

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO

**CARACTERIZAÇÃO INTEGRADA DE ASPECTOS
SEDIMENTARES E HIDRÁULICOS DO AQUÍFERO
BARREIRAS NA PORÇÃO EMERSA
DA BACIA DE CAMPOS, RJ**

Mirian Cristina Oliveira da Costa

Dissertação de Mestrado
Mirian Cristina Oliveira da Costa

PPGL
IGEO
UFRJ

2010

2010

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.



UFRJ

**CARACTERIZAÇÃO INTEGRADA DE ASPECTOS SEDIMENTARES E
HIDRÁULICOS DO AQUÍFERO BARREIRAS NA PORÇÃO EMERSA DA BACIA
DE CAMPOS, RJ**

Mirian Cristina Oliveira da Costa

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (Geologia).

Orientador(es):

Professor Gerson Cardoso da Silva Jr.
Professor Claudio Limeira Mello

Rio de Janeiro
Janeiro de 2010

CARACTERIZAÇÃO INTEGRADA DE ASPECTOS SEDIMENTARES E
HIDRÁULICOS DO AQUÍFERO BARREIRAS NA PORÇÃO EMERSA DA BACIA DE
CAMPOS, RJ

Mírian Cristina Oliveira da Costa

Orientadores: Dr. Gerson Cardoso da Silva Jr.
Dr. Claudio Limeira Mello

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia,
Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, como parte dos
requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (Geologia).

Aprovada por:

Presidente: Dr. Carlos Jorge Abreu (IGEO - UFRJ)

Dra. Leila Menegasse Velasquez (IGEO - UFMG)

Dra. Maria da Gloria Alves (LECIV - UENF)

Rio de Janeiro
Janeiro de 2010

Costa, Mirian Cristina Oliveira da.

Caracterização Integrada de Aspectos Sedimentares e Hidráulicos do Aquífero Barreiras na Porção Emersa da Bacia de Campos, RJ/ Mirian Cristina Oliveira da Costa. – Rio de Janeiro: UFRJ/ PPGI, 2010.

xv, 86 f.: il.

Orientadores: Gerson Cardoso da Silva Junior e Claudio Limeira Mello

Dissertação (mestrado) – UFRJ/ PPGI/ Programa de Pós Graduação em Geologia, 2010.

Referências Bibliográficas: f. 81-86

1. Hidrofácies. 2. Formação Barreiras. 3. Hidrogeologia. 4. Geologia. I. Silva Junior, Gerson Cardoso da; II. Mello, Claudio Limeira; III. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia. IV. Título.

*Ao meu pequeno Luiz Fernando;
Amado "Nandinho".*

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores Prof. Dr. Gerson Cardoso da Silva Jr. e Prof. Dr. Claudio Limeira Mello pela oportunidade, confiança e por todo o conhecimento.

Ao programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, seu corpo docente, Cláudio Matta, secretária Cristina, Sr. Nelson, Thiago, motorista Sidnei pelas preciosas colaborações.

Ao CAPES, pela concessão de bolsa de estudo.

À FAPERJ pela ajuda para a realização da pesquisa através do Projeto: “Aquíferos Sedimentares da Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul (Estado do Rio de Janeiro) - Caracterização Estratigráfica Aplicada à Avaliação do Potencial Hídrico”.

À Universidade Estadual Norte-Fluminense – LECIV pela ajuda e estrutura cedidas nos campos e confecção de mapas. Especialmente à amiga Aline Costa por toda a amizade e experiência cedida.

Ao Laboratório de Geologia Sedimentar/UFRJ pelo empréstimo de equipamentos e apoio científico.

Aos Laboratórios de Mecânica e Tecnologia das Rochas e de Solos e Meio Ambiente/ UFRJ.

Aos Profs. Emílio e Helena pela ajuda nos cálculos.

Aos amigos do laboratório de Hidrogeologia: Ana Carolina Lisboa, Luana Lima, Juliana Menezes, Ghislaine Almeida, Manuela Souza, Natasha Rocha, Rafael Maia, Vinicius Cristo e Felipe Abrão pelo apoio, amizade, incentivo, ajuda nos campos; e pelos momentos de descontração e risadas. Amigos, com certeza estes dois anos de convivência e trabalho jamais serão esquecidos!

RESUMO

CARACTERIZAÇÃO INTEGRADA DE ASPECTOS SEDIMENTARES E HIDRÁULICOS DO AQUÍFERO BARREIRAS NA PORÇÃO EMERSA DA BACIA DE CAMPOS, RJ

Mírian Cristina Oliveira da Costa

Orientadores: Dr. Gerson Cardoso da Silva Junior e Dr. Claudio Limeira Mello

Resumo da Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (Geologia).

Os depósitos da Formação Barreiras, que ocorrem no litoral norte do estado do Rio de Janeiro, na porção emersa da bacia de Campos, são, em geral, compostos por intervalos tabulares de arenitos argilosos, intercalados por lentes de lamitos, associando-se a ambiente fluvial de rios entrelaçados distal. O presente estudo consistiu no estabelecimento de uma ponte entre as técnicas de caracterização sedimentar e hidráulica dos reservatórios granulares do aquífero Barreiras, ainda pouco pesquisado. Neste estudo, foram efetuadas análises sedimentológicas e permoporosas em dois afloramentos selecionados, com o objetivo de caracterizar a heterogeneidade, definir hidrofácies e avaliar a qualidade do aquífero Barreiras a partir da análise em afloramentos. Como resultado, pôde-se reconhecer que os depósitos são compostos predominantemente de arenitos lamosos (litofácies *Aca* e *Am*) e subordinadamente por lamitos arenosos (litofácies *La*). Os arenitos lamosos são quartzosos, com cerca de 30% de material argiloso, originado por processos pós-deposicionais que obliteraram a porosidade primária. A porosidade dominante é a secundária, principalmente pela contração/encolhimento do material argiloso. As fácies areníticas são poucos permeáveis, com condutividade hidráulica entre 10^{-4} e 10^{-5} cm/s, sendo definidas como hidrofácies 1, compreendendo as camadas reservatório do aquífero Barreiras. Já as fácies lutíticas são muito pouco permeáveis, com condutividade hidráulica entre 10^{-5} e 10^{-8} cm/s, sendo definidas como hidrofácies 2, constituindo-se como aquitardos. O aquífero Barreiras foi caracterizado como um aquífero pobre, pouco permeável, diferenciando-se dos típicos depósitos de rios entrelaçados (reconhecidos como bons reservatórios) em função da alta concentração de material argiloso, introduzido por processos pós-deposicionais, como infiltração mecânica de argilas, caulinição e bioturbação.

Palavras-chave: Hidrofácies, aquífero da Formação Barreiras, Bacia de Campos, Rio de Janeiro.

Rio de Janeiro
Janeiro de 2010

ABSTRACT**CHARACTERIZATION INTEGRATED OF SEDIMENTARY AND HYDRAULIC ASPECTS OF THE AQUIFER BARREIRAS, ONSHORE PORTION OF THE CAMPOS BASIN, RJ**

Mírian Cristina Oliveira da Costa

Orientadores: Dr. Gerson Cardoso da Silva Junior e Dr. Claudio Limeira Mello

Abstract da Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (Geologia).

The Barreiras Formation deposits, which occur on the northern coast of Rio de Janeiro, in the onshore portion of the Campos Basin, are usually composed by tabular layers of sandstones, interbedded with mudstone lenses, being associated to braided rivers deposits. The present study consisted of establishing a bridge between techniques for sedimentary and hydraulic characterization of the Barreiras granular aquifer, poorly researched, but rather used for urban and industrial water supply. In this study, sedimentological and permoporous tests were conducted in two outcrops, in order to characterize the heterogeneity, to define hidrofacies and to evaluate the quality of the Barreiras aquifer. As a result, it was recognized that the deposits are predominantly composed of muddy sandstone (lithofacies Aca and Am), and in minor proportion of sandy mudstones (lithofacies La). The muddy sandstones are quartzose and present about 30% of clay, caused by post-depositional processes that obliterated the primary porosity. The porosity is dominantly secondary, mainly by contraction/shrinkage of the clay material. The sandstone lithofacies has low permeable, with hydraulic conductivity ranging between 10^{-4} to 10^{-5} cm/s, and is defined as hydrofacies 1, comprising the reservoir layers of the Barreiras aquifer. The mudstones lithofacies presents hydraulic conductivity between 10^{-5} and 10^{-8} cm/s, and is defined as hydrofacies 2, constituting hydraulic barriers to the groundwater flow. According to these results, the Barreiras aquifer is characterized as a poor aquifer, with low permeability, differing from the typical braided stream deposits (that are recognized as good reservoirs) due to a high concentration of clay, possibly introduced by post-depositional processes such as mechanical infiltration of clays, feldspars weathering and bioturbation.

Key-words: Hydrofacies, Barreiras Formation, Campos Basin, Rio de Janeiro State.

Rio de Janeiro
Janeiro de 2010

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	IV
RESUMO	V
ABSTRACT	VI
LISTA DE FIGURAS	IX
LISTA DE TABELAS.....	XII
LISTA DE QUADROS	XIII
LISTA DE ESTAMPAS.....	XIV
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	2
3. ÁREA DE ESTUDO	3
3.1. LOCALIZAÇÃO.....	3
3.2. Aspectos Geomorfológicos	5
3.3. Geologia Regional	7
3.3.1. Bacia de Campos.....	10
3.3.2. Unidades geológicas aflorantes da Bacia de Campos	13
3.3.2.1. Complexo Paraíba Do Sul – Unidade São Fidélis.....	14
3.3.2.2. Granitóides Pós-Tectônicos Cambrianos	14
3.3.2.3. Formação Barreiras	14
3.3.2.4. Sedimentos pleistocênicos e holocênicos	15
3.4. HIDROGEOLOGIA DA BACIA DE CAMPOS.....	16
4. MATERIAIS E MÉTODOS	20
4.1. CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTAR	21
4.1.1. Atividades de Campo	21
4.1.2. Atividades de Laboratório.....	22
4.1.2.1. Análise granulométrica	23
4.1.2.2. Análise petrográfica	23
4.2. CARACTERIZAÇÃO HIDRÁULICA	25
4.2.1. Caracterização da Condutividade Hidráulica	26
4.2.1.1. Método empírico	29
4.2.1.2. Ensaio de condutividade hidráulica em campo.....	30
4.2.1.2.1. <i>Ensaio de rebaixamento</i>	33
4.2.1.2.2. <i>Ensaio de infiltração</i>	34
4.2.1.3. Ensaio de condutividade hidráulica em laboratório	38
4.2.1.3.1. <i>Permeâmetro de carga variável</i>	41
4.2.2. Caracterização da Porosidade	42
4.3. DEFINIÇÃO DE HIDROFÁCIES.....	46

4.4.	INFERÊNCIA DA QUALIDADE DO AQUÍFERO	47
5.	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	47
5.1.	CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS.....	47
5.1.1.	Seção Córrego Sucupira (Scs).....	49
5.1.2.	Seção Barra de Itabapoana (Sbi)	54
5.2.	CARACTERÍSTICAS DIAGENÉTICAS	57
5.3.	INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL	61
5.4.	CARACTERIZAÇÃO HIDRÁULICA	62
5.5.	DEFINIÇÃO DE HIDROFÁCIES.....	73
5.6.	INFERÊNCIA DA QUALIDADE DO AQUÍFERO	77
6.	CONCLUSÕES E DISCUSSÕES	78
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81

LISTA DE FIGURAS

- Figura 3.1.** – Mapa de localização da região de estudo do Projeto FAPERJ “Aquíferos Sedimentares da Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul (Estado do Rio de Janeiro) - Caracterização Estratigráfica Aplicada à Avaliação do Potencial Hídrico”, com os pontos estudados das seções Barra de Itabapoana e Córrego Sucupira na Formação Barreiras.4
- Figura 3.2** – Mapa geomorfológico da região de estudo (modificado de Dantas, 2000).6
- Figura 3.3.** – Domínios tectono-magmáticos do estado do Rio de Janeiro e áreas adjacentes, (SILVA & CUNHA, 2001), com a região de estudo..... 9
- Figura 3.4.** – Coluna estratigráfica da Bacia de Campos (WINTER *et al.*, 2007). 12
- Figura 3.5.** – Mapa geológico da parte emersa bacia de Campos na região de estudo (modificado de SILVA & CUNHA, 2001). 13
- Figura 3.6.** – Mapa de favorabilidade hidrogeológica do Rio de Janeiro, com destaque na região de estudo (modificado de CPRM, 2001). 18
- Figura 3.7.** – Subdivisão dos aquíferos sedimentares da bacia de Campos (MARTINS *et al.*, 2006). 19
- Figura 4.1.** – Fluxograma do estudo de determinação da heterogeneidade do aquífero Barreiras da Bacia de Campos..... 21
- Figura 4.2** – Esquema do experimento de Darcy (CABRAL, 1997)..... 27
- Figura 4.3.** – Imagens do furo de sondagem não revestido: a) furo seco e b) furo preenchido por água no ensaio de rebaixamento. 31
- Figura 4.4.** – Tipos de trados, limpador e helicoidal, utilizados na construção dos furos de sondagem para os ensaios de rebaixamento e de infiltração com o uso do permeâmetro de Guelph (imagem extraída de BIELCHOWSKY, 2005). 32
- Figura 4.5.** – Esquema do ensaio de rebaixamento em furo não revestido, no nível do terreno e acima do lençol freático, onde: h é a profundidade do furo preenchida por água; Δh é a variação do nível de água; $2r$ é o raio do furo multiplicado por 2; R é o raio da parábola do fluxo e o NA é o nível do lençol freático(modificado de ABGE, 1996). 33
- Figura 4.6.** – Permeâmetro de Guelph modificado utilizado em campo, com seus principais componentes. 35
- Figura 4.7.** – Variação do parâmetro C com a relação da carga aplicada (H) e o raio da sondagem (a), conforme Soilmoisture Equipment Corp (1986 apud Bielschowsky, 2005). 36
- Figura 4.8.** – Imagens dos procedimentos de coleta de amostras indeformadas para a realização de ensaios em laboratório: a) com amostrador de solo; b) modelagem de blocos de sedimento (30x30cm); c) modelagem em cilindros metálicos em campo e d) cilindros modelados no laboratório. 39
- Figura 4.9.** – Bloco diagrama demonstrando a direção dos eixos de coleta: vertical (Z) e horizontal (X e Y), conforme a direção da paleocorrente. 39
- Figura 4.10.** – Imagens das amostras no cilindro metálico (a) e em saturação durante 48 horas (b). 40

- Figura 4.11.** – Permeâmetro de carga variável: a) modificado de FETTER (2001), sendo: h_0 a carga inicial na proveta de carga variável (cm); h a carga final na proveta de carga variável (cm); Q a vazão (cm^3/s); d_t o diâmetro interno da proveta de carga variável (cm) e d_c o diâmetro interno da câmara da amostra (cm); e b) permeâmetro de carga do laboratório de Hidrogeologia da UFRJ41
- Figura 4.12.** – Imagens: a) das amostras no cilindro metálico envoltas em malha metálica, fixadas por fio de aço, para saturação durante 48 horas, b) amostra imersa na cesta subaquática e c) cesta subaquática acoplada a balança do Laboratório de Mecânica e Tecnologia das Rochas da UFRJ.45
- Figura 4.13.** – Classificação aproximada dos sedimentos inconsolidados em relação à sua permeabilidade em cm/s (modificado de CUSTODIO & LLAMAS, 1983).....47
- Figura 5.1.** – Fotomosaico interpretado e perfil faciológico da seção Córrego Sucupira.51
- Figura 5.2.** – Imagens dos sedimentos: a) Am com intensa ferruginização e caulínização;b) Am com intensa ferruginização; c) La – base em contato com as fácies Am; e d) La com planos de fratura e caulínização.....52
- Figura 5.3.** – Dados granulométricos da seção Córrego Sucupira: gráficos de barra do % peso e diagrama triangular de classificação de rochas sedimentares sem cascalho, segundo Folk (1980).53
- Figura 5.4.** – Fotomosaico interpretado e perfil faciológico da seção Barra de Itabapoana. ..55
- Figura 5.5.** – Dados granulométricos da seção Barra de Itabapoana: gráficos de barra da % peso e diagrama triangular de classificação de rochas sedimentares sem cascalho, segundo Folk (1980).56
- Figura 5.6.** – Seções Córrego Sucupira e Barra de Itabapoana com a localização das amostras coletadas para ensaios de permoporosidade em laboratório e os locais onde foram realizados os ensaios de rebaixamento e os de infiltração (permeâmetro de Guelph).63
- Figura 5.7.** – Gráfico de barras dos valores de condutividade hidráulica obtidos em ensaios de laboratório para amostras orientadas no eixo X das litofácies, a partir dos métodos: amostrador de solo (AS), modelagem em campo (MC) e modelagem de laboratório (ML). B significa presença de bioturbação; F próximo ou na zona de falhas; e R réplica.65
- Figura 5.8.** – Gráfico de barras dos valores de condutividade hidráulica obtidos em ensaios de laboratório para amostras orientadas no eixo X das litofácies. B significa presença de bioturbação; F próximo ou na zona de falhas; e R réplica. Estão destacadas pela linha de contorno na cor vermelha as amostras com bioturbação ou em zona de falha.....66
- Figura 5.9.** – Gráfico de barras dos valores de condutividade hidráulica obtidos em ensaios de laboratório para amostras orientadas no eixo Y das litofácies. B significa presença de bioturbação; F próximo ou na zona de falhas; e R réplica. Estão destacadas pela linha de contorno na cor vermelha as amostras com bioturbação ou em zona de falha.....66
- Figura 5.10.** – Gráfico de barras dos valores de condutividade hidráulica obtidos em ensaios de laboratório para amostras orientadas no eixo Z das litofácies. B significa presença de bioturbação; F próximo ou na zona de falhas; e R réplica. Estão destacadas pela linha de contorno na cor vermelha as amostras com bioturbação ou em zona de falha.....67
- Figura 5.11.** – Gráficos de barras de condutividade hidráulica (cm/s) e de concentração de argila comparadas com os valores de porosidades (aparente e em lâmina delgada) na fácies *Aca* das seções SCS e SBI. As colunas em amarelo correspondem às

- permeabilidades obtidas em laboratório; em roxo através do permeâmetro de Guelph; e em rosa do ensaio de rebaixamento. 69
- Figura 5.12.** – Gráficos de barras de condutividade hidráulica (cm/s) e de concentração de argila comparadas com os valores de porosidades (aparente e em lâmina delgada) na fácies *Am* das seções SCS e SBI. As colunas em amarelo correspondem às permeabilidades obtidas em laboratório; em roxo através do permeâmetro de Guelph; e em rosa do ensaio de rebaixamento. 70
- Figura 5.13.** – Gráficos de barras de condutividade hidráulica (cm/s) e de concentração de argila comparadas com os valores de porosidades (aparente e em lâmina delgada) na fácies *La* das seções SCS e SBI. As colunas em amarelo correspondem às permeabilidades obtidas em laboratório; em roxo através do permeâmetro de Guelph; e em rosa do ensaio de rebaixamento. 71
- Figura 5.14.** – Gráfico de barra com a concentração de argila e de porosidade aparente (~total) e em lâmina delgada, com pontos dos valores de condutividades hidráulicas obtidas através dos ensaios de laboratório (permeâmetro de carga variável) e de campo: rebaixamento e infiltração (permeâmetro de Guelph). 73
- Figura 5.15.** – Seções hidrogeológicas das seções Córrego Sucupira e Barra de Itabapoana, com as respectivas hidrofácies. 76
- Figura 5.16.** – Classificação aproximada dos sedimentos inconsolidados em relação à sua permeabilidade - cm/s (modificado de CUSTODIO & LLAMAS, 1983), com as hidrofácies definidas neste estudo. 77

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1. – Quantidade de amostras deformadas e indeformadas coletadas nas seções estudadas e as análises executadas em cada litofácies sedimentar.	22
Tabela 4.2 - Faixa de valores de permeabilidade intrínseca e condutividade hidráulica para vários materiais não consolidados (FETTER, 2001).	28
Tabela 4.3. – Valor do coeficiente C e J de acordo com o ambiente deposicional (modificado de FETTER, 2001).	29
Tabela 4.4. – Relação dos ensaios realizados nas litofácies em cada afloramento, com a profundidade e raio do furo de sondagem sem revestimento.	32
Tabela 4.5. – Categorias de porosidade médias usadas para estimar valores de α^* de acordo com diferentes características dos solos ensaiados a partir da utilização de permeômetros (ELRICK et al., 1989).	37
Tabela 4.6. – Relação das amostras de sedimento indeformado nos afloramentos estudados e a sua localização quanto ao grau de alterações pós-deposicionais.	40
Tabela 4.7. – Relação das amostras, submetidas aos ensaios de porosidade, onde foram usadas duplicatas para cada amostra.	45
Tabela 5.1. – Valores de condutividade hidráulica (K) obtida a partir de ensaios de campo e de laboratório, e de métodos empíricos; de concentração de argila e porosidade (ϕ) das fácies das seções Córrego Sucupira e Barra de Itabapoana. As letras que acompanham o número das amostras de permoporosidade significam: B presença de bioturbação, F próximo ou na zona de falha e R réplica da amostra.	64
Tabela 5.2. – Valores médios de condutividade hidráulica, em cm/s, com relação aos eixos X, Y e Z.	68
Tabela 5.3. – Valores médios de condutividade hidráulica (K) das fácies Aca, Am e La	74
Tabela 5.4. – Definição de hidrofácies conforme as condutividades hidráulicas atribuídas as litofácies e sua variação, comparadas com Zappa et al., (2006).	74
Tabela 5.5. – Comparação entre as diferentes estimativas de condutividade hidráulica, tamanho de grão e porosidade em hidrofácies aluviais, baseado em exemplos recentes de depósitos fluviais entrelaçados (modificado de ZAPPA et all., 2006).	75

LISTA DE QUADROS

Quadro 3.1. – Correspondência entre os aquíferos da bacia de Campos (modificada de MARTINS et al., 2006).....	17
Quadro 4.1. – Valores típicos de porosidade total e seus termos para os diferentes tipos de solo (extraído de Guiguer, 2000).....	25
Quadro 4.2. – Classificação dos ensaios de permeabilidade, conforme ABGE (1996).....	30
Quadro 5.1. – Fácies sedimentares identificadas.	48
Quadro 5.2. – Classificação textural das fácies identificadas.	48

LISTA DE ESTAMPAS

ESTAMPA A.....60

1. INTRODUÇÃO

O crescimento demográfico e a conseqüente demanda pelo abastecimento de água, para uso industrial, doméstico e agrícola, na bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul, requerem do poder público o estabelecimento de planos de investimento compatíveis com o potencial hídrico disponível. Neste sentido, deve-se incluir a avaliação do potencial hídrico subterrâneo, pois este conhecimento pode levar a política de proteção às áreas de recarga dos aquíferos e de monitoramento da qualidade da água. Os aquíferos sedimentares da bacia de Campos constituem uma importante fonte de abastecimento de água na região para diversos usos, tendo ainda enorme possibilidade de expansão considerando as reservas potencialmente existentes.

O avanço no estudo de reservatórios granulares, devido o aumento na demanda de exploração de fluidos, tem conduzido à consolidação de uma abordagem multidisciplinar. A incorporação de conhecimentos estratigráficos e sedimentológicos em estudos hidrogeológicos, baseada em técnicas originalmente aplicadas à indústria de hidrocarbonetos, resulta no conceito de hidrofácies (FACCINI *et al.*, 1999), que são definidas como corpos sedimentares interconectados com propriedades hidráulicas similares (ANDERSON *et al.*, 1999). A relação das litofácies às hidrofácies pode ser quantitativamente avaliada usando afloramentos acessíveis e de boa exposição, que permitam mapeamento detalhado e medições dos aspectos permoporosos *in situ* e em laboratório. Uma vez que um afloramento apresente estratigrafia e litofácies similares a do aquífero, ele pode ser visto como análogo deste aquífero, representando uma formação acessível para a pesquisa da geometria espacial e para medidas *in situ* de parâmetros hidráulicos na escala de detalhe (KLINGBEIL *et al.*, 1999).

Os reservatórios mostram uma grande variedade de heterogeneidades sedimentares, que influenciam fortemente a variabilidade espacial da condutividade hidráulica e o fluxo do fluido (EZZY *et al.*, 2006). O entendimento das relações entre as heterogeneidades de reservatórios e os atributos de arquitetura e geometria das distintas litofácies, em diferentes escalas de observação, possibilita o modelamento geométrico de reservatórios e posterior simulação de fluxo fluido em seus respectivos contextos permoporosos. Estes procedimentos são desenvolvidos em projetos multidisciplinares, que são fundamentais para o conhecimento dos reservatórios.

O resultado e a importância dos estudos integrados com objetivo de caracterizar as hidrofacies permitem o entendimento da vazão hídrica, do fluxo da água subterrânea, além de caracterizar a heterogeneidade do aquífero. Estudos dessa natureza, além de proporcionar a melhora na produtividade, também oferecem importante colaboração para a proteção e remediação de mananciais hídricos subterrâneos ante os efeitos de agentes contaminantes.

Neste contexto, o estudo aqui realizado consistiu no estabelecimento de uma ponte entre as técnicas de interpretação faciológica e a hidráulica de reservatórios granulares da Formação Barreiras (aquífero Barreiras), na porção emersa da bacia sedimentar de Campos, ainda pouco pesquisada, mas bastante utilizada para fins de abastecimento hídrico urbano e industrial. Estes estudos buscam gerar informações para a compreensão do comportamento dos fluidos em movimento nestes materiais sedimentares, segundo sua arquitetura deposicional, e gerar dados para futuras modelagens. Para isso, são necessárias a obtenção e interpretação das propriedades hidráulicas integradas à aplicação de técnicas sedimentológicas, utilizando analogias entre afloramentos e reservatórios.

A Formação Barreiras foi escolhida para a realização deste estudo por constituir um dos principais reservatórios de água da bacia de Campos, com aquíferos livres, constituindo a maior parte dos depósitos neogênicos da região. Por exemplo, a maioria da população rural do município de São Francisco de Itabapoana, localizado nesta região, possui apenas esta fonte de água.

O presente estudo está inserido no projeto “Aquíferos Sedimentares da Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul (Estado do Rio de Janeiro) - Caracterização Estratigráfica Aplicada à Avaliação do Potencial Hídrico”, com fomento da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ), envolvendo a cooperação de pesquisadores do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), do Laboratório de Engenharia Civil da UENF (LECIV/UENF) e do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM/RJ).

2. OBJETIVOS

O principal objetivo deste estudo foi integrar caracterizar as propriedades petrográficas e hidráulicas das principais litofácies sedimentares que compõem os depósitos da Formação Barreiras, para a definição de hidrofacies, o entendimento do fluxo subterrâneo e a avaliação

da qualidade do aquífero sedimentar Barreiras, na porção emersa da bacia sedimentar de Campos, no baixo curso do rio Paraíba do Sul - RJ.

Os objetivos específicos são:

- caracterização faciológica da Formação Barreiras em depósitos aflorantes;
- determinação das características permoporosas através de métodos empíricos, ensaios *in situ* e em laboratório de condutividade hidráulica, e ensaios de porosidade;
- definição de hidrofácies; e
- caracterização da qualidade do aquífero da Formação Barreiras.

3. ÁREA DE ESTUDO

3.1. LOCALIZAÇÃO

A área de estudo situa-se na região norte do estado do Rio de Janeiro (Figura 3.1), distando cerca de 300 km da capital pela rodovia BR-101, toda asfaltada. Envolve os municípios de Campos de Goytacazes e São Francisco de Itabapoana.

Nesta área, foram estudados dois afloramentos: seções Córrego Sucupira e Barra de Itabapoana, anteriormente descritas por Moraes (2001) e revisadas no presente estudo. A seção Córrego Sucupira localiza-se nas coordenadas 21°28'25,49"S e 41°20'7,31"O, em talude no km 31norte da BR101, no município de Campos de Goytacazes, próximo ao Córrego Sucupira. Já seção Barra de Itabapoana localiza-se às coordenadas 21°17'10,45"S e 41°59'55,68"O, em área de empréstimo próxima à margem sul do rio Itabapoana, no município de São Francisco de Itabapoana.

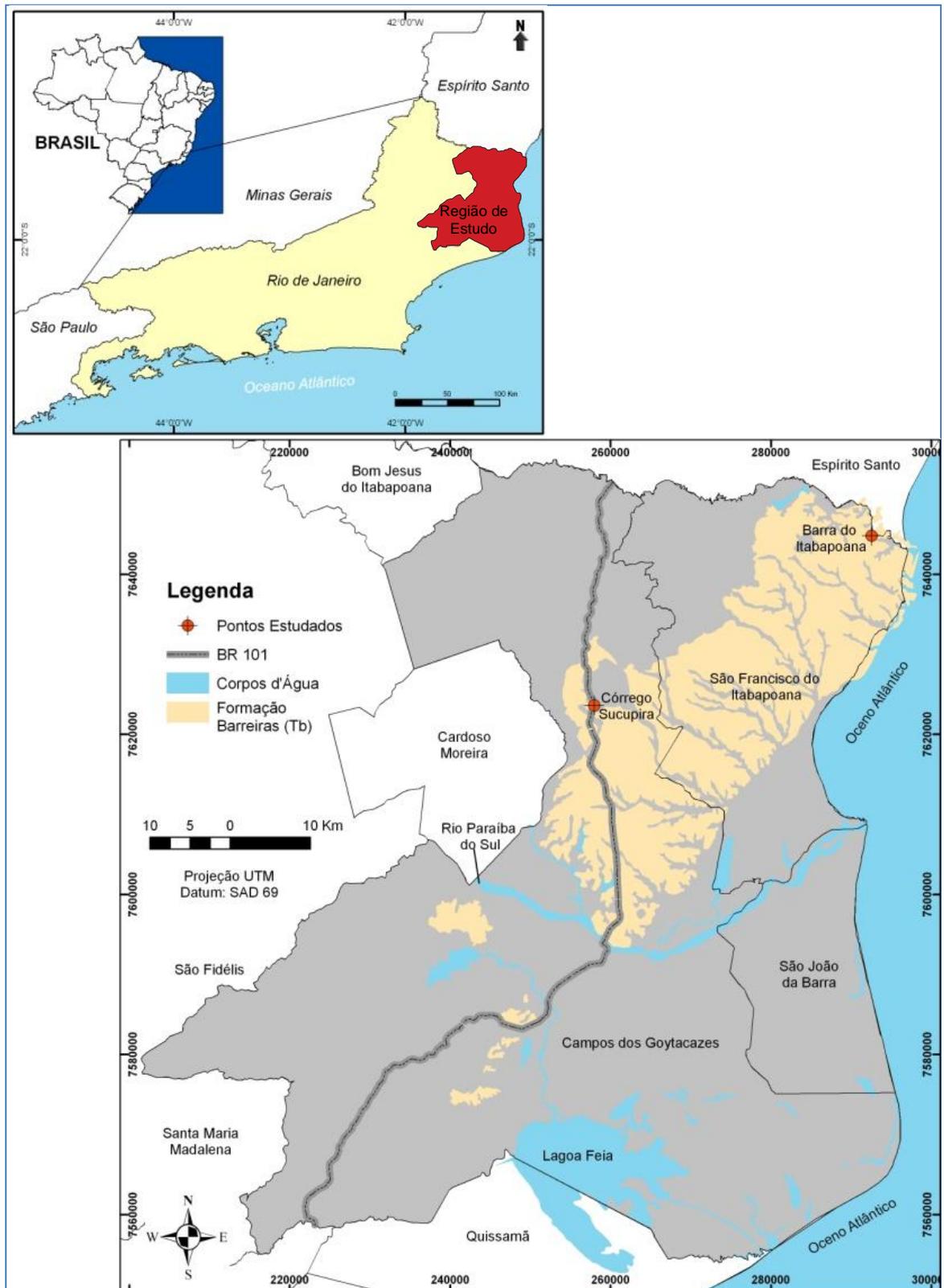


Figura 3.1. – Mapa de localização da região de estudo do Projeto FAPERJ “Aquíferos Sedimentares da Bacia Hidrográfica do Rio Paraíba do Sul (Estado do Rio de Janeiro) - Caracterização Estratigráfica Aplicada à Avaliação do Potencial Hídrico”, com os pontos estudados das seções Barra de Itabapoana e Córrego Sucupira na Formação Barreiras.

3.2. ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

Os aspectos geomorfológicos em evidência na região de estudo estão relacionados a duas unidades morfoestruturais distintas, segundo Dantas (2000): Cinturão Orogênico do Atlântico e Bacias Sedimentares Cenozóicas. O Cinturão Orogênico do Atlântico compreende, na área, apenas maciços de menor porte, sendo definido como um domínio suave colinoso. Já a unidade morfoestrutural Bacias Sedimentares Cenozóicas refere-se, na área, à bacia sedimentar de Campos, compreendendo as unidades morfoesculturais tabuleiros, planícies fuvio-marinhas e planícies costeiras, que correspondem a rochas sedimentares cenozóicas pouco litificadas e sedimentos inconsolidados neocenozóicos.

As unidades geomorfológicas da região de estudo, conforme Dantas (2000), compreendem relevos de agradação (planícies colúvio-alúvio-marinhas, costeiras e flúvio-lagunares), relevos de degradação sobre depósitos sedimentares (tabuleiros), e relevos de degradação em planaltos dissecados ou superfícies aplainadas (domínio suave colinoso), que são detalhados a seguir e podem ser visualizados na Figura 3.2.

- 1. Planícies Costeiras: correspondem aos terrenos arenosos de terraços marinhos, cordões arenosos e campos de dunas. Possuem superfícies subhorizontais, com microrrelevo ondulado de amplitudes topográficas inferiores a 20m, geradas por processos de sedimentação marinha e/ou eólica. Constituem terrenos bem drenados com padrão de drenagem paralelo, acompanhando as depressões intercordões.*
- 2. Planícies Colúvio-Alúvio-Marinhas: correspondem a terrenos argilo-arenosos das baixadas. Possuem superfícies subhorizontais, com gradientes extremamente suaves e convergentes à linha de costa, e interface com sistemas deposicionais continentais (processos fluviais e de encosta) e marinhos. Constituem terrenos mal drenados, com padrão de canais meandrante e divagante. Presença de superfícies de aplainamento e pequenas colinas ajustadas ao nível de base das baixadas.*
- 3. Planícies Flúvio-Lagunares: correspondem aos terrenos argilosos orgânicos de paleolagunas colmatadas, com superfícies planas, e interface com os sistemas deposicionais continentais e lagunares. Constituem terrenos muito mal drenados, com lençol freático subaflorante.*
- 4. Tabuleiros: formas de relevo suavemente dissecadas, com extensas superfícies de gradientes extremamente suaves ou colinas tabulares, com topos planos e alongados e vertentes retilíneas nos vales encaixado em forma de “U”, resultantes da*

dissecação fluvial recente. Possui densidade de drenagem muito baixa, com padrão paralelo. Predomínio de amplitudes topográficas inferiores a 50m e gradientes muito suaves, com sedimentação de colúvios e alúvios.

5. *Domínio Suave Colinoso: formas de relevo de colinas muito pouco dissecadas, com vertentes convexas e topos arredondados ou alongados, com expressiva sedimentação de colúvios e alúvios. Ocorrência subordinada de morrotes alinhados. Possui densidade de drenagem baixa a média, com padrão de drenagem variável, de dendrítico a treliça ou retangular. Predomínio de amplitudes topográficas inferiores a 50m e gradientes muito suaves.*

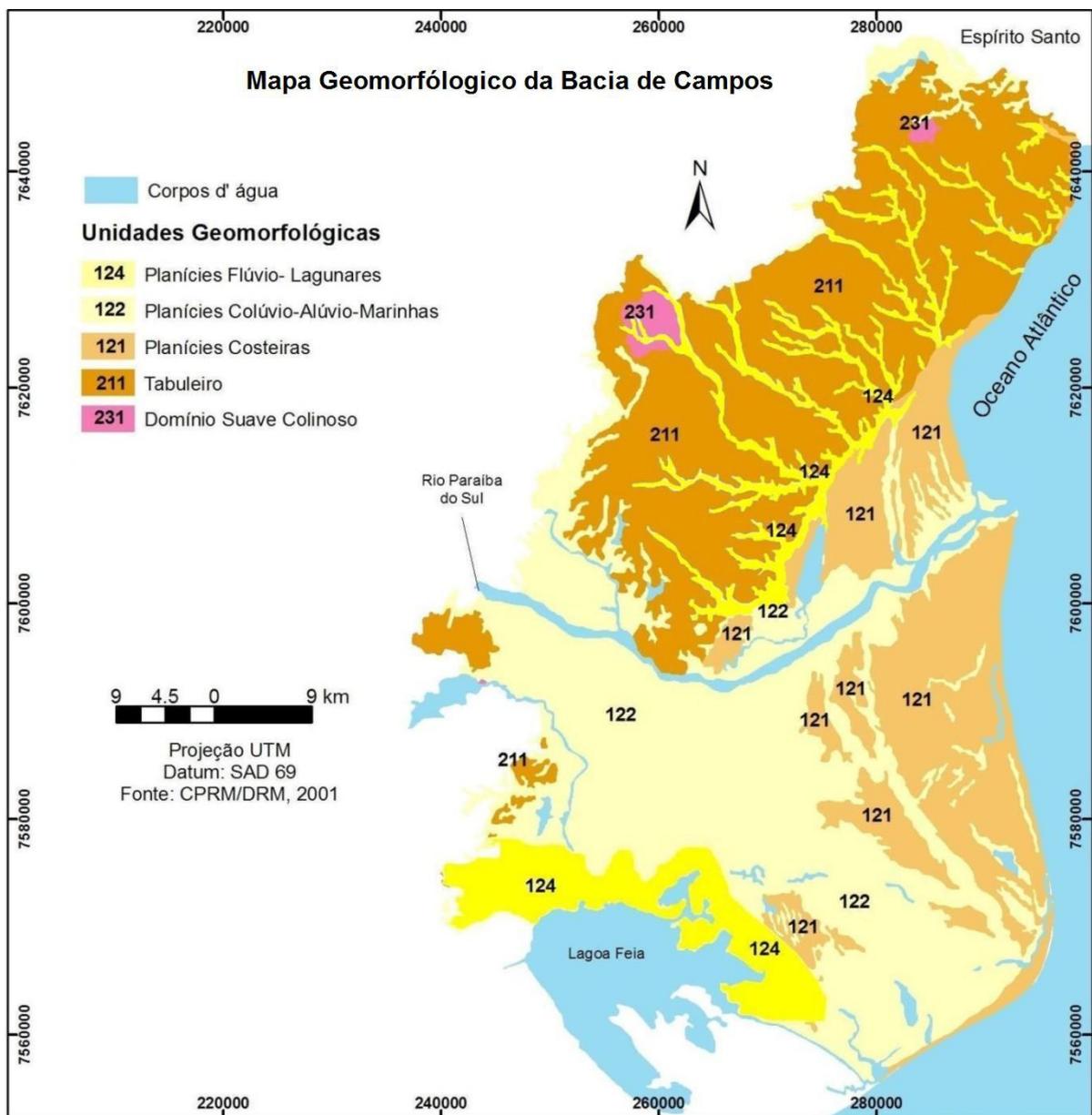


Figura 3.2 – Mapa geomorfológico da região de estudo (modificado de Dantas, 2000).

3.3. GEOLOGIA REGIONAL

A porção emersa da bacia sedimentar de Campos, localizada no litoral norte do estado do Rio de Janeiro, está geotectonicamente contida na Província Mantiqueira (ALMEIDA *et al.* 1981), caracterizada como a mais complexa província estrutural afetada pelo Ciclo Orogênico Brasileiro (Neoproterozóico/Cambriano) na América do Sul, representando uma entidade geotectônica com franca orientação NE, instalada a leste do Cráton do São Francisco.

A região engloba terrenos pré-cambrianos associados aos domínios tectono-magmáticos Juiz de Fora/Paraíba do Sul, Serra do Mar e Região dos Lagos (Figura 3.3), os quais sofreram efeitos das orogêneses neoproterozóicas, caracterizadas pelo metamorfismo e fusão parcial das rochas supracrustais e infracrustais, pela deformação compressional de baixo e alto ângulo, seguida de cisalhamento transcorrente de expressão regional, e pela colocação de diversos corpos granitóides de dimensões muito variadas (SILVA & CUNHA, 2001).

O domínio Juiz de Fora/Paraíba do Sul ocupa uma extensa faixa de orientação NE em toda a porção centro-norte e ocidental do estado do Rio de Janeiro, subparalela ao corredor de cisalhamento do rio Paraíba do Sul. É composto por xistos, quartzitos, gnaisses kinzigíticos e mármores do Complexo Paraíba do Sul, metamorfizados nas fácies anfíbolito e granulito, intercalados tectonicamente a rochas paleoproterozóicas representadas por ortogranulitos e ortognaisses tonalíticos do Complexo Juiz de Fora, e ortognaisses graníticos a granodioríticos da Suíte Quirino. Possui corpos granitóides neoproterozóicos do tipo I e do tipo S, tardi a pós-colisionais, que intrudem todas as unidades (SILVA & CUNHA, 2001).

O domínio Serra do Mar ocupa a região centro-oriental do estado do Rio de Janeiro e é composto por uma sucessão de arcos magmáticos, que mostram uma marcante polaridade temporal e composicional de W para E. Ainda é caracterizado por supracrustais que sofreram metamorfismo de baixa P/alta T, na fácies anfíbolito, com abundante fusão parcial *in situ* (Complexo Paraíba do Sul). Além dos granitóides orogênicos, o domínio apresenta um expressivo número de plútons pós-tectônicos, circunscritos, de idade cambriana (SILVA & CUNHA, 2001).

O domínio Região dos Lagos, o mais oriental da província, é constituído por ortognaisses paleoproterozóicos e por supracrustais pertencentes ao Complexo Búzios, interpretadas como remanescentes de um retroarco metamorfizado na fácies anfíbolito superior, em evento colisional com cavalgamento para NW, sobre o Domínio Serra do Mar,

no Cambriano, durante os estágios terminais da colagem Brasileira (SILVA & CUNHA, 2001).

Além das províncias pré-cambrianas, a região apresenta uma extensa cobertura sedimentar cenozóica.

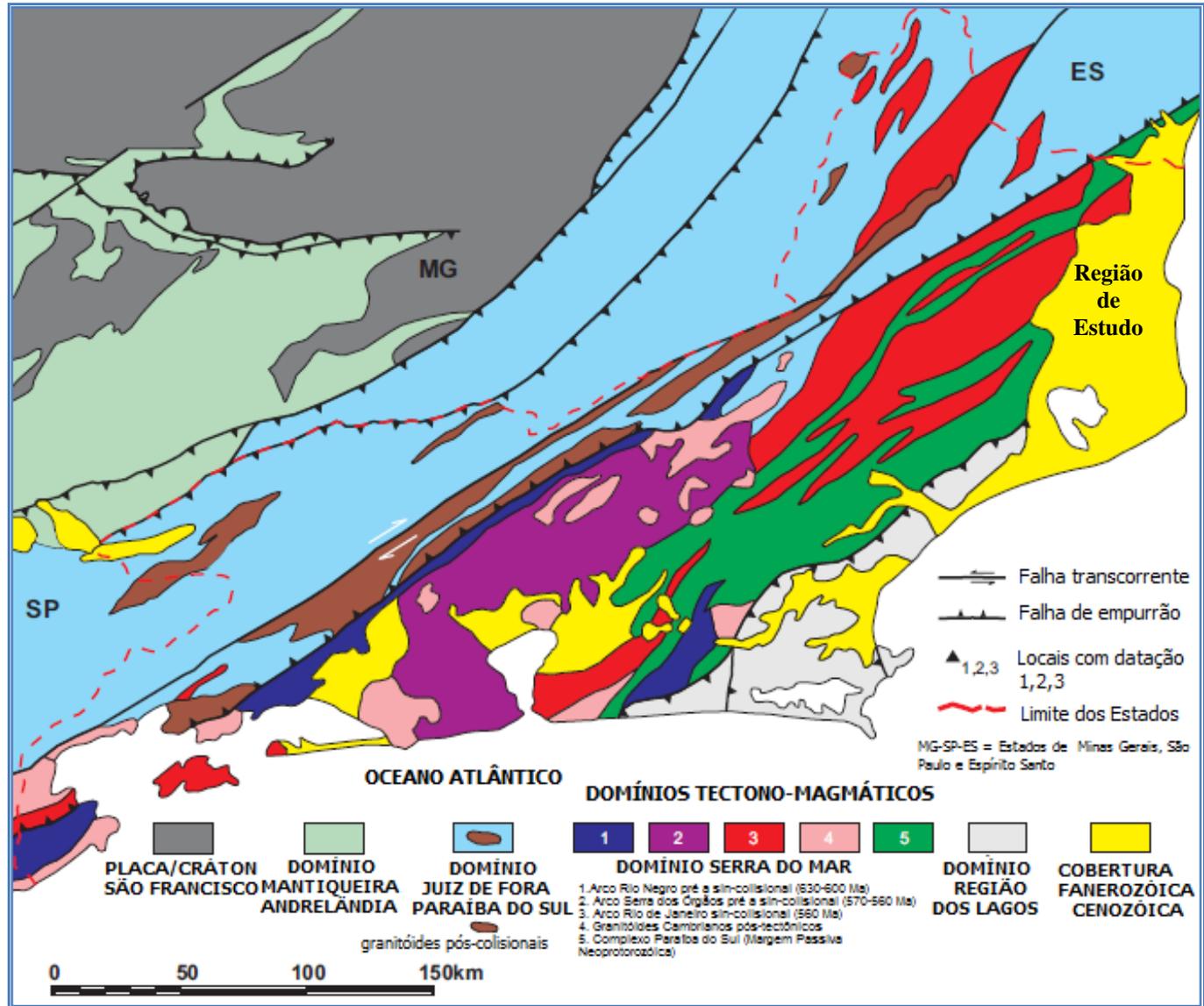


Figura 3.3. – Domínios tectono-magmáticos do estado do Rio de Janeiro e áreas adjacentes, (SILVA & CUNHA, 2001), com a região de estudo.

3.3.1. Bacia de Campos

A bacia de Campos localiza-se no litoral norte do estado do Rio de Janeiro e sul do estado do Espírito Santo, sendo limitada da bacia do Espírito Santo, a norte, pelo Arco de Vitória e da bacia de Santos, a sul, pelo Arco de Cabo Frio. Possui uma área aproximada de 100.000 km² até a cota batimétrica de 3.400m, com mais de 1.600 poços perfurados (GRASSI *et al.*, 2004).

A geologia da bacia de Campos tem sido alvo de diversos estudos desde o final do século passado, como Hartt (1870 *apud* FONSECA, 1998), Williams (1921 *apud* FONSECA, 1998), Lamego (1940-1955 *apud* SILVA & CUNHA, 2001), Schaller (1973), Gama Jr. (1977) e, mais recentemente, Rangel *et al.* (1994) e Winter *et al.* (2007).

A primeira carta estratigráfica da bacia de Campos foi compilada por Schaller (1973), seguindo-se várias atualizações, como a de Rangel *et al.* (1994), todas com foco em litoestratigrafia, e a última, de Winter *et al.* (2007), com ênfase na análise cronoestratigráfica e correlação com a demais bacias costeiras brasileiras.

A sedimentação na bacia de Campos iniciou-se com a tafrogenia mesozóica que acompanhou a separação entre a América do Sul e a África, e pode ser dividida em três supersequências estratigráficas, intimamente associada às fases tectônicas (Figuras 3.4): Supersequência Continental, associada à fase *rifte*; Supersequência Transicional, associada à fase *pós-rifte*; e Supersequência Marinha, associada à fase marinha franca ou margem passiva ou fase *drifte* (WINTER *et al.*, 2007).

A **fase *rifte*** compreende as rochas mais antigas desta bacia, Hauteriviano, Barremiano (porção superior do Andar Aratu) e Eoaptiano (Andar Jiquiá), pertencentes ao Grupo Lagoa Feia, que recobrem e interdigitam-se com os basaltos e rochas vulcanocláticas da Formação Cabiúnas. As unidades pertencentes ao Grupo Lagoa Feia é atualmente composto pelas formações: Coqueiro e Retiro, definidas por Rangel *et al.* (1994) e Itabapoana, Atafona, Gargaú e Macabu definidas por Winter *et al.* (2007). Constituem rochas depositadas em ambientes lacustre, representadas por conglomerados de leques aluviais de falhas de borda, arenitos, siltitos, folhelhos ricos em matéria orgânica e coquinas.

A **supersequência *pós-rifte*** ou ***transicional*** corresponde as Formações Itabapoana, Gargaú e Macabu, depositadas no andar Aptiano médio e superior do Grupo Lagoa Feia. É composta principalmente por espesso pacote de conglomerados e arenitos de borda de bacia, e folhelhos avermelhados de idade aptiana na base dos evaporitos (Membro Retiro) do

Neoaptiano no topo, marcando a passagem de ambientes continentais para marinhos, relativos as Formações Goitacás e Quissamã do Grupo Macaé. A ocorrência do pacote mais antigo que Albiano é limitada por uma zona de falhas sintéticas de orientação SW-NE, que se desenvolve paralela à costa. A movimentação de sal moldou o assoalho marinho, criando caminhos preferenciais para as areias depositadas no Cretáceo Superior (WINTER *et al.* 2007).

A **supersequência *drifte*** compreende os sedimentos marinhos depositados sob um regime de subsidência térmica associada a tectonismo adiastrófico. É formada pelas sequências de plataforma rasa; de sedimentação marinha transgressiva do Grupo Macaé; de sedimentação marinha transgressivo do Grupo Campos; e pelas sequências de sedimentação marinha regressiva do Grupo Campos (WINTER *et al.*, 2007).

A sequência de plataforma (Eo e Mesoalbiana) inclui a parte basal e superior do Grupo Macaé, depositada do Albiano ao Cenomaniano. A parte basal compreende as Formações Goitacás e Quissamã, composta por sedimentos clásticos da associação complexa de leques aluviais, leques deltáicos e fan-deltas além de bancos e lagunas calco-pelíticos ao longo da borda oeste da bacia. E a porção superior é composta por calcilutitos da Formação Outeiro, conglomerados polimíticos e arenitos da Formação Goitacás, arenitos hiperpicnais da Formação Namorado. As margas da Formação Imbetiba (Cenomaniano) correspondem a sequência transgressiva do Grupo Macaé, onde no seu limite inferior possui a discordância que marca a passagem do Eocretáceo para o Neocretáceo.

O Grupo Campos inclui totalmente as sequências transgressiva e progradante. A primeira compreende as Formações Ubatuba (Membro Tamoios), Carapebus e Emborê (Membro São Tomé - fácies clástica), composta por arenitos plataformais avermelhados, de depósitos de leques deltaicos, que gradam para folhelhos e margas distais, com corpos arenosos intercalados. A sequência progradante, depositada entre o Paleoceno e o Pleistoceno, compreende as Formações Ubatuba (Membro Geribá), Carapebus, Emborê (Membro São Tomé, Grussaí e Siri) e a Formação Barreiras. É composta por arenitos conglomeráticos e lamias costeiras (Fm. Barreiras), arenitos conglomeráticos e carbonatos plataformais (Fm. Emborê), que gradam para folhelhos e margas distais da Formação Ubatuba, intercalados com arenitos.

3.3.2. Unidades Geológicas Aflorantes da Bacia de Campos

Na parte emersa da bacia sedimentar de Campos afloram rochas pré-cambrianas, relacionadas à Unidade São Fidélis do Complexo Paraíba do Sul e a granitóides pós-tectônicos, sedimentos neogênicos da Formação Barreiras, e sedimentos pleistocênicos e holocênicos (colúvio-aluvionares, flúvio-lagunares, flúvio-marinhos e marinhos), conforme a Figura 3.5.

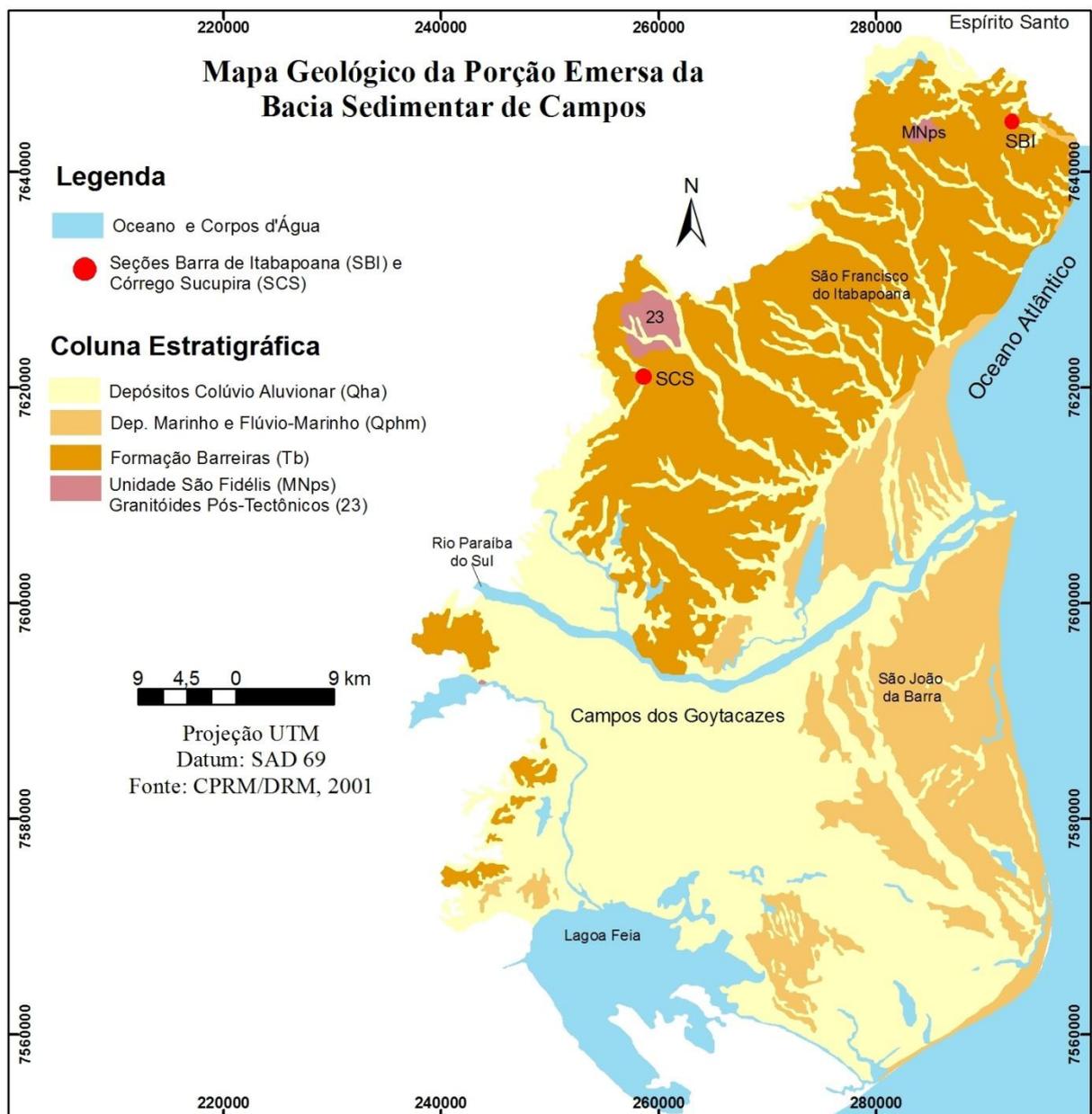


Figura 3.5. – Mapa geológico da parte emersa bacia de Campos na região de estudo (modificado de SILVA & CUNHA, 2001).

3.3.2.1. COMPLEXO PARAÍBA DO SUL – UNIDADE SÃO FIDÉLIS

O Complexo Paraíba do Sul, conforme Silva & Cunha (2001), constitui uma unidade estratigráfica que sofreu grandes modificações nas caracterizações estratigráficas, petrográficas e tectônicas. Na área de estudo, é representado pela Unidade São Fidélis, constituída essencialmente por metassedimentos detríticos, pelito-grauvaqueanos: granada-biotita-(silimanita) gnaisses quartzo-feldspáticos (metagrauvas), com ocorrência generalizada de bolsões e veios de leucossomas graníticos derivados de fusão parcial *in situ* e injeções (SILVA & CUNHA, 2001). Com ocorrência mais restrita, ocorrem rochas metacarbonáticas e calcissilicáticas, além de corpos de anfibolitos e concentrações manganésíferas. Em domínios menos deformados podem ser percebidas localmente estruturas de ressedimentação de correntes de fluxos turbidíticos (metaturbiditos).

3.3.2.2. GRANITÓIDES PÓS-TECTÔNICOS CAMBRIANOS

Segundo Silva & Cunha (2001), a granitogênese cambriana está relacionada aos estágios pós-tectônicos do Orógeno Brasileiro, marcando a fase de soerguimento e colapso pós-colisional do orógeno.

Na região de estudo, os corpos graníticos possuem a denominação de Morro do Côco, apresentando formas geralmente circulares, discordantes das estruturas regionais NE-SW das encaixantes, com as quais mostram contatos abruptos e térmicos. Ocorrem também como corpos tabulares, diques e pequenos batólitos. As estruturas internas são homogêneas, isotrópicas, ou podem ser anisotrópicas, quando apresentam estruturas de fluxo magmático ou deformações em suas bordas. Veios e diques aplíticos tardios são constantes, o mesmo acontecendo com bolsões pegmatíticos de formato irregular. A composição é (hornblenda)-biotita granitóides do tipo-I, de granulação fina a média, textura equigranular a porfirítica, localmente com foliação de fluxo magmático preservado.

3.3.2.3. FORMAÇÃO BARREIRAS

A denominação “Barreiras” vem sendo empregada, com significado estratigráfico, desde Moraes Rêgo (1930 *apud* BAPTISTA *et al.*, 1984), apesar de divergências em termos de nomenclatura estratigráfica (Grupo ou Formação Barreiras), para descrever depósitos arenosos e argilosos, de cores variegadas, normalmente muito ferruginizados, identificados nos tabuleiros da costa do norte, nordeste e leste brasileiro, desde do Rio de Janeiro até o Amapá. A idade tem sido admitida desde o fim do Mesozóico até o início do Quaternário, sendo normalmente aceita entre o Mioceno-Plioceno a Pleistoceno (BRITO *et al.*, 1996).

De acordo com Winter *et al.* (2007) a Formação Barreiras está situada no topo do Grupo Campos (Figura 3.4), com idade do Eomioceno ao Plioceno. Constitui-se de rochas aflorantes na parte emersa, com ocorrência de depósitos conglomeráticos, arenosos e lamosos, de cores variegadas, ricos em concreções ferruginosas, depositados a partir de processos trativos de alta energia relacionados à ambiente fluvial entrelaçado e de fluxos gravitacionais relacionados a leques aluviais (Figura 3.5). Conforme Silva & Cunha (2001), a Formação Barreiras constitui uma das unidades mais expressivas da faixa litorânea do estado do Rio de Janeiro, com maior expressão no limite oeste da planície costeira do rio Paraíba do Sul (Figura 3.5), aflorando sob a forma de tabuleiros e/ou falésias com até 50 metros altura. Esta unidade também ocorre na região de Quissamã e, mais restritamente, próximo às cidades de Búzios e Macaé.

Segundo Morais *et al.* (2006), os depósitos da Formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro exibem associações faciológicas características de ambiente fluvial entrelaçado, com algumas variações dependendo da região estudada. No Norte Fluminense, abrangendo as ocorrências na região de Quissamã e na região da planície costeira do rio Paraíba do Sul, Morais *et al.* (2006) descreveram “*sedimentos arenosos intercalados com sedimentos lamosos, com pouca participação de níveis de cascalho. Em geral, as camadas apresentam-se com geometria de lentes extensas a subtabulares. A cor dos depósitos é branca-acinzentada, com forte mosqueamento vermelho-arroxeadado, com a presença, inclusive, de níveis limoníticos delimitando camadas e crostas ferruginosas bem desenvolvidas. Os depósitos descritos neste setor são associados a uma sedimentação por processos trativos, com pequena participação dos processos suspensivos e de fluxos gravitacionais. São interpretados como de ambiente fluvial entrelaçado distal.*”

3.3.2.4. SEDIMENTOS PLEISTOCÊNICOS E HOLOCÊNICOS

Na parte emersa da bacia de Campos ocorre uma série de depósitos sedimentares pleistocênicos e holocênicos, associados a sistemas deposicionais de origem continental e transicional/marinho, incluindo depósitos colúvio-aluvionares e marinhos a lagunares (SILVA & CUNHA, 2001).

Os depósitos colúvio-aluvionares, relacionados às porções proximais, compreendem depósitos fluviais areno-síltico-argilosos, com camadas de cascalhos, associados a depósitos de tálus junto à base e à meia encosta dos tabuleiros da Formação Barreiras. Já na porção mais distal, localizados em regiões de baixa declividade e ao longo das drenagens, compreendem sedimentos arenosos e lamosos, eventualmente com cascalheiras, geralmente bem

estratificados, refletindo deposição a partir de fluxos torrenciais canalizados e não canalizados. Encontram-se subdivididos em depósitos de fundo de canal, de planície de inundação, de rompimento de diques marginais e de meandro (barra de pontal), correlacionados na área de estudo à planície fluvial do rio Paraíba do Sul. Também ocorrem como sedimentos lacustrinos retrabalhados, localizados na margem norte da Lagoa Feia.

Os sedimentos marinhos e/ou lagunares são constituídas por areias quartzosas esbranquiçadas, finas a médias, bem selecionadas, apresentando estratificação plano-paralela com mergulho suave em direção ao mar; recobertas por areias eólicas com granulometria mais fina, em forma de depósitos eólicos mantiformes, quando próximos à linha de costa, ou na forma de dunas transgressivas, quando mais interiorizadas. Segundo Martin *et al.* (1997), depósitos de areias marinhas holocênicas ocorrem de modo praticamente contínuo ao longo do litoral estudado, podendo atingir vários quilômetros de largura próximo a desembocadura do rio Paraíba do Sul.

3.4. HIDROGEOLOGIA DA BACIA DE CAMPOS

Os aquíferos sedimentares da porção emersa da bacia Campos têm sido na última década alvo de vários estudos, como Caetano (2000), Capucci (2003), Barreto (2000) e Martins *et al.* (2006), porém há dúvidas quanto à divisão e compartimentação destes aquíferos, devido à falta de consenso de sua estratigrafia.

Conforme CPRM (2001), a evolução estrutural da bacia de Campos é fundamental para a definição da geometria de seus depósitos, onde falhas normais SW-NE moldam o arcabouço da parte emersa. Já os lineamentos NW-SE formam um gráben a SW da cidade de Campos, em que a oeste ocorrem os sedimentos fluvio-deltaicos e a leste uma cunha sedimentar relacionada a depósitos da Formação Emborê, localizada na região do Farol de São Tomé.

Os autores Martins *et al.* (2006), Barreto *et al.* (2000), Caetano (2000) e Capucci (2003) adotaram denominações e divisões diferenciadas para os aquíferos Barreiras e São Tomé I e II da bacia de Campos, conforme a Quadro 3.1.

Quadro 3.1. – *Correspondência entre os aquíferos da bacia de Campos (modificada de MARTINS et al., 2006).*

Caetano, 2000	Barreto et al. (2000)	Capucci, 2003 e Martins et al. 2006
Quaternário Deltáico	Flúvio Deltáico	Aluviões de Campos
Terciário Formação Barreiras	Barreiras	Formação Barreiras Primitiva
	São Tomé II	Formação Barreiras Recente
	São Tomé I	
Terciário Formação Emborê	Emborê	Emborê

Segundo Caetano (2000), os sedimentos neogênicos e paleogênicos desta bacia correspondem às formações Barreiras e Emborê, respectivamente. Este autor definiu a ocorrência de três aquíferos: Quaternário deltaico, Terciário Formação Barreiras e Terciário Formação Emborê. A Formação Barreiras está em parte aflorante e parte submersa coberta por sedimentos pleistocênicos.

A denominação adotada por Barreto (2000) para os sistemas aquíferos (Figura 3.6) foi: Flúvio-deltaico, Emborê? (com redefinição de seus limites e indagações sobre sua correlação aos sedimentos da Formação Emborê), São Tomé I e II (divisão do aquífero São Tomé devido à diferença de espessura e algumas características hidrodinâmicas), e Barreiras.

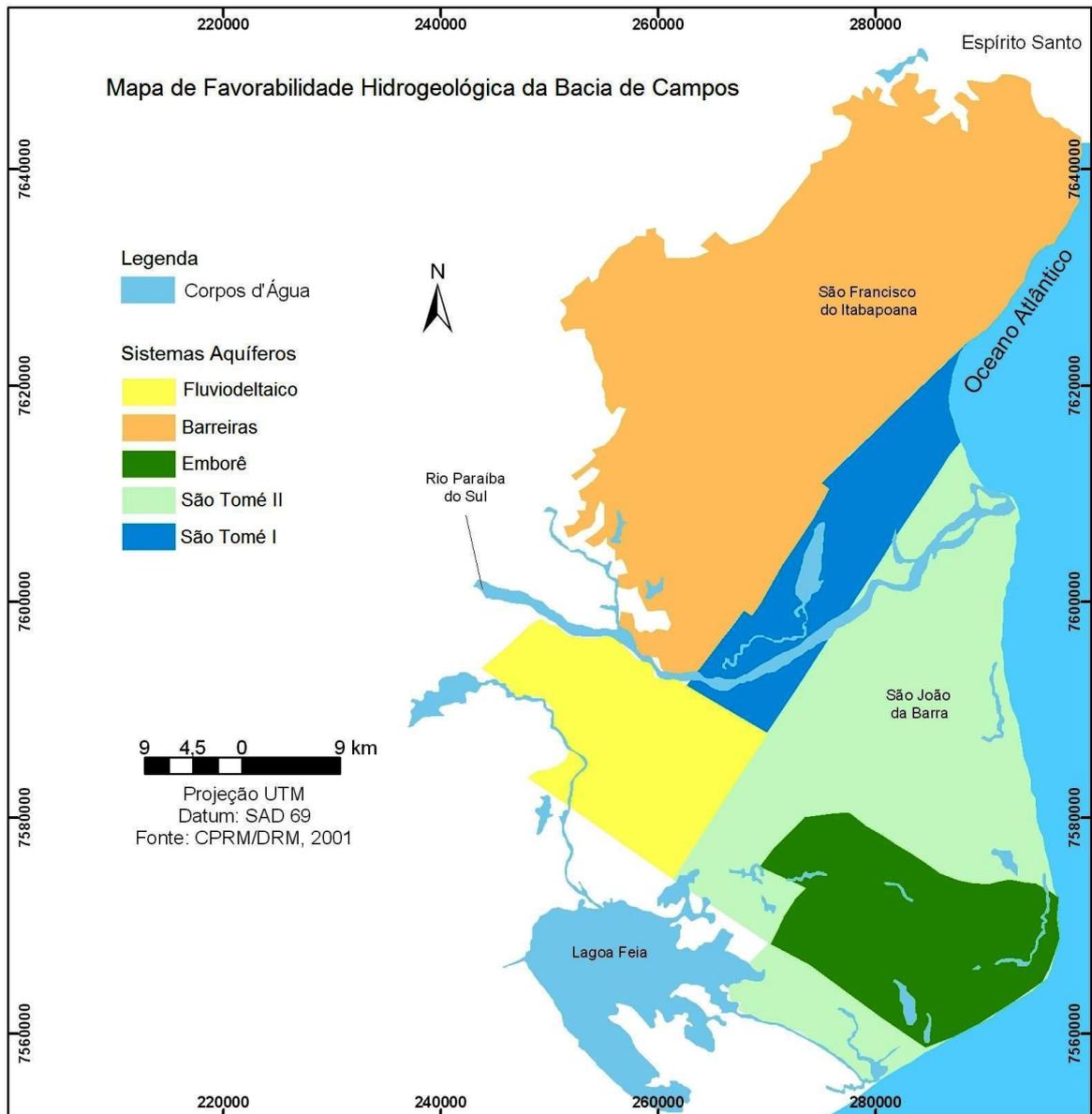


Figura 3.6. – Mapa de favorabilidade hidrogeológica do Rio de Janeiro, com destaque na região de estudo (modificado de CPRM, 2001).

Martins *et al.* (2006) define os aquíferos sedimentares a partir de aspectos geotectônicos (reconhecimento de três blocos resultantes da reativação tectônica: os altos estruturais de São Francisco do Itabapoana, a norte, e Quissamã, a sul; e o bloco rebaixado de Campos e São João da Barra ao centro), litológicos e da qualidade das águas subterrâneas. Os aquíferos foram definidos como (Figura 3.7): Barreiras primitiva, Barreiras recente, Emborê e Aluviões de Campos.

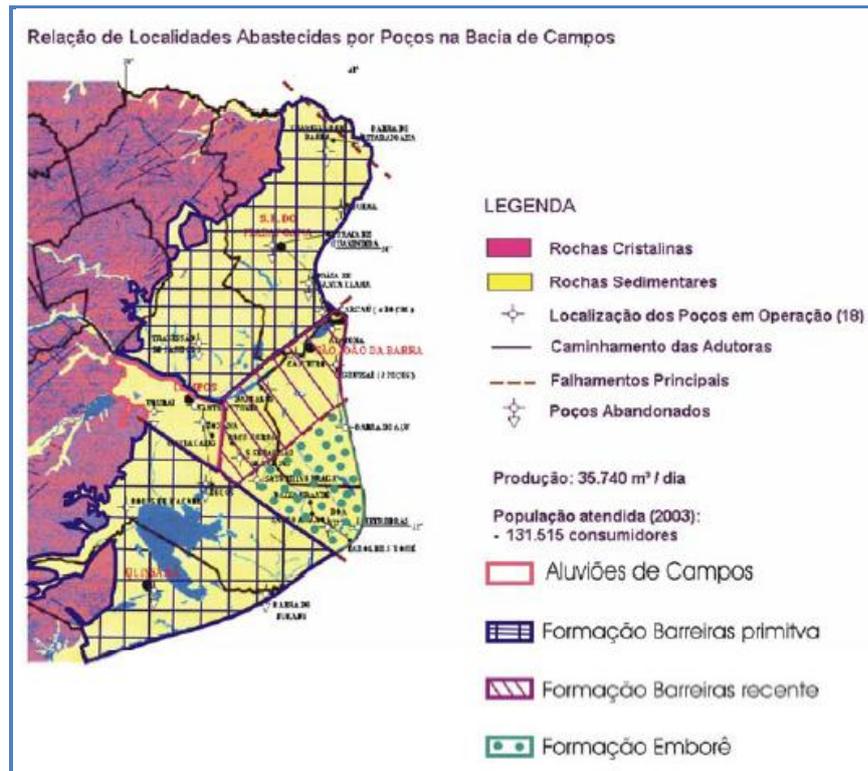


Figura 3.7. – Subdivisão dos aquíferos sedimentares da bacia de Campos (MARTINS *et al.*, 2006).

Apesar da discussão sobre a divisão dos aquíferos da bacia de Campos na área de estudo, o aquífero da Formação Barreiras possui caracterização similar em ambos os estudos, CPRM (2001) e Martins *et al.* (2006), que o denominaram como aquíferos Barreiras e aquífero Formação Barreiras Primitivo. No presente estudo foi adotado o termo aquífero Barreiras, devido à correlação com a atual estratigrafia desta bacia (WINTER *et al.*, 2007).

O **aquífero Barreiras**, situado na borda oeste da bacia de Campos, faz contato lateral com o embasamento cristalino, ocorrendo em uma área de aproximadamente 1.630km². É constituído por sedimentos terciários aflorantes, que cobrem os dois altos estruturais, compostos por argilas lateríticas e areias com óxido de ferro, sobrepostos ao embasamento cristalino. Trata-se de um aquífero livre, pouco produtivo, de baixa permeabilidade, com vazões na ordem de 2m³/h e capacidade específica média de 0,33m³/h/m. Salienta-se que compreende o aquífero de menor qualidade da região. Possui águas normalmente ferruginosas. Com espessura crescente em direção ao litoral, alcançando 216m em Gargaú, município de São Francisco do Itabapoana.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

Segundo Ezzy *et al.* (2006), a heterogeneidade sedimentar do aquífero influencia fortemente a variabilidade espacial da condutividade hidráulica e o fluxo do fluido, o qual é fortemente controlado pela distribuição da porosidade, permeabilidade, arquitetura sedimentar e a presença interna de barreiras impermeáveis. Diante disso, a quantificação da heterogeneidade do aquífero tem sido uma busca constante em problemas de fluxo de água subterrânea.

Estudos de heterogeneidades sedimentares envolvem várias ordens hierárquicas, em uma abordagem de reconhecimento da arquitetura deposicional, entendida como a disposição tridimensional das fácies sedimentares e suas associações no espaço (BORGHI, 2000). Para a caracterização da arquitetura dos depósitos, o primeiro passo é a identificação das superfícies de acamamento. Estas superfícies são classificadas em ordens hierárquicas, de acordo com a relação genética dos corpos sedimentares que as delimitam.

Segundo Galloway & Hobday (1996), as heterogeneidades megascópicas, envolvendo escala de dezenas a centenas de metros, descrevem a geometria externa e relações entre elementos arquiteturais, que consistem em corpos sedimentares caracterizados pela geometria estratal, e por um conjunto distinto de fácies que guardam entre si uma relação genética (MIALL, 1996; BORGHI, 2000). A relação entre os elementos arquiteturais leva à interpretação de sistemas deposicionais. O uso de afloramentos análogos para a caracterização de aspectos de arquitetura e geometria externa e interna de corpos sedimentares em estudos envolvendo correlação com intervalos litológicos de interesse em subsuperfície é prática comum nos estudos de reservatórios de petróleo (TOBIN, 1997 *apud* GARCIA *et al.*, 2003). Entretanto, a aplicação desta abordagem à análise de reservatórios de água constitui uma experiência relativamente recente.

A escala macroscópica envolve a caracterização de fácies e possui ordem de grandeza decimétrica a métrica. Uma fácies sedimentar constitui uma “*massa de sedimento ou de rocha sedimentar caracterizada e distinguida das demais pela litologia, geometria estratal, estruturas sedimentares, petrotrama, cores, fósseis e por atributos direcionais*” (BORGHI, 2000).

O estudo da petrografia, baseado nas descrições de lâminas delgadas de amostras selecionadas, com ênfase nos parâmetros texturais, mineralógicos e de porosidade, permite a observação das heterogeneidades da rocha em escala microscópica.

A metodologia empregada para a determinação da heterogeneidade do aquífero Barreiras fundamentou-se na caracterização faciológica e de permoporosidade das principais litofácies em dois afloramentos selecionados, Córrego Sucupira e Barra de Itabapoana, conforme fluxograma abaixo (Figura 4.1).

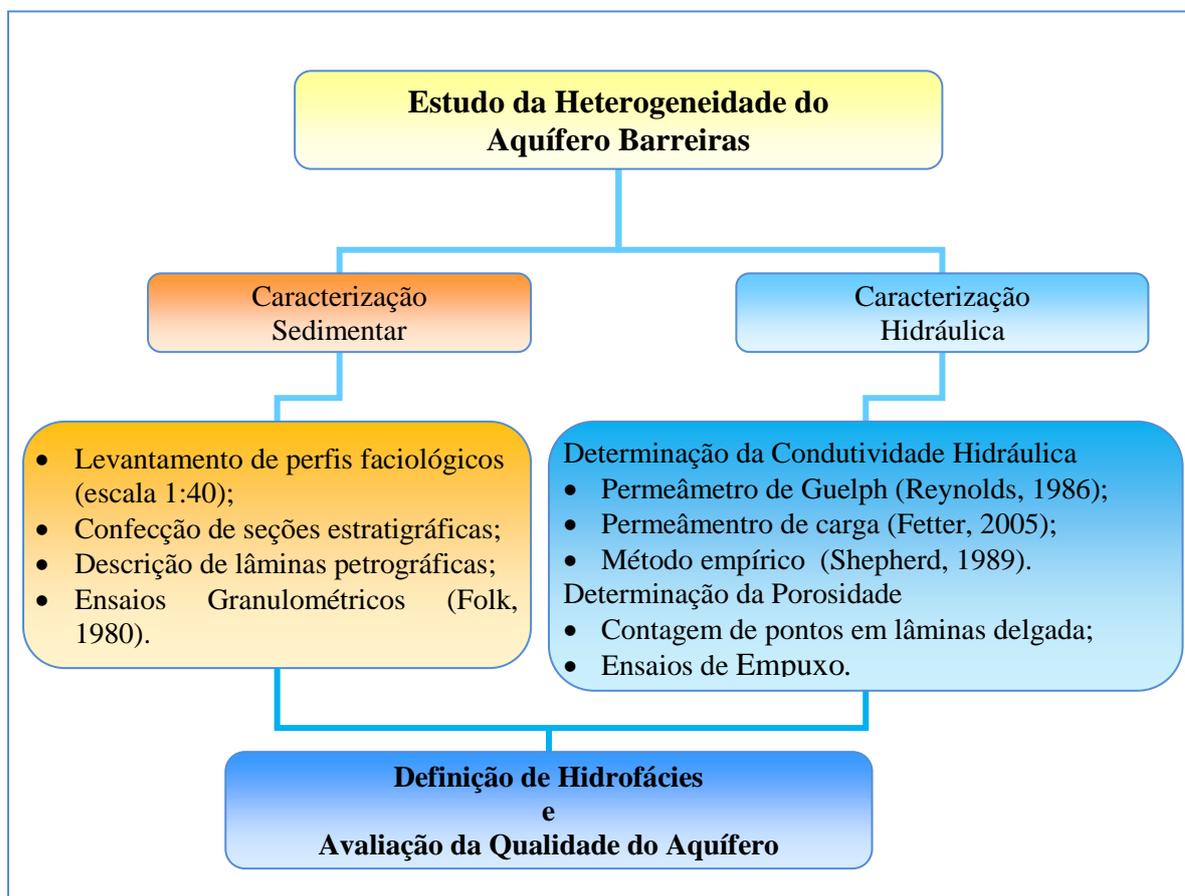


Figura 4.1. – Fluxograma do estudo de determinação da heterogeneidade do aquífero Barreiras da Bacia de Campos.

4.1. CARACTERIZAÇÃO SEDIMENTAR

No presente estudo a caracterização sedimentar consistiu em duas etapas, a primeira de campo e uma segunda de laboratório.

4.1.1. Atividades de campo

A caracterização sedimentar foi efetuada em dois afloramentos selecionados, Córrego Sucupira e Barra de Itabapoana (Figura 3.5), também estudados por Moraes (2001 e 2006). Consistiu em: interpretação de fotomosaicos, através da identificação e hierarquização das principais superfícies estratigráficas e reconhecimento dos elementos arquiteturais, que

embasaram a descrição das heterogeneidades megascópicas; e na confecção de perfis faciográficos na escala 1:40.

No presente estudo, os atributos utilizados para a classificação de fácies em escala macroscópica foram textura, composição e estruturas sedimentares. Para a identificação das fácies, foi adotado um código alfabético, a fim de representá-las de forma simplificada. Esse código assemelha-se com a proposta de Miall (1985). As fácies identificadas foram interpretadas e relacionadas aos trabalhos de Miall (1985) e Morais (2001).

Em campo também foram coletadas amostras deformadas e indeformadas para a realização de ensaios granulométricos e petrográficos, respectivamente. A amostragem foi baseada nos perfis faciográficos e a coleta foi realizada buscando abranger as diferentes litofácies caracterizadas, com limitações a coleta de sedimentos muito finos (relacionadas às fácies lutíticas), que não ofereceram condições necessárias para a confecção de lâminas petrográficas. A Tabela 4.1 apresenta a quantidade de amostras coletadas nas duas seções estudadas em cada litofácies sedimentar.

Tabela 4.1. – Quantidade de amostras deformadas e indeformadas coletadas nas seções estudadas e as análises executadas em cada litofácies sedimentar.

Afloramento	Litofácies Sedimentar	Amostras Deformadas Análise Granulométrica	Amostra Indeformada Análise Petrográfica
Córrego Sucupira	<i>Aca</i>	3	2
	<i>Am</i>	6	2
	<i>La</i>	4	2
Barra de Itabapoana	<i>Aca</i>	2	2
	<i>Am</i>	5	5
	<i>La</i>	3	2
<i>Total:</i>		23	15

Obs: *Aca* (arenito com estratificação cruzada acanalada), *Am* (arenito maciço) e *La* (Lamito arenoso maciço).

4.1.2. Atividades de laboratório

As atividades de laboratório consistiram na realização de análises granulométricas e petrográficas.

4.1.2.1. ANÁLISE GRANULOMÉTRICA

A análise granulométrica foi efetuada em 23 (vinte e três) amostras tendo como principal objetivo revelar a distribuição granulométrica dos depósitos estudados e, assim, proporcionar uma melhor caracterização e classificação sedimentológica. Além de contribuir na caracterização faciológica, os ensaios granulométricos foram utilizados como base de entrada à determinação da condutividade hidráulica através de métodos empíricos.

Os ensaios foram realizados no Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geologia (IGEO/UFRJ), segundo técnica descrita por Folk (1980).

A análise granulométrica consistiu na separação a seco das principais classes texturais dos sedimentos grossos e finos. Para os sedimentos grossos (maiores de 0,062 mm), foi empregado um arranjo de peneiras na escala de Wentworth (1922), com malha em intervalos de phi (ϕ): 4,00 mm, 2,83 mm, 2,00 mm, 1,41 mm, 1,00 mm, 0,71 mm, 0,50 mm, 0,35 mm, 0,25 mm, 0,177 mm, 0,125 mm, 0,088 mm e 0,062 mm. Para os sedimentos finos (menores de 0,062 mm), correspondentes às frações silte e argila, foi empregado o método de pipetagem, baseado na lei de sedimentação de Stokes (FOLK, 1980). Cada fração de sedimento peneirado ou coletado na pipetagem, correspondentes às classes granulométricas específicas, foi pesada. A individualização do percentual de silte e argila foi adotada apenas nos casos onde a fração de finos é superior a 5% do peso da amostra total.

Posteriormente, os dados foram utilizados nos cálculos de frequência simples e acumulada, e para a confecção de histogramas e curvas de frequência acumulada, com objetivo de representar a distribuição granulométrica das amostras. As porcentagens calculadas de cascalho (acima de 2,00 mm), areia (entre 2,00 e 0,062 mm) e lama (menores de 0,062 mm) foram plotadas em diagramas triangulares de classificação de rochas sedimentares propostos por Folk (1980).

4.1.2.2. ANÁLISE PETROGRÁFICA

Os estudos petrográficos através de lâminas delgadas possibilitaram a análise das heterogeneidades microscópicas, como geometria e distribuição dos poros e parâmetros texturais (como quantidade de argila, presença de biotubação) e mineralógicos.

Foram analisadas 15 (quinze) lâminas delgadas (Tabela 4.1), confeccionadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Geologia/UFRJ e descritas por meio de

microscópio de luz transmitida da marca *Carl ZEISS* modelo AXIOSKOP 40 (Laboratório de Geologia Sedimentar, do Departamento de Geologia/UFRJ), dotado de câmera para captura de imagens digitais. Durante a confecção das lâminas delgadas, foi aplicada a técnica de impregnação com resina líquida com catalizador e corante de cor azul, este para auxiliar na identificação dos espaços porosos.

Os parâmetros petrográficos analisados foram: composição textural, composição mineralógica e porosidade, com base nas nomenclaturas e tabelas disponíveis na literatura.

A identificação das classes granulométricas em seções delgadas foi efetuada através do reconhecimento visual das dimensões dos grãos, com base nos limites de Wentworth (1922): 4,00 mm; 2,00 mm; 1,00 mm; 0,50 mm; 0,25 mm; 0,125 mm; 0,062 mm; e abaixo de 0,062 mm (classificado como matriz). A determinação dos demais aspectos texturais foi efetuada com base na estimativa por comparação com as tabelas de Beard & Weyl (1973), para seleção, de Powers (1953) para o grau de arredondamento, de Krumbein & Sloss (1963) para circularidade, e de Tucker (2001) para classificação do tipo de contato entre os grãos (“grãos flutuantes”, pontual, longo, côncavo-convexo, suturado).

Análises quantitativas foram efetuadas para os exames dos componentes detríticos (mineralogia) e texturais (matriz, cimento e poros), através da técnica de contagem de pontos (300 pontos), segundo metodologia de *Gazzi-Dickinson* (ZUFFA, 1984). Os componentes detríticos discriminados foram: quartzo monocristalino e policristalino, com suas variações (quartzo ondulante, quartzo com dois ou três grãos, e quartzo com mais de três grãos), feldspato, e minerais secundários. Já os componentes texturais discriminados foram: matriz, cimento, porosidade (intragranular, por fratura, intra-matriz, intergranular e móldica) e bioturbação.

A caracterização da porosidade foi baseada nos aspectos genéticos (primária – originada na fase final da deposição; e secundária – originada após a deposição) e textural dos poros (grãos parcialmente dissolvidos, bordas de grãos corroídos, grãos fraturados, poros intramatriz, poros agigantados e/ou alongados, e encolhimento da matriz), segundo Schmidt & McDonald (1979) e Shanmugam (1984).

A caracterização da matriz e cimento foi baseada nos critérios de classificação de Dickinson (1970) e Moraes *et al.* (1988). Os diferentes tipos de matriz e suas principais características são: protomatriz – matriz original/sindeposicional; ortomatriz – resultado da recristalização da matriz original, sendo ainda possível reconhecer a textura clástica relícta;

epimatriz – resultado da alteração diagenética de grãos do arcabouço, com infiltração e preenchimento dos poros por material argiloso. Quanto ao cimento, deve-se destacar o de composição filossilicática (composição monomineralógica restrita, suturas no material intersticial e cores de interferência (à semelhança dos tectossilicatos) e que, segundo Dickinson (1970), pode ser confundido com a matriz; além do cimento composto por precipitados químicos como sílica e óxidos/hidróxidos de ferro e manganês.

4.2. CARACTERIZAÇÃO HIDRÁULICA

O movimento da água subterrânea, a nível microscópico, em um meio poroso é muito complexo, devido a irregularidades dos poros e canalículos (gargantas de poros) através do qual o fluido deve passar. A porosidade é a capacidade que o solo ou rocha tem de armazenar fluidos e depende do tamanho, seleção, arredondamento, estrutura e arranjo dos grãos, e pode ser medida pelo percentual de volume ocupado pelos vazios. Porosidade ou porosidade total é a proporção entre o volume de espaços vazios no solo e o volume total da matriz do solo, expressa em porcentagem. O Quadro 4.1 mostra os valores típicos de porosidade total para os diferentes tipos de solos.

Quadro 4.1. – Valores típicos de porosidade total e seus termos para os diferentes tipos de solo (extraído de Guiguer, 2000).

Tipos de Solo	Variação de Porosidade	Termo
<i>Argila</i>	<i>33 a 60 por cento</i>	<i>Muito alta</i>
<i>Areia ou cascalho</i>	<i>25 a 40 por cento</i>	<i>Alta</i>
<i>Areia e cascalho misturados</i>	<i>25 a 35 por cento</i>	<i>Média</i>
<i>Sedimentos glaciais</i>	<i>10 a 20 por cento</i>	<i>Muito baixa</i>

A porosidade de um solo composto por partículas bem arredondadas e de tamanho igual será maior que a porosidade de um solo contendo partículas pontudas ou arredondadas de tamanhos variados. No último caso, as partículas menores preenchem os vazios entre as partículas maiores. Portanto, quanto maior a variedade de tamanho das partículas do solo, menor será a porosidade.

O termo porosidade efetiva se refere à proporção entre o volume de vazios interligados, por onde um fluido pode escoar, e o volume total da matriz do solo. As argilas possuem poros tão pequenos que o fluxo da água passa com dificuldade ou não deixam a água passar tornando-as materiais pouco permeáveis. Outras rochas sedimentares, como os arenitos e areias inconsolidadas, possuem tanto porosidade como permeabilidade elevada. Já nas rochas cristalinas a permeabilidade apresenta-se proporcional ao número de fraturas e da interconexão entre elas, sendo em geral muito baixa (BOCANEGRA & SILVA Jr, 2007). Os sedimentos argilosos podem apresentar fraturas causadas, em parte, por ressecamento, fenômeno conhecido como porosidade secundária, que também pode se desenvolver por outros meios, tais como tocas de animais e espalhamento de raízes.

A caracterização da hidráulica corresponde neste estudo à determinação da permeabilidade relativa à água (condutividade hidráulica) e a porosidade dos depósitos sedimentares estudados.

4.2.1. Caracterização da Condutividade Hidráulica

A condutividade hidráulica, também conhecida como permeabilidade, exprime a maior ou menor facilidade com que a água percola em um meio poroso, e é em função das características do meio, como porosidade, tamanho, forma, arranjo dos grãos, conexões entre os poros, e das características do fluido percolante, como densidade e viscosidade. Apesar de ambos os termos serem utilizados indiscriminadamente, condutividade hidráulica é tecnicamente um termo mais apropriado (GUIGUER, 2000).

A condutividade hidráulica é uma das propriedades de maior relevância para estudos de movimento de água e solutos no solo. Os diversos ensaios desenvolvidos para sua determinação são baseados na lei de Darcy, proposta em 1856 pelo engenheiro francês Henry Darcy, que pesquisou o escoamento de água em um filtro de areia utilizando dispositivo similar ao mostrado esquematicamente na Figura 4.2 (FETTER, 2001), concluindo que a vazão do escoamento (Q) é proporcional: à diferença de carga hidráulica (h_1 e h_2), entre os piezômetros 1 e 2; à área transversal do filtro (A); inversamente proporcional à distância (L) entre os piezômetros 1 e 2.

A lei de Darcy é válida para um escoamento laminar e pode ser expressa da seguinte forma:

$$Q = KA \frac{(h_1 - h_2)}{L} \quad (1)$$

onde:

K = condutividade hidráulica.

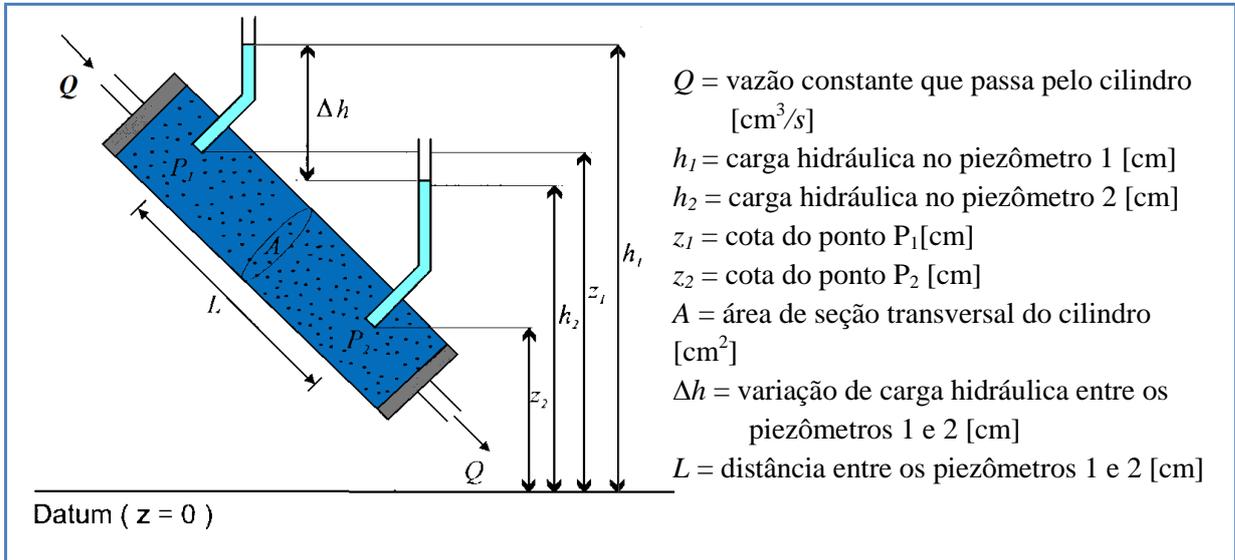


Figura 4.2 – Esquema do experimento de Darcy (CABRAL, 1997).

Essa equação expressa a vazão da água que passa em um meio poroso, em função da condutividade hidráulica do material arenoso e do gradiente hidráulico. O coeficiente de proporcionalidade K da lei de Darcy é denominado “coeficiente de permeabilidade” ou “condutividade hidráulica”.

A permeabilidade intrínseca é a função da abertura dos poros e, nos sedimentos bem selecionados, é proporcional ao tamanho dos grãos (FETTER, 2001). Quanto menor o tamanho dos grãos, maior será a superfície de contato da água, que acarreta o aumento da resistência do fluxo, diminuindo a permeabilidade intrínseca. Há para os sedimentos não consolidados uma ampla faixa de valores de permeabilidades intrínsecas e condutividades hidráulicas, dependendo do tamanho e seleção dos grãos, conforme Tabela 4.2.

A condutividade hidráulica geralmente está inserida em estudos de mensuração da capacidade exploratória de aquíferos, estudos de monitoramento e investigação de plumas de contaminantes, e como parâmetro de entrada em modelos hidrodinâmicos e hidrogeoquímicos. Na literatura existem diversas técnicas para a sua obtenção através de métodos empíricos e ensaios de campo e laboratoriais.

Tabela 4.2 - Faixa de valores de permeabilidade intrínseca e condutividade hidráulica para vários materiais não consolidados (FETTER, 2001).

Material	Permeabilidade intrínseca (darcy)	Condutividade Hidráulica (cm/s)
<i>Argila</i>	$10^{-6} - 10^{-3}$	$10^{-9} - 10^{-6}$
<i>Silte; Silte arenoso</i>	$10^{-3} - 10^{-1}$	$10^{-6} - 10^{-4}$
<i>Areia argilosa</i>	$10^{-3} - 10^{-1}$	$10^{-6} - 10^{-4}$
<i>Areia siltosa; Areia fina</i>	$10^{-2} - 1$	$10^{-5} - 10^{-3}$
<i>Areia bem distribuída</i>	$1 - 10^2$	$10^{-3} - 10^{-1}$
<i>Cascalho bem distribuído</i>	$10 - 10^3$	$10^{-2} - 10^0$

O uso destes métodos está condicionado a situações particulares, e a condutividade hidráulica obtida através de cada método pode contemplar porções de solo ou rocha diferentes. Os métodos em campo muitas vezes negligenciam pequenas heterogeneidades do substrato, como lentes argilosas e outras descontinuidades que podem ser observadas durante a execução dos ensaios laboratoriais e na aplicação dos métodos empíricos. Por outro lado, ensaios laboratoriais e empíricos envolvem um período de tempo mais longo e exigem instalações apropriadas. Vários métodos têm sido desenvolvidos tanto em campo como em laboratório devido à importância de determinação da permeabilidade saturada (K_{sat}). Infelizmente, esses métodos podem resultar em diferentes valores de K_{sat} , visto que este parâmetro é extremamente influenciado pelo tamanho da amostra, geometria do fluxo, processo de coleta da amostra e demais atributos dos materiais.

A metodologia adotada neste estudo para a caracterização dos parâmetros hidráulicos foi baseada principalmente na comparação dos valores obtidos através de métodos empíricos e de ensaios em campo e em laboratório, realizados em diversas camadas sedimentares nos dois afloramentos da Formação Barreiras, definidos segundo a geometria dos estratos e sua importância relativa ao fluxo de fluidos.

4.2.1.1. MÉTODO EMPÍRICO

A estimativa da permeabilidade pode ser obtida através de cálculos empíricos com base na curva granulométrica de sedimentos arenosos. Existem na literatura diversos métodos que fornecem valores da condutividade hidráulica a partir de formulações matemáticas, como *Hazen* e *Shepherd*, entre outros. Antes da aplicação dessas fórmulas, devem-se levar em conta os limites de aplicação de cada método. Métodos diferentes aplicados a uma mesma amostra podem apresentar resultados bastante divergentes, visto que determinadas fórmulas foram desenvolvidas utilizando-se materiais e condições específicas, limitando, dessa forma, a sua utilização.

Apesar de terem sido realizadas várias tentativas a partir do método *Hazen*, o método adotado neste estudo foi o de *Shepherd* (SHEPHERD, 1989 *apud* FETTER, 2001), devido à abundante quantidade de material argiloso (maior que 17%), presente em todas as amostras analisadas.

O método de *Shepherd* considera que a condutividade hidráulica está relacionada ao diâmetro e à maturidade dos grãos (Tabela 4.3), ou seja, ao ambiente deposicional, sendo estabelecida pela equação 2.

$$K = C d_{50}^j \quad (2)$$

onde:

C – fator de ajuste, obtido experimentalmente a partir da forma dos grãos;

d_{50} – diâmetro mediano dos grãos (mm);

j – expoente obtido experimentalmente, que leva em consideração a textura dos sedimentos.

Tabela 4.3. – Valor do coeficiente C e J de acordo com o ambiente deposicional (modificado de FETTER, 2001).

Ambiente deposicional	C	j
Duna (mais maduro)	1.76	1.85
Depósitos de praia	0.56	1.75
Depósitos de canal	0.16	1.65
Consolidados	0.03	1.5
Texturalmente imaturos	0.03	1.4

O fator de ajuste C e o expoente j possuem valores elevados para sedimentos maduros e menores para sedimentos imaturos, isto evidenciado pelas amostras com boa seleção, tamanho uniforme e com alto arredondamento e esfericidade. Ambos, o fator de ajuste e o expoente, declinam para sedimentos que possuem baixa maturidade textural e/ou são muito consolidados.

Neste estudo, em função da alta concentração de material argiloso presente nas amostras analisadas, o valor adotado para o parâmetro C foi de 0,03 e o expoente j de 1,4 para materiais texturalmente imaturos. Não foram adotados os valores de depósitos de canal para ambos os parâmetros devido à forte presença de perturbações pós-deposicionais observadas nos dois afloramentos estudados.

4.2.1.2. ENSAIOS DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM CAMPO

Os ensaios de condutividade hidráulica em solos e sedimentos no campo são correntemente realizados com a finalidade de se determinar os coeficientes de permeabilidade dos terrenos naturais. Os ensaios que não utilizam sistema de observação da variação das cargas potenciométricas nas imediações do furo são conhecidos como “ensaios pontuais” (ABGE, 1996).

A classificação dos ensaios está relacionada conforme a sua forma de realização (a nível constante ou variável) e o diferencial de pressão positivo (carga) ou negativo (descarga) aplicado no aquífero (Quadro 4.2). Os ensaios realizados na zona não saturada (acima do lençol freático) são realizados apenas por injeção de água (ensaios de “carga”).

Quadro 4.2. – *Classificação dos ensaios de permeabilidade, conforme ABGE (1996).*

Realização	Pressão Aplicada	Denominação dos Ensaios	Método de Prospecção
Nível Constante	Carga	Infiltração	sondagens, poços e cavas
	Descarga	Bombeamento	poços e sondagens
Nível Variável	Carga	Rebaixamento	sondagens e poços
	Descarga	Recuperação	poços e sondagens

Os ensaios a nível constante são realizados através da manutenção do nível d’água em um furo de sondagem, poço ou trincheira, em uma posição constante ao longo de toda duração

do ensaio. Este nível pode ser estabelecido através de duas formas: pela introdução de água (ensaios de infiltração), com a aplicação de uma carga constante e controle da vazão injetada; e pela retirada de água (ensaios de bombeamento), com controle da vazão bombeada.

Nos ensaios a nível variável, o nível d'água natural é alterado para uma posição que se pode denominar de nível inicial dos ensaios. A tendência do nível d'água voltar à posição original é acompanhada durante o tempo de ensaio. O nível inicial pode ser estabelecido através de duas formas: da introdução de água (ensaios de rebaixamento) e da medição da velocidade de rebaixamento; e da retirada de água (ensaios de recuperação) e da medição da velocidade de recuperação.

Nos furos de sondagens não revestidos o trecho de ensaio a nível constante corresponde ao intervalo entre a posição do nível d'água e o fundo do furo, e a nível variável o trecho varia com a carga.

No presente estudo foram aplicados os ensaios de rebaixamento e infiltração em furos de sondagem não revestidos (Figura 4.3). No ensaio de infiltração foi utilizado o permeâmetro de Guelph, Modificado, sob carga constante, detalhado posteriormente.

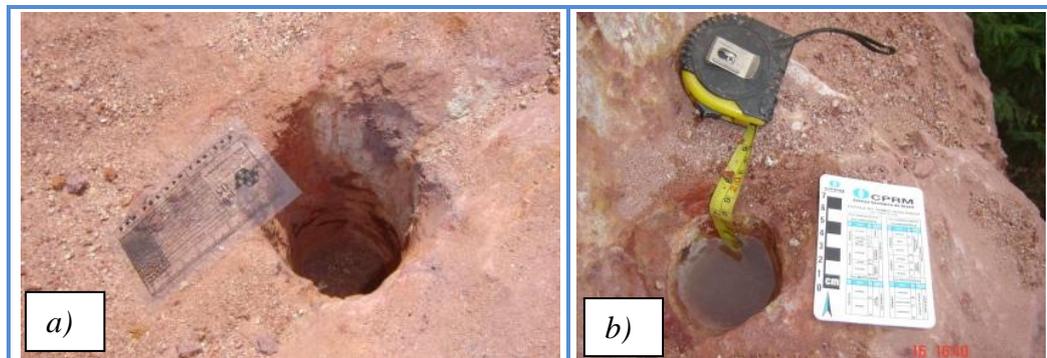


Figura 4.3. – *Imagens do furo de sondagem não revestido: a) furo seco e b) furo preenchido por água no ensaio de rebaixamento.*

Os furos foram perfurados com trado mecânico helicoidal afiado (Figura 4.4), com profundidade de 15 a 22 cm e raio de 5 cm. Durante a perfuração aplicou-se pouca pressão para baixo sobre o trado. Nesta fase, foi realizado o acabamento das paredes do furo e no fundo, evitando o fechamento dos poros ou a compactação do solo por aplicação de uma força excessiva durante a tradagem, utilizando um trado limpador (Figura 4.4). A compactação da sondagem resulta em baixos valores de condutividade hidráulica, especialmente quando o solo é de textura fina e a umidade é alta.



Figura 4.4. – Tipos de trados, limpador e helicoidal, utilizados na construção dos furos de sondagem para os ensaios de rebaixamento e de infiltração com o uso do permeômetro de Guelph (imagem extraída de BIELCHOWSKY, 2005).

Em ambos os afloramento estudados (seções Córrego Sucupira e Barra de Itabapoana) foram realizados 4 ensaios de rebaixamento e 7 de infiltração com o permeômetro de Guelph, conforme Tabela 4.4. Devido à alta inclinação nos dois afloramentos e ainda a dificuldade de acesso, os ensaios realizados foram pontuais. Na seção Córrego Sucupira não foi possível realizar os ensaios na litofácies *La*, devido à dificuldade de acesso às camadas e por ser muito delgada no topo, inferior a 10 cm.

Tabela 4.4. – Relação dos ensaios realizados nas litofácies em cada afloramento, com a profundidade e raio do furo de sondagem sem revestimento.

Afloramento	Litofácies	Nº de Ensaios de Rebaixamento	Profundidade e Raio (cm)	Nº de Ensaios de Infiltração (Guelph)	Profundidade e Raio (cm)
Córrego Sucupira	<i>Aca</i>	1	15 e 5	2	15 e 5 17 e 5
	<i>Am</i>	1	15 e 5	2	15 e 5 16 e 5
Barra de Itabapoana	<i>Aca</i>	1	18 e 5		
	<i>Am</i>	***	***	2	15 e 5 17 e 5
	<i>La</i>	1	21,6 e 5	1	18 e 5

Obs: *Aca* (arenito com estratificação cruzada acanalada), *Am* (arenito maciço) e *La* (Lamito arenoso maciço).

4.2.1.2.1. Ensaio de rebaixamento

O ensaio de rebaixamento consistiu no enchimento de água até a boca do furo, no nível do terreno e acima do lençol freático, durante 10 minutos (Figura 4.5). Imediatamente, ocorreu a interrupção do fornecimento de água (tomado este instante como tempo zero), sendo acompanhado o rebaixamento do nível d'água a intervalos curtos no início e mais longos no final (por exemplo, 15 e 30 segundos e, posteriormente, de 1, 2, 3, 5, etc. minutos). O ensaio foi concluído após 30 minutos.

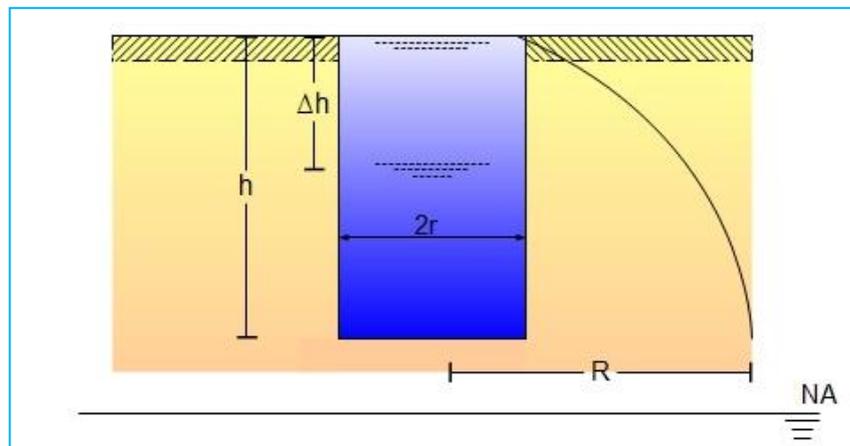


Figura 4.5. – Esquema do ensaio de rebaixamento em furo não revestido, no nível do terreno e acima do lençol freático, onde: h é a profundidade do furo preenchida por água; Δh é a variação do nível de água; $2r$ é o raio do furo multiplicado por 2; R é o raio da parábola do fluxo e o NA é o nível do lençol freático (modificado de ABGE, 1996).

A equação 3 foi adotada para a obtenção dos valores de condutividade hidráulica, conforme ABGE (1996).

$$K = \frac{\Delta h}{\Delta t} \cdot \left(\frac{r}{R}\right)^2 \quad K = \frac{\Delta h}{\Delta t} \cdot \left(\frac{r}{R}\right)^2 \quad (3)$$

onde:

K é a condutividade hidráulica em meio saturado

Δh é a variação da lâmina d'água no furo (cm);

Δt é a variação do tempo em segundos (s);

r é o raio do furo (cm);

R raio da parábola do fluxo (cm).

A relação entre R e h é obtida supondo que o escoamento se dá segundo uma parábola, na altura do nível d'água inicial ($t = 0$). Evidentemente que quanto maior for o rebaixamento, menor será a variação de R e mais válida é a aplicação da fórmula (3), onde $R^2 + R - h = 0$. Nos ensaios realizados o nível d'água rebaixou 3,9 cm na camada *Am* e 4,20 cm na camada *Aca* no intervalo de 30 minutos, variação inferior a 10 cm/min, portanto, podendo ser aplicada esta metodologia conforme critérios definidos pela ABGE (1996).

4.2.1.2.2. Ensaio de infiltração

Reynolds *et al.* (1983) desenvolveram na Universidade de Guelph, no Canadá, o permeâmetro de Guelph (PG) como uma modificação dos permeômetros de carga única. A partir deste método tem sido possível determinar algumas das mais importantes propriedades hidráulicas do solo, como a condutividade hidráulica saturada em campo (K_{fs} em cm/s). O método mede a condutividade hidráulica saturada de campo acima do lençol freático, envolvendo medições de vazão sob uma carga constante sob uma sondagem sem revestimento.

O Permeâmetro de Guelph Modificado (Figura 4.6) foi elaborado pelo Instituto Agrônomo de Campinas – IAC/ SP (VIEIRA, 1998). A base teórica é exatamente a mesma utilizada pelo Permeâmetro de Guelph, mas com modificações na estrutura física a fim de aperfeiçoar sua aplicabilidade em campo. Foi projetado para medir a condutividade entre 10^2 e 10^{-6} cm/s, abaixo ou acima destas ordens de grandeza, as medições podem apresentar erros, ou seja, ensaios não confiáveis (AGUIAR, 2001).

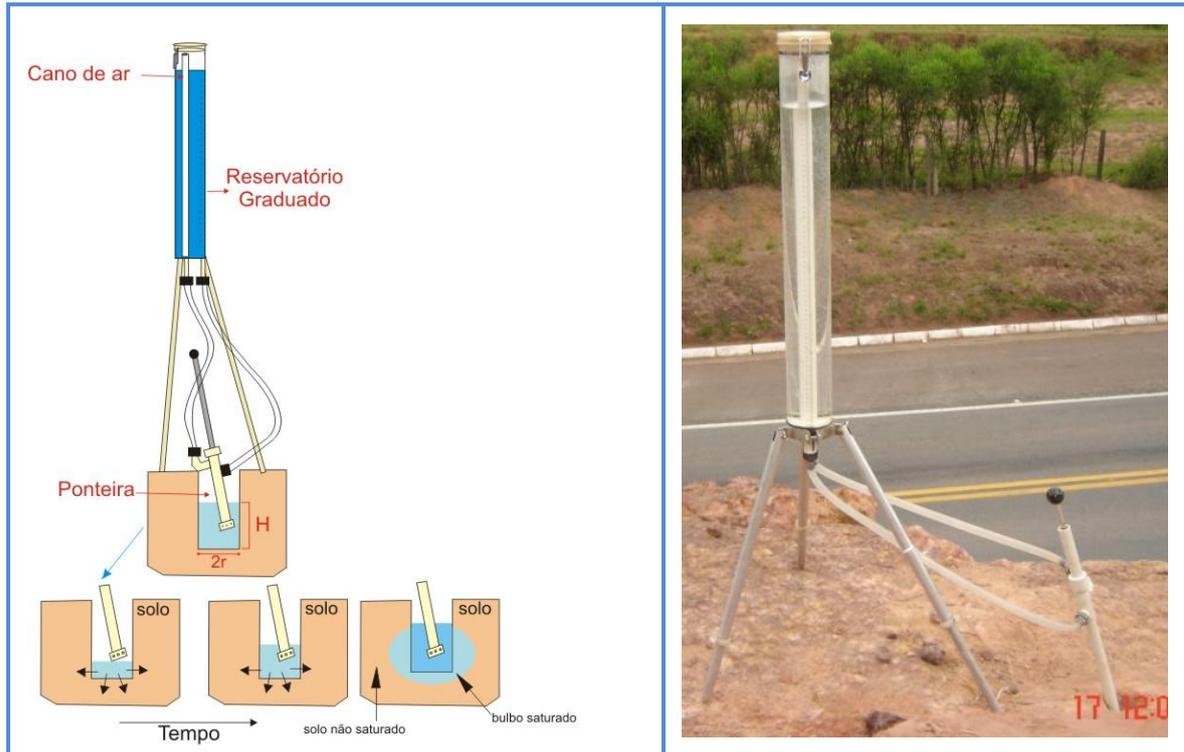


Figura 4.6. – Permeômetro de Guelph modificado utilizado em campo, com seus principais componentes.

O equipamento funciona segundo o Princípio do Sifão de Mariotte, o qual permite o escoamento em velocidade constante, a partir da diminuição do nível d'água no aparelho, por meio do equilíbrio entre a pressão externa (atmosférica) e a interna do permeômetro (OLIVA, 2006).

O procedimento deste ensaio requer a realização de furos a trado, devendo-se obter furos com fundo horizontal plano, onde é introduzida uma carga constante de água até que se atinja um estado de regime permanente. O fluxo permanente produz um “bulbo” de saturação adjacente à sondagem (Figura 4.6), cercado de um volume exterior úmido, porém não saturado (PHILIP, 1985; ELRICK *et al.*, 1989).

O cálculo da condutividade hidráulica saturada de campo para meios heterogêneos e com grandes vazios, de acordo com Elrick *et al.* (1989), pode ser realizado através da equação 4.

$$K_{fs} = \frac{CQ}{[2\pi H^2 + C\pi a^2 + (2\pi H/\alpha^*)]} \quad (4)$$

onde:

Q é a vazão (cm³/s);

H é a altura de carga constante aplicada (cm);

K_{fs} é a condutividade hidráulica saturada de campo (cm/s);

a é o raio do poço (cm);

C é um parâmetro de adimensional, que depende da razão H/a , representado no gráfico da Figura 4.7, e

α^* é a porosidade média dos sedimentos analisados, obtida conforme Tabela 4.5.

Os valores de K_{fs} são obtidos através da substituição do parâmetro α^* (equação 4) pelo valor obtido a partir da classificação do material em uma das quatro categorias de porosidade, como demonstrado na Tabela 4.5.

Os solos de textura fina e pouco estruturados tendem a ter uma alta capilaridade, e, conseqüentemente, tendem a ter baixos valores de α^* . Ao contrário, solos com textura grossa e estruturados tendem a possuir uma baixa capilaridade e, portanto, um alto valor de α^* . Elrick *et al.* (1989) utilizaram esta relação sobre os valores obtidos da literatura para desenvolver as categorias de porosidade média dos solos (Tabela 4.5).

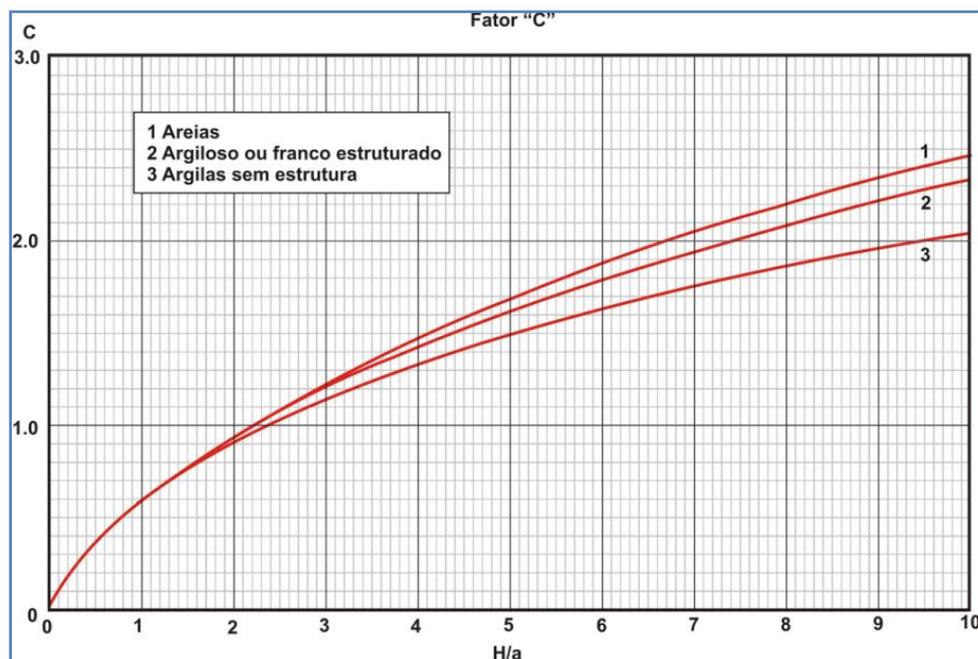


Figura 4.7. – Variação do parâmetro C com a relação da carga aplicada (H) e o raio da sondagem (a), conforme Soilmoisture Equipment Corp (1986 apud Bielschowsky, 2005).

No presente estudo os valores de K_{fs} foram obtidos através do permeômetro de Guelph Modificado (Figura 4.6), elaborado pelo Instituto Agrônomo de Campinas – IAC/SP,

(VIEIRA, 1998), em determinadas camadas sedimentares identificadas nos afloramentos estudados. O valor de α^* adotado foi de 0,12 nos sedimentos areno-argilosos (fácies *Am* e *Aca*) e 0,04 nos sedimentos lamosos (fácies *La*) – Tabela 4.5.

Tabela 4.5. – *Categorias de porosidade médias usadas para estimar valores de α^* de acordo com diferentes características dos solos ensaiados a partir da utilização de permeâmetros (ELRICK et al., 1989).*

<i>Categorias por porosidade média</i>	<i>Valor correspondente α^* (cm^{-1})</i>
Materiais compactados, sem estruturas; materiais argilosos, como aterros sanitários e urbanos; e sedimentos lacustres ou marinhos, etc	0,01
Solos de textura fina (argilosos) e não estruturados.	0,04
A maioria dos solos estruturados; incluem também areias médias e finas estruturadas	0,12
Areia grossa e cascalho; podem ser incluídos alguns solos altamente estruturados, com grandes fraturas e macroporosidade	0,36

O nível de água no furo foi mantido constante, alimentado por uma fonte apropriada, medindo-se o volume de água introduzido durante um determinado intervalo de tempo (vazão). Foi elaborado um gráfico em que foi lançado na abscissa o tempo e na ordenada o volume acumulado, ou seja, a vazão. Tal gráfico possibilita a observação da estabilização da vazão, que é caracterizada por uma reta. A vazão foi calculada a partir da equação 5 e aplicada no cálculo da equação 4 para a determinação da condutividade hidráulica de campo.

$$Q = \frac{(A_{\pi r^2} - c_{\pi r^2}) * h}{\Delta t} \quad (5)$$

onde:

Q é a vazão (cm^3/s);

$A_{\pi r^2}$ é a área do cilindro de ensaio (cm^2);

$c_{\pi r^2}$ é a área do cano de ar (cm^2);

h é a variação da altura (carga) após estabilização (4 medidas iguais), (cm);

Δt variação do tempo nas 4 medidas iguais (carga), (s).

4.2.1.3. ENSAIOS DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA EM LABORATÓRIO

Os equipamentos utilizados em laboratório são chamados de permeômetros. Todos os permeômetros possuem um tipo específico de câmara para conter uma amostra de rocha ou sedimento, em que há a percolação de um fluido com carga constante ou variável sob vazão constante. Os permeômetros de rocha mantêm um núcleo de rocha sólida, geralmente de forma cilíndrica, porém, também são realizadas análises de permeabilidade de amostras “não perturbadas” de materiais não consolidados, se forem coletadas em anéis de amostragem.

A metodologia para obtenção dos valores de condutividade hidráulica em laboratório foi baseada na coleta de amostras indeformadas em diversas camadas de cada litofácies. A coleta de amostras indeformadas no campo deve ser realizada sob condições controladas, sem enroscar o anel de amostragem, a fim de evitar perturbações que acarretem na obtenção de valores diferentes dos reais.

Na seção Córrego Sucupira a coleta foi realizada a partir da utilização de amostrador de solo indeformado e modelagem diretamente em cilindros metálicos. Já na seção Barra de Itabapoana (Figura 4.8b) foi a partir da modelagem de blocos de sedimento indeformado (30x30cm), sendo posteriormente modelados em cilindros metálicos no Laboratório de Hidrogeologia da UFRJ. Os métodos diferenciados de coleta foram adotados devido às dificuldades de obtenção de amostras indeformadas a partir do amostrador de solos, em consequência do baixo teor de umidade (zona insaturada) e da presença de alterações pós-deposicionais, como bioturbação e cimentação por concreções de óxidos, que causaram quebras e desagregação nas amostras.

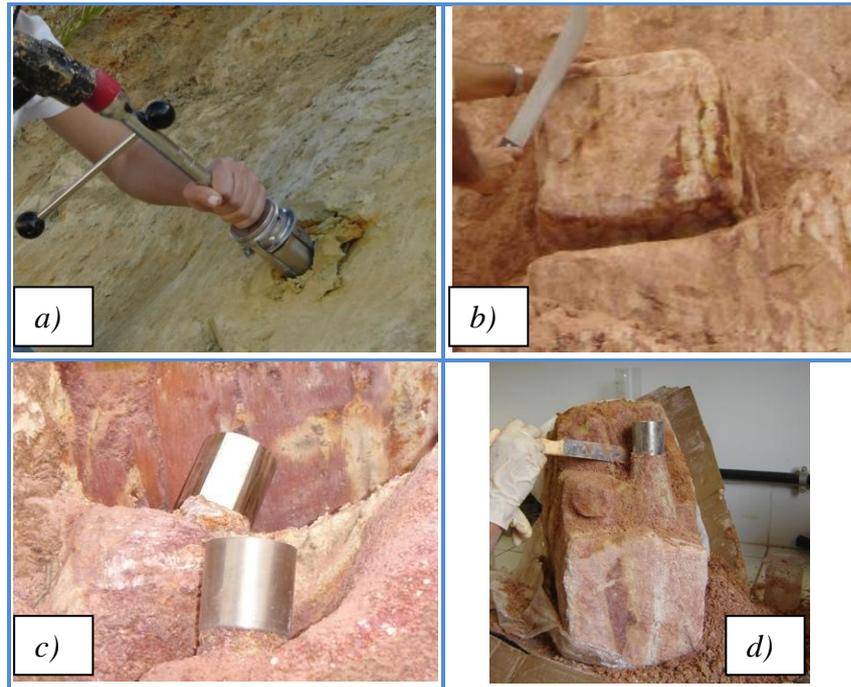


Figura 4.8. – *Imagens dos procedimentos de coleta de amostras indeformadas para a realização de ensaios em laboratório: a) com amostrador de solo; b) modelagem de blocos de sedimento (30x30cm); c) modelagem em cilindros metálicos em campo e d) cilindros modelados no laboratório.*

As camadas foram amostradas em dois eixos horizontais (paralelo – X e perpendicular – Y) à direção das paleocorrentes e no vertical (Z), relativo à infiltração, Figura 4.9.

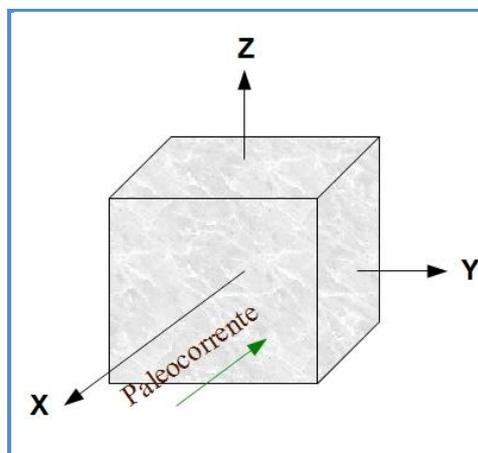


Figura 4.9. – *Bloco diagrama demonstrando a direção dos eixos de coleta: vertical (Z) e horizontal (X e Y), conforme a direção da paleocorrente.*

Foram coletadas 35 amostras na seção Córrego Sucupira e 15 amostras na seção Barra de Itabapoana, conforme Tabela 4.6. No Córrego Sucupira as amostras foram coletadas também em zonas de falhas normais, com rejeitos decimétricos, como em locais de maior e menor grau de alterações pós-deposicionais. Na litofácies *La* de Barra de Itabapoana não foi possível realizar os ensaios, pois os métodos aplicados causaram muita deformação, como quebras, em consequência o alto grau de fraturamento e compactação.

Tabela 4.6. – Relação das amostras de sedimento indeformado nos afloramentos estudados e a sua localização quanto ao grau de alterações pós-deposicionais.

Afloramento	Fácies	Amostras em zonas com menor grau de perturbações pós-deposicionais (falhas e bioturbação)	Amostras dentro e/ou nas proximidades de falhas normais	Amostras com presença de bioturbação	Nº Total de Amostras
Córrego Sucupira	Aca	CS01 (3)	CS02 (2), CS03 (3) e CS4 (3)	***	35
	Am	CS6 (3)	CS07 (3), CS08 (3), e CS09 (3)	CS05 (3)	
	La	CS10 (3)	CS11 (3)	CS12 (3)	
Barra de Itabapoana	Aca	BI01(3)	**	***	15
	Am	***		BI03 (3), BI03-R (3), BI04 (3) e BI04-R (3)	
	La	*		*	
Total		12	20	18	50

* Ocorreu a coleta do bloco BI02, mas não foi possível realizar os ensaios;

** Afloramento com ausência de falha;

*** Sem bioturbação;

(3) número de amostras coletadas de acordo com os eixos X, Y e Z.

Obs: Aca (arenito com estratificação cruzada acanalada), Am (arenito maciço) e La (Lamito arenoso maciço).

As amostras foram coletadas em cilindros de comprimento L e diâmetro d_c , com volume médio de $408,20 \text{ cm}^3$ (Figura 4.10). Foram envolvidas em filme de PVC e papel alumínio, e mantidas em caixa de isopor durante o transporte do local de coleta ao laboratório, de modo a preservar a umidade natural. No laboratório as amostras foram envolvidas na base com o morim (com o objetivo de evitar a perda de amostra) e posteriormente foram colocadas em uma bandeja com água a $2/3$ da altura do anel, durante ou mais de 48 horas, para saturar (Figura 4.10).



Figura 4.10. – Imagens das amostras no cilindro metálico (a) e em saturação durante 48 horas (b).

Para estimar a permeabilidade foi utilizado o permeâmetro de carga variável do Laboratório de Hidrogeologia da UFRJ. Os ensaios de carga constante são realizados geralmente em materiais sedimentares cujos valores da permeabilidade saturada (K_{sat}) sejam

maiores que 10^{-5} cm/s, já os de carga variável são utilizados em materiais sedimentares cujos valores da K_{sat} estejam variando de 10^{-4} a 10^{-7} cm/s (STEPHENS, 1995 *apud* FETTER, 2001). Na presente pesquisa optou-se pelo ensaio de carga variável em função da elevada concentração de material argiloso nos depósitos estudados.

4.2.1.3.1. Permeâmetro de carga variável

O método do permeâmetro de carga variável estima a permeabilidade utilizando corpos de prova indeformados e é utilizado em sedimentos coesivos, quando um pequeno volume de água move-se ao longo da amostra. A proveta de carga variável é anexada à amostra e se encontra acima desta (Figura 4.11). O ensaio consiste no preenchimento de água até o topo da proveta (nível de zero centímetro) - (h_0), sendo anotado no tempo inicial (t_0). Posteriormente, após o tempo (t), o nível da água final (h), abaixo de 20 cm, é medido. Os demais parâmetros conhecidos são: o diâmetro interno da proveta, (d_t), a altura da amostra (L), e o diâmetro da amostra (d_c). Os ensaios foram realizados nas amostras coletadas conforme seus eixos (X, Y e Z) em todas as fácies sedimentares caracterizadas, de modo a se estudar não somente as variações laterais e intercamadas, mas também a anisotropia do meio.

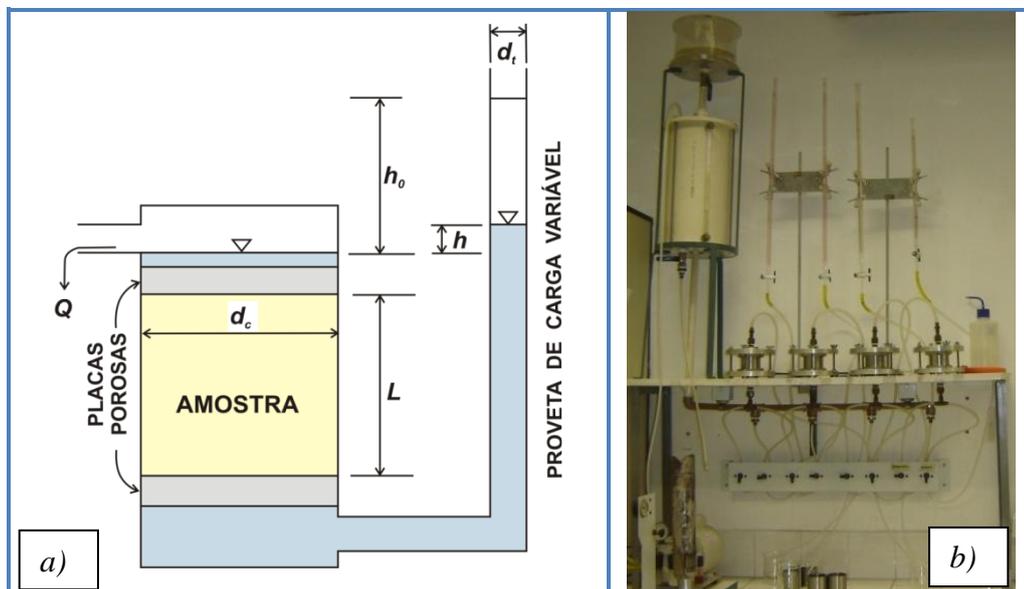


Figura 4.11. – Permeâmetro de carga variável: a) modificado de FETTER (2001), sendo: h_0 a carga inicial na proveta de carga variável (cm); h a carga final na proveta de carga variável (cm); Q a vazão (cm^3/s); d_t o diâmetro interno da proveta de carga variável (cm) e d_c o diâmetro interno da câmara da amostra (cm); e b) permeâmetro de carga do laboratório de Hidrogeologia da UFRJ.

O cálculo utilizado baseou-se no uso do diâmetro interno da proveta de carga e da câmara do corpo da amostra. Uma vez que a área de um círculo é proporcional ao quadrado

de seu diâmetro, a equação do permeâmetro de carga variável pode ser expressa pela equação 9, derivada da Lei de Darcy (FETTER, 2001).

$$K = \frac{d_t^2 L}{d_c^2} \ln\left(\frac{h_o}{h}\right) \quad K = \frac{d_t^2 L}{d_c^2} \ln\left(\frac{h_o}{h}\right) \quad (6)$$

onde:

h_o é a carga inicial na proveta de carga variável (cm)

h é a carga final na proveta de carga variável (cm)

t é o tempo que variou a carga h_o para h (s)

d_t é o diâmetro interno da proveta de carga variável (cm)

d_c é o diâmetro interno da câmara da amostra (cm)

4.2.2. Caracterização da Porosidade

A porosidade é uma das mais importantes propriedades das rochas na engenharia de reservatórios, já que ela mede a capacidade de armazenamento de fluidos. A porosidade total é definida como a relação entre o volume de vazios de uma rocha e o volume total da mesma (Equação 7). Este valor é adimensional e se expressa tanto em números ou em porcentagem (FETTER, 2001).

$$m_t = \frac{V_v}{V_t} \quad \text{ou} \quad m_t(\%) = 100 * \frac{V_v}{V_t} \quad (7)$$

onde:

m_t é a porosidade total;

V_v o volume de vazios; e

V_t o volume total da rocha.

A porosidade total compreende todos os poros constituintes dos sedimentos e rochas, como micro, meso e macro poros, além dos poros selados. Porém a sua determinação real é dificultada em materiais heterogêneos, com alta concentração de argila, necessitando de métodos laboratoriais mais complexos que a porosidade aparente. A porosidade aparente é uma boa aproximação da total, considerando a variação textural e o tamanho das partículas, porém não inclui os poros selados.

Para a determinação da porosidade aparente é necessária a determinação dos parâmetros físicos: massa dos sólidos, volume de massa e volume de vazios (poros) (ULUSAY & HUDSON, 2007).

A determinação da massa dos sólidos (M_s) consiste na tomada de massa seca após a secagem em forno a temperatura de 105°C, no período de 24 horas, conforme a equação 8.

$$M_s = C - A \quad (8)$$

onde:

M_s é a massa dos sólidos (g)

C é a massa da amostra com o recipiente envoltório (g); e

A é a massa dos recipientes envoltórios secos e limpos (g).

A determinação do volume total (V) pode ser obtida por vários métodos como *Caliper*, *Buoyancy* (Empuxo), e injeção de mercúrio ou água.

Neste trabalho o método aplicado foi o de Empuxo, que consiste no cálculo do volume de massa utilizando princípio de Arquimedes, a partir da diferença entre os pesos da amostra da superfície saturada (M_{sat}) e da saturada submersa (M_{sub}), conforme equação 9 (ULUSAY & HUDSON, 2007). O método não é adequado para material friável, mas pode ser adaptado a partir do uso de anéis e filtros metálicos que impeçam a perda de material. Este método é aconselhável quando a amostra apresenta superfícies irregulares, o que dificulta a determinação do seu volume.

$$V = \frac{M_{sat} - M_{sub}}{\rho_w} \quad V = \frac{M_{sat} - M_{sub}}{\rho_w} \quad (9)$$

onde:

V é o volume total;

M_{sat} é a massa amostra saturada;

M_{sub} é a massa saturada submersa; e

ρ_w é a densidade da água por unidade de volume.

A massa saturada (M_{sat}) pode ser determinada a partir da diferença dos pesos da massa saturada seca (B) e da massa dos recipientes envoltórios secos e limpos (A), equação 10.

$$M_{sat} = B - A \quad M_{sat} = B - A \quad (10)$$

Neste método, a amostra foi colocada em uma bandeja para imersão por no mínimo 48 horas ou até que atingisse a saturação, ou seja, a partir da tomada de duas medidas de pesos iguais. Após a saturação, a amostra foi retirada do banho de imersão e sua massa (M_{sat}) foi determinada, com a precisão de 0,1g. A determinação da (M_{sub}) consiste na pesagem da amostra inserida dentro uma cesta subaquática acoplada a uma balança, também com precisão de 0,1g.

A determinação do volume de poros V_v (vazios) pode ser obtida através vários métodos, como de saturação em água e o de imersão em mercúrio. O método de saturação em água consiste na diferença entre a massa saturada (M_{sat}) e massa seca no forno (M_s). A determinação do volume de vazios foi a partir da equação 11.

$$V_v = \frac{M_{sat} - M_s}{\rho_w} \quad (11)$$

onde:

V_v é o volume de vazios (poros);

M_{sat} é a massa saturada seca; e

M_s é a massa seca em forno.

No presente estudo foi caracterizada a porosidade aparente (~ total) em 16 amostras no Córrego Sucupira e 10 na seção Barra de Itabapoana (Tabela 4.7), as mesmas amostras que foram anteriormente submetidas aos ensaios de permeabilidade em laboratório, a fim de atingir a saturação total. A litofácies *La* da seção Barra de Itabapoana não pode ser analisada devido aos problemas de amostragem, já mencionados.

A metodologia consistiu em envolver as duas extremidades das amostras por malha metálica, fixada por fio de aço, e submersas na água destilada por 48 horas (Figura 4.12). Posteriormente a saturação, conforme o método de Empuxo, as amostras foram pesadas, saturadas e submersas, em balança de alta precisão do Laboratório de Mecânica e Tecnologia das Rochas da UFRJ. As amostras foram secas no forno do Laboratório de Solos e Meio Ambiente da UFRJ, a 105 ° C durante 24 horas, e novamente pesadas.

Tabela 4.7. – Relação das amostras, submetidas aos ensaios de porosidade, onde foram usadas duplicatas para cada amostra.

Afloramento	Litofácies	Amostras	Total
Córrego do Sucupira	Aca	CS01, CS03 e CS04	16
	Am	CS05, CS06, CS07 e CS09	
	La	CS10	
Barra de Itabapoana	Aca	BI01	10
	Am	BI03 e BI04	
	La	Sem amostra	

Obs: Aca (arenito com estratificação cruzada acanalada), Am (arenito maciço) e La (Lamito arenoso maciço).

A porosidade aparente (~ total) foi obtida a partir da sequência de cálculos das equações 10, 8, 9, 11 e 7.

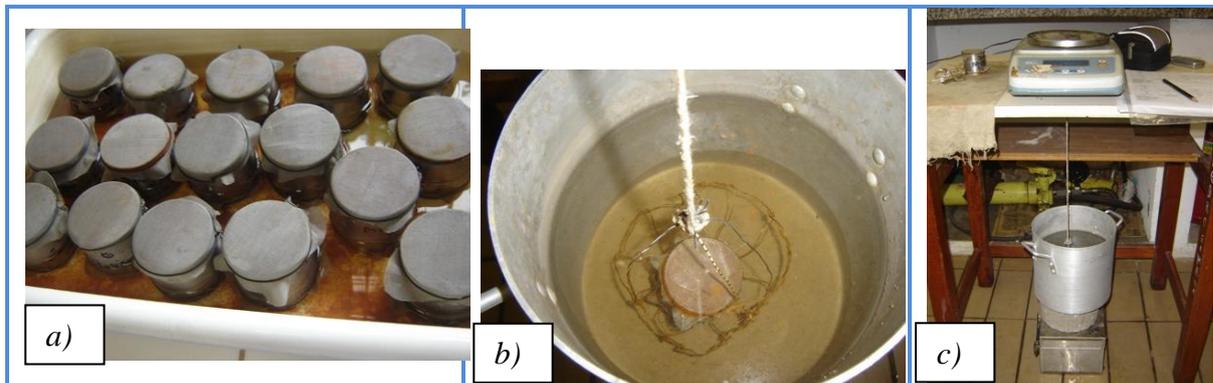


Figura 4.12. – Imagens: a) das amostras no cilindro metálico envoltas em malha metálica, fixadas por fio de aço, para saturação durante 48 horas, b) amostra imersa na cesta subaquática e c) cesta subaquática acoplada a balança do Laboratório de Mecânica e Tecnologia das Rochas da UFRJ.

O volume de vazios é normalmente denominado volume poroso da rocha e representando pelo símbolo V_v . Porém, sob o ponto de vista hidrogeológico, os efeitos do movimento da água nos meios porosos estão relacionados à interconexão dos poros. Por isso, foi introduzido o conceito de porosidade efetiva, que considera V o volume de controle e V_e é o volume ocupado unicamente nos poros interconectados, determinada pela equação 12.

$$m_e = \frac{V_e}{V} \dots \dots \dots (12)$$

A porosidade efetiva é menor que a porosidade total, pois o volume de poros interconectados é menor que volume total. O conceito de porosidade eficaz é relativo, já que depende da porosidade total e da distribuição do tamanho das conexões entre os poros. Se as conexões forem maiores, a porosidade eficaz e a total podem ser muito similares. Se estas conexões são extraordinariamente tortuosas e muito pequenas, a água tem muita dificuldade

para circular entre os poros e, portanto, esta porosidade pode a vir depender da escala temporal.

A caracterização da porosidade em lâmina delgada foi baseada nos aspectos genéticos, através da técnica de contagem de pontos (300 pontos), segundo metodologia de *Gazzi-Dickinson* (ZUFFA, 1984), compreendendo a uma aproximação da porosidade efetiva.

4.3. DEFINIÇÃO DE HIDROFÁCIES

As unidades geológicas que são úteis em análises hidrogeológicas têm raízes no conceito da unidade hidroestratigráficas (MAXEY, 1964 e SEABER, 1988), que é definido tipicamente em uma escala regional. ANDERSON (1989) definiu fácies hidrogeológica para ser “uma unidade homogênea, mas anisotrópica que fosse hidrogeologicamente significativa”. Já Poeter e Gaylord (1990) introduziram o termo hidrofácies para unidades interconectadas com propriedades hidráulicas relativamente homogêneas que controlam a canalização dos contaminantes.

A relação de litofácies à hidrofácies pode ser quantitativamente avaliada usando boa exposição e afloramentos acessíveis que permitam bom mapeamento detalhado e medições de permeabilidade *in situ* (KLINGBEIL et al., 1999).

As hidrofácies altamente conectadas são condutores que dão a forma do trajeto preferencial do fluxo. Diversos investigadores identificaram o interconectividade das unidades como a chave à quantificação da heterogeneidade para finalidades de investigações hidrogeológicas

No presente estudo as hidrofácies foram definidas em cada seção com base na caracterização da porosidade, permeabilidade, características texturais e geométricas das litofácies relativamente homogêneas. A condutividade hidráulica analisada foi considerada somente no sentido horizontal, ou seja, no sentido do fluxo subterrâneo. A partir da definição de hidrofácies e das seções geológicas foram construídas duas seções hidrogeológicas demonstrando a conexão ou não das hidrofácies, com isso foi possível inferir as principais camadas reservatório e as barreiras hidráulicas. A caracterização permoporosa das principais litofácies foi comparada a diferentes estimativas de condutividade hidráulica, granulométrica e porosidade de hidrofácies determinadas em exemplos recentes de sistemas deposicionais aluviais (ZAPPA *et al.*, 2006). Foram também estimados diferentes cenários hidrogeológicos

correlacionados às consequências pós-deposicionais, presença de falhas normais e/ou bioturbação, observadas.

4.4. INFERÊNCIA DA QUALIDADE DO AQUIFERO

A inferência da qualidade do aquífero foi realizada através da comparação dos valores obtidos de condutividade hidráulica com a classificação aproximada de sedimentos inconsolidados em relação a sua permeabilidade (Figura 4.13), realizada por Custodio e Llamas (1983). Esta inferência em hidrogeologia é imprescindível para se obter o conhecimento dos meios analisados e atuar como uma ferramenta importante na gestão dos recursos hídricos subterrâneos, evitando uma percepção, exclusivamente, físico-matemática do valor exato dos resultados de um determinado parâmetro,

	10 ¹	1	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸
Classificação Geológica	Cascalhos limpos		Cascalho e areia, ou areia grossa		Areias finas ou com finos		Lamas ou areias argilosas		Argila compacta	
Classificação Hidrogeológica	Bom aquífero				Aquífero pobre		Aquitardos		Praticamente impermeáveis	

Figura 4.13. – Classificação aproximada dos sedimentos inconsolidados em relação à sua permeabilidade em cm/s (modificado de CUSTODIO & LLAMAS, 1983).

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados advindos das análises granulométricas, descrições petrográficas e ensaios de permoporosidade das amostras coletadas nas seções Córrego Sucupira (SCS) e Barra de Itabapoana (SBI) são apresentados a seguir, com ênfase na definição das hidrofácies e na inferência da qualidade do aquífero Barreiras.

5.1. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

Em ambas as seções foram identificadas duas litofácies areníticas – arenito com estratificação cruzada acanalada (*Aca*) e arenito maciço ou sem estruturas aparentes (*Am*), e uma lutítica – lamito (*La*). As fácies areníticas predominam em relação às lutíticas, com maior representatividade da litofácies *Am*, que representa 63% dos depósitos.

A partir da diagnose das principais litofácies identificadas, foram interpretados os possíveis processos associados à sua deposição e comparados com a classificação realizada por Morais (2001), Quadro 5.1.

Quadro 5.1. – *Fácies sedimentares identificadas.*

<i>Código</i>	<i>Diagnose</i>	<i>Interpretação</i>	<i>Morais (2001)</i>	<i>Representati-vidade</i>
<i>La</i>	Lamito argiloso, com bioturbação	Decantação de finos de inundação	<i>La1</i>	12%
<i>Am</i>	Arenito lamoso, sem estrutura aparente com bioturbação	Depósitos por fluxos trativos unidirecionais, com modificações pós-deposicionais	<i>Am</i>	25%
<i>Aca</i>	Arenito lamoso com estratificação cruzada acanalada, com níveis conglomeráticos na base	Depósitos por fluxos hidrodinâmicos trativos, unidirecionais, com a migração de megaondulações de crista sinuosa, com modificações pós-deposicionais	<i>Aca</i>	63%

Com base nas análises granulométricas, as amostras das litofácies *Aca* e *Am* são classificadas como arenitos lamosos, podendo ser ligeiramente conglomeráticos em *Aca* (Quadro 5.2). Já as amostras da fácies *La* são classificadas como lamitos arenosos (Quadro 5.2). As litofácies areníticas são, de modo geral, quartzosas.

As amostras apresentam composições mineralógicas e texturais distintas daquelas do estágio deposicional, especialmente a caulinizacão do feldspato, resultando na redução do índice de feldspato junto à superestimação da matriz, distorcendo assim a classificação textural e composicional das rochas.

Quadro 5.2. – *Classificação textural das fácies identificadas.*

<i>Código</i>	<i>Classificação Textural</i>	<i>Amostras Córrego Sucupira</i>	<i>Amostras Barra de Itabapoana</i>
<i>La</i>	Argilas arenosas (43-70% de argila)	A1, A3, A9 e A12	A5b, A6b, A9b
<i>Am</i>	Areias argilosas (17-40% de argila) a areia	A2, A6, A7, A8, A11 e A13	A1b, A2b, A3b, A4b, A8b e A10b
<i>Aca</i>	Areias lamosas com fração conglomerática (26-39% de argila) a areia argilosa	A4, A5, e A10	A7b

O material argiloso, presente em altas concentrações nas amostras areníticas, média de 32% em *Aca* e 30% em *Am*, preenchendo quase que totalmente os poros (*pore filling*), possui características que indicam sua origem secundária, do tipo epimatriz, relacionadas à alteração de feldspatos (caulim), à infiltração mecânica e à bioturbação. O cimento ocorre como

precipitados de óxidos de ferro/manganês na forma de nódulos e microagregados dentro dos interstícios, ou impregnando o material argiloso e revestindo cavidades.

As fácies arenosas são quartzosas, podendo ser classificadas como quartzarenito, e possuem como minerais acessórios: muscovita, biotita, anfibólio, opacos e outros minerais pesados, como rutilo, titanita e zircão. Os grãos de quartzo geralmente possuem extinção ondulante, e são habitualmente monocristalinos, e raramente policristalinos, contendo de um até oito subgrãos. Alguns grãos estão fraturados e/ou possuem faces com reentrâncias possivelmente derivadas de dissolução e/ou corrosão. Inclusões de rutilo, biotita, muscovita e zircão são identificados em alguns grãos. Os grãos geralmente não possuem contatos entre eles, porém, quando presentes, os contatos são do tipo côncavo-convexo, pontual e suturado, o que sugere um fraco grau de compactação. Os grãos não apresentam nenhuma orientação preferencial.

A fácies lamosa (*La*) é constituída principalmente por quartzo e, em quantidade acessória, por zircão, rutilo, opacos, muscovita e, particularmente, anfibólio e biotita. Como nas fácies arenosas, os grãos de quartzos monocristalinos são predominantes em relação aos policristalinos, com extinção ondulante, e raramente são fraturados ou corroídos. Possuem inclusões de zircão, biotita e muscovita.

A porosidade foi classificada como do tipo secundária, diretamente relacionada ao contexto pós-deposicional. Foram identificadas duas categorias de poros secundários: intergranulares e intragranulares. Os poros intergranulares são representados pelas estruturas de encolhimento do material argiloso, do tipo epimatriz, e, secundariamente, por moldes. Os poros intragranulares são do tipo: por dissolução nos raros feldspatos, por fraturamento dos grãos de quartzo; e por bioturbação, com alta porosidade, que ocorrem como canalículos preenchidos com grãos de quartzo em contato com o material argiloso.

5.1.1. Seção Córrego Sucupira (SCS)

O afloramento estudado na SCS (Figura 5.1) exhibe depósitos arenosos em corpos de geometria lenticular alongada, com espessuras decimétricas a métricas, e extensão de dezenas de metros, com pronunciadas feições de escavação e níveis conglomeráticos na base. Os corpos arenosos são intercalados por camadas lamosas lenticulares a tabulares, de espessuras centimétricas a métricas e extensão de dezenas de metros. Quanto à presença de estruturas sedimentares primárias, as camadas arenosas geralmente não apresentam estrutura aparente

(*Am*) e possuem bioturbação, sendo que algumas camadas apresentam estratificações cruzadas acanaladas (*Aca*); já os depósitos lamosos são maciços e com bioturbação (*La*). Foram observadas falhas normais com rejeitos decimétricos, segundo a orientação NE-SW.

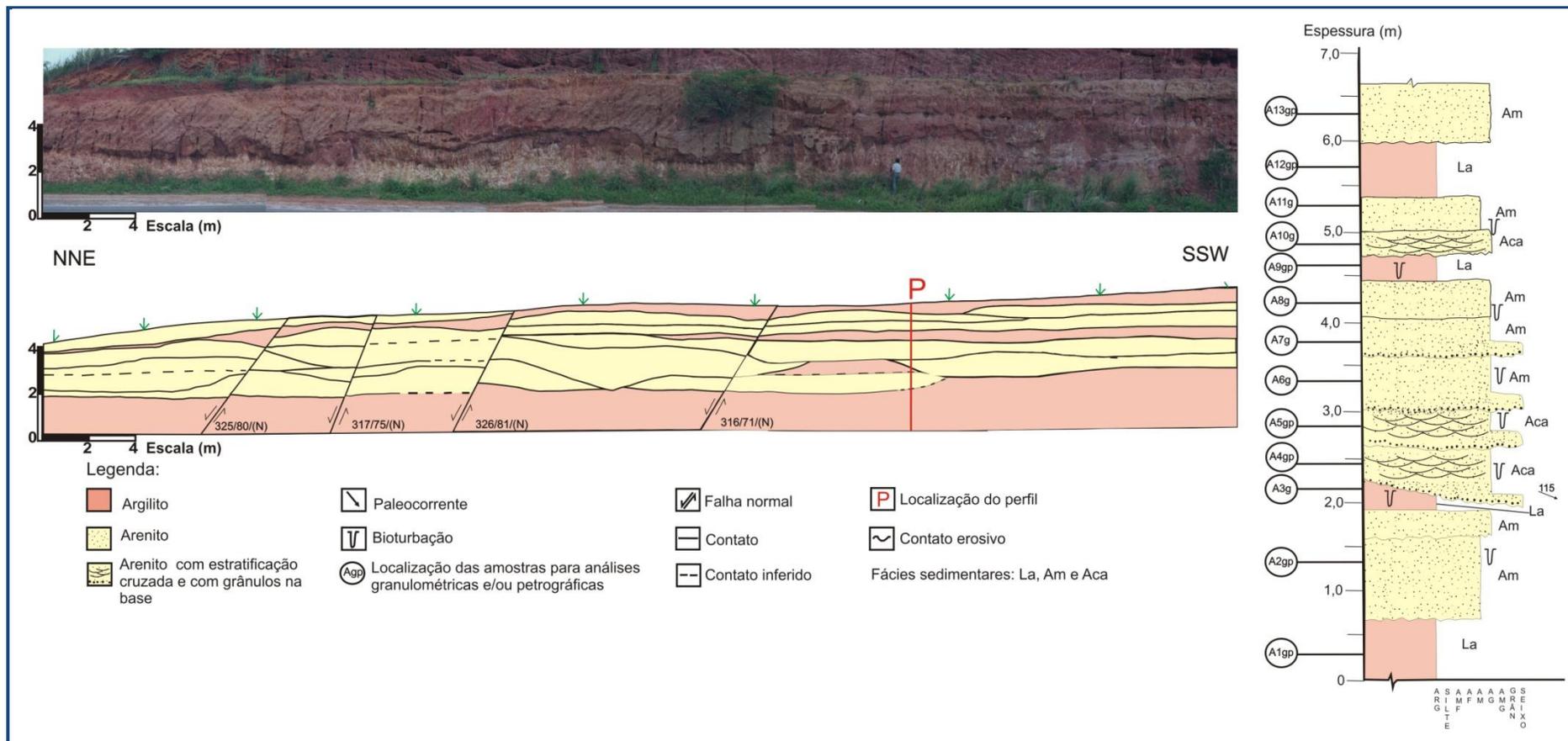


Figura 5.1. – Fotomosaico interpretado e perfil faciológico da seção Córrego Sucupira.

Os arenitos macroscopicamente são compostos por quartzo, com presença de material argiloso esbranquiçado, podendo ser associado a grãos de feldspatos caulinizados. A seleção das camadas areníticas varia de pobremente a muito pobremente selecionadas. O arredondamento de seus grãos varia de angulosos a arredondados, sendo em geral subangulosos. A coloração é tipicamente mosqueada, possuindo tons arroxeados, avermelhados, alaranjados, amarelados e esbranquiçados, estando as camadas, em geral, intensamente ferruginizadas (Figura 5.2). Algumas camadas apresentam vestígios de bioturbação.

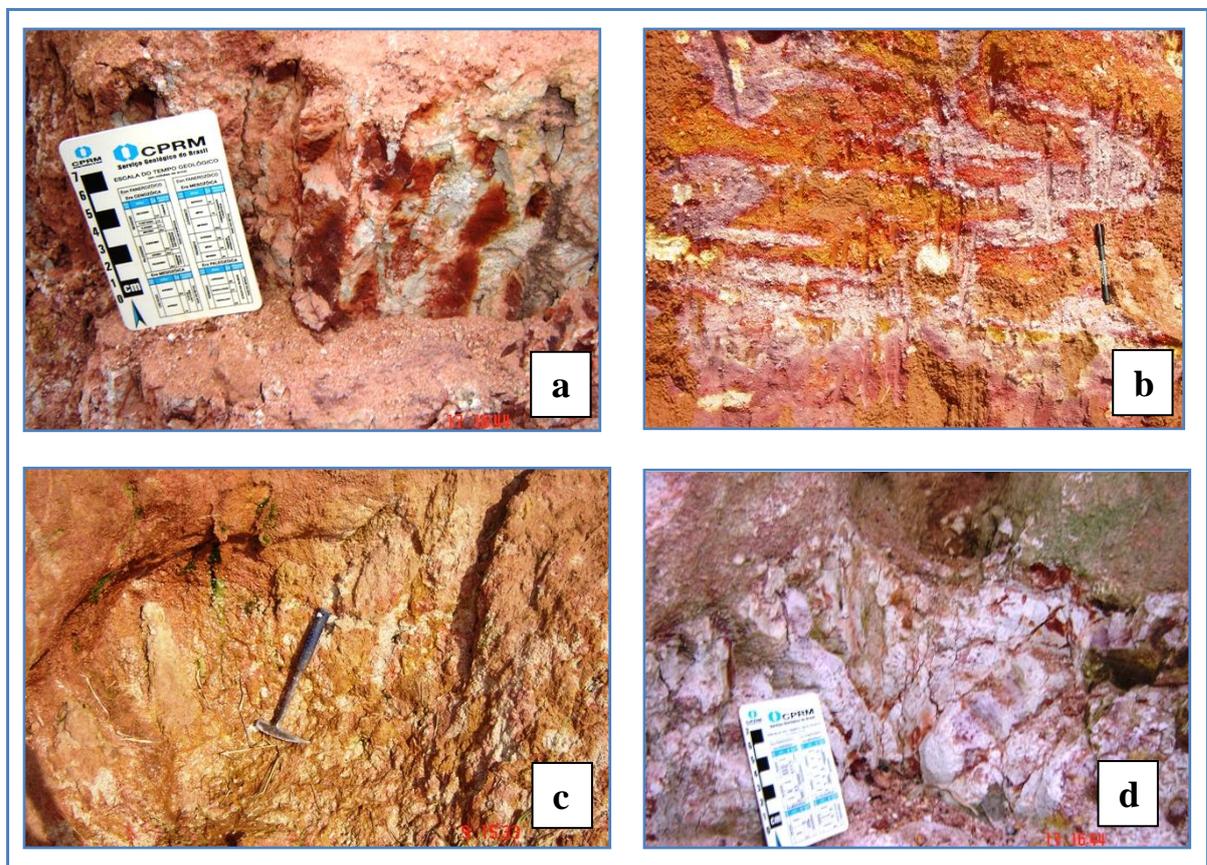


Figura 5.2. – *Imagens dos sedimentos: a) Am com intensa ferruginização e caulinição; b) Am com intensa ferruginização; c) La – base em contato com as fácies Am; e d) La com planos de fratura e caulinição.*

A fácies *Am* é constituída principalmente por areia muito grossa a média e com material argiloso entre 17 e 36% (Figura 5.3), e mal selecionada. Os grãos mais grossos, de areia grossa a grânulos, são subangulosos e subarredondados e moderadamente circulares. Já os mais finos, de silte a areia fina, são muito angulosos a subangulosos e poucos arredondados, sendo em geral pouco a moderadamente circulares e com poucos grãos bem circulares.

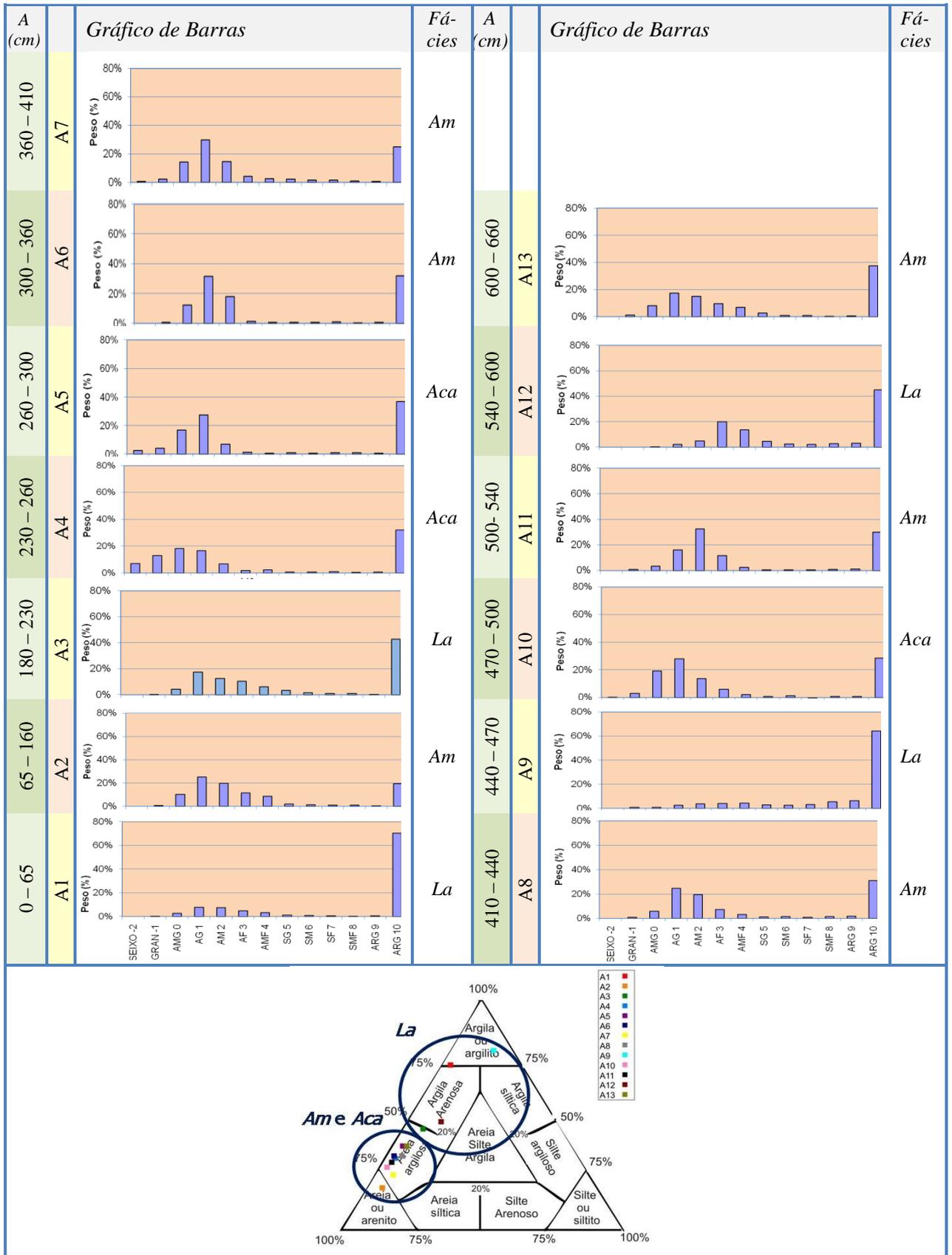


Figura 5.3. – Dados granulométricos da seção Córrego Sucupira: gráficos de barra do % peso e diagrama triangular de classificação de rochas sedimentares sem cascalho, segundo Folk (1980).

Texturas: seixo, grânulo (GRAN), areia muito grossa (AMG), areia grossa (AG), areia média (AM), areia fina (AF), areia muito fina (AMF), silte grosso (SG), silte médio (SM), silte fino (SF), silte muito fino (SMF) e argila (ARG); A é altura do afloramento em cm.

A fácies *Aca* é constituída predominantemente por areia muito grossa a média, com concentração argilosa entre 26 e 39%, e moderadamente selecionada. Os grãos de areia grossa e grânulos são subarredondados a subangulosos e alguns são muito angulosos. Já os de areia fina a média são angulosos a subangulosos, e alguns muito angulosos. Todos moderadamente circulares a circulares.

A fácies lutítica *La* é extremamente mal selecionada, possui concentração de argila entre 43 e 70% (Figura 5.3). Os grãos de areia média a grânulos possuem circularidade moderada e variam de subangulosos a subarredondados. Observa-se que, além da argila de origem deposicional, também ocorre argila mecanicamente infiltrada.

5.1.2. Seção Barra de Itabapoana (SBI)

A seção de Barra de Itabapoana exhibe depósitos arenosos em corpos de geometria lenticular alongada, com espessuras decimétricas a métricas, e extensão de dezenas de metros, com pronunciadas feições de escavação e níveis conglomeráticos na base (Figura 5.4). As camadas arenosas truncam-se entre si e intercalam-se a estratos labulares lamosos de espessuras métrica e extensão métrica a decamétrica.

Macroscopicamente, os arenitos são constituídos basicamente por quartzo e caulim (resultante provavelmente da alteração do feldspato), com seleção variando de moderada a pobre. O arredondamento dos grãos varia de muito anguloso à subarredondado, sendo em geral subanguloso a subarredondado. A coloração predominante é mosqueada, representada por tons avermelhados, alaranjados, arroxeados, amarelados e esbranquiçados. As camadas possuem níveis variados de ferruginização e de bioturbação. Em geral não possui estruturas primárias, possivelmente obliteradas por alterações pós-deposicionais, como bioturbação e processos diagenéticos. Foi identificada estratificação cruzada acanalada em apenas uma camada arenosa.

A fácies *Am* é composta principalmente de areia grossa a média, com grãos muito angulosos a subarredondados, e possui alta concentração argilosa, de 24 a 42% (Figura 5.5). Secundariamente, possui grãos de areia grossa a grânulos, subangulosos a subarredondados.

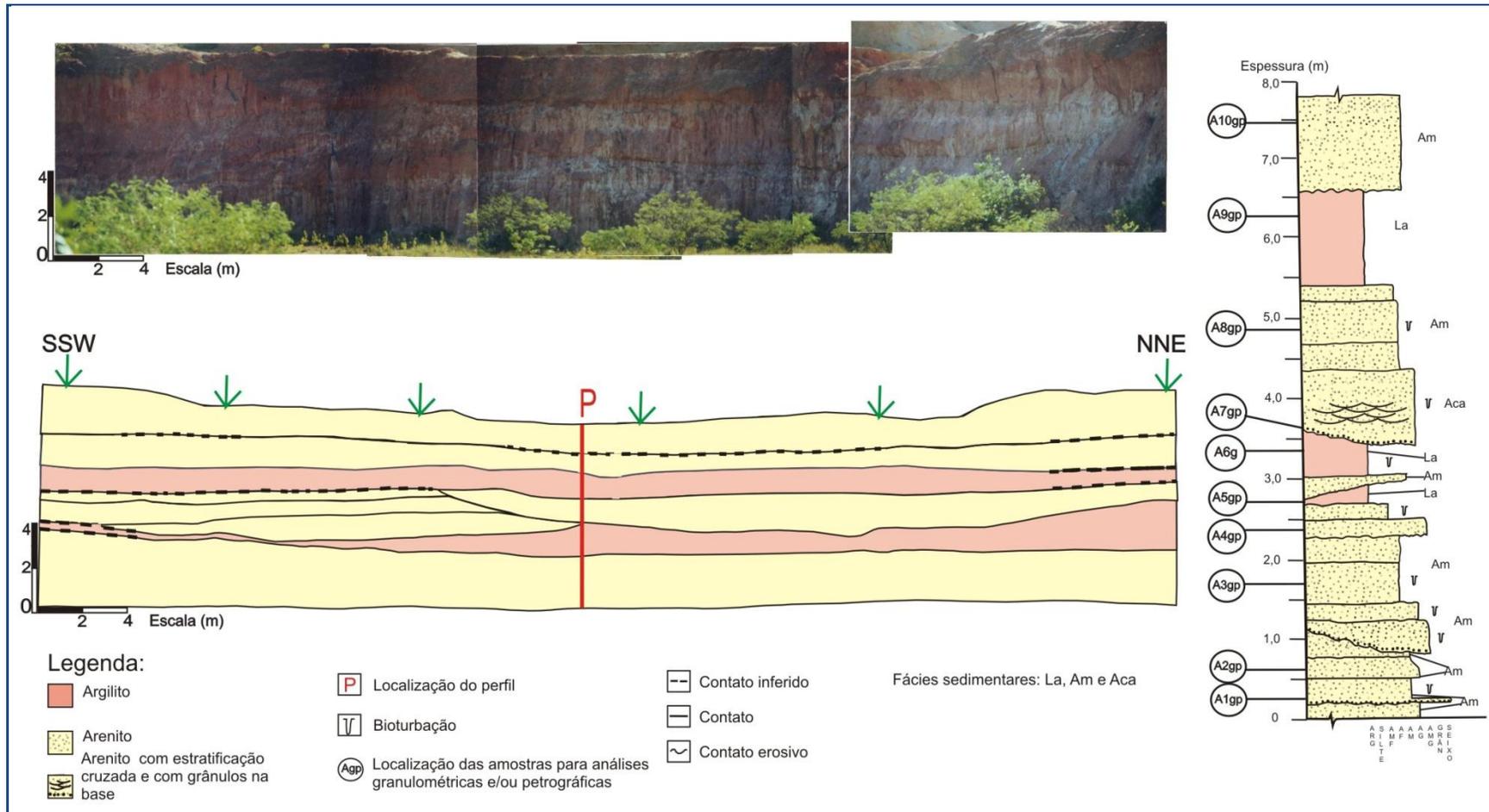


Figura 5.4. – Fotomosaico interpretado e perfil faciológico da seção Barra de Itabapoana.

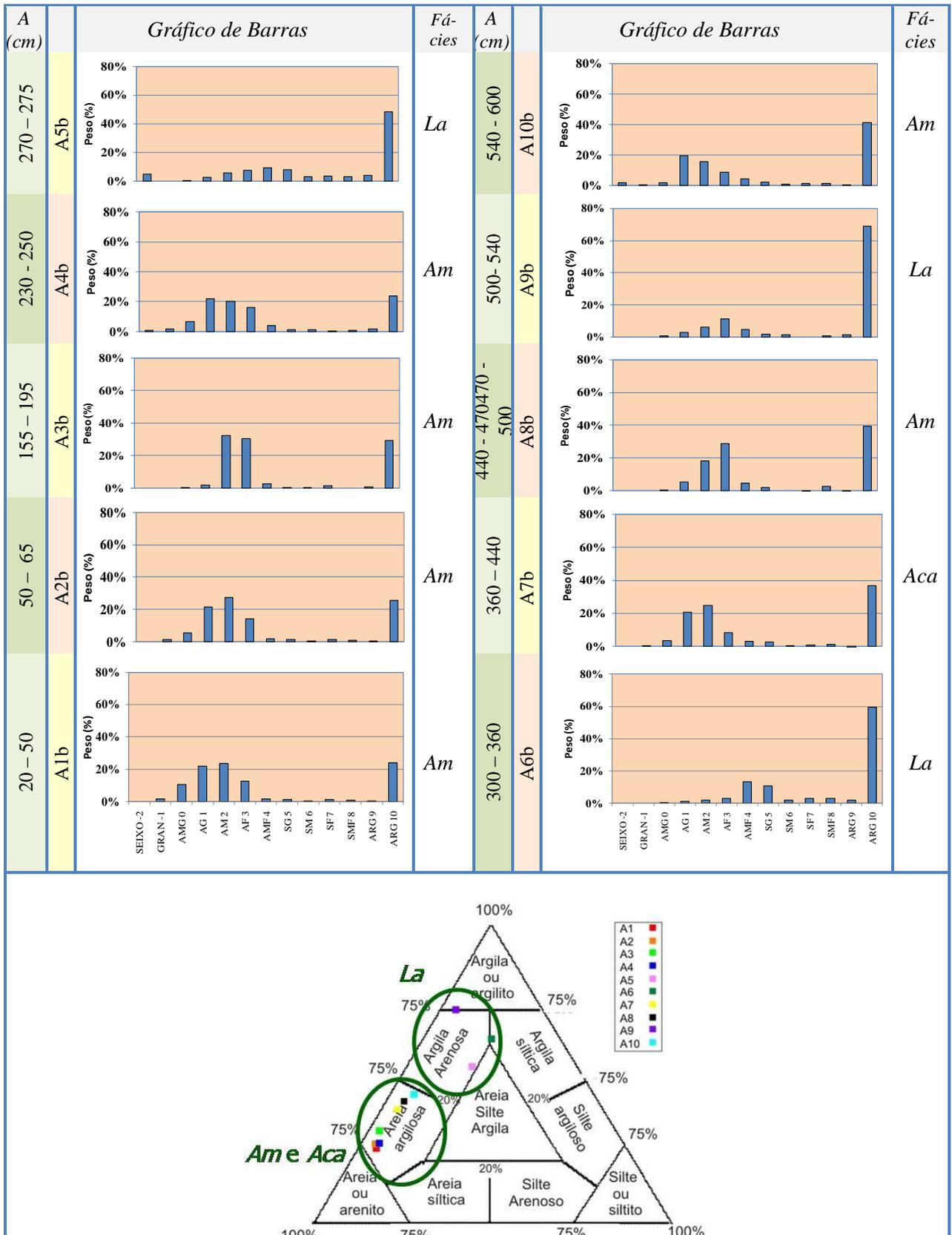


Figura 5.5. – Dados granulométricos da seção Barra de Itabapona: gráficos de barra da % peso e diagrama triangular de classificação de rochas sedimentares sem cascalho, segundo Folk (1980).

Texturas: seixo, grânulo (GRAN), areia muito grossa (AMG), areia grossa (AG), areia média (AM), areia fina (AF), areia muito fina (AMF), silte grosso (SG), silte médio (SM), silte fino (SF), silte muito fino (SMF) e argila (ARG); A é altura do afloramento em cm.

Geralmente, os grãos são moderadamente circulares. Possui cimentação por recristalização da sílica preenchendo os poros.

A fácies *Aca* é constituída por areia grossa a fina, com grãos subangulosos a subarredondados, e mal selecionada. Possui expressiva quantidade de argila, de 36% (Figura 5.5). Ocorrem poucos grãos de tamanho silte a areia fina, muito angulosos a subarredondados, e de areia muito grossa subarredondados. Os grãos são moderadamente circulares.

A fácies *La* é argilosa, com teores entre 52% e 70% (Figura 5.5), e a seleção variou de moderada a pobre. Nesta fácies, além da argila deposicional, foi constatada a presença de argila mecanicamente infiltrada e introduzida por bioturbação, evidenciada pelo contato de material granulométrico pobremente selecionado com material moderadamente selecionado sin-deposicional. O material pobremente selecionado possui grãos de silte a areia muito grossa, subangulosos a subarredondados, moderadamente circulares a circulares.

5.2. CARACTERÍSTICAS DIAGENÉTICAS

As características diagenéticas verificadas nas amostras das litofácies estudadas condizem com processos diagenéticos que ocorrem em condições próximas à superfície, sob influência do ambiente deposicional e pedogênese. A elevada concentração de cimento argiloso é uma das principais feições que corrobora com esta interpretação. Os possíveis eventos diagenéticos não são de fácil distinção e ordenação: infiltração da argila, alteração dos grãos detríticos e cimentação por argilominerais, provável compactação das rochas (soterramento), geração da porosidade secundária por re-exposição das rochas, e a precipitação de óxidos de ferro/mangânês.

Os sedimentos aluviais de clima árido/semi-árido, como inferido para a Fm. Barreiras (MORAIS *et al.*, 2006), possuem teores muito baixos de argila detrítica intersticial. Isto se deve à elevada eficiência de seleção pelas correntes torrenciais de alta energia que depositam os sedimentos de canais ativos e barras. No ambiente deposicional fluvial entrelaçado a infiltração mecânica das argilas nos interstícios das rochas pode ser causada por enchentes episódicas (CRONE, 1975 *apud* DE ROS, 1987). Em consequência do rebaixamento profundo do lençol freático nos períodos de longa estiagem, muito abaixo do leito dos canais. Durante as enxurradas, a abundante carga em suspensão, associada a grandes volumes de água, infiltra-se através dos poros dos sedimentos dos canais. Este processo foi denominado por Crone (1975 *apud* DE ROS, 1987) como infiltração mecânica de argila, e reconhecendo

sua extrema eficiência em introduzir grandes quantidades de argila em sedimentos originalmente limpos.

A argila detrítica mecanicamente infiltrada sob clima árido/semi-árido possui composição original predominantemente esmectítica, associada algumas vezes com matéria orgânica carbonosa, conforme De Ros (1987). Com a diagênese subsequente, a esmectita passa gradualmente a interstratificados ilita-esmectita e, finalmente, a ilita. A ilitização envolve uma reorientação do material argiloso esmectítico, com o desenvolvimento de terminações alongadas como pontas ou fios que se estendem das lamelas para o interior dos poros. O produto textural da ilitização é a generalizada contração/encolhimento (*shrinkage*) promovida pela perda da água interstratificada (Fotomicrografias 2, 4, 6, 7 e 10 – Estampa A).

O material argiloso está associado à alteração diagenética dos constituintes detríticos da rocha (feldspato), e atribuiu às amostras o caráter um pouco mais litificado, principalmente nos depósitos da localidade de Barra de Itabapoana. A composição mineralógica das amostras enriquecida em quartzo e a presença pouco expressiva de feldspatos muito alterados corroboram com esta hipótese. Os intraclastos argilosos foram moderadamente alterados e também foi possível identificar micas fraturadas e deformadas, provavelmente ocasionada por uma fraca compactação.

A perda da porosidade primária ocorre ao longo de toda a evolução diagenética dos depósitos, mas é efetivamente reduzida durante os processos de formação do cimento. A geração da porosidade secundária intragranular surge como consequência direta da alteração diagenética dos constituintes detríticos, principalmente do feldspato. Já a epimatriz, representada principalmente pela contração/encolhimento do material intersticial, pode estar relacionada à continuidade do processo diagenético, envolvendo a atuação de processos pedogenéticos pela perda de umidade das rochas. Foram observadas microestruturas que reforçam a atuação dos processos pedogenéticos, como revestimentos de grãos e poros (*cutans, coatings*), (Fotomicrografia 1 – Estampa A).

A bioturbação foi um dos importantes processos pós-deposicionais. A atuação de organismos nos depósitos causou modificações na trama sedimentar, tendo como resultado principal o surgimento de cavidades intergranulares, além da geração de tubos preenchidos por argila e material detrítico (Fotomicrografias 3 e 10 – Estampa A).

ESTAMPA A

Fotomicrografia 01 – Amostra A1, seção Córrego Sucupira: argila mecanicamente infiltrada (Inf.), preenchendo os poros e revestindo os grãos de quartzo monocristalino (Qtz), porosidade secundária por encolhimento da argila (ϕ_e) com tingimento por óxido. Lentes polarizadoras descruzadas aumento de 10x.

Fotomicrografia 02 – Amostra A12, seção Córrego Sucupira: porosidade por encolhimento de argilas (ϕ_e) e intensa cimentação por óxidos (Óx.). Lentes polarizadoras descruzadas, aumento 2,5x.

Fotomicrografia 03 – Amostra A5/6, seção Barra de Itabapoana: contato brusco entre material mais homogêneo e material muito mal selecionado, originado por bioturbação, aumento 10x.

Fotomicrografia 04 – Amostra A2, seção Córrego Sucupira: porosidade por encolhimento (ϕ_e), microporosidade (ϕ_m), cimentação e tingimento da argila por óxidos (Óx.). Lentes polarizadoras descruzadas, aumento 4x.

Fotomicrografia 05 – Amostra A2, seção Córrego Sucupira: porosidade intergranular (ϕ_i) e posterior cimentação por óxido (Óx.). Lentes polarizadoras descruzadas, aumento de 2,5x.

Fotomicrografia 06 – Amostra A5, seção Córrego Sucupira: porosidade por encolhimento do material argiloso (ϕ_e), e parcialmente cimentado por óxidos (Óx.). Lentes polarizadoras descruzadas, aumento de 10x.

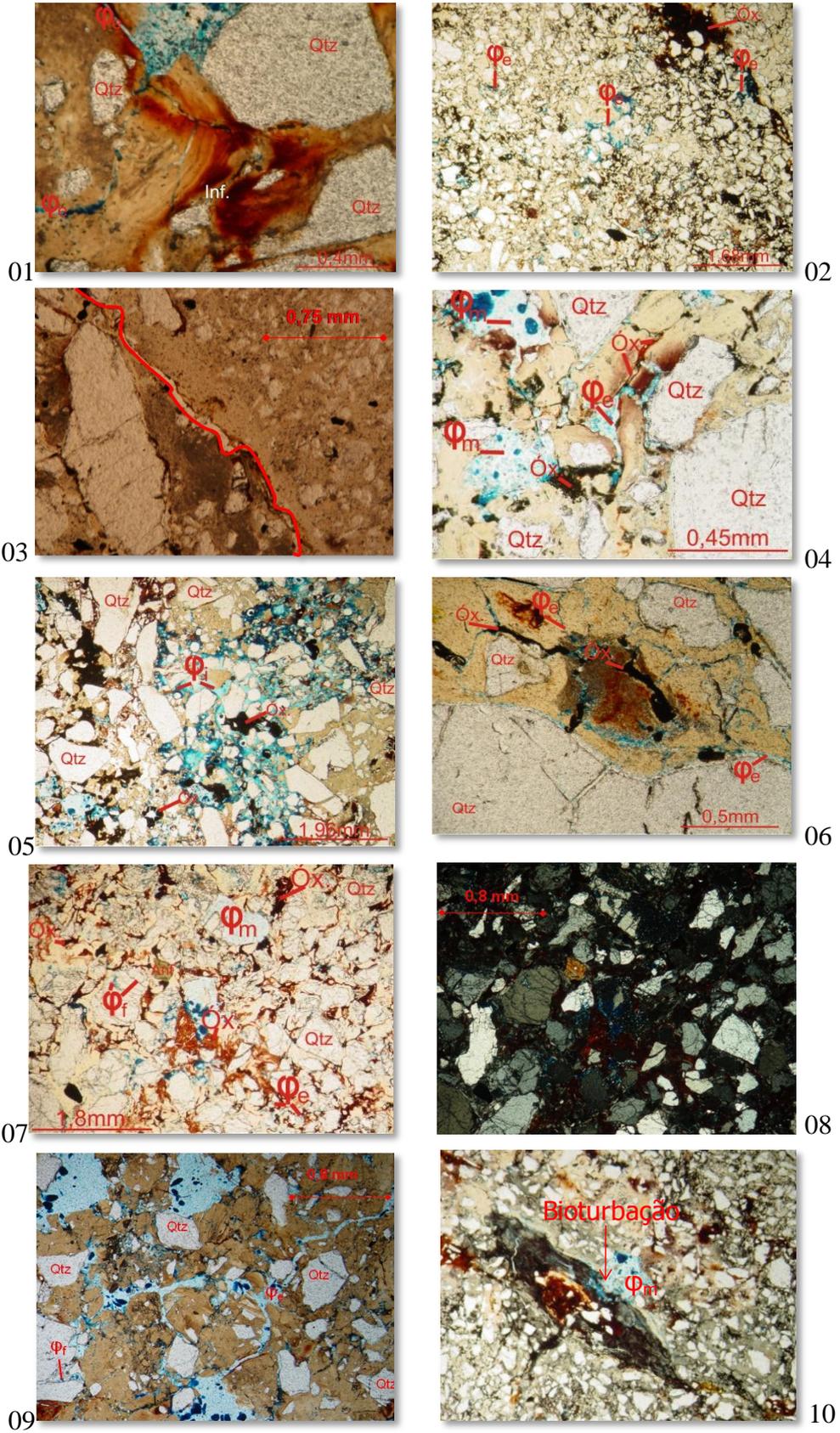
Fotomicrografia 07 – Amostra A4, seção Córrego Sucupira: grão de anfibólio (Anf.), intensa cimentação por óxidos (Óx.), microporosidade (ϕ_m), porosidade por encolhimento (ϕ_e) e porosidade por fratura (ϕ_f). Lentes polarizadoras descruzadas, aumento de 2,5x.

Fotomicrografia 08 – Amostra A4, seção Córrego Sucupira: cor de interferência do anfibólio, grãos detríticos com circularidade moderada a baixa, subangulosos a subarredondados, seleção moderada a baixa, bordas corroídas e composição quartzosa. Lentes polarizadoras cruzadas, aumento de 2,5x.

Fotomicrografia 09 - Amostra A1, seção Córrego Sucupira: elevada porosidade por encolhimento (ϕ_e) com boa conexão e porosidade por fratura (ϕ_f), grãos de quartzo com circularidade moderada a baixa, subangulosos a subarredondados, seleção moderada a baixa, bordas corroídas. Lentes polarizadoras descruzadas, aumento de 2,5x.

Fotomicrografia 10 – Amostra A12, seção Córrego Sucupira: bioturbação com porosidade por encolhimento (ϕ_e), intensa cimentação por óxidos, microporosidade (ϕ_m). Lentes polarizadoras descruzadas, aumento de 2,5x.

ESTAMPA A



Os óxidos de ferro/manganês ocorrem na forma de precipitados, correspondendo a uma fase de cimentação incipiente, preenchendo parcialmente e isoladamente os espaços porosos intra e intergranulares (Fotomicrografias 2, 4, 5, 6, 7 e 10 – Estampa A). A origem destes óxidos pode ser relacionada à alteração de minerais como biotita e anfibólio.

A feição maciça dos arenitos da fácies *Am* é uma característica importante nos processos diagenéticos e pedogênicos. Moore & Scruton (1957) classificam como homogêneos os sedimentos cuja estrutura interna não é visível, e atribuem a perda das estruturas à diagênese e pedogênese, principalmente pela atuação de organismos e precipitação de óxidos. Moraes (2007) também associa os arenitos maciços da Formação Barreiras da bacia do Espírito Santo aos processos diagenéticos e pedogênicos.

5.3. INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

Segundo vários autores, a Formação Barreiras seria produto da coalescência de leques aluviais e de sistemas fluviais entrelaçados, em clima quente e seco (MABESOONE *et al.*, 1972; BIGARELLA, 1964; MORAIS, 2001, 2006). Os depósitos da Formação Barreiras da bacia de Campos são compostos, predominantemente, por sedimentos arenosos (fácies *Aca* e *Am*) intercalados com sedimentos lamosos (fácies *La*). Em geral, as camadas apresentam-se com geometria de lentes extensas a subtabulares.

O estudo nas seções da Formação Barreiras possibilitou a identificação de elementos arquiteturais, segundo modelos propostos por Miall (1985, 1996), identificados a partir da assembléia de litofácies, da geometria interna e da natureza dos contatos superior e inferior que limitam o elemento.

Os elementos arquiteturais identificados foram formas de leito arenosas, canais e sedimentos finos de transbordamento. Nas formas de leito arenosas predominam as litofácies *Am*, que aparece com maior frequência, podendo ser observado de forma isolada, imerso em pacotes lamosos. A largura das formas de leito pode variar de alguns metros, até várias dezenas de metros. Os arenitos com estratificação cruzada acanalada (litofácies *Aca*) foram observados em raros canais. Os sedimentos finos de transbordamento aparecem frequentemente intercalados com os pacotes arenosos, compreendendo as fácies lamosas maciças (litofácies *La*), com camadas de espessura de até 1,5 m.

Os depósitos são associados a uma sedimentação por processos trativos (*Aca* e *Am*), com pequena participação dos processos suspensivos e de fluxos gravitacionais (fácies *La*).

Estes depósitos exibem associações faciológicas características de ambiente fluvial entrelaçado distal, conforme modelo de Miall (1995), corroborando com a interpretação realizada por Morais *et al.* (2006).

5.4. CARACTERIZAÇÃO HIDRÁULICA

As amostras estudadas das seções SCS e SBI receberam a nomenclatura alfanumérica (por exemplo, amostra SC01 e amostra BI01) e foram coletadas em camadas: sem a presença de falhas e com fraca ou sem bioturbação; próximas ou nas zonas de falhas (F); e com a presença de bioturbação (B), conforme Figura 5.6. Os resultados obtidos de condutividade hidráulica (K), porosidade (ϕ) e concentração de material argiloso foram agrupados na Tabela 5.1.

Os resultados de condutividade hidráulica obtidos pelo método empírico *Shepherd* apresentam valores maiores e mais constantes quando comparados com os obtidos pelos ensaios de campo e de laboratório e inferem uma permeabilidade na ordem de 10^{-2} a 10^{-3} cm/s na fácies *Aca*, 10^{-3} cm/s na fácies *Am* e de 10^{-4} a 10^{-6} cm/s em *La* (Tabela 5.1). Cabe salientar que este método foi desenvolvido em materiais arenosos de ambientes sedimentares típicos sem alterações pós-deposicionais (FETTER, 2001). Já os sedimentos estudados, apesar de serem interpretados como de ambiente fluvial entrelaçado (MORAIS *et al.*, 2006), possuem alta concentração de material argiloso, oriundo, provavelmente, de processos pós-deposicionais, o que pode acarretar na obstrução dos poros e diminuir a velocidade de fluxo no reservatório (DE ROS, 1987). Isto demonstra a inaplicabilidade deste método empírico em sedimentos heterogêneos, com alterações pós-deposicionais. Porém pode-se observar através deste método que a fácies *Aca* possui em geral maior permeabilidade que *Am* e *La*, sendo esta última pouco permeável.

As amostras coletadas em campo para a realização de ensaios em laboratório, a partir de amostradores de solo (SC01, CS02, CS05, CS08, CS10 e CS11), modelagem em campo (CS03, CS04, CS06, CS07, CS09 e CS12) e blocos para modelagem em laboratório (BI01, BI02, BI03, BI04 e réplicas -R), não apresentaram discrepâncias de resultados, como pode ser observado na Tabela 5.1 e na Figura 5.7. Os valores diferenciados de condutividade hidráulica obtidos podem ser correlacionados a outros fatores, como às alterações diagenéticas, pedogênicas e/ou a eventos neotectônicos.

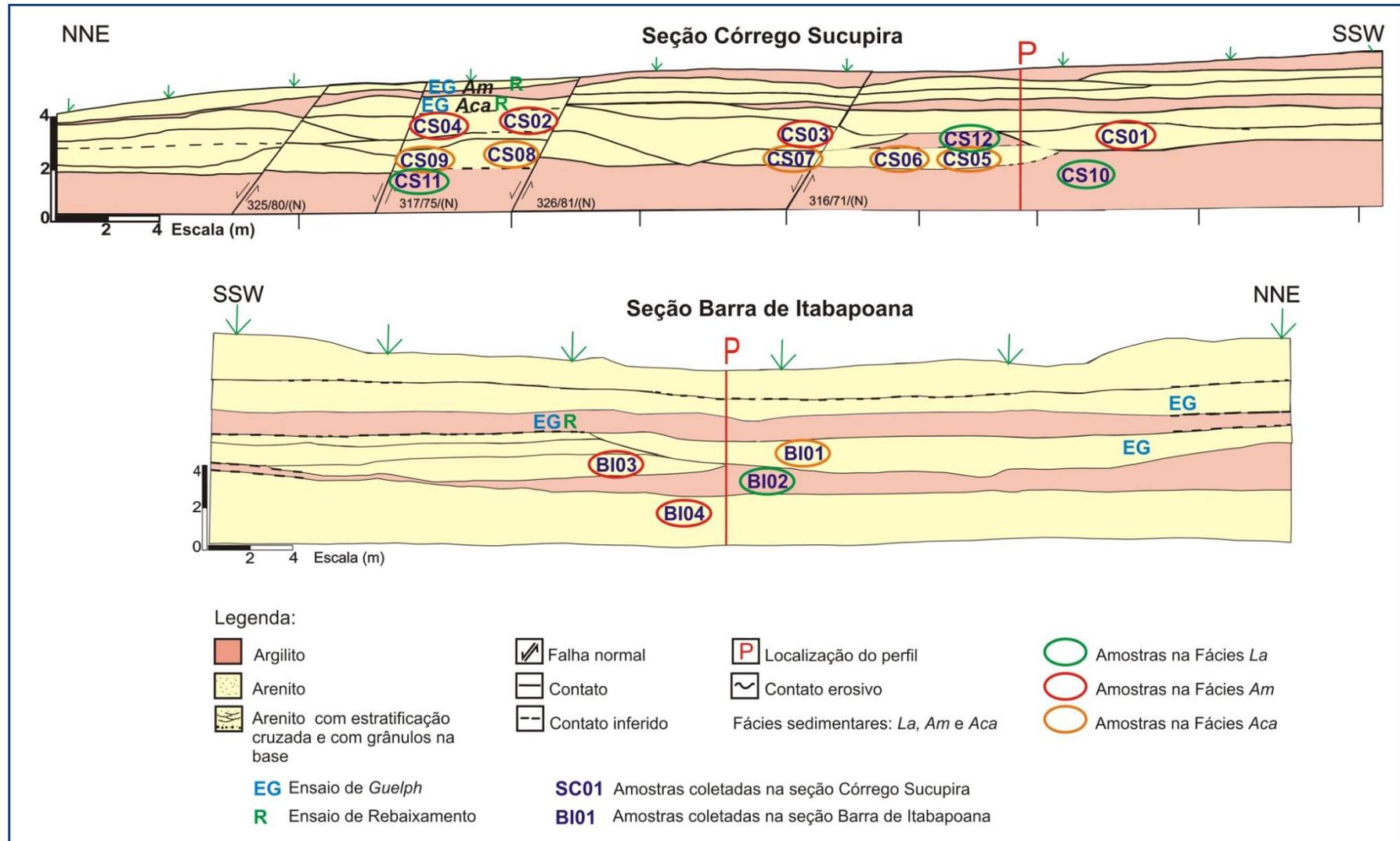


Figura 5.6. – Seções Córrego Sucupira e Barra de Itabapoana com a localização das amostras coletadas para ensaios de permoporosidade em laboratório e os locais onde foram realizados os ensaios de rebaxamento e os de infiltração (permeâmetro de Guelph).

Tabela 5.1. – Valores de condutividade hidráulica (K) obtida a partir de ensaios de campo e de laboratório, e de métodos empíricos; de concentração de argila e porosidade (ϕ) das fácies das seções Córrego Sucupira e Barra de Itabapoana. As letras que acompanham o número das amostras de permoporosidade significam: B presença de bioturbação, F próximo ou na zona de falha e R réplica da amostra.

Seção	Fácies	Classe	Amostras Granulométricas e petrográficas	Material Argiloso %	Método Shepherd K (cm/s)	ϕ Em Lâmina Delgada Amostra %	Amostras de Permoporosidade	Ensaio de Laboratório Permeômetro de Carga K (cm/s)				ϕ Aparente por Amostra %	ϕ Aparente por Fácies (média) %	Laboratório K (cm/s) sem Perturbação Eixo X	Laboratório K (cm/s) Zona de Falha (F) Eixo X	Laboratório K (cm/s) Bioturbação (B) Eixo X	Ensaio de Infiltração Permeômetro de Guelph K (cm/s)	Ensaio de Rebaixamento K (cm/s)
								X	Y	Z	Relação entre os eixos							
Córrego Sucupira	Aca	Areia argilosa	A4	30,24	1,13x10 ⁻²	11,30	CS01	6,28x10 ⁻⁵	1,23x10 ⁻⁵	8,00x10 ⁻⁷	X>Y>Z	30,85	29,80	6,28x10 ⁻⁵	1,78x10 ⁻³	***	4,65x10 ⁻⁵ 6,95x10 ⁻⁵	2,59x10 ⁻⁴
			CS02 F	***	6,67x10 ⁻⁴	7,85x10 ⁻⁴	Z>Y	***										
			A5	35,29	1,13x10 ⁻²	15,10	CS03 F	2,13x10 ⁻³	6,05x10 ⁻³	9,23x10 ⁻⁵	Y>X>Z	28,29						
	Am	Areia a areia argilosa	A10	25,72	4,30x10 ⁻³	***	CS04 F	1,43x10 ⁻³	1,13x10 ⁻⁴	7,40x10 ⁻⁴	Z>X>Y	30,25	27,15	1,34x10 ⁻⁴	7,55x10 ⁻⁵	4,25x10 ⁻⁵	3,88x10 ⁻⁵ 3,99x10 ⁻⁵	2,41x10 ⁻⁴
			A2	16,83	5,56x10 ⁻³	9,20	CS05 B	2,81x10 ⁻⁵	4,05x10 ⁻⁴	7,69x10 ⁻⁶	Y>X>Z	24,54						
			A6	31,41	5,56x10 ⁻³	***	CS06	1,34x10 ⁻⁴	1,45x10 ⁻⁵	6,02x10 ⁻⁵	X>Y>Z	27,79						
			A7	22,93	4,30x10 ⁻³	***	CS07 FB	5,69x10 ⁻⁵	4,40x10 ⁻⁵	1,31x10 ⁻³	Z>X>Y	26,48						
			A8	30,51	3,15x10 ⁻³	***	CS08 F	3,49x10 ⁻⁵	1,33x10 ⁻⁴	2,37x10 ⁻⁵	Y>X>Z	***						
			A11	28,43	3,15x10 ⁻³	***	CS09 F	1,16x10 ⁻⁴	4,71x10 ⁻⁵	4,95x10 ⁻³	Z>X>Y	29,78						
	La	Argila	A12	35,67	1,19x10 ⁻³	10,20	CS10	7,61x10 ⁻⁸	9,72x10 ⁻⁵	8,92x10 ⁻⁸	Y>Z>X	34,12	34,12	7,61x10 ⁻⁸	1,24x10 ⁻⁴	6,10x10 ⁻⁴	***	***
			A1	70,31	***	13,31												
			A3	43,10	5,84x10 ⁻⁴	***												
A9			69,39	***	***													
Barra de Itabapoana	Aca	Areia argilosa	A7b	35,99	4,30x10 ⁻³	5,00	BI01	1,62x10 ⁻⁴	9,93x10 ⁻⁵	2,50x10 ⁻⁵	X>Y>Z	34,04	31,64	1,12x10 ⁻⁴	***	***	***	2,38x10 ⁻⁴
			BI01-R	6,17x10 ⁻⁵	9,99x10 ⁻⁵	3,56x10 ⁻⁵	Y>X>Z	29,25										
	Am	Areia argilosa	A1b	24,05	5,56x10 ⁻³	9,60	BI04 B	1,79x10 ⁻⁴	2,51x10 ⁻⁴	2,50x10 ⁻³	Z>Y>X	30,53	29,06	***	***	2,31x10 ⁻⁴	3,79x10 ⁻⁴ 4,62x10 ⁻⁴	***
			A2b	25,50	5,56x10 ⁻³	9,90												
			A3b	30,21	3,15x10 ⁻³	***												
			A4b	25,71	4,30x10 ⁻³	10,80												
			A8b	39,28	2,10x10 ⁻³	7,30												
	La	Argila arenosa	A10b	42,16	1,31x10 ⁻³	3,90	BI03B	2,98x10 ⁻⁴	7,96x10 ⁻⁵	4,17x10 ⁻⁵	X>Y>Z	27,57	29,07	***	***	***	7,76x10 ⁻⁵	1,30x10 ⁻⁴
			A5b	52,37	6,83x10 ⁻⁶	2,00	BI02	***	***	**	***	***						
			A6b	61,28	***													
A9b	70,50	***	5,20															

porosidade

*** Sem resultado.

Obs: Aca (arenito com estratificação cruzada acanalada), Am (arenito maciço) e La (Lamito arenoso maciço).

Φ

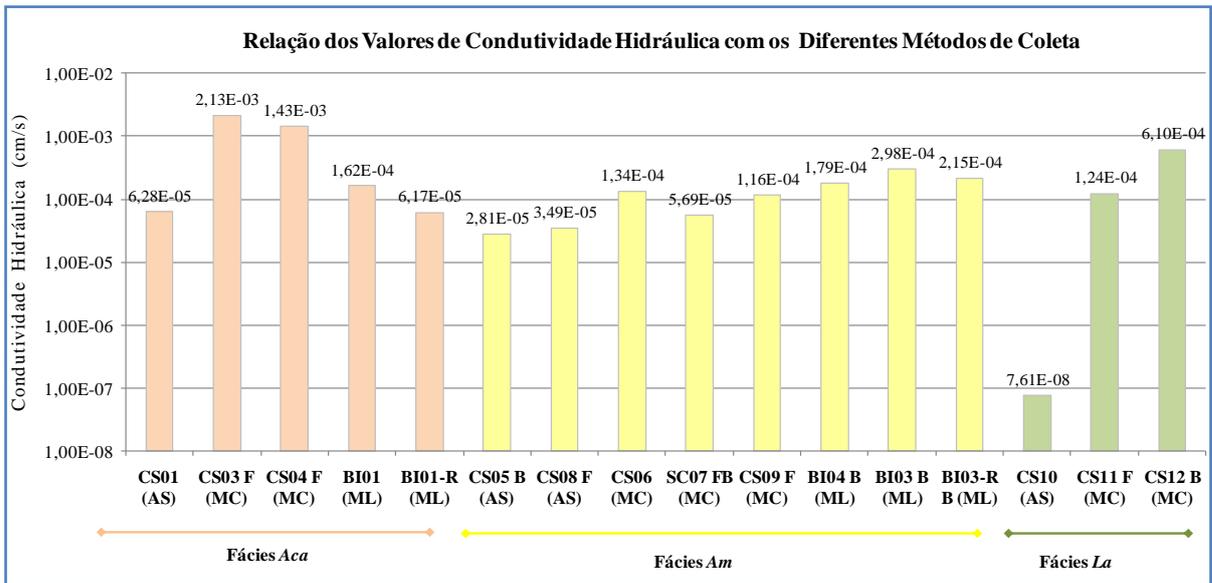


Figura 5.7. – Gráfico de barras dos valores de condutividade hidráulica obtidos em ensaios de laboratório para amostras orientadas no eixo X das litofácies, a partir dos métodos: amostrador de solo (AS), modelagem em campo (MC) e modelagem de laboratório (ML). B significa presença de bioturbação; F próximo ou na zona de falhas; e R réplica.

No ensaio realizado em laboratório através do permeâmetro de carga variável foram observadas diferenças nas condutividades hidráulicas obtidas entre as fácies arenosas e as fácies lutíticas nos três eixos: horizontais X e Y, paralelo e perpendicular à direção do paleofluxo, respectivamente; e o vertical Z, correspondente à direção de infiltração.

No eixo X os valores de condutividade hidráulica foram na ordem de 10^{-4} a 10^{-5} cm/s nas fácies arenosas e 10^{-8} cm/s na fácies lutítica. Na SCS, próximo ou nas zonas de falha, a condutividade é elevada em até duas ordens de grandeza na fácies Aca, de 10^{-5} para 10^{-3} cm/s, e até quatro ordens na fácies La, de 10^{-8} para 10^{-4} cm/s. Porém, na fácies Am o comportamento diferiu, com maior permeabilidade em locais sem atuação de falhas (Figura 5.8). Já a presença de bioturbação tanto eleva quanto diminui a permeabilidade dos sedimentos, como observado nas fácies Aca e Am, com ou sem falhas. Este fator pode ser correlacionado ao tipo de preenchimento gerado por este processo de bioturbação, às vezes com material argiloso e outras por material arenoso. Também o grau de oxidação das camadas sedimentares afeta bastante os resultados de permeabilidade.

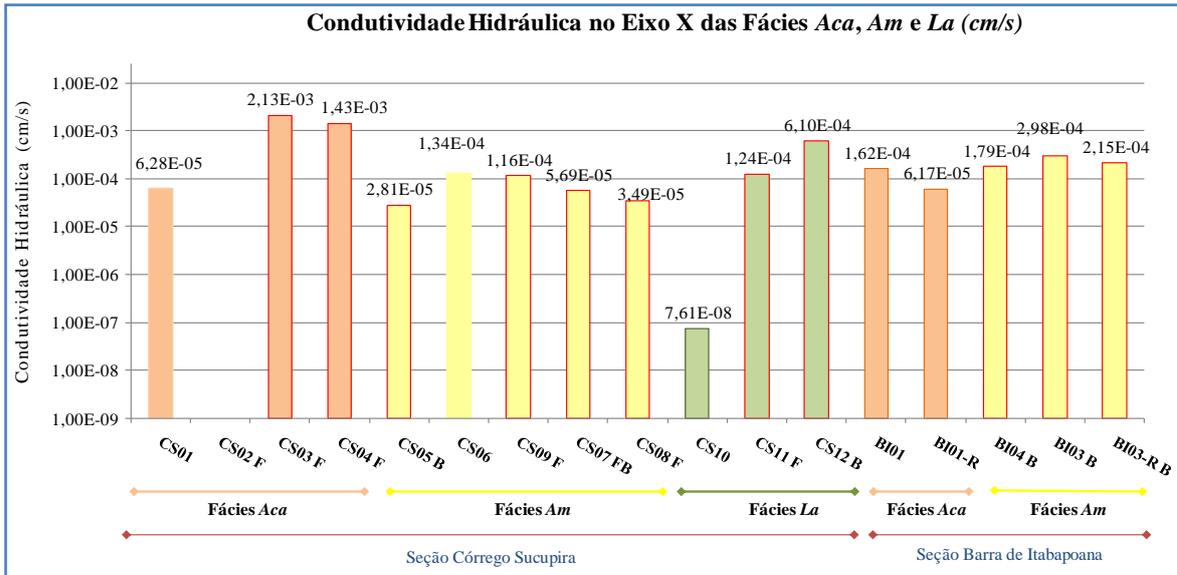


Figura 5.8. – Gráfico de barras dos valores de condutividade hidráulica obtidos em ensaios de laboratório para amostras orientadas no eixo X das litofácies. B significa presença de bioturbação; F próximo ou na zona de falhas; e R réplica. Estão destacadas pela linha de contorno na cor vermelha as amostras com bioturbação ou em zona de falha.

No eixo Y a permeabilidade foi na ordem de 10^{-4} a 10^{-5} cm/s em ambas as fácies arenosas e na fácies lutítica. Nos locais de falha a condutividade é aumentada até duas ordens de grandeza na fácies Aca, de 10^{-5} cm/s para 10^{-3} cm/s; e uma ordem de grandeza na fácies Am, de 10^{-5} cm/s para 10^{-4} cm/s. A fácies argilosa apresentou valores de permeabilidade muito discrepantes entre o eixo Y e os eixos X e Z na amostra CS10, na ordem de 10^{-8} e 10^{-5} cm/s, respectivamente (Figura 5.9). Salienta-se que esta amostra quebrou ao sair do permeâmetro de carga, não sendo desta forma confiável.

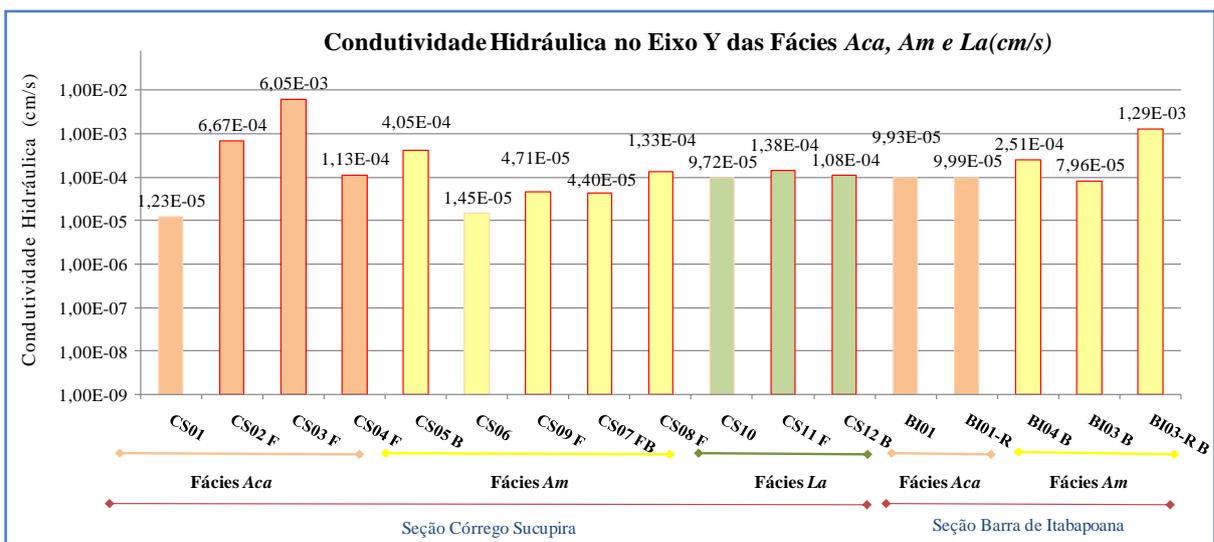


Figura 5.9. – Gráfico de barras dos valores de condutividade hidráulica obtidos em ensaios de laboratório para amostras orientadas no eixo Y das litofácies. B significa presença de bioturbação; F próximo ou na zona de falhas; e R réplica. Estão destacadas pela linha de contorno na cor vermelha as amostras com bioturbação ou em zona de falha.

O eixo Z apresenta valores de permeabilidade de 10^{-5} a 10^{-7} cm/s nas fácies arenosas e 10^{-8} cm/s na fácies lutítica. Nas amostras próximas ou na zona de falha a condutividade aumenta até três ordens de grandeza na fácies *Aca*, de 10^{-7} para 10^{-4} cm/s, e duas ordens nas fácies *Am* e *La*, de 10^{-5} para 10^{-3} cm/s e de 10^{-8} para 10^{-6} cm/s, respectivamente. (Figura 5.10). A bioturbação apresenta comportamento similar ao observado no eixo X, em que os valores de permeabilidade tanto elevam como diminuem.

O eixo vertical (Z) geralmente possui valores inferiores, cerca duas ordens de grandeza, em relação aos eixos horizontais (X e Y), conforme Fetter (2001), exceto nas zonas de falha caracterizadas na seção Córrego Sucupira.

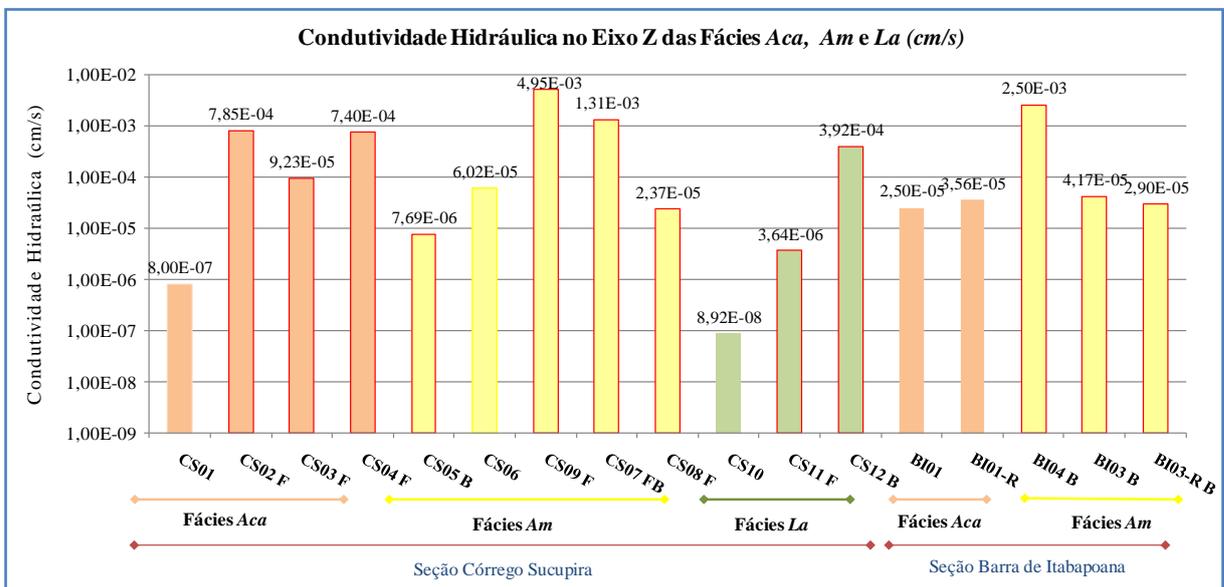


Figura 5.10. – Gráfico de barras dos valores de condutividade hidráulica obtidos em ensaios de laboratório para amostras orientadas no eixo Z das litofácies. B significa presença de bioturbação; F próximo ou na zona de falhas; e R réplica. Estão destacadas pela linha de contorno na cor vermelha as amostras com bioturbação ou em zona de falha.

Nas fácies estudadas, a relação entre os eixos horizontais e o vertical é muito heterogênea (Tabela 5.1). Conforme a Tabela 5.2, calculados fora da zona de falha, os arenitos argilosos da fácies *Aca* apresentam condutividades hidráulicas médias de $9,28 \times 10^{-5}$ e $7,05 \times 10^{-5}$ cm/s, nas direções X e Y, e de $2,05 \times 10^{-5}$ cm/s, no sentido Z, em que demonstra uma maior velocidade de fluxo paralela ao sentido da paleocorrente, e menor no sentido vertical. Já as fácies *Am* possuem um comportamento hidráulico diferenciado no sentido horizontal, com velocidades maiores na direção Y do que em X, respectivamente, $4,08 \times 10^{-4}$ e $1,71 \times 10^{-4}$ cm/s, provavelmente relacionadas a alterações pós-deposicionais, como bioturbação; e com $3,46 \times 10^{-5}$ cm/s no eixo Z. Já os sedimentos argilo-arenosos (*La*) apresentam permeabilidades

similares no eixo horizontal e vertical, de $7,61 \times 10^{-8}$ no eixo X e $8,92 \times 10^{-8}$ cm/s no Z, este com maior valor. Cabe salientar que a caracterização desta fácies foi dificultada pelo alto fraturamento, alteração e ferruginização observadas em ambas as seções estudadas, o que interferiu na coleta e causou a perda de diversas amostras, restando um número reduzido destas.

Tabela 5.2. – Valores médios de condutividade hidráulica, em cm/s, com relação aos eixos X, Y e Z.

Eixos	<i>Aca</i>	<i>Am</i>	<i>La</i>
X	$9,55 \times 10^{-5}$	$1,71 \times 10^{-4}$	$7,61 \times 10^{-8}$
Y	$7,05 \times 10^{-5}$	$4,08 \times 10^{-4}$	***
Z	$2,05 \times 10^{-5}$	$3,46 \times 10^{-5}$	$8,92 \times 10^{-8}$
Relação	$X \geq Y > Z$	$Y \geq X > Z$	$Z \geq X$

Na análise de permeabilidade das fácies foram considerados somente os valores médios de permeabilidade do eixo X, obtidos em laboratório, em função do maior controle de coleta em relação à geometria das camadas.

A condutividade hidráulica média da fácies *Aca* foi: $9,55 \times 10^{-5}$ cm/s, a partir dos ensaios de laboratório; $5,80 \times 10^{-5}$ cm/s a partir dos ensaios de infiltração; e $2,49 \times 10^{-4}$ cm/s a partir dos ensaios de rebaixamento (Figura 5.11). Nas proximidades ou nas zonas de falha a permeabilidade média foi de $1,78 \times 10^{-3}$ cm/s. Nesta fácies a concentração de argila variou de 25,72% a 35,29% na seção SCS e foi de 35,99% na SBI, com média de 31,81%. A porosidade aparente média foi de 30,59%, enquanto que a porosidade em lâmina delgada média foi de 15,10% na SCS e 5,00% na SBI. Nesta fácies não foi possível relacionar a variação da concentração de argila com as porosidades aparente e de lâmina delgada.

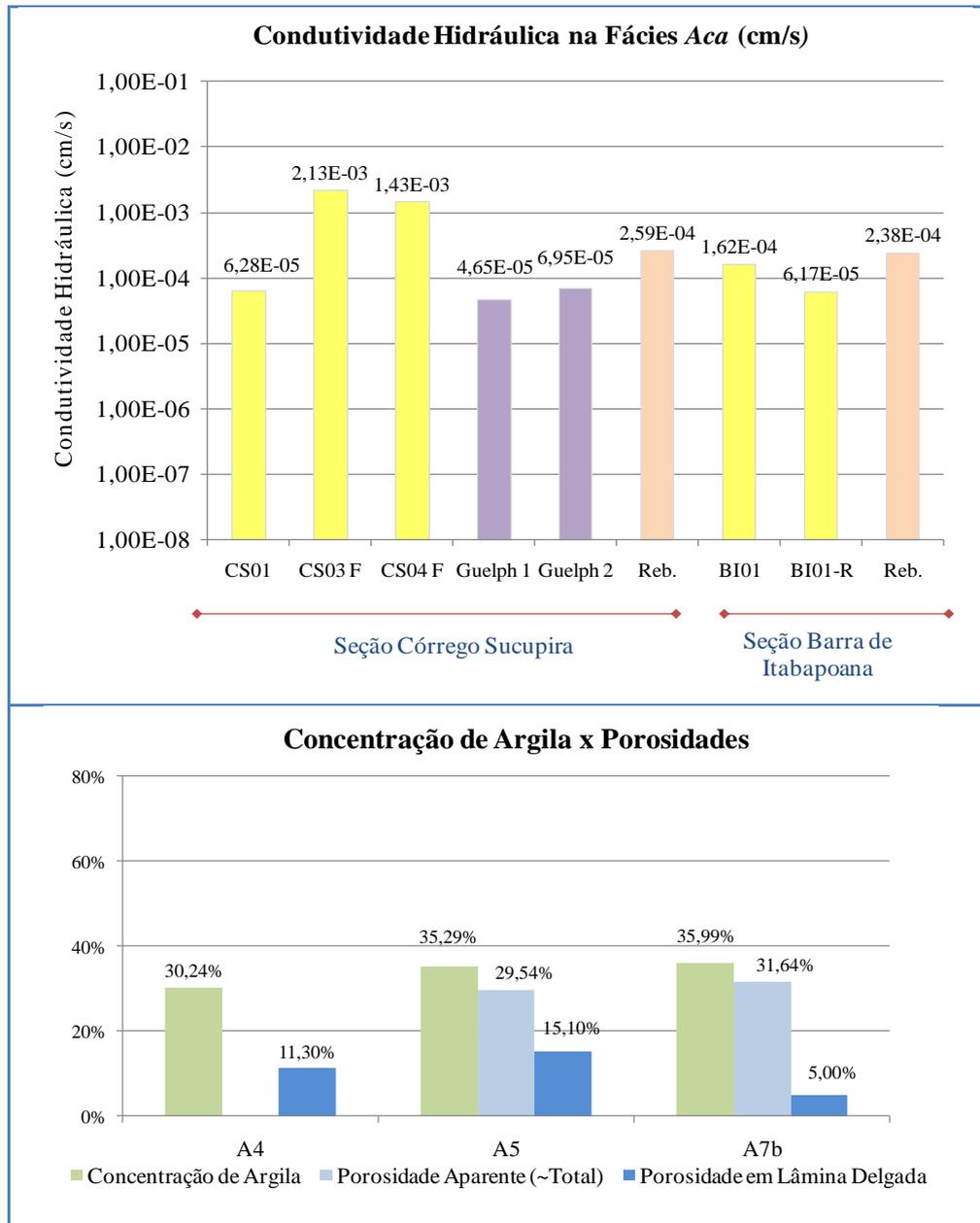


Figura 5.11. – Gráficos de barras de condutividade hidráulica (cm/s) e de concentração de argila comparadas com os valores de porosidades (aparente e em lâmina delgada) na fácies Aca das seções SCS e SBI. As colunas em amarelo correspondem às permeabilidades obtidas em laboratório; em roxo através do permeâmetro de Guelph; e em rosa do ensaio de rebaixamento.

Na fácies Am a condutividade hidráulica média obtida foi de $1,71 \times 10^{-4}$ cm/s nos ensaios em laboratório, $2,30 \times 10^{-4}$ cm/s nos ensaios de infiltração e de $2,41 \times 10^{-4}$ cm/s nos ensaios de rebaixamento (Figura 5.12). Nas proximidades ou nas zonas de falha a permeabilidade média foi de $7,55 \times 10^{-5}$ cm/s, maior que nas zonas sem a influência de falhas normais. A concentração média de argila foi de 29,89%, com variação de 16,89% a 42,16%. A porosidade aparente média foi de 30,59%, enquanto que a porosidade em lâmina delgada variou de 13,20% na SCS e 4,45% na SBI. A porosidade em lâmina delgada foi diretamente

proporcional a variação do conteúdo de argila na seção SCS, e nas amostras A1b, A2b e A4b da seção SBI; e inversamente proporcional nas amostras A8b e A10b da seção SBI, as quais possuem elevada concentração de argila (Figura 5.12). A porosidade aparente foi diretamente proporcional a concentração de argila. A presença de bioturbação não apresentou influência na permeabilidade em ambas as seções.

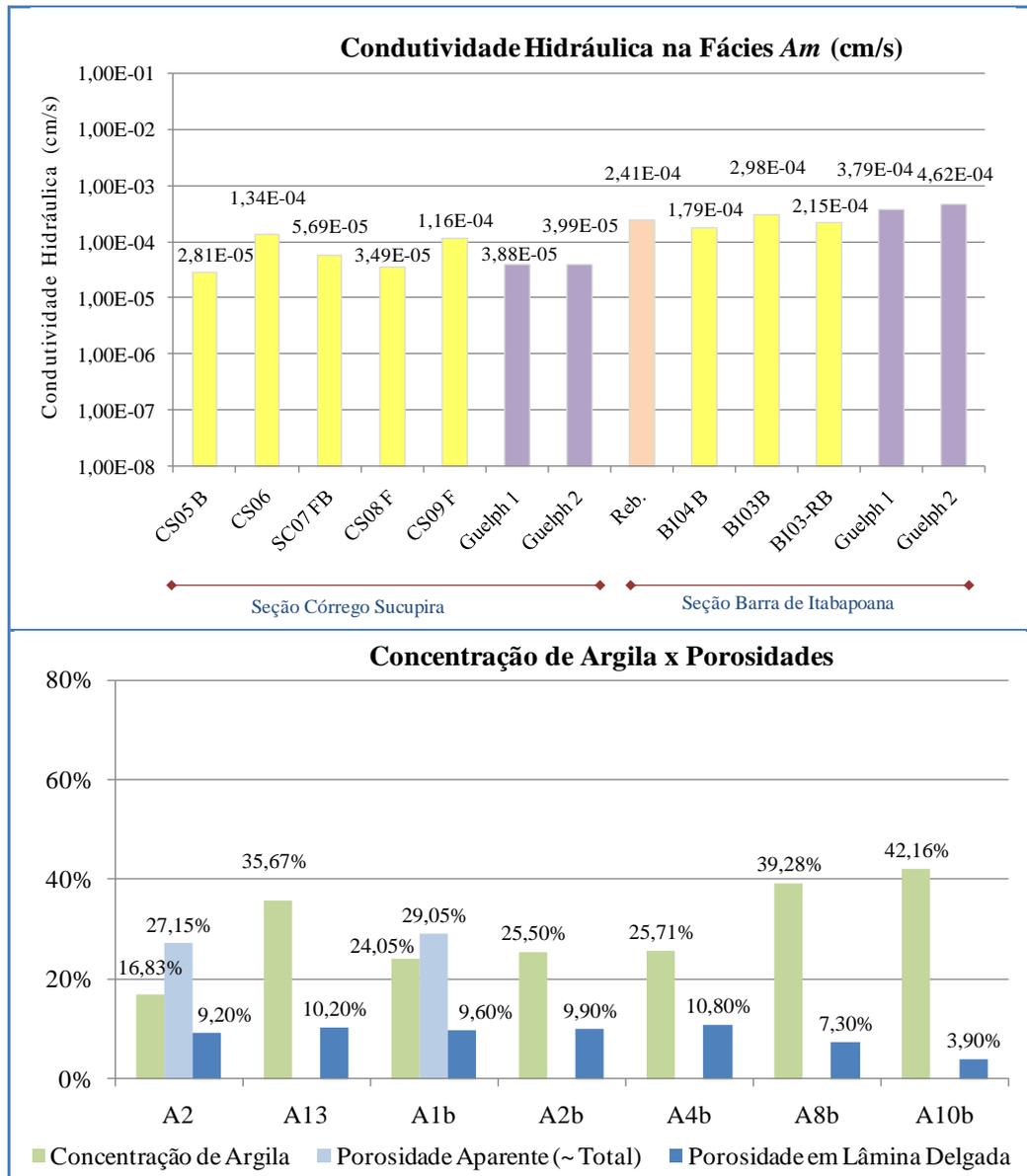


Figura 5.12. – Gráficos de barras de condutividade hidráulica (cm/s) e de concentração de argila comparadas com os valores de porosidades (aparente e em lâmina delgada) na fácies Am das seções SCS e SBI. As colunas em amarelo correspondem às permeabilidades obtidas em laboratório; em roxo através do permeômetro de Guelph; e em rosa do ensaio de rebaixamento.

A condutividade hidráulica da fácies La obtidas a partir dos ensaios de laboratório foi de $7,61 \times 10^{-8}$ cm/s, dos ensaios de infiltração de $7,76 \times 10^{-5}$ cm/s e de rebaixamento de $1,30 \times 10^{-4}$

cm/s (Figura 5.13). Nas proximidades ou nas zonas de falha a permeabilidade foi de $1,24 \times 10^{-4}$ cm/s. A concentração de argila variou de 46,24% a 70,31% na seção SCS e de 52,37% a 70,50% na seção Barra de Itabapoana (SBI). A porosidade aparente média foi de 32,18%, enquanto que a porosidade em lâmina delgada variou de 15,31% a 6,50% na seção SCS e de 5,20% a 2,00% na seção SBI. Nesta fácies não foi possível relacionar a variação das porosidades com a concentração de argila.

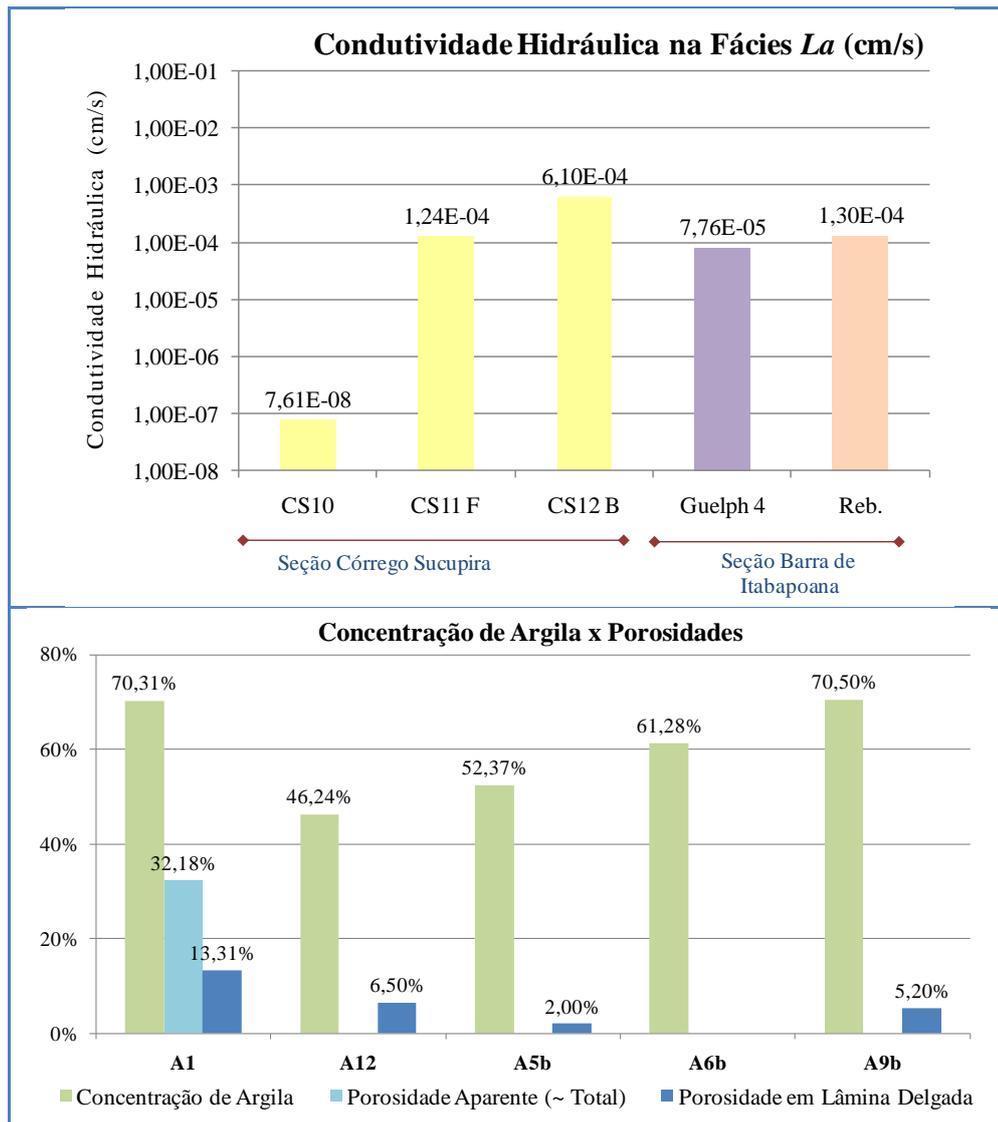


Figura 5.13. – Gráficos de barras de condutividade hidráulica (cm/s) e de concentração de argila comparadas com os valores de porosidades (aparente e em lâmina delgada) na fácies La das seções SCS e SBI. As colunas em amarelo correspondem às permeabilidades obtidas em laboratório; em roxo através do permeômetro de Guelph; e em rosa do ensaio de rebaixamento.

Os valores de condutividade hidráulica das litofácies *Aca* e *Am* obtidos através dos ensaios de campo foram muito próximos em ordem de grandeza (10^{-4} a 10^{-5} cm/s) dos resultados obtidos através do ensaio de laboratório, em ambas as seções, conforme a Tabela 5.1. Nos ensaios de infiltração na SBI, as litofácies arenosas apresentam maiores valores de

condutividade do que a lutítica. O valor de permeabilidade da litofácies *La* obtido através dos ensaios de campo foi divergente do resultado obtido através do ensaio de laboratório, provavelmente em função da alta concentração de argila no topo das camadas.

Ressalta-se que em alguns ensaios de infiltração, a partir do permeâmetro de Guelph modificado, ocorreu a estagnação da carga de saída do cilindro devido o nível de água atingir uma altura superior a carga hidráulica aplicada no furo de sondagem, ou seja, água no furo atingiu de 3 a 4 cm acima da carga aplicada, a qual variou de 1,5 a 5 cm de altura, com o tempo de estabilização entorno de 15 minutos para iniciar o ensaio. Isto pode ser relacionado ao alto teor de material argiloso nos sedimentos, inibindo desta forma a infiltração inicial.

Os valores de condutividade hidráulica obtidos nas fácies areno-argilosas (*Aca* e *Am*) e lutítica (*La*), com variação na ordem de 10^{-4} a 10^{-5} e de 10^{-5} a 10^{-8} cm/s, respectivamente, corroboram com a faixa de valores de condutividade hidráulica para material areno-argiloso e argiloso inconsolidado, com variação respectiva de 10^{-4} a 10^{-6} e de 10^{-6} a 10^{-8} cm/s, segundo Fetter (2001) – Tabela 4.2 do capítulo 4.

Salienta-se que os valores de porosidade aparente obtidos correspondem a uma estimativa, devido às adaptações realizadas na metodologia. O aumento da porosidade aparente nas fácies areníticas foi diretamente relacionado ao aumento da concentração de argila, já a porosidade em lâmina delgada foi tanto diretamente quanto inversamente proporcional. A fácies lutítica apresentou em geral baixa porosidade em lâmina delgada, em média de 5%, com exceção da amostra A1 da seção SCS, que além de conter elevado teor de argila (70%) possui os maiores valores de porosidade aparente (32%) e de lâmina delgada (13%), constituída principalmente por porosidade secundária por encolhimento do material argiloso, porém com menor permeabilidade, na ordem de 10^{-5} a 10^{-8} cm/s. Já os valores de condutividade hidráulica foram inversamente proporcionais aos valores de porosidade aparente e concentração de argila em todas fácies (Figura 5.14).

Os valores obtidos de porosidade aparente (~ total) nas fácies arenosas e argilosa, com média de 29% e 33%, respectivamente, condizem com os valores típicos de porosidade total para solos arenosos e argilosos, com variação respectiva de 25 a 40% e 33% a 60%, segundo Guiguer (2000) – Quadro 4.1 do capítulo 4.

5.5. DEFINIÇÃO DE HIDROFÁCIES

As litofácies arenosas e lutíticas apresentam características sedimentares e hidráulicas distintas. Nas fácies *Aca* e *Am* os valores de condutividade hidráulica, porosidade e concentração de argila foram muito similares, distinguindo-se claramente da fácies *La*, em geral, com valores inferiores de condutividade e porosidade efetiva e maiores de concentração de argila e porosidade total (Figura 5.14).

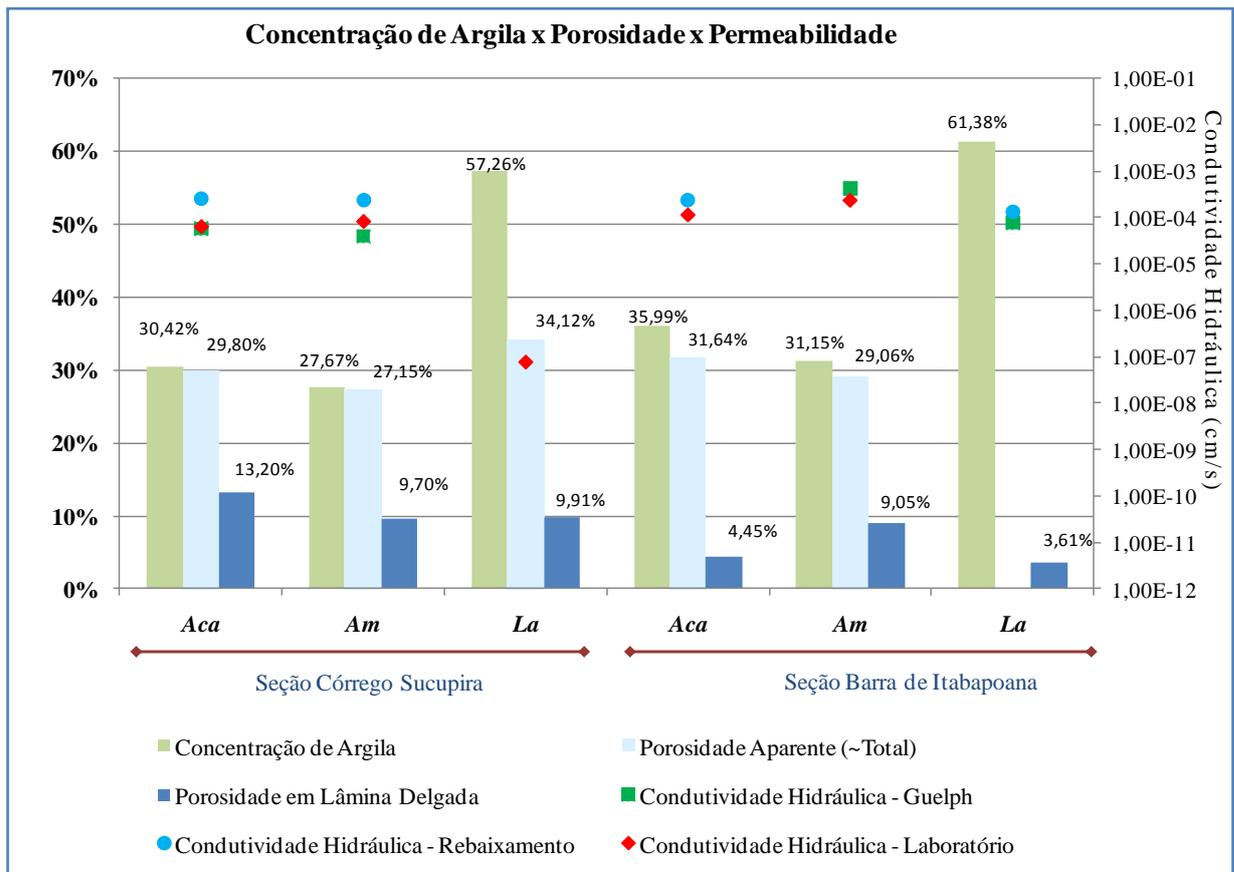


Figura 5.14. – Gráfico de barra com a concentração de argila e de porosidade aparente (~ total) e em lâmina delgada, com pontos dos valores de condutividades hidráulicas obtidas através dos ensaios de laboratório (permeômetro de carga variável) e de campo: rebaixamento e infiltração (permeômetro de Guelph).

Conforme os resultados obtidos, pode-se se observar que não houve grande diferença das características permoporosas das fácies sedimentares entre as duas seções estudadas. Porém, na seção Córrego Sucupira as camadas lamosas apresentaram valores de condutividade hidráulica mais elevadas.

Os valores médios de condutividade hidráulica de cada fácies foram calculados a partir dos valores das médias dos ensaios de laboratório (eixo X), infiltração e rebaixamento, conforme Tabela 5.3.

Tabela 5.3. – Valores médios de condutividade hidráulica (*K*) das fácies *Aca*, *Am* e *La*.

<i>Fácies</i>	<i>Ensaio de Permeâmetro de Carga Variável</i> <i>K média (cm/s)</i>	<i>Ensaio de Infiltração (Guelph)</i> <i>K média (cm/s)</i>	<i>Ensaio de Rebaixamento</i> <i>K média (cm/s)</i>	<i>K Média</i> <i>(cm/s)</i>
<i>Aca</i>	$9,55 \times 10^{-5}$	$5,80 \times 10^{-5}$	$2,49 \times 10^{-4}$	$1,40 \times 10^{-4}$
<i>Am</i>	$1,71 \times 10^{-4}$	$2,30 \times 10^{-4}$	$2,41 \times 10^{-4}$	$2,14 \times 10^{-4}$
<i>La</i>	$7,61 \times 10^{-8}$	$7,76 \times 10^{-5}$	$1,30 \times 10^{-4}$	$6,92 \times 10^{-5}$
Relação das fácies	<i>Aca</i> ≥ <i>Am</i> > <i>La</i>	<i>Am</i> > <i>Aca</i> ≥ <i>La</i>	<i>Am</i> ≥ <i>Aca</i> ≥ <i>La</i>	<i>Am</i> ≥ <i>Aca</i> > <i>La</i>

A partir da caracterização da permporosidade das litofácies foi possível definir duas hidrofácies em ambas as seções do aquífero Barreiras, hidrofácies 1 e 2, conforme Tabela 5.4 e Figura 5.15.

Tabela 5.4. – Definição de hidrofácies conforme as condutividades hidráulicas atribuídas as litofácies e sua variação, comparadas com Zappa et al., (2006).

<i>Hidrofácies</i>	<i>Descrição</i>	<i>Fácies Associadas</i>	<i>Média K (cm/s)</i>	<i>Variação K (cm/s)</i>	<i>Zappa et al., (2006) K (cm/s)</i>
1	Arenito argiloso estratificado ou sem estrutura aparente	<i>Aca e Am</i>	$1,74 \times 10^{-4}$	$10^{-4} - 10^{-5}$	$10^{-1} - 10^{-2}$
2	Lamito arenoso	<i>La</i>	$6,92 \times 10^{-5}$	$10^{-5} - 10^{-8}$	***

A *hidrofácies 1* é composta pelas litofácies *Aca* e *Am*, formadas por arenitos argilosos mal selecionados, quartzosos, com estratificação cruzada acanalada ou sem estrutura aparente. Constituído por corpos com geometria de lentes extensas a subtabulares, com boa conexão entre os estratos arenosos. Possui condutividade hidráulica média de $1,74 \times 10^{-4}$ cm/s e variação na ordem de 10^{-4} a 10^{-5} cm/s, com porosidade total média de 29,35%, formada, em geral, por porosidade secundária, com poros distribuídos de forma aleatória. Esta hidrofácies relaciona-se às camadas reservatório da Formação Barreiras.

A *hidrofácies 2* é composta pela fácies *La*, formadas por lamitos arenosos, com 70% de argila, menos permeável, com condutividade hidráulica média de $6,92 \times 10^{-5}$ cm/s e variação na ordem de 10^{-5} a 10^{-8} cm/s, em zonas com menor grau de bioturbação e sem a influência de falhamento. A hidrofácies 2 pode ser considerada como camadas que retardam o fluxo hídrico, funcionando como as barreiras hidráulicas da Formação Barreiras.

Os resultados de condutividade hidráulica obtidos na hidrofácies 1 se diferenciam dos obtidos em hidrofácies similares de depósitos fluviais entrelaçados (Tabela 5.5), até duas ordens de grandeza (Tabela 5.4).

Tabela 5.5. – Comparação entre as diferentes estimativas de condutividade hidráulica, tamanho de grão e porosidade em hidrofácies aluviais, baseado em exemplos recentes de depósitos fluviais entrelaçados (modificado de ZAPPA *et al.*, 2006).

<i>Sistema deposicional e metodologia</i>	<i>Referências</i>	<i>Hidrofácies</i>	<i>K (cm/s)</i>	<i>Tamanho do grão médio (mm)</i>	<i>Porosidade</i>	<i>Fácies Miall 1986</i>
Fluvial Entrelaçado-Glacial Ensaio em permeâmetro de laboratório e Fórmula empírica Hazen	Zappa <i>et al.</i> , 2006	Areia fina Areia média a grossa	10^{-2} 5×10^{-2}			Am Aca/Am
Fluvial Entrelaçado-Glacial Ensaio em permeâmetro de laboratório e Fórmula empírica de Hazen	Anderson <i>et al.</i> , 1999	Areia média a fina	3×10^{-2}	0.57		Aca/Am
Fluvial Entrelaçado-Glacial Ensaio em permeâmetro <i>in situ</i> e em laboratório.	Klingbeil <i>et al.</i> , 1999	Areia	0.1×10^{-1}		0.4	Am/Aca
Fluvial Entrelaçado-Glacial Fórmula empírica de Kozeny	Bersezio <i>et al.</i> , 1999	Areia maciça Areia laminada	1.0×10^{-2} 4.0×10^{-2}		0.3 0.4	Am Am/Aca
Fluvial entrelaçado Distribuição por tamanho de grão	Webb, 1994	Areia maciça Areia fina a grossa Areia média a grossa c/ cruzada acanalada Areia média a grossa c/ cruzada planar A GF laminação horizontal	5.0×10^{-1} 1.0×10^{-2} 5.0×10^{-2} 1.0×10^{-1} 5.0×10^{-1}	0.2 0.14 0.62 0.35 0.18		Am Am/Aca Aca Aca Ah
Glácio-fluvial Ensaio em permeâmetro de laboratório.	Jussel <i>et al.</i> , 1994	Areia	2.6×10^{-2}		0.4	Am/Aca

Obs: Aca (arenito com estratificação cruzada acanalada), Am (arenito maciço) e Ah (Arenito com estratificação horizontal).

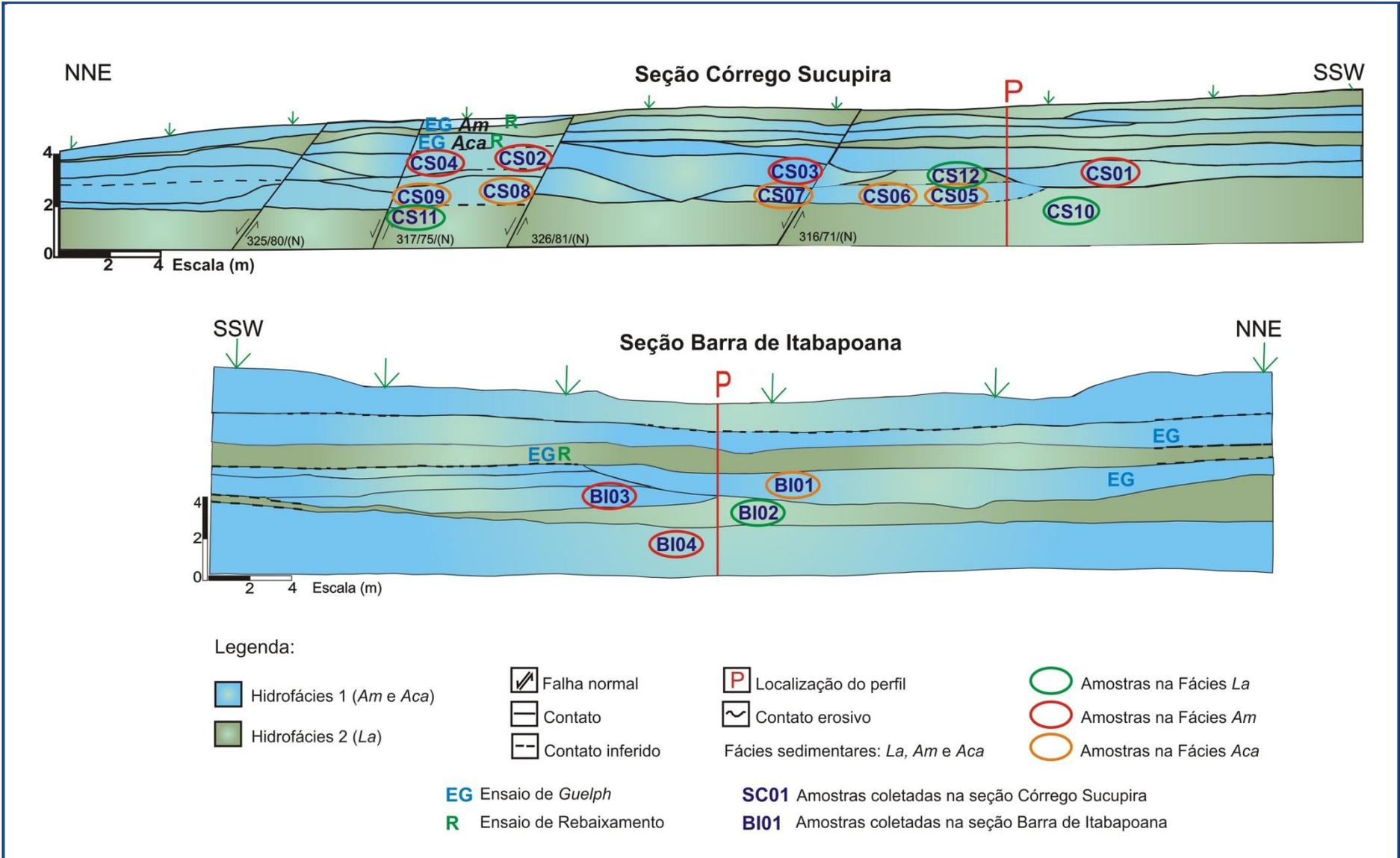


Figura 5.15. – Seções hidrogeológicas das seções Córrego Sucupira e Barra de Itabapoana, com as respectivas hidrofácies.

5.6. INFERÊNCIA DA QUALIDADE DO AQUÍFERO

A qualidade de um sistema fluvial entrelaçado como reservatório hídrico é bastante alta, em virtude da grande continuidade lateral das unidades amalgamadas, da escassez e descontinuidade dos corpos de sedimentos finos capazes de gerar compartimentações internas, e das características texturais de granulometria e seleção fornecidas pela alta energia das correntes (DE ROS, 1987). Entretanto, o desempenho dos reservatórios da Formação Barreiras da parte emersa da bacia sedimentar de Campos, contradiz totalmente esta previsão.

O aquífero Barreiras possui vazões máximas modestas, na ordem de 2 m³/h e capacidade específica média de 0,33 m³/h/m (BARRETO, *et al.*, 2000), e condutividade hidráulica de 10⁻⁴ a 10⁻⁵ cm/s nas fácies arenosas.

A partir dos resultados obtidos, o aquífero Barreiras pode ser classificado como um aquífero pobre nas hidrofácies arenosas e como um aquífero praticamente impermeável nas hidrofácies lutíticas, conforme a classificação aproximada dos sedimentos inconsolidados em relação à sua permeabilidade (CUSTODIO & LLAMAS, 1983), Figura 5.16.

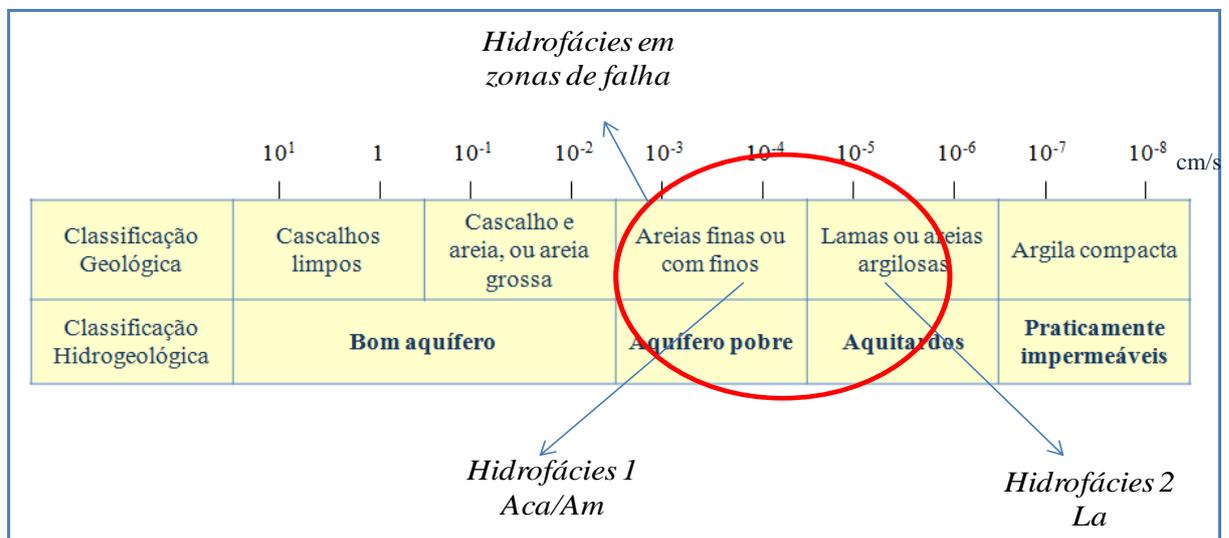


Figura 5.16. – Classificação aproximada dos sedimentos inconsolidados em relação à sua permeabilidade - cm/s (modificado de CUSTODIO & LLAMAS, 1983), com as hidrofácies definidas neste estudo.

No entanto, em locais com atuação de falhas normais, o aquífero Barreiras pode ser comportar como um aquífero mais produtivo, com condutividades hidráulicas na ordem de 10⁻³ cm/s.

6. CONCLUSÕES E DISCUSSÕES

Os depósitos estudados da Formação Barreiras são constituídos predominantemente por litofácies areníticas (arenitos maciços ou sem estruturas aparentes – fácies *Am*; e arenitos com estratificação cruzada acanalada –fácies *Aca*), compostas por arenitos lamosos, quartzosos, com concentração de argila entre 18 a 42%, e com níveis conglomeráticos na base (litofácies *Aca*). Subordinadamente, ocorrem fácies lutíticas compreendem lamitos arenosos maciços (fácies *La*), com até 70% de argila. Em termos percentuais, as fácies areníticas compreendem cerca de 75% dos depósitos investigados.

Estes depósitos ocorrem em uma associação faciológica característica de ambiente fluvial entrelaçado distal, conforme modelo de Miall (1995), corroborando com a interpretação realizada por Morais *et al.* (2006), onde os estratos são associados a sedimentação por processos trativos (fácies *Aca* e *Am*), com pequena participação dos processos suspensivos e/ou de fluxos gravitacionais (fácies *La*). A arquitetura deposicional, com predominância de corpos arenosos bem conectados entre si, é um atributo favorável para a dinâmica de fluxo do reservatório, porém a presença de corpos lamosos pode configurar como barreira hidráulica.

Quando comparados a depósitos típicos de rios entrelaçados, as diferenças texturais observadas (como os teores elevados de argila) foram atribuídas a alterações pós-deposicionais, como bioturbação, pedogênese, eodiagênese e telodiagênese.

As características diagenéticas observadas podem ser relacionadas a processos eodiagenéticos, que ocorrem em condições próximas à superfície, sob influência do ambiente deposicional e pedogênese. A eodiagênese influenciou significativamente na alteração da composição mineralógica e textural original, ocasionando a perda de grãos de feldspato e cimentação por caulim, obliterando também estruturas sedimentares pretéritas, o que proporcionou em algumas camadas o caráter maciço, lamoso e enriquecido em quartzo. A elevada concentração de material argiloso é uma das principais feições que corrobora com esta interpretação e resultou na redução da porosidade primária dos depósitos. Porém a geração de porosidade secundária por contração do material argiloso contribuiu positivamente para as propriedades permoporosas do aquífero Barreiras.

Os valores de permoporosidade obtidos nas fácies areníticas e lutítica corroboram com a faixa de valores típicos de condutividade hidráulica e de porosidade total de sedimentos areno-argilosos e argilosos (FETTER, 2001, GUIGUER, 2000). Já a condutividade hidráulica

determinada pelo método empírico *Shepherd*, que indicou boa permeabilidade ao aquífero Barreiras, diferiu da obtida nos ensaios de campo e laboratório. Porém os valores de permeabilidade obtidos por este método empírico são similares aos de hidrofácies de típicos depósitos aluviais (ZAPPA, 2006), demonstrando que os métodos empíricos não são eficazes em materiais com alterações pós-deposicionais.

O aumento da porosidade aparente (\sim total) nas fácies arenosas foi diretamente proporcional ao aumento da concentração de argila, já a porosidade em lâmina delgada foi tanto diretamente quanto inversamente proporcional. O aumento da condutividade hidráulica foi inversamente proporcional ao aumento de porosidade aparente e concentração de argila.

A relação entre a concentração de material argiloso intersticial e a permeabilidade já é bem reconhecida em reservatórios areníticos. A introdução de elevada concentração de argila em sedimentos acarreta no aumento da microporosidade, resultando em maiores valores de porosidade total e menores de porosidade efetiva, ou seja, resulta na redução de permeabilidade dos reservatórios (DE ROS, 1987).

A similaridade das características permoporosas das fácies *Aca* e *Am* e a relativa distinção com as da fácies *La* possibilitou a definição de duas hidrofácies. A hidrofácies 1 compreende as camadas reservatório da Formação Barreiras, sendo composta pelas fácies arenosas (fácies *Aca* e *Am*); a hidrofácies 2 compreende as camadas que retardam o fluxo hídrico, funcionando como barreiras hidráulicas, sendo composta pela fácies lutítica (fácies *La*). Os valores de condutividade hidráulica das hidrofácies arenosas foram inferiores, até duas ordens de grandeza, dos valores de hidrofácies arenosas de depósitos fluviais entrelaçados típicos (ZAPPA, 2006). A menor permeabilidade pode ser relacionada à alta concentração de argila originada por processos diagenéticos e pedogenéticos, que acarreta em baixa permeabilidade ao aquífero Barreiras.

O aquífero Barreiras comporta-se como um aquífero pobre na hidrofácies arenosa e como um aquitardo a praticamente impermeável na hidrofácies lutítica, diferindo dos reservatórios de alta qualidade dos típicos depósitos de rios entrelaçados. Apesar de a hidrofácies arenosa da Formação Barreiras apresentar aspectos como grande continuidade lateral das unidades amalgamadas e escassez e descontinuidade dos corpos de sedimentos finos capazes de gerar compartimentações internas, que são características determinantes para a boa qualidade como reservatórios dos depósitos entrelaçados (DE ROS, 1987), os processos diagenéticos e pedogenéticos que afetaram os sedimentos da Formação Barreiras (produzindo a obliteração das estruturas sedimentares, elevada concentração de material argiloso oriundo

da infiltração e caulnização, e cimentação por óxidos Fe/Mn) dificultam a conexão dos poros, resultando em um aquífero pouco produtivo, com baixas vazões e constituído por águas ferruginosas, conforme CPRM (2001). Por outro lado, os processos pós-deposicionais levaram à geração de porosidade secundária, porém os poros possuem distribuição aleatória e baixa conexão, o que resulta em baixas permeabilidades.

Os planos das falhas normais e as estruturas primárias, quando preservadas, atuam como condutos preferenciais para escoamento do fluxo no aquífero. O aumento da permeabilidade nas proximidades ou nas zonas de falha, até quatro ordens de grandeza no eixo Z, superando a permeabilidade horizontal, caracteriza estas zonas como potenciais áreas de recarga, local ou até regional, e, também, como áreas com maior vulnerabilidade à contaminação por substâncias poluidoras.

Ressalta-se que a caracterização da permoporosidade foi realizada em depósitos aflorantes, devendo ser considerada como uma estimativa do que ocorre em subsuperfície, onde pode apresentar características distintas por diagênese diferenciada. Como exemplo disso, pode-se tomar os resultados observados nos arenitos grossos e conglomerados do intervalo superior da Formação Sergi da bacia do Recôncavo, que possuem entorno de 12% de argila mecanicamente infiltrada, enquanto a formação como um todo possui 2,8% (DE ROS, 1987).

Os resultados obtidos neste estudo configuram-se como uma caracterização aproximada dos parâmetros permoporosos do aquífero Barreiras, o qual necessita de uma análise geoestatística com maior população de amostras em superfície e a ampliação dos estudos para abranger dados em subsuperfície, incluindo a aplicação de métodos que possam determinar os parâmetros hidráulicos, como a porosidade total e efetiva, vazões, capacidade específica, condutividade hidráulica e transmissividade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABGE. 1996. **Ensaio de permeabilidade em solos**, orientações para sua execução em campo. 3ª edição. 04 de Junho de 1996.

AGUIAR, B.A. **O emprego do permeâmetro de Guelph na determinação da permeabilidade do solo, de camadas de lixo e sua cobertura**. 2001. 90 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Pós-graduação da COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

ANDERSON, M.P.; AIKEN J.S.; WEBB E.K. & MICKELSON D.M. Sedimentology and hydrogeology of two braided stream deposits. **Sedimentary Geology**, 129: 187-199. 1999.

ANDERSON, M.P., 1989. Hydrogeologic facies models to delineate large-scale spatial trends in glacial and glaciofluvial sediments. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, 501–511.

ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SBG, SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador. Anais, 1981. p. 1-10.

BAPTISTA, M.B.; BRAUN, O.P.G.; CAMPOS D.A. **Léxico Estratigráfico do Brasil**. Brasília, DNPM, 541 p. 1984.

BARRETO, A. C. *et al.* Hidrogeologia do Estado do Rio de Janeiro. Brasília: CPRM, 2000. 1 CD-ROM.

BEARD, D.C.; WEYL, P.K. Influence of texture on porosity and permeability of unconsolidated sand. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, n. 57, p. 349–369, 1973.

BERSEZIO, R., BUSSOLINI, C., PAGANI, F., VIVIANI, C., The Pleistocene fluvio-glacial sediments of the Lower Ticino valley. Stratigraphy, sedimentary features and relations with the hydrogeological properties at a gravel pit, south of Lake Verbano. *Geologia Insubrica* 4 (49), 60. 1999.

BIELSCHOWSKY, C. **Aplicação e comparação de métodos de campo para estimativa da condutividade hidráulica do solo**. 2005. 82p. Monografia (Graduação em Geologia), - Faculdade em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro,

BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Geologia*, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, v. 3, 22 p.

BOCANEGRA, & SILVA Jr., G.C. 2007. Groundwater exploitation of fractured rocks in South America. *In: JACK SHARP; JIRI KRASNY. (Org.). SP IAH Selected Paper Series*. 1 ed. Londres: Taylor & Francis, v. SP8, p. 120-132.

BORGHI, L. Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional. *In: Bol. Mus. Nac., Geol., Rio de Janeiro*, n. 53, p. 1-26, ago. 2000.

BRITO, I. M.; MELLO, C. L.; MADEIRA, C. V. Avaliação do significado estratigráfico do termo Barreiras. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 69, n. 1, p. 136-137, 1996.

CABRAL, J. Movimento das águas subterrâneas. *In: FEITOSA, C.A.F. & Filho, J.(ed.) Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. CPRM, p.35-52. 1997.

CAETANO, L. C.. Água subterrânea para o Município de Campos do Goytacazes : uma opção para o abastecimento. Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. Campinas, SP. 2000.

CAPUCCI, E. B. - Água Subterrânea na Baixada Campista. I SIMPÓSIO DE HIDROGEOLOGIA DO SUDESTE. 2003. Petrópolis, RJ. Anais. ABAS.

CPRM, Projeto Rio de Janeiro, Mapa de Favorabilidade Hidrogeológica do Estado do Rio de Janeiro. Brasília: DICART. 2001. 1 mapa, color., 100 x 60 cm. Escala 1:500.000.

CUSTODIO, E. & LLAMAS, M. R. 1983. **Hidrogeologia Subterrânea**. Editorial Omega. v. I e II. Barcelona.

DANTAS, M. E. Projeto Rio de Janeiro, Carta Geomorfológica das Folhas de Campos e Cachoeiro do Itapemirim. Brasília: CPRM. 2000. 1 mapa, color., 100 x 60 cm. Escala 1:250.000.

DE ROS, L. F. Petrologia e características de reservatório da Formação Sergi (Jurássico) no campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil. Rio de Janeiro: **CENPES**, p. 107, 1987.
DICKINSON, W. R. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 40, n. 2, p. 695-707, jun. 1970.

ELRICK, D. E.; REYNOLDS, W. D. and TAN, K. A., Hydraulic conductivity measurements in the unsaturated zone using improved well analysis. **Groundwater Monitoring Review**, vol. 9, pp. 184 - 193. 1989.

EZZY, T.R.; COX, M.E; ROURKE, A.J. & HUFTILE, G.J. Groundwater flow modeling within a coastal alluvial plain setting using a high-resolution hydrofacies approach; Bells Creek plain, Australia. *Hydrogeology Journal*, 14: 675-688. 2006.

FETTER, C.W., **Applied Hydrogeology**. 2001. 598 p. 4ª edição, Prentice Hall, London.

FOLK, R. L. **Petrology of Sedimentary Rocks**. 1980. Austin: Hemphil Publ. Co, 184 p.

FONSECA, M.J.G., *Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro*. DNPM. Rio de Janeiro. 1998. 141p.

GALLOWAY, W.E. & HOBDDAY, D.K. Fácies Characterization of Reservoirs and Aquifers. *Terrigenous clastic depositional systems*. Springer-Verlag Berlin and Heidelberg GmbH & Co. K. P. 426-444. 1996.

GAMA JR., E. G., Sistemas Depositionais e Modelo de Sedimentação das Formações Campos e Emborê, Bacia de Campos, Rio de Janeiro, Brasil. 1977. 2v. Tese (Doutorado em Geologia) - IG/USP, São Paulo.

GARCIA, A.J.V.; ARMELENTI, K.; GOLDBERG K. & FACCINI, U.F. 2003. Controle diagenético na evolução e distribuição do espaço permoporoso do aquífero Passo das Tropas, Santa Maria, RS. In: Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares- Estudo de casos, São Leopoldo, UNISINOS, p. 164-186.

GRASSI, A. A.; CASTRO, A. H. A.; ALBERTÃO, G. A. Bacias Sedimentares Brasileiras – Bacia de Campos. Phoenix. ano 6, nº 65. maio/2004. 6p.

GUIGUER, N. **Poluição das águas subterrâneas e do solo causada por vazamentos em postos de abastecimento**. 2000. 356 p. Santo André, SP: Waterloo Hydrogeologic,

KLINGBEIL R.; KLEINEIDAM S.; ASPRION U.; AIGNER T. & TEUTSCH G. Relating lithofacies to hydrofacies: outcrop – based hydrogeological characterization of Quaternary gravel deposits. **Sedimentary Geology**, 129: 299-310. 1999.

KRUMBEIN, W. C.; SLOSS, L. L. **Stratigraphy and Sedimentation**. 1963. 660 p. San Francisco: W. H. Freedman & Co.

JUSSEL, P., STAUFFER, S., DRACOS, T. Transport modeling in heterogeneous aquifers, 1. Statistical description and numerical generation of gravel deposits. **Water Resources Research** 30, 1803–1817. 1994.

MABESSONE, J. M.; CAMPOS E SILVA, A. & BEURLEN, K. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. **Rev. Bras. Geociências**, 2(3); p. 173-188. 1972.

MARTINS, A. M.; CAPUCCI, E.; CAETANO, L. C.; CARDOSO, G.; BARRETO, A. B. C.; MONSORES, A. L. M.; LEAL, A. S.; VIANA, P. Hidrogeologia do Estado do Rio de Janeiro – Síntese e estágio atual do conhecimento. In: XIV CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 2006, Curitiba. Anais. Paraná. Associação Brasileira de Águas Subterrâneas, 2006. p. 1-17.

MAXEY, G.B., **Hydrostratigraphic units**. J. Hydrol. 2, 124–129. 1964.

MIALL, A.D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth-Sci. Rev.**, n. 22, 1985. p. 261-308.

MIALL, A. D. **The Geology of Fluvial Deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. 1996. 582 p. New York: Springer,

MORAES, M. A. S.; DE ROS, L. F. Caracterização e influência das argilas de infiltração mecânica em reservatórios fluviais da Bacia do Recôncavo, Nordeste do Brasil. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 1, p. 13-26, 1988.

MORAIS, R. M. O. **Sistemas fluviais terciários na área emersa da bacia do Espírito Santo (formações Rio Doce e Barreiras)**. 2007. 139 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

MORAIS, R. M. O. **Estudo Faciológico da Formação Barreiras na Região entre Maricá e Barra de Itabapoana, Estado do Rio de Janeiro**. 2001. 113 p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

MORAIS, R.M.O.; MELLO, C. L. ; COSTA, F. O. ; SANTOS, P. F. Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da Formação Barreiras no Estado do Rio de Janeiro. **Geologia USP: Série Científica**, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 19-30. 2006.

MOORE, D. G.; SCRUTON, P. C. Minor internal structures of some recent unconsolidated sediments. **Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v. 41, n. 12, p. 2723- 2751, dez. 1957.

OLIVA, A. Estudo hidrofaciológico do Aquífero Rio Claro no Município de Rio Claro – SP. 2006. 189p. Tese (Doutorado em Geociências) – Departamento em Geociências, Universidade Estadual Paulista, São Paulo.

PHILIP, J. R. Approximate analysis of the borehole permeameter in unsaturated soil. **Water Resour.** res. 21, p. 1025–1033. 1985.

POETER, E. & GAYLORD, D.R., Influence of aquifer heterogeneity on contaminant transport at the Hanford Site. **Ground Water** 28 (6), 900–909. 1990.

POWERS, M.C. A new roundness scale for sedimentary particles. **Jour. Sed. Petrology**, 23:117-119. 1953.

RANGEL, H. D.; MARTINS, F. A.; ESTEVES, F. R.; FEIJÓ, F.J. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 203-217, jan./mar. 1994.

REYNOLDS, W. D. e ELRICK, D. E. A reexamination of the constant head well permeameter method for measuring saturated hydraulic conductivity above the water table. **Soil Science**, vol. 136, n°4, pp.250 - 268. 1983.

SCHALLER, H. Estratigrafia da Bacia de Campos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, 1973, Aracaju. Anais. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, 1973. p. 247-258.

SCHMIDT, V.; MACDONALD, D. A. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: SCHOLLE, P. A.; SCHLUGER, P. R. **Aspects of diagenesis**. Tulsa: Soc. Econ. Paleont. and Mineral., 1979. n. 26, p. 175-207. (SEPM Special Publication).

SEABER, P.R., 1988. Hydrostratigraphic units. In: Back, W., Rosenshein, J.S., Seaber, P.R. (Eds.), Hydrogeology. The Geology of North America Vol. O-2, Geol. Soc. Am., Boulder, Colo., pp. 9–14.

SHANMUGAN, G. Types of porosity in sandstones and their significance in interpreting provenance. In: ZUFFA, G. G. **Provenance of Arenites**. Italy: D. Reidel Publishing Company, 1984. v. 148, p. 115-137. (NATO ASI series. Series C-Mathematical and physical sciences).

SILVA, L C & CUNHA, H. C. S. *Geologia do Estado do Rio de Janeiro*: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:400.000. Brasília: CPRM, 2001. (1 CD-ROM).

SOILMOISTURE EQUIPMENT CORP. 1986. *Guelph Permeameter*. Operating – Instructions, Soilmoisture manual, in BIELSCHOWSKY, C. 2005. *Aplicação e comparação de métodos de campo para estimativa da condutividade hidráulica do solo*. Programa de Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Monografia, 82p.

TUCKER, M. E. **Sedimentary Petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks**. . 2001. 262p. Blackwell Publishing, Oxford.

ULUSAY, R. & HUDSON, J. A.. The complete ISRM suggested methods for rock characterization, testing and monitorament: 1974 – 2006. IRSM. Ankara, Turkey. p. 85 -89. 2007.

VIEIRA, S. R. Permeâmetro: Novo aliado na avaliação de manejo do solo. **O Agrônomo**, v. 50, p. 32-33. 1998.

WEBB, E.K., Simulating the three-dimensional distribution of sediment units in braided-stream deposits. **J. Sediment. Res.** B64 (2), 219–231. 1994.

WENTWORTH, C.K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, v. 30, p. 377-392, 1922.

WINTER, W. R.; JAHERT, R. J.; FRANÇA, A. B. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 493-499, maio./nov. 2007.

ZAPPA, G.; BERSEZIO, R.; FELLETTI, F., & GIUDICI, M. Modeling heterogeneity of gravel-sand, braided stream, alluvial aquifers at the facies scale. **Journal of Hydrology**. v. 325, 134–153. 2006.

ZUFFA, G. G. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. In: **Provenance of Arenites**. Italy: D. Reidel Publishing Company, 1984. v. 148, p.165-189.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)