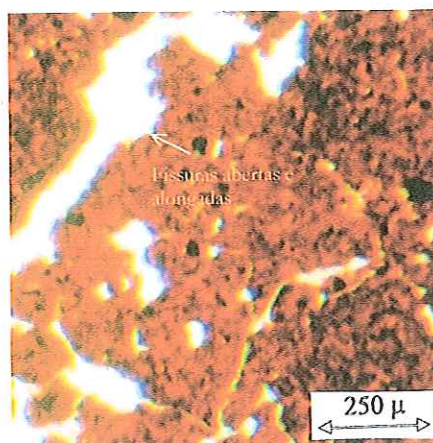


Figura 5.68a

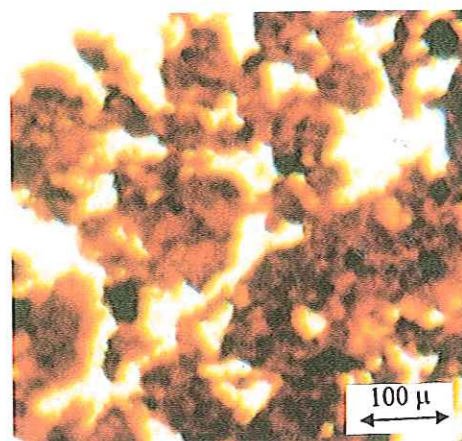


Figura 5.68b

Figura 5.68 a e b – Fotografias representativas da lâmina da amostra de Solo B carregada, sem inundação, obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 6,3x (5.68a) e 12,5x (5.68b).

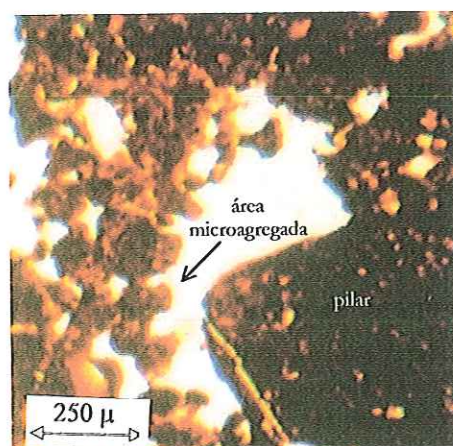


Figura 5.69a

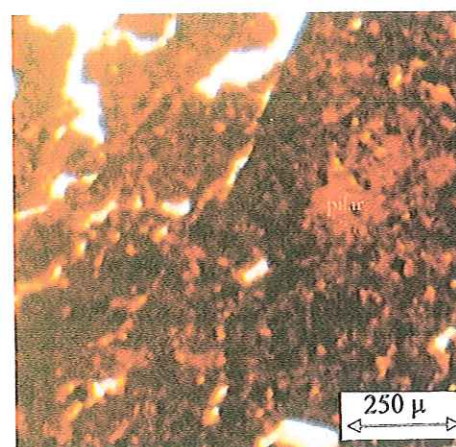


Figura 5.69b

Figura 5.69 a e b – Fotografias representativas da lâmina da amostra de Solo B carregada e inundada com água, obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 6,3x.

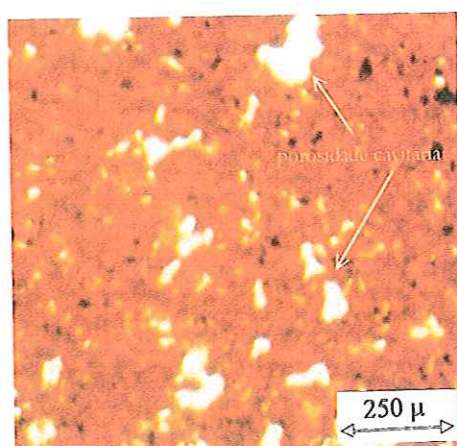


Figura 5.70

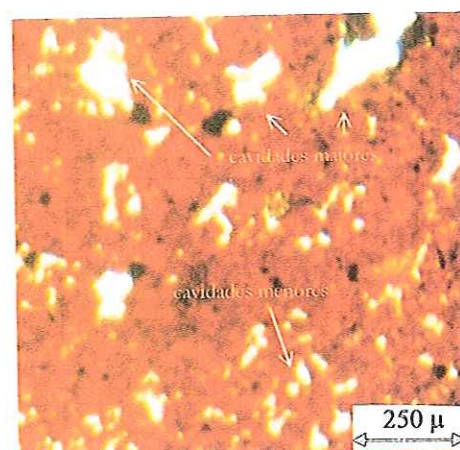


Figura 5.71

Figura 5.70 e 5.71 - Fotografias representativas das lâminas das amostras de Solo B carregadas e posteriormente inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio de pH=6,3 e hidróxido de sódio de pH=13,5, respectivamente, obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 6,3x.

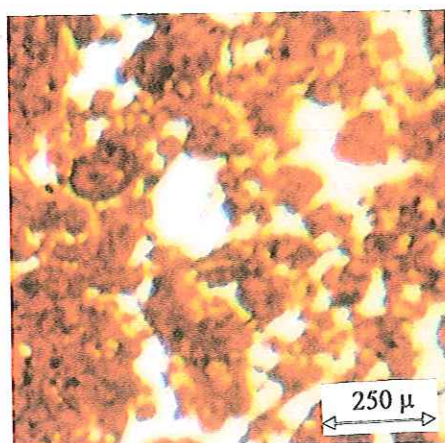


Figura 5.72a

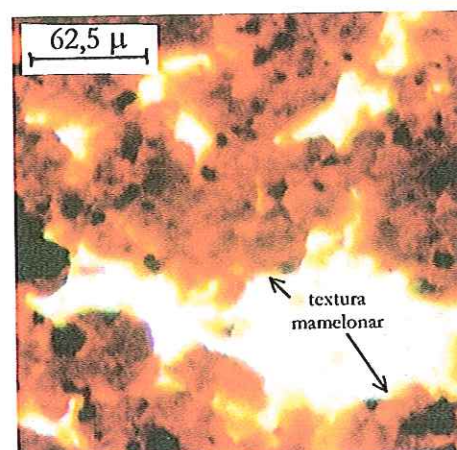


Figura 5.72b

Figura 5.72 a e b - Fotografias representativas da lâmina da amostra de Solo B carregada e posteriormente inundada com benzeno, obtida em microscópio óptico em luz natural com a objetiva 6,3x (5.72a) e 25x (5.72b).

5.5. Síntese e Complementação da Análise dos Resultados

Os resultados obtidos com os ensaios indicam que:

1. Os ensaios edométricos realizados com amostras dos Solos A e B inundadas com álcool, benzeno e metanol (fluidos orgânicos) apresentaram potenciais de colapso inferiores aos obtidos com as amostras inundadas com água. Estes resultados sugerem que pode ter ocorrido uma redução na barreira repulsiva e o consequente aumento no número de contatos interpartículas, o que resultou em um aumento da resistência do solo (Anandarajah e Zhao (2000)).
2. A constante dielétrica parece ser uma propriedade química dos fluidos de inundação que contribui para um aumento do potencial de colapso dos solos. Observa-se uma tendência do potencial de colapso crescente com a constante dielétrica dos fluidos. O aumento da constante dielétrica está relacionado com o aumento da densidade de carga superficial; desta forma, quanto menor a constante dielétrica, maior a redução na barreira repulsiva, ocasionando assim, menores potenciais de colapso.
3. As amostras de ambos os solos inundadas com formamida, apesar deste também ser um fluido orgânico, apresentaram um comportamento distinto; este comportamento se deve principalmente à sua elevada constante dielétrica (109 à 20°C). Devido à sua elevada constante dielétrica, a força repulsiva da dupla camada elétrica é computada para ser bastante alta (1,932 kPa comparada a da água que é 1,260kPa segundo Anandarajah e Zhao (2000)). De acordo com os autores op.cit., um outro motivo pode ser responsável pelo comportamento da formamida: a distinta natureza do seu espectro dielétrico origina um aumento das forças atrativas de Van der Waals.
4. Observa-se para as soluções preparadas com hidróxido de sódio um potencial de colapso crescente com a concentração; este aumento do potencial de colapso se deve ao fato de ocorrer um aumento da concentração de Na^+ no fluido intersticial.
5. Ao inundar as amostras com as soluções preparadas com hexametáfosfato de sódio de pH=3, pH=6,3 e pH=11, não foram observadas grandes mudanças nos

valores de potencial de colapso para os Solos A e B. Isto deve estar relacionado ao fato do hexametáfosfato de sódio ser um polímero e como tal, apresentar-se formando uma cadeia polimérica, desta forma, qualquer alteração em sua característica química (como mudanças no seu pH) não alterariam sua característica polimérica.

6. O hidróxido de sódio, apesar de também ser utilizado como defloculante de argila, apresentou um comportamento diferente: as amostras de solo A inundadas com as soluções de hidróxido de sódio de pH=3, pH=7 e pH=13,5 apresentaram um potencial de colapso crescente com os valores de pH. Estes valores foram mais elevados do que quando as amostras foram inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio, com exceção da solução de pH=3. Entretanto, para o Solo B, os maiores potenciais de colapso ocorreram quando as amostras foram inundadas com as soluções defloculantes de hexametáfosfato de sódio de pH=3, pH=6,3 e pH=11.

7. Analisando-se as lâminas delgadas e o ensaio de porosimetria por intrusão de mercúrio pôde-se observar que:

Solo arenoso (Solo A)

A amostra natural apresentou-se bastante porosa, exibindo na análise da lâmina delgada uma porosidade de empilhamento composto bem aberta, com agregados bem arredondados constituídos por um núcleo bem denso e uma borda mais clara, suscetível às maiores deformações. Aparece também em determinados locais da lâmina um arranjo mais fechado, constituído por um plasma contínuo com fissuras. Com o carregamento de 100kPa, ocorreu uma diminuição dos poros (aproximadamente 20%), observada na análise das lâminas e na curva porosimétrica. Observa-se na lâmina delgada, áreas onde o plasma apresenta-se contínuo com aparecimento de fissuras na junção dos agregados, ressaltando o efeito do carregamento. Na análise porosimétrica observa-se que as modificações ocorreram em nível de macroporos.

Com a inundação da água, ocorreu uma maior diminuição dos poros (aproximadamente 30%), mas observa-se que a aparência dos agregados na lâmina delgada é muito semelhante às amostras natural e carregada, sem

inundação, não demonstrando modificações no arranjo dos agregados. Estas modificações ocorreram e foram visivelmente notadas nas amostras inundadas com as soluções defloculantes de hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio. Os poros ficaram ainda mais reduzidos (tiveram uma redução de 45 a 60% aproximadamente) e ocorreram mudanças nas feições do plasma; o núcleo antes escuro e denso, apresentou-se mais homogêneo e a borda ao seu redor constituída de um material mais suscetível à defloculação. Observa-se desta forma, não apenas um efeito físico, mas também um efeito químico condicionando modificações na organização e feição dos constituintes mineralógicos. Neste solo observa-se que as lâminas provenientes das amostras inundadas com as soluções de hidróxido de sódio apresentam-se mais "fechadas" do que as inundadas com hexametáfosfato de sódio. Isto vem corroborar os ensaios edométricos que indicaram maiores valores de potencial de colapso para as amostras inundadas com hidróxido de sódio.

solo argiloso (Solo B)

As lâminas delgadas das amostras de Solo B no estado natural e carregada, sem inundação, não apresentaram muitas mudanças, indicando que o carregamento não interferiu de maneira significativa na organização dos constituintes minerais. Observa-se em ambas as amostras partes do material constituinte da lâmina com porosidade de empilhamento composto e partes onde o plasma aparece contínuo, já com a presença de fissuras. A curva resultante do ensaio de porosimetria indica que a amostra natural apresenta uma quantidade de poros menor do que a amostra carregada, sem inundação. Este fato pôde ser explicado com a análise micromorfológica. Nota-se na análise destas lâminas, que o carregamento e/ou carregamento e posterior inundação, promoveu a abertura de grandes fissuras longitudinais (Figura 5.68a) no plasma contínuo que podem ter sido completamente preenchidas por mercúrio, aumentando-se, assim, o volume de intrusão de mercúrio destas amostras

Na lâmina resultante da amostra carregada e posteriormente inundada com água, observou-se o fechamento da porosidade comunicante; foi calculada uma redução de aproximadamente 10% na quantidade de poros em relação a amostra sem inundação. Observa-se nas três lâminas citadas acima um núcleo bem denso e ao seu redor uma borda bem mais clara, assim como para o Solo A. O efeito

gerado pelas soluções defloculantes no Solo B foram muito parecidos aos ocorridos no Solo A. Nota-se nitidamente a diminuição dos poros evidenciando em toda a lâmina a "concentração" do plasma contínuo. Observa-se que o núcleo denso dos microagregados tende a desaparecer e que a borda mais clara que os rodeava, torna-se menos espessa, indicando uma atuação química das soluções influenciando a defloculação do plasma mais instável. Observa-se que atuaram em conjunto nestas lâminas o efeito físico (carregamento) e o efeito químico (influência das soluções defloculantes no plasma).

Nas amostras de ambos os solos inundadas com benzeno pode-se observar a tendência de um efeito contrário ao ocorrido nas lâminas inundadas com as soluções defloculantes. Nas lâminas proveniente das amostras inundadas com benzeno, o arranjo dos constituintes é semelhante ao encontrado nas lâminas das amostras natural e sem inundação, entretanto, aparecem alguns microagregados de tamanhos reduzidos, mostrando que possivelmente este fluido tem a tendência de provocar uma flocculação no solo. Este fato foi também observado em um ensaio realizado em tubos de ensaio que demonstraram que o solo ao entrar em contato com o benzeno formou vários flocos e grudou nas paredes do tubo de ensaio, indicando também esta possível flocculação.

As amostras dos solos arenoso (Solo A) e argiloso (solo B) apresentaram elevados potenciais de colapso quando inundadas com o hidróxido de amônia. Analisando-se a lâmina delgada resultante destes ensaios observou-se que ocorreu uma redução dos poros das amostras em relação à amostra sem inundação (aproximadamente 40%) e em determinadas áreas, nota-se o plasma mais contínuo com o surgimento de fissuras na união dos agregados; este plasma tende a ficar mais homogêneo, e o núcleo mais denso dos microagregados tende a desaparecer, caracterizando uma tendência à defloculação destas amostras.

6. CONCLUSÕES

De acordo com os resultados obtidos e as discussões efetuadas, é possível concluir que:

1. A presença de substâncias químicas misturadas à água tende a alterar o potencial de colapso dos solos, tornando-o maior ou menor do que aquele medido com água.
2. As amostras de solo inundadas com as soluções preparadas com hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio foram as que apresentaram maiores potenciais de colapso.
4. Quanto ao pH:
 - não há uma relação única entre o potencial de colapso (l) e pH quando se consideram diferentes substâncias.
 - as substâncias orgânicas e as substâncias preparadas com hidróxido de sódio apresentaram potencial de colapso crescente com o pH.
 - as soluções de hexametáfosfato de sódio de pH=3, pH=6,3 e pH=11 não provocaram diferenças significativas no potencial de colapso dos solos.
5. Os solos inundados com as soluções preparadas com hexametáfosfato de sódio de pH=3, pH=6,3 e pH=11, considerando-se as mesmas condições de ensaio, apresentaram potenciais de colapso bem próximos.
6. A constante dielétrica parece ser uma propriedade química dos fluidos de inundação que contribui para um aumento do potencial de colapso dos solos. Observa-se uma tendência do potencial de colapso crescente com a constante dielétrica dos fluidos.

7. Quanto à temperatura:

- quando utiliza-se a água como fluido de saturação há um potencial de colapso crescente com o aumento da temperatura
- para a solução de hidróxido de sódio, entretanto, a temperatura parece não interferir nos resultados.

8. Quanto à concentração:

- para as soluções preparadas com hidróxido de sódio há um potencial de colapso crescente com a concentração;
- para as soluções de hexametáfosfato de sódio e ácido fosfórico a variação da concentração interfere no potencial de colapso dos solos. Para a solução de hexametáfosfato de sódio o maior potencial de colapso ocorreu para a concentração de 45,7g/l que é a concentração recomendada pela ABNT para o ensaio de análise granulométrica conjunta.

9. Quanto ao tempo de estabilização das deformações:

- as amostras ao serem inundadas com água e com os fluidos orgânicos, sofrem um colapso repentino e estabilizam-se em poucos minutos.
- as amostras inundadas com as diferentes substâncias químicas apresentam uma deformação crescente com o tempo, indicando que as mesmas devem estar interagindo com o solo.

10. Quanto ao caráter dispersivo dos solos:

- as amostras de solo B inundadas com as soluções de hidróxido de sódio, soluções de hexametáfosfato de sódio, água, fluoreto de potássio, álcool e metanol foram consideradas não dispersivas;
- as amostras de Solo A percoladas com as substâncias preparadas com hexametáfosfato de sódio de pH=11 e hidróxido de sódio de pH=13,5 foram classificadas como intermediárias; as demais classificaram-se como não dispersivas;
- as amostras percoladas com as soluções de hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio apresentaram, após os ensaios, uma nítida perda de integridade estrutural;

- a análise entre os resultados obtidos com a classificação de Sherard et. al (1976) e as características de dispersão observadas nas amostras após os ensaios não permitem uma correlação direta com o potencial de colapso dos solos.

11. Quanto à porosimetria:

- não ocorreram mudanças significativas em nível de mesoporos;
- os maiores potenciais de colapso provocaram, como era de se esperar, uma diminuição dos macroporos;
- as amostras que apresentaram as maiores diminuições de intrusão de volume nos macroporos foram as inundadas com as soluções de hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio.
- as amostras de Solo B no estado natural apresentaram uma porosidade inferior às amostras sem inundação e inundada com água.

12. Quanto a análise das lâminas delgadas

solo arenoso (Solo A)

- a amostra natural apresentou uma porosidade de empilhamento composto bem aberta, com agregados arredondados, constituídos por um núcleo bem denso e uma borda mais clara ao redor; esta borda mais clara fica mais suscetível a possíveis deformações causadas pelas substâncias químicas. Em determinadas partes da lâmina aparecem sítios com arranjos mais fechados, constituídos por um plasma contínuo com fissuras.
- com o carregamento observa-se uma diminuição dos poros (também observada na análise porosimétrica por intrusão de mercúrio) na parte mais microagregada e nas partes de plasma contínuo observa-se o aparecimento de fissuras na junção dos microagregados, intensificando a ação do carregamento.
- na amostra carregada e inundada com água os poros foram reduzidos ainda mais e o plasma continuam com a mesma aparência das amostras natural e sem inundação: um núcleo bem mais escuro, composto por um material mais denso do que o material que compõe a sua borda.
- a amostra carregada e posteriormente inundada com benzeno aparentemente apresenta-se muito semelhante à amostra sem inundação, entretanto, observa-se nela microagregados de tamanhos bem pequenos que não foram observados nas demais amostras; isto pode indicar que o benzeno apresentou uma tendência a floccular os agregados.

- modificações ocorreram nas amostras inundadas com as soluções defloculantes de hexametáfosfato de sódio e hidróxido de sódio. Observa-se um plasma contínuo com fissuras na união dos agregados propiciadas pelo carregamento e posterior inundação das amostras. Os microagregados aparentemente perderam a aparência densa do núcleo, apresentando um plasma mais homogêneo e contínuo e a borda antes bem nítida, desapareceu em partes da lâmina e em outras tornou-se quase imperceptível. Observa-se desta forma, que as soluções defloculantes causaram modificações no arranjo das amostras de solo, influenciando a deformação dos microagregados.

solo argiloso (Solo B)

- não foram observadas grandes modificações na análise das lâminas delgadas das amostras natural e sem inundação, indicando que para este solo, o carregamento não teve grande influência no arranjo dos constituintes minerais. Pode-se notar em parte das lâminas uma porosidade de empilhamento composto e partes onde o plasma aparece contínuo, com o aparecimento de fissuras.

- a lâmina resultante da amostra carregada e posteriormente inundada com água mostra o fechamento da porosidade comunicante. Observa-se, assim como para o Solo A, que os microagregados apresentam um núcleo mais denso que sua borda.

- no material que compõe a lâmina da amostra carregada e inundada com benzeno, nota-se mais claramente o aparecimento de microagregados menores que não aparecem nas demais lâminas, indicando uma possível flocculação do solo;

- nas lâminas carregadas e inundadas com as soluções defloculantes observa-se uma estrutura mais fechada, com redução significativa dos poros evidenciada em toda a lâmina. Observa-se, assim como para o Solo A, que o núcleo denso dos agregados tende a desaparecer e que a borda mais clara que os rodeava, torna-se menos espessa, indicando que as soluções químicas de hidróxido de sódio e hexametáfosfato de sódio interagiram com as amostras de solo influenciando em sua dispersão.

14. com a análise das lâminas delgadas pode-se concluir que o efeito físico proveniente do carregamento e o efeito químico proveniente da interação amostra - soluções defloculantes contribuíram para o aumento do potencial de colapso dos solos.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agnelli, N. (1992). Estudo da Colapsividade do Solo de Bauru através de Provas de Cargas Diretas. São Paulo (SP), 142p. Mestrado – Escola de Engenharia de São Carlos – USP.
- Aitchinson, G.D., Ingles, O.G. and Wood, C.C. (1963). Post-Construction Deflocculation as a Contributory Factor in the Failure of Earth Dams. 4th Australian-New Zealand Conference on SMFE, pp 275-279.
- Alleoni, L.R.F. (1992). Atributos Eletroquímicos de Solos Ácricos do Norte Paulista. Piracicaba, Dissertação (mestrado), ESALQ, 123p.
- Anandarajah, A. & Zhao, D.(2000). Triaxial Behavior of Kaolonite in Different Pore Fluids. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*. P. 148-156.
- Aragão, C. J. G. & Melo, A. C., (1982). Fundações Rasas em Solos Colapsível - Um Caso no Semi-árido de Pernambuco. In: Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações, 7, Olinda. *Anais*, ABMS, V.2, Setembro, p.19-40.
- Arman, A. & Thornton, S. I. (1973). Identification of Collapsible Soils in Louisiana. *highway Research Record*, n.426, p.14-22.
- Associação Brasileira de Normas Técnicas (1984). NBR 6459 - Solo - Determinação do Limite de Liquidez. Rio de Janeiro, ABNT.
- Associação Brasileira de Normas Técnicas (1984). NBR 6508 -Grãos de Solos que Passam na Peneira de 4,9mm - Determinação da Massa Específica. Rio de Janeiro, ABNT.
- Associação Brasileira de Normas Técnicas (1984). NBR 7180 - Solo - Determinação do Limite de Plasticidade. Rio de Janeiro, ABNT.
- Associação Brasileira de Normas Técnicas (1984). NBR 7181 - Solo - Análise Granulométrica. Rio de Janeiro, ABNT.

- Associação Brasileira de Normas Técnicas (1986). NBR 6457 - Amostras de Solo - Preparação para Ensaios de Compactação e Ensaios de Caracterização. Rio de Janeiro, ABNT.
- Associação Brasileira de Normas Técnicas (1986). NBR 7182 - Solo - Ensaio de Compactação. Rio de Janeiro, ABNT.
- Barden, L. & Sides, G.R. (1969). The Influence of Structure on Collapse of Compacted Clay. In: Int. Res. and Eng. Conf. on Expansive Clays, 2. *Proceedings*, Texas A & M University, p.317-326.
- Barden, L.; McGrown, A & Collins, K. (1973). The collapse mechanism in partly saturated soil, *Engineering Geology*, Vol 7, p. 49-60.
- Basma, A. A. & Tuncer, E. R. , (1992). Evolution and Control of Collapsible Soils. *Journal of Geotechnical Engineering Division*. ASCE, V. 118, n. 10, outubro, p. 1491-1504.
- Bateman, A. M. (1959). *Economic Mineral Deposita*, 2^a ed., p.699, Wiley, New York, apud Santos, 1989
- Bell, L.C & Gillman, G.P. (1978). Surface charge characteristics and soil solution composition of highly weathered soils. In: Andrew, C.S. & Kamprath, E.J. ed. *Mineral nutrition of legumes in tropical and subtropical soils*. Melbourne, CSIRO. p. 37-57. apud Alleoni, 1992
- Benites, L. A. (1968) *Geotechnical Properties of the Soils Affected by piping near the Benson Area, Cochise Country, Arizona*. Unpublished M.S. thesis. University of Arizona, Tuscon, AZ., apud Lutenege & Saber, 1988.
- Bortolucci, A. A., (1983). *Caracterização Geológico-Geotécnica da Região Urbana de São Carlos-SP, a partir de Sondagens de Simples Reconhecimento*. Dissertação (Mestrado). Escola de Engenharia de São Carlos -USP. 62p.
- Bradley, W. F., (1953). Clay mineral composition and properties of some deep residual soils from São Paulo, Brazil, *Anais do 2º Congresso Nacional de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações*, p63, IPT, São Paulo.
- Brady, N.C. (1979). *Natureza e propriedade dos Solos*. Livraria Freitas Bastos S.A.- 5º Edição, 647p.
- Brewer, R. (1976) *Fabric and Mineral analysis of soils*. Robert E. Krieger Publs. Co. Hungston. New York, 482p.

- Bueno, B. S. & Vilar. O. M. (1984). Mecânica dos Solos - Volume I. Seção de Publicações - Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo. 131p.
- Bull, W. B. (1964). Alluvial Fans and Near-Surface Subsidence in Western Fresno Country, California. Geological Survey Professional Paper 437-A, Washington, 71p, apud Dudley 1970.
- Bullock, P.; Fedoroff, N.; Jongerius, A.; Stoops, G.; Tursina, T.; Babel, U. (1985). Handbook for Soil Thin Section Description. Wayne Research Publications. 152p.
- Camapum de Carvalho, J.; Nunes, P. M.; Berberian, D. & Ferreira, E. S., (1987). Influência del pH del Líquido de saturation en la Colapsabilidad. VIII CONGRESSO PANAMERICANO DE MECÂNICA DOS SOLOS E ENGENHARIA DE FUNDAÇÕES, Cartagena - Colômbia, V.2, p.1-8.
- Camargo, O A ; Moniz, A C, Jorge, J. A ; Valadares, J. M. A S., (1986). Métodos de Análise Química, Mineralógica e Física de Solos do Instituto Agrônomo de Campinas. Bol. Técnico IAC (106).
- Cardoso, F, B, F, (1995). Análise Química, Mineralógica e Micromorfológica de Solos Tropicais Colapsíveis e o Estudo da Dinâmica do Colapso. Dissertação (mestrado). Faculdade de Tecnologia. Universidade de Brasília.
- Carneiro, B. J. J. & Conciani W. (1997). Emprego de TDR para Acompanhar a Evolução da Infiltração de Água no Solo. In: Simpósio Brasileiro de Solos não Saturados (3), Rio de Janeiro. *Anais*, v.1, p. 215-220.
- Carvalho, A., Chauvel, A. Guimarães, J.E.P., Melfi, A.J. & Nóbrega, M. T. (1981). Caracterização Mineralógica E Geotécnica de alguns Solos lateríticos desenvolvidos sobre basalto na Bacia do Paraná. In: Simpósio Brasileiro de Solos Tropicais em Engenharia. R.J. *Anais*. V1. p.340-381.
- Carvalho, M. F., (1994). Estudo de Solos Colapsíveis no Nordeste do estado de Minas Gerais. 137p. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos - Universidade de São Paulo.
- Casanova, F. J. O. C. (1989). Eletroquímica e Propriedades Mecânicas dos Solos. II Colóquio de Solos Tropicais e Subtropicais e suas Aplicações em Engenharia Civil. Porto Alegre, CPGEC/UFRGS, p. 43-58.

- Castro, S.S. (1989). Micromorfologia de Solos – Pequeno guia para descrição de Lâminas delgadas. 87p.
- Chapman, D.L., (1913). A contribution to the theory of electocapillarity. *Philosophical Magazine*, 25 (6): p. 475-481.
- Chen, T.J., Santos, P.S., Ferreira, H.C., Calil, S.F., Zandonadi, Ar., Campos, L.V. (1974). Determinação da capacidade de troca de cátions e da área específica de algumas argilas e caulins cerâmicos brasileiros pelo azul de metileno e sua correlação com algumas propriedades tecnológicas. *Cerâmica*, 79, pp. 305-326.
- Clemence, S. P. & Finbarr, A. O., (1981). Design Consideration for Collapsible Soils. *Journal of the Geotechnical Engineering Division* GT3, p.305-317, Vol. 107.
- Clemence, S. P., (1985). Collapsible soils: Identification, Treatment and Design Considerations. In; *CURRENT PRACTICES IN GEOTECHNICAL ENGINEERING*, JODHPUR, India, Geo Environ Academic, p.17-33.
- Clevenger, W. A., (1956). Experiences with Loess as Foundation Material. *Journal of Soil Mech. and Found. Division*, ASCE, n. SM3, p. 1025 -1026.
- Collares, A.C.Z.B. (1997). A Influência de Características Químicas do Fluidos de Saturação no Colapso dos Solos. Dissertação (Mestrado) – Escola de Engenharia de São Carlos – USP. 97p.
- Collins, K. & McGown, A., (1974). The Form and Function of Micro Fabric Features in a Variety of Natural Soils. *Géotechnique*, Vol 24, n. 2, p. 223-254.
- Costa, J. B. (1979). Caracterização e Constituição do Solo. Fund. Calouste Gulbenkian. Cap. 4-10.
- Day, M. E. R., (1990). Sample Disturbance of Collapsible Soil. *Journal of Geotechnical Engineering*. ASCE, V.116, n.1, Janeiro, p.158-161.
- Decker, R.S (1971). Identification and Consideration of Dispersed Soils for Design and Construction. Presented to Design Engineers Meeting, Lincoln, Nebr. 1-5nov. apud Heizen & Arulanandan, 1976
- Delvigne, J. (1988). Apostila do Curso de Micromorfologia. USP. São Paulo. 149p., apud Cardoso, 1995.
- Denisov, N. V. (1951). *Stroitelnie Svoystva Lossa i Lossovidnykh Suglinkov*. (The Engineering Properties of Loess and Loess Loams). Gosstroizdat, Moscow, 136p. (in Russian), apud Mielenz & King, 1955.

- Dudley, J.H., (1970). Review of Collapsing Soils. *Journal of the Soil Mechanics and Foundation*. Division, ASCE < V.96, n.SM3, Maio, p.925-947.
- Egri, G. (1971). Subsidence of Loess and Phenomena of Phase Movements in Dunaryvaros. Proceedings of the 4th Budapest Conference on Soil Mechanics. P. 69-77, apud Lutenege & Saber, 1988.
- El-Ehwany, M. & Houston, S. L., (1990). Settlement and Moisture Movement in Collapsible Soils. *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, Vol 116, n.10, outubro, p.1521-1535.
- El-Sohby, M. A. , Sherif, M. M., Elleboudy, A. M. & Saad, M. A., (1989). Critical Evaluation of Collapsibility Measurements for Cemented Sand. In: Int. Conference on Soil Mech. and Found. Engineering, 12, Rio de Janeiro. *Proceedings*, Vol 1, p. 593-596.
- Embrapa (1997). Manual de Métodos de Análise de Solo. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. 2^o edição, Rio de Janeiro, 212p.
- Emerson W.W. & Bakker, AC.(1960). *Australian Journal of Research*. Vol. II, pp. 151-157 apud Holmgren & Flanagan, 1976
- Emerson, W. W. (1967). *Australian Journal of Soil Research*, Vol5, pp47-57. apud Heizen & Arulanandan, 1976
- Feda, J. (1966). Structural Stability of Subsident Loess Soil from Praha-Dejvice. *Engineering Geology*. Amsterdam, V.1, n3, Março, p.201-219.
- Ferreira, S. R. M. & Lacerda, W. A. (1993). Variações de Volume em solo Colapsível Medidas Através de Ensaio de Laboratório e Campo. *Solos e Rochas*, 16(4), p.245-253, São Paulo.
- Ferreira, S.R.M. (1993). Comportamento de Mudança de Volume em Solos Colapsíveis e Expansivos . In: Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 7, Poços de Caldas, V.1. p.283-299.
- FitzPatrick, E.A. (1984). *Micromorfology of Soils*. Chapman and Hall. New York. 433p.
- Gibbs, H. J. & Bara, J. P., (1967). Stability Problems of Collapsing Soil. *Journal of the Soil Mech. and Found. Division*, ASCE, Vol. 93, m. SM4, Julho, p.577-594.
- Goldberg, S., Suarez, D. L. and Glaubig, R. A. (1988). Factors Affecting clay Dispersion and Aggregate Stability of Arid-Zone Soils. *Soil Science*, vol 146, n. 5, pp 317-325.

- Gomes, 1986. Argilas, o que são e para o que servem. Fundação Calouste Gulbenkian.
- Goy, G., 1910. Sur la constitution de la charge électrique à la surface d'un électrolite. *Annuaire de Physique (Paris)*, 9 (4): p 457-468.
- Grim, R. E. & Bradley, W. F. (1953). Clay mineral composition and properties of some deep residual soil from São Paulo, Brasil. *Anais do 2º Congresso Mundial de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações*, p.63. IPT. São Paulo.
- Grim, R. E. (1962). *Applied Clay Mineralogy*. New York, McGraw-Hill Books, 422p.
- Grim, R. E. (1968). *Clay Mineralogy*, 2º ed., p491 e 513,. New York, McGraw Hill.
- Grim, R.E. (1959). Physical-Chemical Properties of Soils: Clay Minerals. *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, vol 85, n.SN2, pp 1-17.
- Handy, R. L. (1973). Collapsible Loess in Iowa *Soil Science Society of America Proceedings*. Vol. 37, p. 281-284.
- Hang, P.T.& Brindley,G.H.(1970). Methylene blue adsorption by clay minerals: determination of surface areas and cation exchange capacities. *Clay and Clay Minerals*, 18, 203, apud Chen et al, 1974
- Heizen, R. T. & Arulanandan, K. (1976). Factors Influencing Dispersive Clays and Methods of Identification. In: *Dispersive Clays, Related Piping, and Erosion in Geotechnical Projects*. American Society for Testing and Materials. Chicago. pp 202-217.
- Helalia, A. M. & Letey, J. (1988). Polymer Type and Water Quality Effects on Soil Dispersion. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, vol52, pp243-246.
- Holmgren, G.G.S. & Flanagan, C.P. (1976). Factors Affecting Spontaneous Dispersion of Soil Materials Evidenced by the Crumb Test. *Dispersive Clays, Related Piping, and Erosion in Geotechnical Projects*. ASTM Special Technical Publication 623. Chicago. pp. 218-239.
- Houston, S. L., Houston, W. N., Spadola, D. J., (1988). Prediction of Field Collapse of Soils due to Wetting. *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, Vol. 114, n. 1, Janeiro, p.40-58.
- Indraratna, B (1991). Erosion of Dispersive Soils in Northeast Thailand. *Geotechnical Engineering*, Vol22, n. 1, pp 1-3.

- Inglês, O.G. (1968). Soil Chemistry Relevant to the Engineering Behavior of Soils . Soil Mechanics Select Topics. I K Lee, Ed American Elsevier Publishing Company, Inc, New York, pp 1-57, apud Lewis & Schmidt, 1976
- Ingles, O.G. (1964). The water-soil regime in three dams sampled during failure. Colloquium on Failure of Small Dams. Division of Soil Mechanics, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization, Australia, no. 31.
- Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT - (1981). Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo; escala 1:1.000.000. São Paulo. 2V. (IPT. Monografias, 5).
- Ismael, N. F., (1989). Prediction of Field Collapse of Soils due to Wetting. Discussion, Journal of Geotechnical Engineering. ASCE, V.115, n.12, Dezembro, p.1806-1808.
- Jennings, J. E. & Knight, K., (1957). The Additional Settlement of Foundations due to a Collapse of Structure of Sandy Subsoils on Wetting. In: INT. CONF. ON SOIL MECH. AND FOUND. ENG., 4, Londres. *Proceedings*, Vol 1, p. 316-319.
- Jennings, J. E. & Knight, K., (1975). A guide to construction on or with materials exhibiting additional settlement due to "collapse" of grain structure, VII REG. CONF. FOR AFRICA ON SOIL MECH. AND FOUND. ENG., Durban, Vol 1, p. 99-105.
- Jones, D.L. & Alphen, G.H.V. (1980). Collapsing Sands – A Case History. In: Regional Conference for Africa on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 7, Accra, junho. p.769-774.
- Kassif, G.; Henkin, E.N. (1967). Engineering and Physico-Chemical Properties Affecting Piping Failure of Low Loess Dams in the Negev. Proc. 3rd Asian Regional Conf., SMFE, p. 13-16.
- Keller, W. D. (1962). Diagenesis in clay minerals, a review. Clays and Minerals 11, 136, apud Santos, 1989.
- Knodel, P. C., (1981). Construction of Large Canal on Collapsing Soils. Journal of the Geotechnical Engineering Division. ASCE, V.107, n.GT1, Janeiro, p.79-94.
- Krauscopf (1972). Introdução a Geoquímica. São Paulo, Polígono, EDUSP.

- Lambe, W. (1958). The Structure of Compacted Clay. *Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division. Proceedings of the American Society of Civil Engineers*. Vol SM2, pp (1654)1 – 33.
- Lawton, E. C.; Fragazy, R.J.; Hardcastle, J.H. (1989). Collapse of Compacted Clayey Sand. *Journal of Geotechnical Engineering*. ASCE, V.115, n.9, September, p.1252-1267.
- Leite, A. L. (2001). Migração de íons inorgânicos em alguns solos tropicais, com ênfase nos processos de sorção e difusão molecular. Tese de Doutorado – Escola de Engenharia de São Carlos. – USP. 253p.
- Lewis, D. A. & Schmidt, N. O. (1976). Erosion of Unsaturated Clay in a Pinhole Test. In: *Dispersive Clays, Related Piping, and Erosion in Geotechnical Projects*. American Society for Testing and Materials. Chicago. pp 260-273.
- Luckner, L. & Schestakow, W. M., 1991. *Migration Process in the Soil and Groundwater Zone*. Michigan, Lewis Publishers, Inc. 485 p.
- Lutenegger, A.J. & Saber, R.T., (1988). Determination of Collapse Potential of Soils. *Geotechnical Testing Journal*. ASTM, V.11, n.3, Setembro, p.173-178.
- Mackenzie, R.C. (1957) *The Differential Thermal Investigation of Clays*. Mineralogical Society, London. 456 p.
- Mackenzie, R.C. (1959). The Classification and Nomenclature of Clay Minerals. *Clay Minerals Bull.* 4, 52, apud Santos, 1989.
- Mariz, D. F. & Casanova, F. J. (1994). Alguns Aspectos Relevantes no Mecanismo de Colapso de Solos do Planalto Central. In: *Simpósio sobre Solos Não Saturados*, 2, Recife. *Anais*, p.129-134.
- Mariz, D.F. (1993). Um estudo físico químico mecânico sobre colapso de solos residuais sesquioxídicos micro-agregados do Planalto Central. *Dissertação de Mestrado*. COPPE/QFRJ. 168p.
- McNeal, B. L., *Proceedings, Soil Science Society of America*, Vol.32, 1968, pp.190-193. apud Yong & Sethi, 1976
- Mekaru, T. & Uehara, G. (1972). Anion Adsorption in Ferruginous Tropical Soils. *Soil Science Society of America. Proceedings*, Madison, 36. pp 296-300.
- Mendonça, M.B. (1990). Comportamento de Solos Colapsíveis da Região de Bom Jesus da Lapa – Bahia. *Dissertação (mestrado)*, COPPE – UFRJ.

- Menescal, R. A (1992). Modelagem Numérica do Comportamento Tensão-Deformação de Solos Não-Saturados. Brasília. Dissertação (Mestrado) - Faculdade de Tecnologia, Universidade de Brasília.
- Mitchell, J. K. (1976). Fundamentals of Soil Behavior, John Wiley & Sons Inc., New York.
- Moll, L. L. (1975). Análise del problema de los suelos colapsibles. V Congreso Panamericano de Mecânica de Suelos e Ingenieria de Fundaciones. Buenos Aires. Argentina. p. 359-370.
- Moniz, A.C. (1972). Elementos de Pedologia. Editora Universidade de São Paulo.
- Moore, D.M. & Reynolds, R.C. (1989). X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press. 332 p.
- Nóbrega, M. T. (2002). Informação Verbal.
- Nóbrega, M.T. (1995). Características e Mecanismo de Estabilização de Solos Tropicais com cal e cimento em pista experimental. Tese (doutorado). Instituto de Geociências – USP. São Paulo.
- Northey, R. D., (1969). Engineering Properties of Loess and other Collapsible soils. In: International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 7, México. Specialty Session, V.3, n.5, p.445-452.
- Nuñez, E. ,(1975). Suelos Especiales: Colapsibles, Expansivos, Preconsolidados por Deseccacion. In: Congresso Pan- Americano de Mecânica dos Suelos e Ingenieria de Fundaciones, 5, Buenos Aires, .Anais, Sessão II, V.4, p.43-73.
- Oliveira, J.B.; Jacomine, P.K.T & Camargo, M.N. (1992). Classes Gerais de Solos do Brasil. Jaboticabal, FUNEP, 201p.
- Oster, J.D & Shroer, F.W. (1979). Infiltration as influenced by irrigation water quality. Soil Sci. Am. J., 43, p.444-447. apud Helalia & Letey, 1988
- Paixão, M.N.O.N. & Carvalho, J.C.(1994). Influência da Microestrutura no Colapso de um Solo de Brasília. In: Simpósio sobre Solos Não Saturados, 2, Recife. p.105-110.
- Pauling, L (1930). The structure of micas and related minerals. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S. pp 123-129. apud Van Olphen, 1977
- Pejon, O. J. 1992. Mapeamento Geotécnico da Folha de Piracicaba-SP (Escala 1:100.000): estudo de aspectos metodológicos, de caracterização e de

- apresentação de atributos. Tese de Doutorado. Escola de Engenharia de São Carlos. Universidade de São Paulo. V.1. 224p.
- Raij, B. V. (1986). Propriedades Eletroquímicas de Solos. In: Simpósio Avançado de química e Fertilidade do Solo, Piracicaba. Anais, Fundação Cargill, p 9-41.
- Raij, B.V. & Peech, M. (1972). Electrochemical Properties of Some Oxisols and Alfisols of the Tropics. *Soil Sci, Soc. Am. Proc.*, V36, p.587-593.
- Reginatto, A. R. & Ferrero, J. C.,(1973). Collapse Potential of Soils and Soil-Water Chemistry. In: International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 8, Moscow. *Proceedings*, V.2.2, p.177-183.
- Reznik, Y. M., (1989). Discussion of Determination of Collapse Potential of Soils by A. J. Lutenergger and R. T. Saber. *Geotechnical Testing Journal*. ASTM, V.12, n.3, September, p.248-249.
- Santos, S. P., (1989). *Ciência e Tecnologia de Argilas*. Editora Edgard Blücher Ltda. 2º. edição, Vol. 1, p.277 - 298.
- Sawyer, C.N.; McCarty, P.L.; Parkin, G.F. (1994). *Chemistry for Environmental Engineering*. McGraw-Hill. 4th ed. 458p.
- Shainberg, I & Letey, J. (1984). Reponse of soils to sodic and saline conditions. *Hilgardia*, 52(2), pp 1-57, apud Helalia e Letey, 1988
- Shainberg, I. and Caiserman, A, *Soil Science*, Vol111, 1971, pp.276-281 apud Yong & Sethi, 1976
- Sherard, F., Dunnigan, L., Decker, R., and Steele, E.(1976), "Pinhole Test for Identifying Dispersive Soils" *Proceedings, American Society of Civil Engineers*, Vol. 102, no. GT1, pp.69-85.
- Sherard, J. L., Decker, R. S. and Ryker, N. L. (1972). Iping in Earth Dams of Dispersive Clay. *Proceedings of the Specialty Conference on the performance of Earth and Earth-Supported Structures – ASCE*. pp 589-626.
- Singh, U. & Uehara, G. (1986). *Eletroquímica on the Double Layer: Principles and Aplications to soils*. In: *Soil Physical Chemistry*. Ed. Donald Sparks. CRC Press, Flórida.
- Smith, B.H & Emerson, W.W. (1976). Exchangeable aluminium in kaolinite. *Australian Journal of Soil Reserach*, Victori, 14, pag 45-53. apud Alleoni, 1992.

- Sposito, G. (1984). *The Surface Chemistry of Soils*. Oxford University Press, New York.
- Sposito, G. (1989). *The Chemistry of Soils*. Oxford University Press, New York.
- Stern, O. (1924). Zur theorie der Elektrolytischen Doppelschicht. *Zeitschrift Electrochem*, Vol.30, p 508-516.
- Stoops, G. & Jongerius, A. (1975). Proposal for Micromorphological Classification in Soil Materials and a Classification of the Related Distributions of Coarse and Fine Particles. *Geoderma* (13). P. 189-100, apud Castro, 1989.
- Uehara, G. & Gillman, G. P. (1980). *The Mineralogy, Chemistry and Physics of Tropical Soils with Variable Charge Clays*. Westview Tropical Agriculture Series, n.4.
- Van Olphen (1977) *An Introduction to clay colloid Chemistry*. Wiley Interscience, New York, 5ª edição. 318p.
- Vargas, M., (1977). Fundações de Barragens de Terra sobre Solos Porosos . *Revista Construção Pesada*, Março, p.77-81.
- Vargas, M., (1978). *Introdução à Mecânica dos Solos*. Mc Graw-Hill do Brasil - Ed da Universidade, São Paulo, 509p.
- Vieira, L. S., *Manual de Ciência do Solo: com ênfase aos Solos Tropicais*. São Paulo, Ed. Agronômica Ceres, 1988. 464p. ilustr. 2ª edição.
- Vilar, O. M. & Gaioto, N., (1994). Comportamento Colapsível de um Solo Laterítico Compactado. In: Simpósio sobre Solos Não Saturados, 2, Recife. *Anais*. p. 185-190.
- Vilar, O. M., (1979). *Estudo da Compressão Unidirecional do Sedimento Moderno (Solo Superficial) da Cidade de São Carlos*, 105p. Dissertação (Mestrado) - Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo.
- Vilar, O. M.; Rodrigues, J.E. & Nogueira, J. B., (1981). Solos Colapsíveis - Um Problema para a Engenharia de Solos Tropicais. In: Simpósio Brasileiro de Solos Tropicais em Engenharia, 1, Rio de Janeiro. *Anais*, p. 209-224.
- Weast, R. C. (1985), *CRC Handbook of Chemistry and Physics - 66th Edition*, CRC Press, Inc., Flórida.
- Webb, P. A. & ORR, C. (1997). *Analytical Methods in Fine Particle Technology*. Micromeritics Instrument Corporation. 300p.
- White J.L. (1950). Transformation of illite into montmorillonite. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 15, 129. apud Santos, 1989

- Wolle, C. M. (1974). Uso do Microscópio de Varredura na Observação da Microestrutura das Argilas. In: Congresso Brasileiro De Mecânica Dos Solos, 5, São Paulo. *Anais*, vol. 2, Outubro, pp 115-129.
- Wolle, C. M. ; Benvenuto, B. & Carvalho, P. A. S., (1981). Collapsible Soil Foundation of Canal in Central Brazil. In: Int. Conf. on Soil Mech. and Found. Engineering, 10, Stocolmo. *Proceedings*, Vol. 1, p. 277-280.
- Wolle, C. M. ; Benvenuto, C.; Victório, F. C.; Polla, C. M.; Saad, A.M. & Puleghini, P., (1978). Estudo Preliminar da Colapsividade dos Solos no Projeto Jaíba (MG). In: Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, 2, São Paulo. *Anais*, tema I, V.1, p.179-193.
- Young, R. N., Mohamed, A.M.O. & Warkentin, B. P., (1992). Principles of Contaminant Transport in Soils. Elsevier, Amsterdam 327p.
- Young, R.N. & Sethi, A J. (1976). Turbidity and Zeta Potential Measurements of Clay Dispersibility. Dispersive Clays, Related Piping, and Erosion in Geotechnical Projects. ASTM Special Technical Publication 623. Chicago. pp. 419-431.
- Yu, T.R. (1997). Chemistry of Variable Charge Soils. New York, Oxford. 499p.
- Zhang, X.; Barbour, S.L and Headley, J.V. (1998). A diffusion batch method for determination of the adsorption coefficient of benzene on clay soils. *Can. Geotech. J.*, vol 35, n. 4, pp 622-629.
- Zuquette, L. V. (1991). Mapeamento geotécnico: uma nova abordagem. Ribeirão Preto. Relatório Científico, FAPESP. v.2. 269p.