



Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Programa de Pós Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis

Faculdade de Geologia

Dione Nunes do Nascimento

**Caracterização de Argilas e Análise Faciológica dos Cordões Arenosos na Planície
Costeira da Baía de Sepetiba – Itaguaí/RJ.**

Rio de Janeiro

2009

Dione Nunes do Nascimento

**Caracterização de Argilas e Análise Faciológica dos Cordões Arenosos na Planície
Costeira da Baía de Sepetiba – Itaguaí/RJ.**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Orientador: Prof. Dr. Hernani Aquini Fernandes Chaves

Rio de Janeiro

2009

Dione Nunes do Nascimento

**Caracterização de Argilas e Análise Faciológica dos Cordões Arenosos na Planície
Costeira da Baía de Sepetiba – Itaguaí/RJ.**

Dissertação apresentada, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre, ao Programa de Pós Graduação em Análise de Bacias e Faixas Móveis, da Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Área de concentração: Análise de Bacias.

Aprovada em 30 de novembro de 2009.

Orientador:

Prof. Dr. Hernani Aquini Fernandes Chaves (Orientador)
Faculdade de Geologia da UERJ

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Hernani Aquini Fernandes Chaves (Orientador)
Faculdade de Geologia da UERJ

Prof. Dr. Sergio Bergamaschi
Faculdade de Geologia da UERJ

Prof. Dr. João Wagner Alencar de Castro
Museu Nacional da UFRJ

“À todos que sempre acreditaram em mim e à Deus por ter iluminado meu caminho até os dias de hoje.”

AGRADECIMENTOS

A toda minha família, em especial minha mãe, Dona Terezinha, que sempre me apoiou na realização dos meus sonhos;

À minha amiga, além de co-orientadora deste estudo, a prof^a. Dr^a. Soraya Carelli, pela paciência, apoio e incentivo nos dias mais turbulentos;

Ao professor Dr. Hernani A. F. Chaves, pela orientação no mestrado;

Aos meus queridos amigos Regina Célia, Andréia Maria (Déia), Cristina Barra, Elisabete Rocha (Betaça), Aline, Milene, Giselle, e muitos outros que de alguma forma contribuíram para que os meus dias fossem mais alegres;

À Thamires (Tatah), pela presteza e profissionalismo em me atender nas horas mais urgentes;

Ao Projeto Sepetiba/Petrobras/Fapur, pelo financiamento dado as minhas análises, que sem as mesmas esse trabalho de pesquisa estaria inviabilizado;

À Faperj, pela concessão da bolsa de mestrado;

Aos Laboratórios da UFRJ e UFRRJ, pelas análises realizadas;

À UFRRJ, em especial, por ser a mais bela, a mais inesquecível e a melhor de todas as escolas, pois é a que ensina o essencial: viver em conjunto, respeitando as diferenças e as igualdades!

RESUMO

NASCIMENTO, D. N. *Caracterização de Argilas e Análise Faciológica dos Cordões Arenosos na Planície Costeira da baía de Sepetiba – Itaguaí/RJ.* 2009. 132 f. Dissertação (Mestrado em Ciências) – Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

Esse trabalho de pesquisa foi realizado na planície costeira do município de Itaguaí/RJ, litoral sul do Estado do Rio de Janeiro. Sua relevância deve-se ao fato que alguns autores consideram os ambientes de sedimentação encontrados na baía de Sepetiba excelentes “escolas” de campo para a formação extracurricular dos geólogos de petróleo, uma vez que a grande diversidade de fácies sedimentares ali representadas auxilia na reconstituição e entendimento de diversos ambientes costeiros. Além disto, também devido à complexidade da evolução geológica da bacia sedimentar da baía de Sepetiba e à grande variedade de processos sedimentares atuantes, pré - e pós-Holocênicos, culminando com o fechamento da restinga de Marambaia, após sucessivas flutuações eustáticas, este sítio geológico, inicialmente de alta energia, foi transformado, em um sítio de baixa energia, como é atualmente. Desta forma, foi favorecido o registro tanto de litofácies, gerados por ondas como por marés, tornando esta bacia peculiar em relação a outras, situadas no contexto marinho – parálico clássico, merecedora assim, de estudos mais completos. O presente estudo teve como objetivo principal investigar as frações argilosas e a matéria orgânica de amostras em subsuperfície de cordões arenosos encontrados na área. Pretendeu-se também, caracterizar o ambiente deposicional local, o que foi suportado por sondagens geomecânicas, análises mineralógicas (difração de raios-X), geoquímicas (COT, enxofre total, organopalinologia e pH) e análises granulométricas. Os dados obtidos indicaram: i) que a fração mineralógica é constituída predominantemente por caulinita, com presença de illita e traços de goetita e esmectita; ii) que as frações argilosas apresentam baixos valores de matéria orgânica (COT); iii) o pH do meio, em profundidade, é predominantemente ácido; e iv) a organopalinologia apresenta presença marcante de cutículas e esporos na maioria das amostras. Esses resultados demonstram uma forte influência continental no sistema, como também, um intenso processo de lixiviação, talvez provocado pela ação da paleo drenagem existente na área. A associação litofaciológica, determinada principalmente pela análise tátil-visual e granulométrica, indicou a existência de períodos de variação do nível do mar, os quais auxiliaram na formação dos cordões arenosos, culminando com a implantação da atual planície de inundação, observada pela presença de argila/pelitos na parte mais superficial dos perfis. Sendo assim, concluiu-se que a linha de costa do litoral sul do Estado do Rio de Janeiro já esteve próxima da área deste estudo, a qual está associada a um sistema flúvio-deltáico.

Palavras-chave: baía de Sepetiba; cordões arenosos; litofácies.

ABSTRACT

This research was achieved on the coastal plain of Itaguaí county, at south Rio de Janeiro State. It's outstanding is based in the fact that the sedimentation environment founded at Sepetiba bay is considered by some authors as an excellent field school to extra course formations of oil geologists, because of it's great diversity in sedimentary facies that helps on the knowledge of several coastal environments. Furthermore, due to geological evolution complexity of the sedimentary basin of Sepetiba bay and to a great variety of sedimentary processes occurring during the Holocene, ending with the close of Marambaia inlet, after successives eustatics flunctuations. This geological site, initially under waves energy, was transformed, in a shallow energy site, like nowadays. All of these contributed for the registration of lithofacies, produced either by waves or by tides making this basin special in reference to others, located on a classic marine – parálico system. The present study had the main objective to investigate the clay fractions and the organic matter of subsurface samples at beach ridges founded in this area. It was also intended to characterize the local depositional environment, and the results were supported by geomechanic drills, mineralogical analyses (X-ray diffractions), geochemical analyses (TOC, total sulfur, organopalinology and pH) and granulometrical analyses. The data obtained indicated: i) the mineralogical fraction was mostly constituted by kaulinite, with presence of illite and trace of ghoetite and smectite; ii) the clay fractions presented low values of organic matter (TOC); iii) the pH in the fractions were predominantly acid; and iv) the organopalinology showed a great presence of cuticuls and spors, in most of samples. These results demonstrate a strong continental influence, as well, strong lixiviation processes, maybe caused by the paleo drainage action in this area. The lithofaciology association, determinated mainly by granulometrical and tactil-visual analyses, indicated periods of sea level changes/variations that helped in the constructions of these beach ridges, ending with the implementation of the actual flood plain, observed by the clay/pelits presence at superficial parts of the profiles. According to these, we concluded that the shore line of south Rio de Janeiro state had already be near of the studied area, and was associated with a fluvial-deltaic system.

Keywords: Sepetiba bay; beach ridges; lithofacies.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	CARACTERIZAÇÃO DOS PROBLEMAS E JUSTIFICATIVA DO ESTUDO	16
2	OBJETIVOS	20
2.1	Objetivo Geral	20
2.2	Objetivos Específicos	20
3	GEOLOGIA REGIONAL	21
4	GEOLOGIA LOCAL	33
5	BASES CONCEITUAIS	36
5.1	Argilas e Argilominerais	36
5.2	Matéria Orgânica	45
5.3	Variação do Nível do Mar no Neógeno na Baía de Sepetiba	50
5.4	Cordões de Praia e Cordões de Deltas Dominados por Ondas	53
5.5	Fácies e Associação de Fácies	60
6	MATERIAIS E MÉTODOS	71
6.1	Mapeamento de Campo	71
6.2	Sondagens Geomecânicas	72
6.3	Análises Granulométricas	74
6.4	Análise Mineralógica – Difractometria de Raios-X	75
6.5	Análise de COT e Enxofre Total	77
6.6	Análise Organopetrográfica	79
6.7	Análise de pH em H₂O	82
7	RESULTADOS E DISCUSSÕES	83
7.1	Sondagens Geomecânicas	83
7.2	Análises Granulométricas	86
7.3	Difractometria de Raios-X	89
7.4	COT e Enxofre Total	94
7.5	Organopetrografia	100
7.6	pH em H₂O	101
7.7	Caracterização Faciológica	103
7.7.1	<u>Cordão A</u>	103
7.7.2	<u>Intercordão</u>	105
7.7.3	<u>Cordão B</u>	108
8	CONCLUSÃO FINAL E RECOMENDAÇÕES	110
9	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	113
10	ANEXOS	123

LISTA DE FIGURAS

Figura 01	Localização da área de estudo.	15
Figura 02	Comparação da curva de variação do nível relativo do mar nos últimos 7 mil anos do setor Parati – Angra com o do Gráben da Guanabara.	17
Figura 03	Composição de aerofotogramas, escala 1: 40.000, mostrando em detalhe os cordões arenosos.	18
Figura 04	Detalhe da carta topográfica da Capitania do Rio de Janeiro, de 1767.	23
Figura 05	Imagem de satélite SPOT, escala 1:60.000, 1996, apresentando os principais elementos geomórficos observados na área de estudo.	24
Figura 06A	Batimetria de 1935 – carta DHN nº. 1610.	28
Figura 6B	Batimetria de 1978 – carta DHN nº. 1610	29
Figura 07	Mapa de distribuição de sedimentos da baía de Sepetiba.	32
Figura 08	Localização dos cordões arenosos A, B e o Intercordão.	33
Figura 09	Distribuição do substrato geológico na região da baía de Sepetiba.	35
Figura 10	Estruturas dos argilominerais e suas distâncias interplanares correspondentes.	40
Figura 11	Fotos de incrustações de ostras em superfícies rochosas a aproximadamente 4 metros acima da linha de costa atual na área de estudo.	52
Figura 12	Foto de acumulação conchífera parcialmente soterrada.	52
Figura 13	Elementos morfológicos de uma praia.	53
Figura 14	Comportamento do perfil de equilíbrio da zona litoral em função das variações do nível do mar.	54
Figura 15	Esquema de circulação de correntes de deriva e de retorno.	55
Figuras 16A e B	"Efeito de Molhe".	56
Figura 17	Composição de imagens de satélite SPOT, 1:60.000, exemplificando os dois sistemas fluviais encontrados na área.	57
Figura 18	Delta do Rio são Francisco, SPOT, escala 1:60.000, 1998.	59

Figura 19	Classificação de litofácies segundo Miall, 1996.	64
Figura 20	Perfil topográfico em cordões arenosos na área de estudo.	72
Figuras 21 e 22	Equipamento de sondagem à percussão e equipe de sondagem.	73
Figura 23	Diagrama triangular de texturas.	75
Figura 24	Desenho esquemático do procedimento de preparação de lâminas organopalinológicas.	80
Figura 25	Perfil de correlação entre poços da área de estudo.	84
Figura 26	Perfil litofaciológico dos cordões A, B e intercordão.	85
Figura 27 A	Triângulo de texturas do cordão A/SP2.	88
Figura 27 B	Triângulo de texturas intercordão/SP3.	88
Figura 27 C	Triângulo de texturas cordão B/SP4.	88
Figura 28 A	Difratograma SP2 - amostra a 11 metros de profundidade - normal.	91
Figura 28 B	Difratograma SP2 - amostra a 11 metros de profundidade – glicolada.	91
Figura 28 C	Difratograma SP2 - amostra a 11 metros de profundidade – aquecida.	91
Figura 29 A	Difratograma SP3 - amostra entre 16 e 17 metros de profundidade - normal.	92
Figura 29 B	Difratograma SP3 - amostra entre 16 e 17 metros de profundidade - glicolada.	92
Figura 29 C	Difratograma SP3 - amostra entre 16 e 17 metros de profundidade - aquecida.	92
Figura 30 A	Difratograma SP4 - amostra a 06 metros de profundidade - normal.	93
Figura 30 B	Difratograma SP4 - amostra a 06 metros de profundidade - glicolada.	93
Figura 30 C	Difratograma SP4 - amostra a 06 metros de profundidade – aquecida.	93
Figura 31	Diagrama ternário ilustrando os valores percentuais dos 03 grupos principais da matéria orgânica e a localização das amostras estudadas.	96
Figura 32	Perfil litológico do cordão A, com fotos das amostras a 6, 9 e 17 metros de profundidade.	104
Figura 33	Perfil litológico do intercordão, com fotos das amostras a 2, 3 e 17 metros de profundidade.	106
Figura 34	Perfil litológico do cordão B, com fotos das amostras a 1,45-1,90, 2,45-3,00	108

e 7 metros de profundidade.

Figura 35 Caminhamento elétrico e GPR nos cordões arenosos estudados. 110

LISTA DE TABELAS

Tabela 01	Características climáticas X Argilas.	37
Tabela 02	Grupos e subgrupos dos argilominerais.	38
Tabela 03	Classificação geral dos principais componentes da matéria orgânica.	47
Tabela 04	Comportamento dos Argilominerais – Distância Interplanar basal dÅ.	76
Tabela 05	Lista de amostras das sondagens SP2 , SP3 e SP4 , utilizadas para análises granulométricas.	86
Tabela 06	Classificação granulométrica.	87
Tabela 07	Resultados da difração de raios-X.	90
Tabela 08	Relação das amostras recuperadas.	95
Tabela 09	Valores percentuais dos grupos de matéria orgânica em relação ao total de A, B e C	97
Tabela 10	Valores percentuais dos subgrupos de fitoclasto em relação ao total de A, B e C	98
Tabela 11	Valores percentuais de palinomorfos (esporos) de cada amostra.	99
Tabela 12	Carbono Orgânico Total (% COT), Enxofre (% Enxofre) e Resíduo Insolúvel (% RI).	100
Tabela 13	Valores de pH para as amostras dos cordões analisados.	102
Tabela 14	Classificação litofaciológica realizada na área de estudo.	103

LISTA DE ANEXOS

Perfil de sondagem SP2 – Cordão A	124
Perfil de sondagem SP3 – Intercordão	125
Perfil de sondagem SP4 – Cordão B	126
Gráfico 01 - % Fitoclastos	127
Gráfico 02 - % Fitoclastos Opacos	128
Gráfico 03 - % Não Opacos	129
Gráfico 04 - % Palinomorfos	130
Gráfico 05 - % Matéria Orgânica	131
Estampas 1 e 2	132

1. Introdução

Em 1978, o 1º Projeto Sepetiba executado por Roncarati & Barrocas, no âmbito da PETROBRAS, elaborou um complexo banco de dados da porção marinha da baía de Sepetiba. Desde 2005 a PETROBRAS e a FINEP retomaram seu interesse na porção continental desta região através do Projeto de Pesquisa FAPUR / PETROBRAS / FINEP nº (0105085300) responsável, dentre outros estudos, pela composição e integração de levantamentos sedimentológicos, estratigráficos, geomorfológicos, fotointerpretativos, geofísicos, hidrogeológicos na área de estudo.

De acordo com Roncarati & Barrocas (1978), os ambientes de sedimentação encontrados na baía de Sepetiba constituem-se em excelentes “escolas” de campo para a formação extracurricular dos geólogos de petróleo; uma vez que a grande diversidade de facies sedimentares ali representadas, auxilia na reconstituição e entendimento dos ambientes de sedimentação.

Aliado aos fatos descritos acima, técnicas têm sido desenvolvidas para a análise do comportamento dinâmico, físico-químico e bioquímico dos materiais sedimentares em transporte e após a deposição. Esses avanços têm sido acompanhados por métodos de medição e quantificação de uma grande variedade de atributos físicos e químicos das partículas sedimentares; permitindo assim, a caracterização de possíveis ambientes de sedimentação e, partindo disso, chegar aos processos que ocasionaram a deposição (Suguio, 1973).

Especificamente tratando-se da zona costeira, área de importância estratégica torna-se fundamental a aplicação de técnicas específicas de investigação, para um constante monitoramento, pois além das atividades tradicionais da pesca e do comércio, o século passado herdou das áreas litorâneas grandes desafios com a urbanização acelerada, o turismo descontrolado e a implantação de obras marítimas de grande porte como emissários submarinos, portos, plataformas de petróleo, etc.

Em termos de transformação do meio físico, é também nas áreas costeiras que os rios depositam grande carga de sedimentos, e um novo conjunto de agentes de erosão, transporte e deposição assumem as tarefas que pertenciam aos rios. As ondas, dotadas de persistente

energia cinética, executam a maior parte do trabalho de modelagem das paisagens costeiras; as marés ampliam o intervalo vertical em que as ondas atuam e as correntes costeiras movem os sedimentos lateralmente em direção aos mangues ou para alto mar.

A área deste trabalho (617/626 E; 7463/7470 N UTM) encontra-se inserida na bacia da baía de Sepetiba, e foi escolhida por sua escassez de estudos. Além disto, a escolha justifica-se também devido à complexidade da evolução geológica desta bacia e à grande variedade de processos sedimentares atuantes, pré - e pós-Holocênicos. Esta evolução culminou com o fechamento da restinga de Marambaia, após sucessivas flutuações eustáticas, os quais transformaram este sítio geológico, inicialmente de alta energia, em um sítio de baixa energia (Góes, 1994). Tal configuração favoreceu o registro tanto de litofácies geradas por ondas, como por maré, tornando esta bacia peculiar em relação a outras, situadas no contexto marinho – parálico clássico (Figura 01), merecedora de estudos mais completos.

Assim, busca-se uma melhor compreensão da evolução geológica da área da planície costeira de Itaguaí, uma vez que tem sido considerada por alguns autores como estéril em relação à sedimentação marinha, e por outros não. Desta forma, para elucidar tais questões, propõe-se nesse trabalho uma investigação das frações argilosas, referentes a três sondagens geomecânicas, executadas perpendicularmente à linha de costa, de forma a tentar obter pistas acerca da origem fluvial e/ou marinha dos sedimentos desta área.

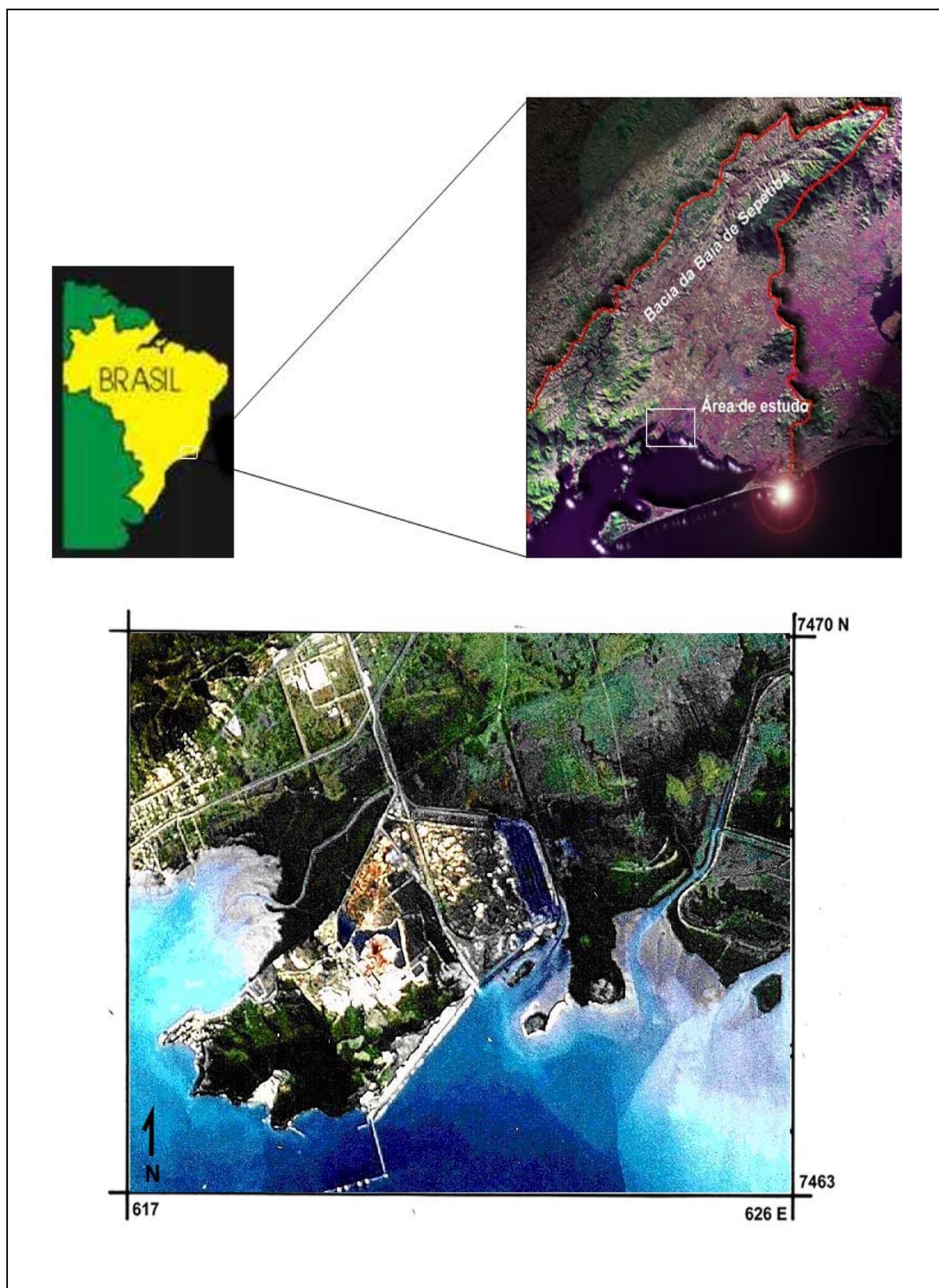


Figura 01 - Localização da área de estudo (Imagem SPOT, 1996, escala 1: 60.000).

1.1 Caracterização dos Problemas e Justificativa do Estudo

Segundo Suguio & Martin (1978), há cerca de 5100 A.P., a variação do nível do mar no litoral sudeste do Brasil, especificamente no do Estado de São Paulo, subiu aproximadamente de 3 a 5 metros e, depois deste evento, o mar chegou até a posição atual de forma gradual, mas não regularmente. Em 1989, Martin & Suguio consideraram a área da Baía de Sepetiba sujeita à submersão, baseando-se, entre outras evidências, na ausência de depósitos marinhos na região costeira, existentes a oeste, no município de Mangaratiba, e que só reaparecem na região de Pedra de Guaratiba mais a leste, já no município do Rio de Janeiro.

Na área deste estudo, que se encontra inserida na porção oeste do contexto tectônico conhecido como gráben da Guanabara (Ferrari, 1990), a variação do nível do mar não superou os 3 metros, conforme é apresentado na Figura 02. Estes eventos eustáticos possibilitaram o retrabalhamento dos sedimentos continentais e também dos sedimentos biodetríticos da plataforma continental contemporânea que foram depositados como cordões arenosos por efeito de ondas e correntes associadas num ambiente de energia relativamente alta.

Tais cordões arenosos são observáveis no mapeamento de campo sendo identificáveis também em aerofotogramas e imagens de satélites (Figura 03). A extensão em planta destes litossomas varia entre 1000 a 1200m de comprimento, e 40 a 50 m de largura, com elevação acima de 3,0m (da base para topo). Os cordões arenosos se apresentam intercalados, lateralmente, com sedimentos argilosos e dispostos paralelamente entre si, distando de três a cinco quilômetros da linha de praia atual. Litologicamente estes corpos, na superfície, são compostos principalmente de uma areia muito fina e bem selecionada e observa-se, em pontos isolados, acumulações conchíferas parcialmente soterradas (Carelli *et. al.*, 2004). Outros cordões já haviam sido anteriormente descritos em Roncarati & Barrocas (1978).

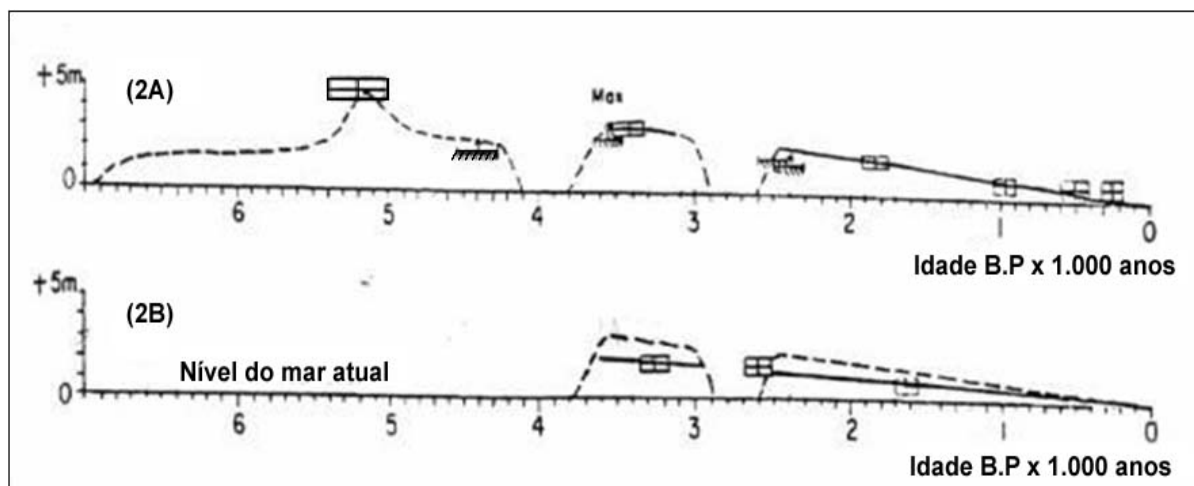
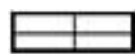
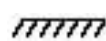


Figura 02 – Comparação da curva de variação do nível relativo do mar nos últimos 7 mil anos do setor Parati – Angra (2A), com o do Gráben da Guanabara (2B) (adaptado de Suguio e Cruz, 1982).



terraços marinhos;



sambaquis

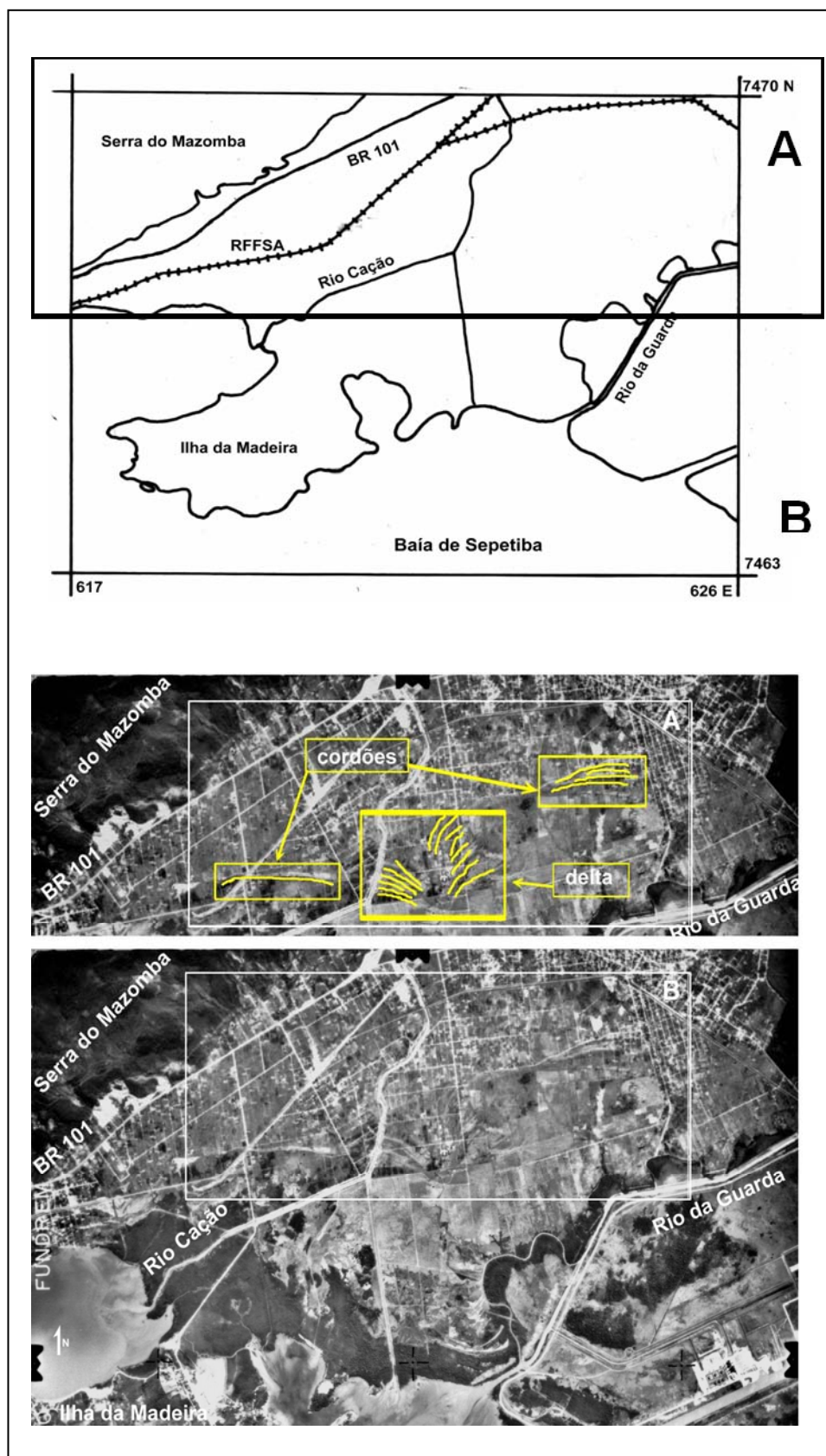


Figura 03 - Composição de aerofotogramas, escala 1: 40.000, mostrando em detalhe nos retângulos na parte superior A os cordões arenosos (extraído de Carelli, 2008).

Segundo Carelli (2008), o cordão arenoso a oeste da área seria predominantemente marinho, associado a cordões de praias de enseada, descritas em Roncarati & Neves (1976) para a Baixada de Jacarepaguá. Já os cordões arenosos a leste, objeto deste estudo, estariam associados a um sistema fluvio-deltáico. Levando em consideração esta hipótese, pretendeu-se neste trabalho utilizar os horizontes argilosos coletados em sondagens geomecânicas realizadas na área de estudo, para estabelecer correlações com o ambiente de sedimentação predominante.

Este trabalho foi realizado com base em evidências de campo, evidências sedimentológicas, de fotointerpretação e laboratoriais.

2. Objetivos

2.1 Objetivo Geral

Este trabalho teve como objetivo geral caracterizar as frações argilosas e a matéria orgânica, de amostras coletadas de sondagens geomecânicas, realizadas perpendicularmente a cordões arenosos pertencentes a paleosistemas fluvio-deltaicos e marinhos de idade Holocênica, na planície costeira de Itaguaí, baía de Sepetiba/RJ, a fim de investigar o ambiente de sedimentação associado às mesmas.

2.2 Objetivos Específicos

Para tanto, foi necessário alcançar os objetivos específicos abaixo, investigando-se em subsuperfície:

- As variações mineralógicas das frações argilosas em subsuperfície, nas sondagens, utilizando a técnica de difração de Raios-X;
- As variações geoquímicas utilizando COT (Carbono Orgânico Total) e Enxofre total;
- As variações granulométricas, utilizando a classificação tátil-visual e, posteriormente, através de análises granulométricas;
- As variações de pH para auxiliar na integração desses dados.

3. Geologia Regional

O Estado do Rio de Janeiro, situado na região Sudeste do Brasil, está contido num arcabouço geotectônico formado por um núcleo estável do Neoproterozóico, designado de Cráton do São Francisco (CSF) (Almeida 1977, 1981, *apud* CPRM, 2001), circundado por orógenos instalados durante a orogênese Brasileira/Pan-Africana, cuja estabilização desempenhou importante papel na aglutinação deste setor do Gondwana (Fuck *et al.*, 1993, *apud* CPRM, 2001). Esses orógenos foram inicialmente designados de Faixa Brasília a oeste, Faixa Ribeira a sul-sudeste e Faixa Araçuaí a leste. Assim sendo, o Estado do Rio de Janeiro localiza-se na porção interna da Faixa Ribeira, e, portanto, a compartimentação tectônica dos terrenos que compõem sua geologia está vinculada à evolução tectono-metamórfica deste cinturão.

O embasamento da baía de Sepetiba está formado, em sua maioria, por rochas Proterozóicas representadas pela unidade Rio Negro, que é uma associação de gnaisses-granitóides, migmatitos e gnaisses, ocorrendo a oeste, localmente conhecida como serra do Mazomba, e mais ao norte como a serra do Couto (Tupinambá, 1999).

No extremo SE, ocorrem os granitóides do maciço da Pedra Branca, enquanto que no maciço costeiro da Ilha da Marambaia ocorrem membros de suíte charnockítica. A N-NE as rochas Proterozóicas estão intrudidas por rochas alcalinas, de idade Cretáceo-Paleógenas, que constituem os maciços de Marapicú-Mendanha e Tinguá, aos quais estão associadas diques basálticos e rochas alcalinas (Machado & Pellogia, 1987).

A dinâmica tectônica em blocos normais e justapostos, instalados nas margens continentais em reativação, relacionado à expansão do assoalho oceânico, perduraram até o início do Neógeno (Marques, 2006). Nesta fase é que as intrusões alcalinas (Maciços do Tinguá e Marapicú-Mendanha) extravasaram as fissuras crustais reativadas (Almeida, 1983).

Durante o Cretáceo, o Gondwana foi afetado por eventos tectono-magmáticos agrupados sob as denominações “Evento Sul-Atlântico” (Schobbenhaus *et al.*, 1984, *apud* CPRM, 2001) e “Reativação Wealdeniana” (Almeida, 1967, *apud* CPRM, 2001), associados à evolução do Oceano Atlântico Sul. Desta forma, pode-se dizer que o Estado do Rio de

Janeiro pode ser compartimentado em duas unidades morfoestruturais: o Cinturão Orogênico do Atlântico e as Bacias Sedimentares Cenozóicas (CPRM, 2001).

Inserido nesse contexto Cenozóico, encontra-se a planície flúvio-marinha da bacia do rio Mazomba-Cação, objeto deste estudo, localizada na baía de Sepetiba.

3.1 Caracterização da área

Clima

De acordo com Köppen, o clima da região pode ser classificado como pertencente ao grupo A, brando subtropical, nas áreas mais montanhosas, com inverno seco e verão quente e chuvoso a tropical quente e úmido com presença de florestas, nos compartimentos mais rebaixados.

Baía de Sepetiba

A baía de Sepetiba é parte de uma grande reentrância localizada na costa sul do Estado do Rio de Janeiro entre as latitudes 22°53'S e 23°05'S e entre as longitudes 44°01'W e 43°33'W. Perfaz parte da porção oeste do gráben da Guanabara (Ferrari, 1990) com cerca de 500 km². É limitada a norte pela Serra do Mar ao nordeste pela Serra de Madureira, a sudeste pelo Maciço da Pedra Branca ao sul pela Restinga da Marambaia. A leste, na altura de Barra de Guaratiba a baía é ligada ao mar por um estreito canal, assim como na parte oeste, por entre a cadeia de ilhas (Itacuruça, Jaguanum, etc.) que limitam com a ponta da Restinga de Marambaia (SEMADS, 2001).

A restinga da Marambaia funciona como um quebra-mar, isolando a baía das águas do oceano. Tem comprimento de cerca de quarenta quilômetros de extensão e com máximo de cinco quilômetros de largura, em sua parte mais larga e, cinquenta metros na sua parte central onde é mais estreita. É limitada a oeste pela Ilha de Marambaia, e a leste pelo Morro de Guaratiba. Cartas topográficas datadas de 1767 (Figura 04) mostram a mesma parte central

bem mais larga, sugerindo que atualmente a restinga da Marambaia está sendo submetida a processos erosivos.



Figura 04 – Detalhe da carta topográfica da Capitania do Rio de Janeiro, de 1767 (Carelli, 2008).

A bacia fluvial contribuinte à baía de Sepetiba está inserida em uma área de 2654 Km², onde as diversas formas de relevo que ocorrem nesta bacia estão associadas a fatores geológicos, litológicos e paleoclimáticos apresentando dois conjuntos geomorfologicamente distintos: o serrano, representado por montanhas e escarpas da vertente oceânica da serra do Mar; maciços costeiros (Pedra Branca, Mendanha, Ilha da Marambaia); e o da baixada, onde estão inseridas as bacias sedimentares Cenozóicas, representadas por uma extensa planície flúvio-marinha, atravessada por rios que desembocam na baía de Sepetiba. Ocorrem ainda colinas residuais de transição entre estes. (SEMADS, 2001).

Segundo Bronniman *et. al.* (1981), no contexto geomorfológico atual da baía de Sepetiba estão envolvidos os seguintes elementos: uma laguna (baía de Sepetiba) e uma ilha-barreira (restinga de Marambaia), um delta dominado por processos fluviais (delta do canal de São Francisco), um estuário (estuário do rio Caçã) e uma planície de maré em grande parte

coberta por manguezais, destacando-se o mangue de Guaratiba. A Figura 05 apresenta os conceitos geomórficos implicados na área de estudo.



Figura 05 - Imagem de satélite SPOT, escala 1:60.000, 1996, apresentando os principais elementos geomórficos observados na área de estudo.

Rio Mazomba-Cação

A bacia do rio Mazomba localiza-se no município de Itaguaí entre os paralelos de 22° 45' a 22° 55' de latitude sul, e os meridianos 43° 45' a 44° 00' de longitude oeste, abrangendo cerca de 79 km² e com a mesma direção da Serra do Mar, SW-NE (Guerra, 1983). O rio Mazomba nasce a 1.080 metros de altitude, na Serra do Mazomba, e se desenvolve por cerca de 26 km. Passa a ser denominado de rio Cação à montante de seu desvio pela margem esquerda, onde tem início o canal de Arapucaia ou do Martins. No seu trajeto, banha as localidades de Mazomba, Mazombinha e a cidade de Itaguaí (SEMADS, 2001).

Na época das grandes chuvas as águas do rio Mazomba formavam um grande alagadiço, no início na baixada. Durante as cheias havia um extravasamento para um banhado adjacente formado pelo baixo curso do rio Cação, cujas nascentes se situam na serra do Leandro, defronte à Ilha da Madeira. O rio Cação por sua vez desembocava diretamente na baía de Sepetiba (SEMADS, 2001).

Em 1941, o Departamento Nacional de Obras e Saneamento (DNOS) construiu o canal da Arapucaia, derivando as águas do rio Mazomba para o rio Cação. O rio Mazomba e seus afluentes, também por esta época, foram todos dragados. Com a construção do canal Arapucaia, o Mazomba passou a desaguar no rio Cação e constituir um rio isolado, o Mazomba-Cação (SEMADS, 2001).

O fluxo deste rio segue pelo rio Cação até desaguar em um manguezal situado na face oeste da ilha da Madeira, no saco da Coroa Grande. Atualmente, o canal do Arapucaia, aparentemente está todo obstruído e não atua mais como extravasor de águas. Este canal tem sua foz nas imediações do Porto de Sepetiba. A influência da maré no rio Cação se faz sentir até 1 km à jusante do cruzamento com a BR 101, localizada a cerca de 8 km à montante da baía (SEMADS, 2001).

3.2 Tectônica e sedimentação

3.2.1 Pré-Antropogênico

Localmente, o domínio serrano anteriormente citado, é constituído, principalmente de gnaisses e migmatitos (Complexo Rio Negro) e granito-gnaisses (granitóide Rio Turvo). Essas rochas, de idade Pré-Cambriana, encontram-se intensamente tectonizadas com direção estrutural NE-SW, mostrando sistemas de fraturas preferenciais NE-SW e NW-SE (CPRM, 2001).

A drenagem é praticamente controlada pelas estruturas geológicas, com rios provenientes da escarpa da serra do Mar voltada para o Oceano Atlântico e rios que drenam para a baixada de Sepetiba. Assim sendo, o desenvolvimento desta planície costeira foi, em grande parte, controlado pelas direções estruturais do embasamento, que passaram a receber sedimentos provenientes das terras altas. A parte interna da planície é marcada pelos vales de fundo plano, preenchidos por sedimentos fluviais, que se intercalam com depósitos coluvionares, compondo um amplo sistema de leques aluviais coalescentes que, nas suas porções distais, se interdigitam com sedimentos deltaicos, lagunares e marinhos, cuja origem está relacionada a fatores diversos, dentre os quais se destacam as oscilações do nível do mar (no Pleistoceno e no Holoceno) e as mudanças climáticas, além da influência da tectônica regional (CPRM, 2001).

Esses sedimentos foram acumulados ao longo dos ciclos transgressivos e regressivos da linha de costa durante o Quaternário. Durante esse período, registram-se pelo menos dois máximos transgressivos associados a períodos interglaciais: a penúltima transgressão, datada de aproximadamente 120.000 anos A.P. (Pleistoceno Superior), e a última, datada de aproximadamente 5.100 anos A.P. (Holoceno) (Martin & Suguio, 1989; Martin *et. al.*, 1997).

A baía de Sepetiba fica protegida, atualmente, da ação do mar pela Restinga de Marambaia e, face às suas características de semiconfinamento, ocorre um processo de sedimentação progressiva provocado pelo material transportado pelos rios que nela desembocam. Esses rios são também responsáveis pelo aporte de água doce, sendo o canal do São Francisco, o mais importante.

As grandes planícies, como a de Sepetiba, apresentam um perfil horizontalizado, ao nível do mar, fazendo com que os cursos d'água atinjam o nível de base centenas de metros, ou até mesmo quilômetros, antes de se lançarem ao mar, o que dá origem a grandes extensões

pantanosas ao longo da borda litorânea. Estas planícies brejentas foram e têm sido submetidas a obras de drenagem, com a retificação de rios e a construção de canais artificiais (CPRM, 2001).

3.2.2 Pós – Antropogênico

O acúmulo de sedimentos provoca uma diminuição gradual da lâmina d'água da baía de Sepetiba, sendo que, em alguns pontos, verifica-se a formação de deltas, como é o caso da desembocadura do canal de São Francisco (Figura 05), formado principalmente por sedimentos aluvionares (CPRM, *op.cit.*).

Roncarati & Barrocas (1978), compararam as cartas batimétricas de 1935 e 1978 (Figuras 06A e 06B), e relataram o constante assoreamento para o interior da baía, assim como a ampliação da planície de maré. Percebe-se uma rápida expansão do “delta do canal de São Francisco”, formando uma enorme cunha sedimentar em sub-superfície, promovendo a diminuição de aproximadamente 10 m na profundidade média das águas da baía de Sepetiba em resposta às modificações impostas ao sistema.

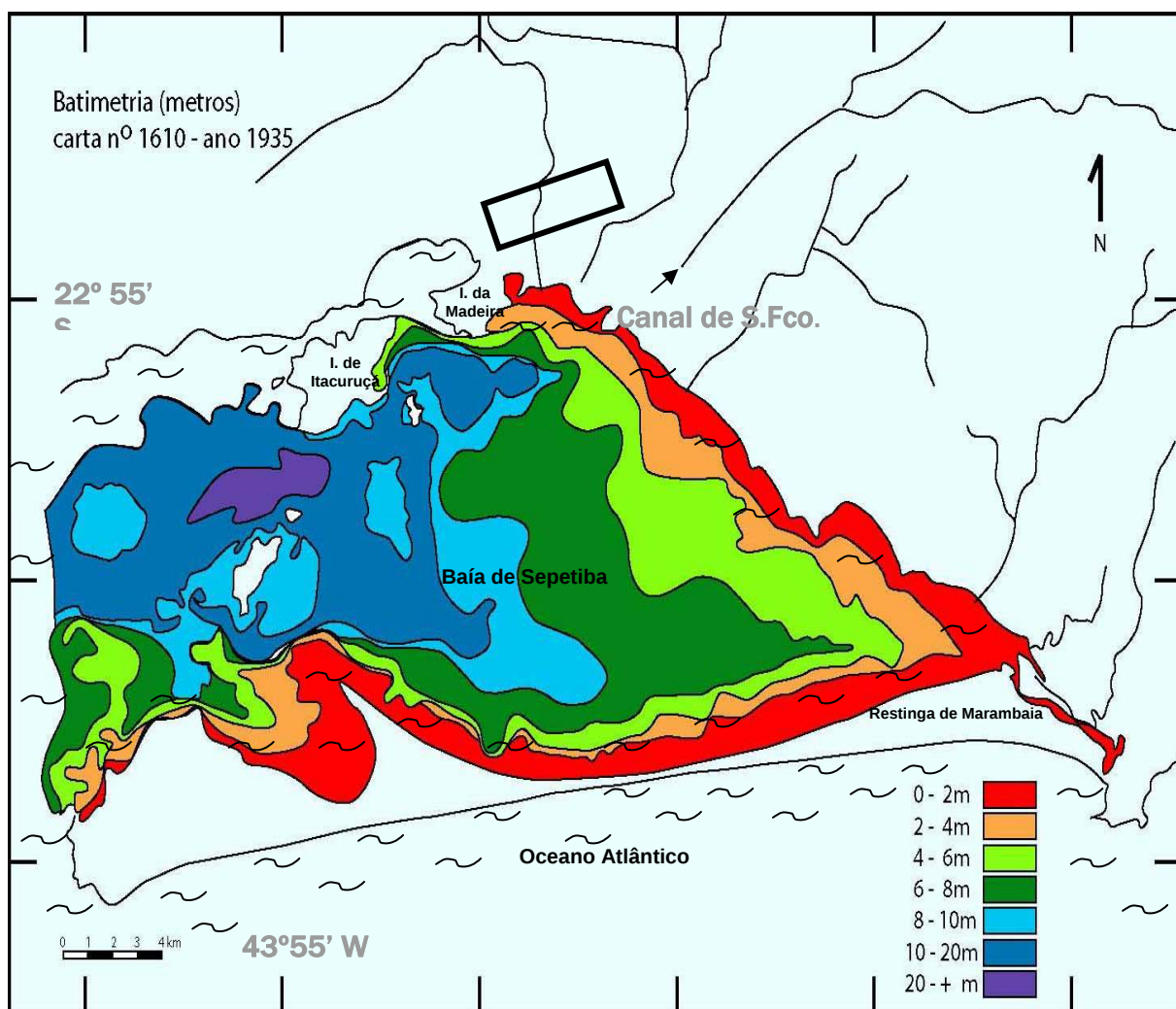


Figura 06A – Batimetria de 1935 – carta DHN nº. 1610, modificado de Roncarati & Barrocas (1978). Nota-se o desenvolvimento incipiente do canal de S.Francisco e as menores profundidades (em vermelho) bem próximas da planície costeira. A área de estudo está delimitada por um retângulo preto (Carelli, 2008).

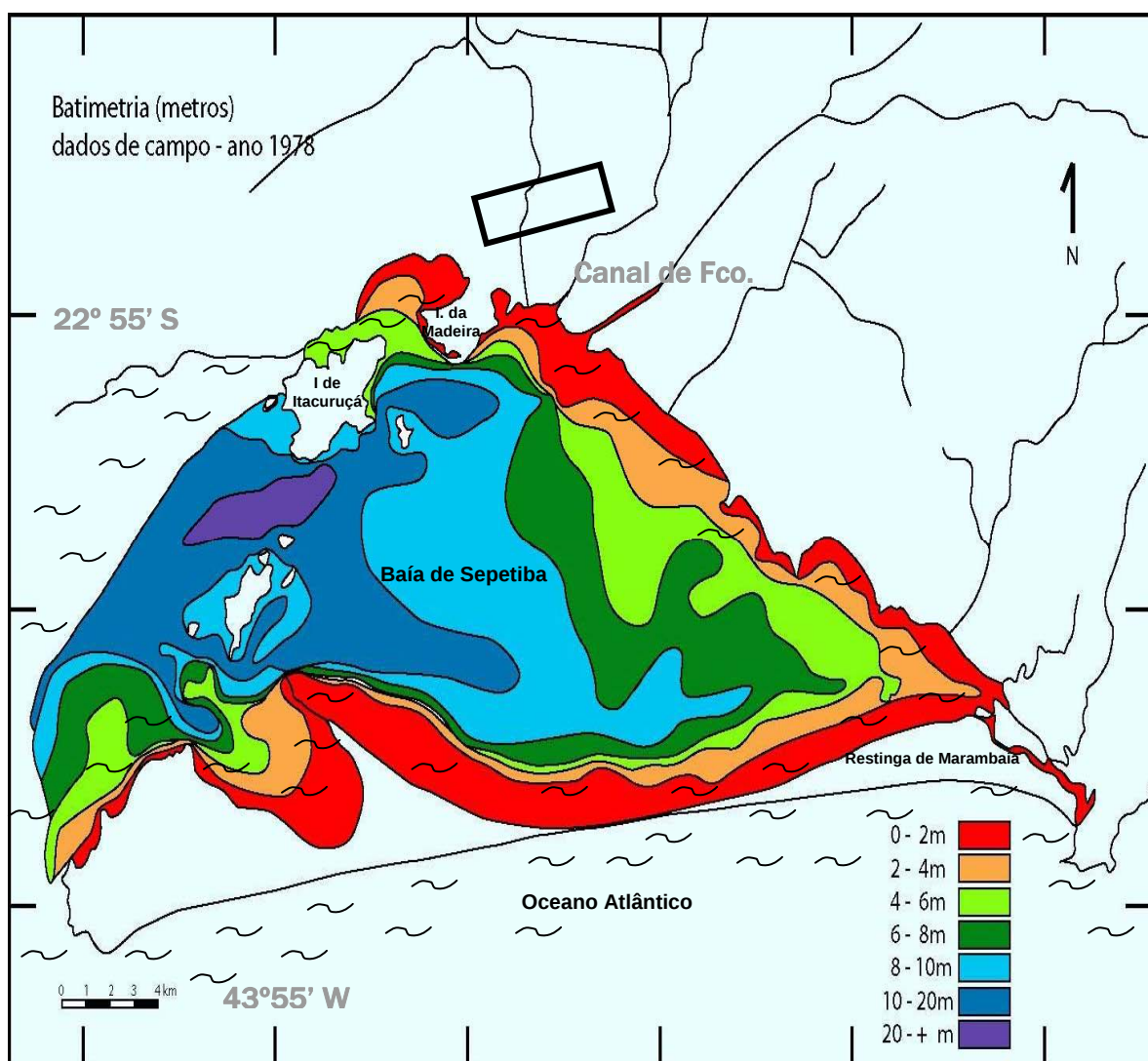


Figura 06B - Batimetria de 1978 – carta DHN nº. 1610, modificado de Roncarati & Barrocas (1978). Percebe-se o assoreamento (em vermelho) em direção ao centro da baía associado ao desenvolvimento do canal de S. Francisco em quarenta anos, assim como o estuário do Mazomba-Cação a noroeste da Ilha da Madeira. A área de estudo está delimitada por um retângulo preto (Carelli, 2008).

Essas entre outras evidências que podem ser observadas no sistema Sepetiba estão relacionadas direta ou indiretamente à transposição das águas da bacia do rio Paraíba do Sul na serra das Araras para os rios Ribeirão das Lages/Guandu/canal de São Francisco.

A transposição implicou não só no maior volume de água imposto ao Ribeirão das Lages/Guandu/canal de São Francisco, mas a inúmeras alterações geomorfológicas, eventualmente já estabilizadas que muito contribuíram para a ocupação da baía de Sepetiba

por sedimentos. Como consequência, o canal de São Francisco passou à condição de principal rio da baía de Sepetiba, e com isso mais competente para realizar o trabalho erosivo de reentalhamento e adaptação da sua calha ao novo padrão hidrológico, implicando em rebaixamento do nível de base anterior. Este fato levou a consequências negativas aos outros rios, uma vez que estes acabaram por ficar “suspensos” em relação ao novo rio principal (canal de São Francisco). Assim, nas desembocaduras dos afluentes do canal de São Francisco podem ser observados barramentos, erosão e ravinamentos (CPRM, 2001).

A transposição de águas também promove, na região de Sepetiba, um aumento da turbulência e da vazão. O aumento do fluxo turbulento permite uma maior competência no transporte de partículas em suspensão, que são abundantes na baixada, o que pode ser observado no aumento da turbidez das águas quando estas passam do substrato cristalino para o sedimentar (CPRM, 2001).

A sedimentação atual é de natureza essencialmente clástica. A baía de Sepetiba tem de 2 a 12 m de profundidade, exceto nos canais, onde antes da dragagem para o porto de Sepetiba, atingia até 27m, nesta época. As curvas batimétricas dentro da baía diminuem gradativamente de oeste para leste e do centro para as bordas. Na extremidade leste, na altura da barra de Guaratiba, as profundidades estão em torno de 1 a 2 m, área onde também ocorre o maior confinamento, associado ainda à grande dificuldade de troca de massa a partir do Canal de Guaratiba, o que levaria este setor a realizar taxas maiores de sedimentação que acabariam por assorear, colmatar e eutrofizar mais rapidamente a porção leste da Baía de Sepetiba (CPRM, 2001).

A entrada de detritos de origem continental fluvial na baía restringe-se à faixa localizada a nordeste, nas proximidades das desembocaduras de canais e rios. O acúmulo destes e dos demais sedimentos provoca a formação de uma ampla área de intermarés, onde, devido à baixa energia reinante, e às oscilações de maré, se propicia o desenvolvimento de extensas planícies de maré (CPRM, 2001).

Os depósitos subaquáticos existentes na baía de Sepetiba são compostos de bancos arenosos, siltosos e argilosos. Os sedimentos dominantes são representados pelos clásticos finos, argilo-sílticos e areno-sílticos, perfazendo aproximadamente cerca de 70% da área de distribuição como nas adjacências das localidades da Ilha da Madeira e Coroa Grande. Em

alguns trechos, os sedimentos são arenosos e mais grosseiros, principalmente ao longo da restinga, seguindo até o fundo da baía de Sepetiba, e circundando-a a oeste a ao sul, próximo às áreas onde se faz a ligação com o mar e junto à foz do canal de São Francisco, nas proximidades do delta. A região centro-oeste da baía constitui uma área de transição, sendo que, nas imediações ao sul da Ilha do Martins, predominam sedimentos compostos de areia fina, silte e argila (Figura 07). Os depósitos coluviais encontram-se normalmente mais próximos às encostas, como resultado do transporte de material de alteração dessas vertentes (CPRM, 2001).

Os sedimentos Quaternários marinhos, representados predominantemente por areias quartzosas, são encontrados, de modo mais expressivo, ao longo do litoral da baixada de Sepetiba, e na restinga de Marambaia onde formam praias, cordões litorâneos e até mesmo dunas com mais de 10 m de altura (na restinga).

De um modo geral, pode-se dizer que a distribuição dos sedimentos grossos e finos é dependente da ação de correntes internas, e de fenômenos, como floculação de argilas, conforme descrito em Roncarati & Barrocas (*op.cit.*) e Sampaio (2002).

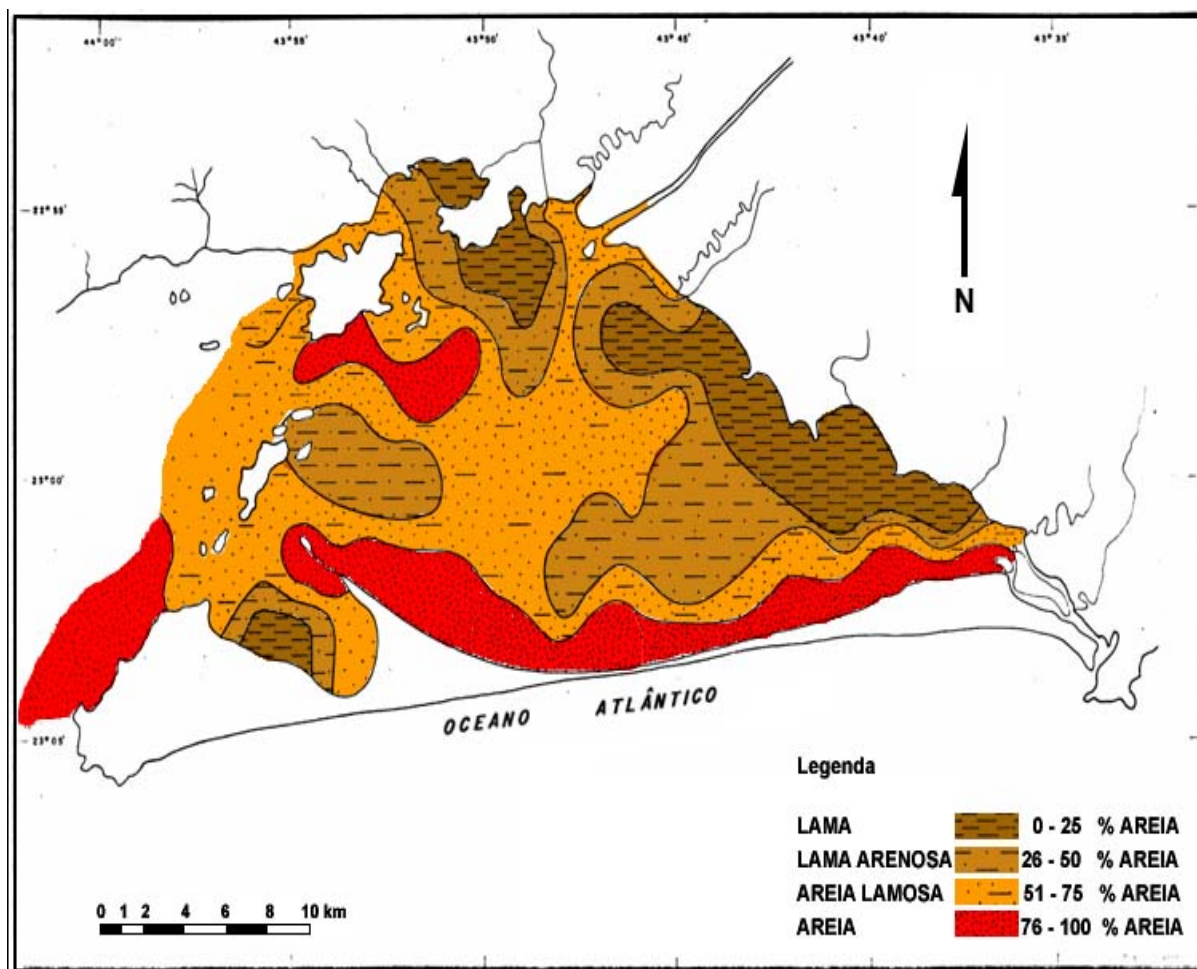


Figura 07 - Mapa de distribuição de sedimentos da baía de Sepetiba, extraído de Brönnimann *et. al.*, 1981.

4. Geologia Local

Alguns depósitos estudados neste trabalho foram descritos como prováveis cordões de antigas praias de enseada, e foram formados após o clímax da Transgressão Flandriana, durante o Neógeno (Carelli *et. al.*, 2004 e 2008) (Figura 08). Estes cordões são constituídos por sedimentos flúvio-marinhos, e são caracterizados por areias de granulometria fina a muito grossa com cascalhos, de quartzo e feldspato; geralmente mal selecionadas, de coloração cinza claro e marrom (Almeida, 2005).



Figura 08: Localização dos cordões arenosos A, B e o Intercordão. Imagem de satélite Spot 1996, escala aproximada 1:60.000

Sondagens geomecânicas realizadas nos cordões indicam espessuras de areia e argila que variam de 16 a 20 metros. A extensão em planta desses corpos arenosos varia entre 1000 m a 1200 m de comprimento, 40 m a 50 m de largura, distância entre eles de cerca de 100 m,

com elevação de cerca de 3 m (da base para o topo); distando de três a quatro quilômetros da linha de praia atual, estando alguns posicionados na cota de 5m (Carelli *et. al*, 2007).

Já os depósitos sedimentares de complexos fluviais, foram gerados sob clima úmido devido à formação de rede de drenagem. Estes depósitos apresentam areia e conglomerados de canal e argilas de planície de inundação, sobre a plataforma continental. As areias e cascalhos imersos em matriz argilosa avermelhada teriam sido depositados por leques aluviais, devido a mudanças de clima úmido para seco (Roncarati e Barrocas, 1978). Tais autores descreveram uma série de corpos sedimentares, alguns dos quais ocorrem na área de estudo. Segue abaixo uma descrição resumida desses depósitos que foram também encontrados em mapeamento anteriores (Carelli, *op cit.*).

A) Corpos sedimentares de ambiente continental:

Complexo fluvial: denominado por conjunto de camadas de areias de canais fluviais e camadas de argilas de planícies de inundação. As areias possuem estratificação cruzada acanalada e são compostas de quartzo, feldspato e mica, com seixos e grânulos em menor proporção. As argilas possuem laminação plano-paralela e cor acinzentada.

B) Corpos sedimentares de ambiente litorâneo:

Areias de fundo de enseada: durante a Transgressão Flandriana, o mar teria retrabalhado a parte superficial dos sedimentos Pleistocênicos, de leques aluviais e do complexo fluvial de maneira a separar a fração argilosa e siltica, que seria depositada em mar aberto, deixado sobre o assoalho da faixa litorânea (de enseada) então em formação.

Cordões de praia de enseada: os cordões de praia de enseada são produtos do retrabalhamento e seleção dos sedimentos de leques aluviais e do complexo fluvial pelo embate das ondas na faixa de praia de mar raso, formado na larga enseada por ocasião da Transgressão Flandriana.

As formas de relevo da baía de Sepetiba foram elaboradas principalmente no Paleógeno, no que diz respeito ao controle morfo-estrutural pré-existente. Provavelmente, no final do terciário definiu-se a escarpa falhada da Serra do Mar e a depressão tectônica da Baixada de Sepetiba da qual faz parte a baía em questão. As drenagens são controladas pelas

feições morfoestruturais, designadas por rios provenientes de escarpas da Serra do Mar em direção ao Oceano Atlântico que convergem para a baixada de Sepetiba (SEMADS, 2001).

A proximidade com a Serra do Mar faz com que a enseada da baía de Sepetiba seja receptora de sedimentos oriundos de tal serra, sedimentos estes submetidos a influências das oscilações do nível do mar, formando depósitos detríticos de origem flúvio-marinha (HASUI, 1982 *apud* SAMPAIO, 2002). A Figura 09 mostra regionalmente e localmente um mapa de distribuição de substratos (rochas e sedimentos) geológicos da bacia da baía de Sepetiba.

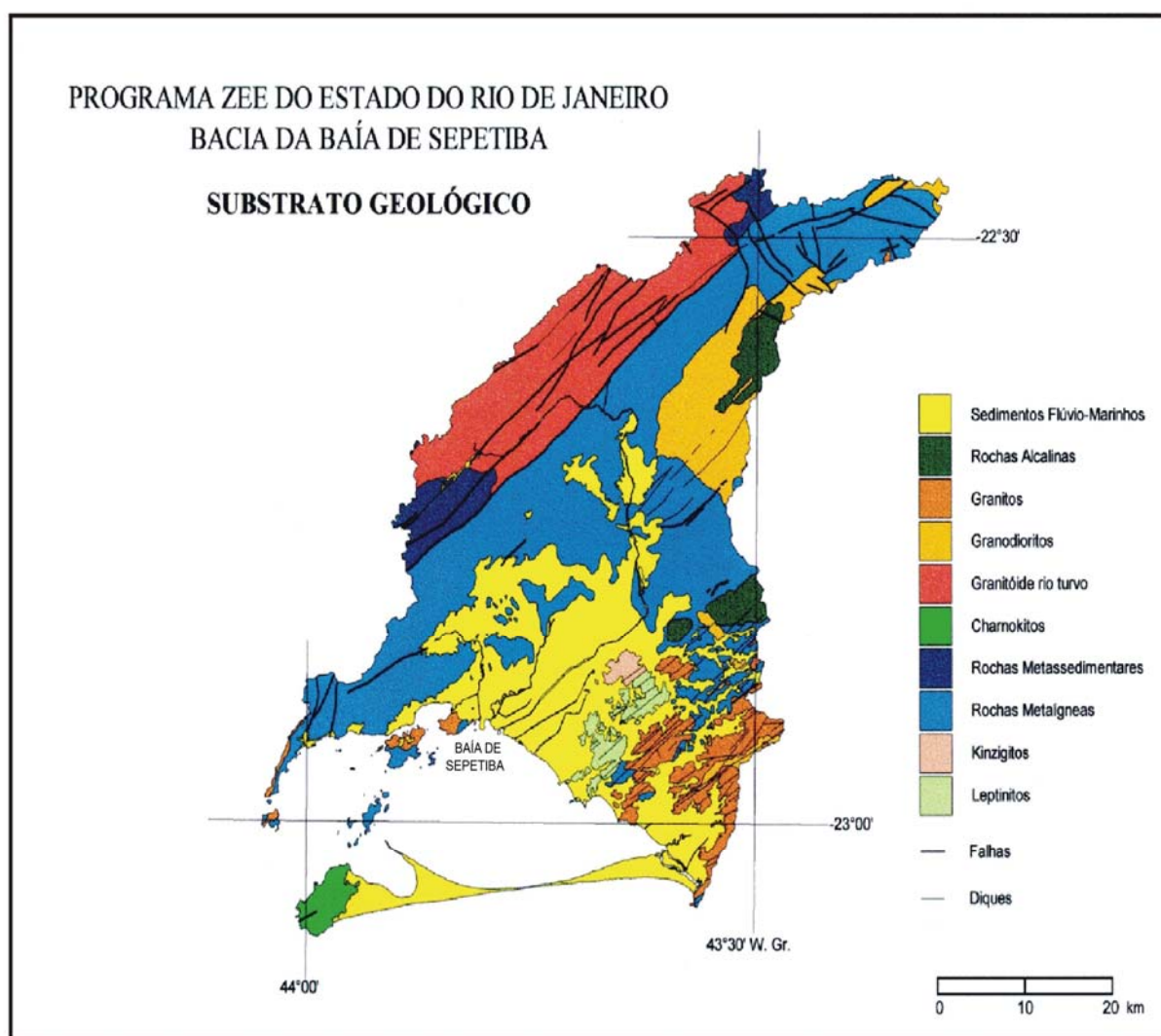


Figura 09 – Distribuição do substrato geológico na região da baía de Sepetiba (SEMA. ZEE-RJ, 1996).

5. Bases Conceituais

5.1 Argilas e Argilominerais

Conceituação e classificação

É conveniente apresentar preliminarmente algumas definições fundamentais para que se torne mais precisa a descrição das características estruturais em que se baseou o desenvolvimento das argilas atualmente existentes. Sendo assim, argila é um material terroso, natural, de granulação fina, que geralmente adquire, quando umedecido com água, certa plasticidade, e sabemos que elas são constituídas essencialmente por partículas cristalinas extremamente pequenas de um número restrito de minerais conhecidos como “argilominerais”. Além dos argilominerais, as argilas contêm outros materiais e minerais, tais como matéria orgânica, sais solúveis, partículas de quartzo, pirita, mica, calcita, dolomita e outros minerais residuais, e podem conter também minerais não-cristalinos ou amorfos. Tanto as diferentes argilas como também cada um das quatro dezenas de argilominerais têm nomes específicos.

Argilominerais são formados por alterações de silicatos de Al, Fe e Mg hidratados, com estruturas cristalinas em camadas (são filossilicatos), constituídos por folhas contínuas de tetraedros SiO_4 , ordenados de forma hexagonal, condensados com folhas octaédricas de hidróxidos de metais tri e divalentes. A maioria dos argilominerais, naturalmente, é constituída essencialmente por partículas (cristais) com algumas dimensões geralmente abaixo de $2\mu\text{m}$. Os argilominerais são muitas vezes chamados "silicatos em camadas" ("layer silicates") e "filossilicatos". Alguns deles podem conter uma fração com dimensões na faixa de 1 a 100 nm; essa faixa recebe o nome de nanométrica. Portanto, os termos argila e argilomineral referem-se a materiais encontrados na natureza.

Devido às dimensões micro ou nanométricas, os microcristais da maioria dos argilominerais só podem ser visualizados por microscopia eletrônica de transmissão (MET), e alguns podem também ser observados por microscopia eletrônica de varredura (MEV). Segundo Gregg, as argilas são sólidos naturalmente ativos porque têm áreas específicas superiores a $1,0 \text{ m}^2/\text{g}$.

As argilas podem ser classificadas em dois tipos principais: bilaminares, cujas camadas consistem de uma lâmina tetraédrica e uma octaédrica, por ex. caulinita; e trilaminares, cujas camadas consistem de uma lâmina octaédrica entre duas lâminas tetraédricas, por ex. montmorilonita (Figura 10). Outras combinações de lâminas são possíveis, mas essas duas são as mais comuns (Krauskopf, 1972). Na natureza a maioria das argilas é uma mistura de dois ou mais minerais argilosos, apresentando, portanto propriedades intermediárias entre os extremos. No entanto, as propriedades de uma determinada argila podem sofrer influência de uma pequena porcentagem de um determinado componente. A montmorilonita, por exemplo, em pequenas quantidades em uma argila pode modificar significativamente sua plasticidade.

As características climáticas apresentam uma grande importância na formação das argilas (Tabela 01). As soluções ácidas favorecem a formação da caulinita, deste modo este argilomineral é muito encontrado em solos de climas úmidos com vegetação abundante, a qual acidifica as soluções que percolam o solo, e onde ocorre a remoção dos cátions de forma eficiente. Por outro lado, a montmorilonita é formada a partir de soluções básicas, sendo característica de solos de climas menos úmidos, onde as soluções do solo são ligeiramente alcalinas, e os cátions são removidos mais lentamente. Já a illita é o argilomineral mais comum em sedimentos marinhos, já que necessita de K^+ para se formar, o qual é bastante abundante na água do mar. A illita também é muito comum em solos formados de rochas ígneas, particularmente ricas em potássio, sendo considerado o argilomineral mais abundante na natureza (Millot, 1964).

Tabela 01 - Características climáticas X Argilas. (Santos, 1989)

Clima mais seco e mais frio	Clima mais úmido e mais quente
- Argila 2:1	- Argilas 1:1 e óxidos de Fe e de Al; Areias com minerais muito resistentes à transformações (pobres em nutrientes).
- Solos eletronegativos (alta CTC*)	- Remoção acentuada da sílica e completa dos cátions de reação básica. - Aumento do caráter eletropositivo do solo com a idade (baixa CTC*, presença de CTA*).
- Solos mais rasos com minerais primários facilmente intemperizáveis (ricos em nutrientes)	- Solos profundos.
*CTC – Capacidade de Troca Catiônica	*CTA – Capacidade de Troca Aniônica

Os diferentes argilominerais são classificados em grupos com base nas semelhanças em composição química e na estrutura cristalina (Tabela 02). As estruturas cristalinas são classificadas em 2 tipos: estruturas 1:1 e estruturas 2:1 (Figura 10).

Tabela 02 - Grupos e subgrupos dos argilominerais. (Santos, 1975)

Tipo de Camada	Grupo	Subgrupo	Espécies
1:1	Caulinitas (7A)	Caolinitas (Dioctaédricas)	Caulinita, Dickita, Nacrita, Haloisita
2:1	Esmectita (14A)	Esmectitas Trioctaédricas	Saponita, Hectorita
		Esmectitas Dioctaédricas	Montmorilonita, Beidelita, Nontronita
	Vermiculita (14A)	Vermiculitas Trioctaédricas	
		Vermiculita Dioctaédricas	
	Illita (10A)	Illita Trioctaédricas	
		Illita Dioctaédricas	
2:1:1	Clorita (14A)	Cloritas Trioctaédricas	Comum, nome baseado em Fe^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Ni^{2+}
		Cloritas Dioctaédricas	Donbassita
		Cloritas Dioctaédricas Trioctaédricas	Sudoita, Cookeita (Li)
		Cloritas Trioctaédricas Dioctaédricas	
2:1	Sepiolita-Paligorsquita 10A a 12A	"Fitas" invertidas (com x variável)	

Nas estruturas 1:1, estão os grupos:

- Caulinita: possui fórmula química $\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$, estrutura regular de camadas 1:1, baixa capacidade de troca catiônica, menor plasticidade entre as argilas devido a forte ligação entre

as camadas. Espécies: nacrita, diquita, caulinita, haloisita. $2\text{H}_2\text{O}$, haloisita $4\text{H}_2\text{O}$ (dioctaédricas).

Nas estruturas 2:1 estão os grupos:

- Esmectitas: possui fórmula química $(1/2\text{Ca}, \text{Na})_{0,7}(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_4(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Apresenta estrutura com duas camadas de silicatos tetraédricas e uma camada octaédrica central (2:1). Possui substituições isomórficas de alumínio por silício no tetraedro, e de alumínio por ferro e magnésio no octaedro, e suas camadas têm ligações fracas. Quando colocadas em água, os cátions trocáveis se hidratam e são mais suscetíveis a trocas. Estão dentro desse grupo a montmorilonita, saponita, beidelita, sauconita, nontronita, hectorita;

- Ilita: fórmula química $\text{K}_{1-1,5} \text{Al}_4[\text{Si}_{7-6,5} \text{Al}_{1-1,5} \text{O}_{20}](\text{OH})_4$, possui estrutura semelhante a esmectita (2:1), diferindo por haver maior substituição do Al por Si. Apresenta potássio entre as camadas impedindo a entrada de água na estrutura e cátions. É um tipo não expansivo de argilomineral.

Nas estruturas 2:1:1 está o grupo:

- Clorita: possui fórmula química $(\text{Mg}, \text{Al}, \text{Fe})_{12}(\text{Si}, \text{Al})_8 \text{O}_{20} (\text{OH})_{16}$. Sua estrutura cristalina é por camadas alternadas do tipo da mica (2:1) e de brucita (MgOH). O Mg é substituído por Al e Fe, podendo ser encontradas em rochas vulcânicas e metamórficas e como argilas em sedimentos argilosos.

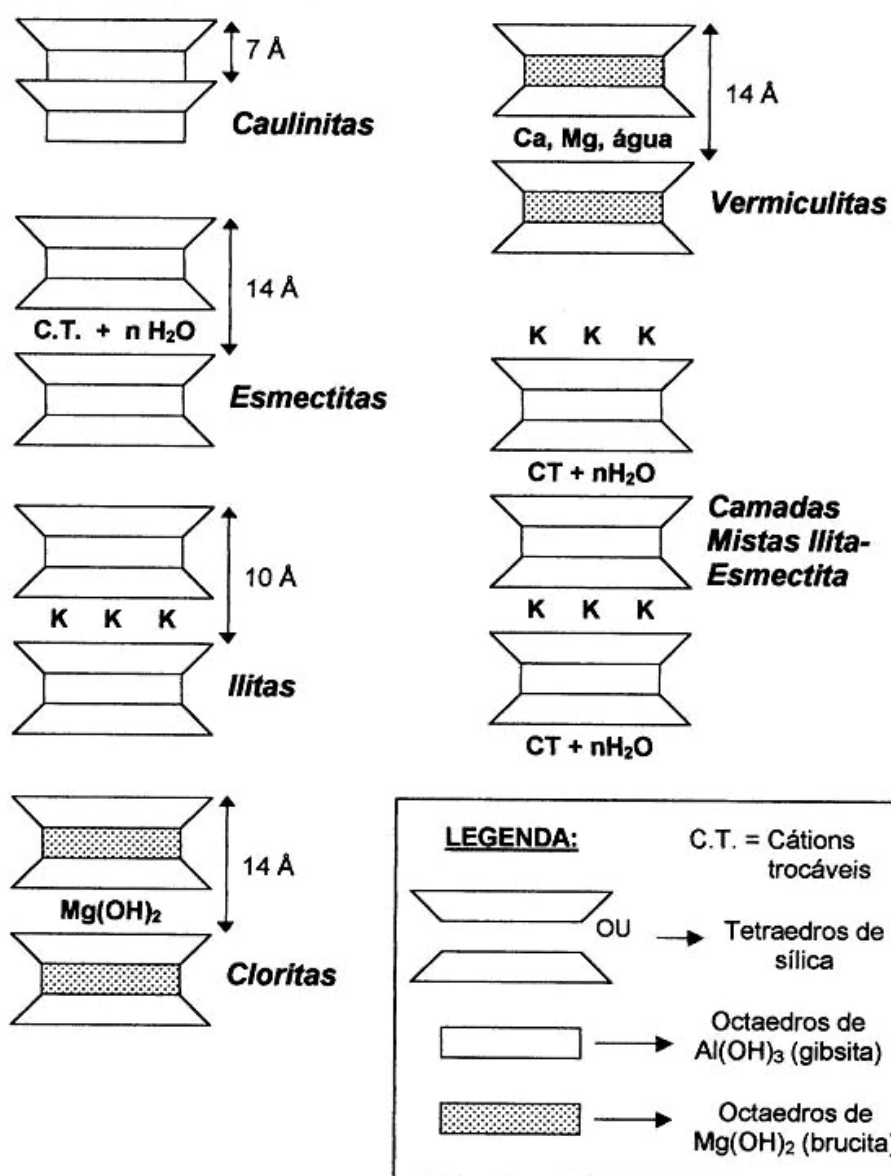


Figura 10 - Estruturas dos argilominerais e suas distâncias interplanares (001) correspondentes. (Santos, 1989)

Identificação dos argilominerais

Caracterizar uma argila é conhecer a variabilidade de suas propriedades, utilizando-se de técnicas comuns (como as usadas para medir propriedades físicas e mecânicas) ou mais sofisticadas (como é o caso da difração de raios-X) (Santos, 1975).

Existem diversas técnicas que podem ser utilizadas para caracterização de argilas, e as mais utilizadas são: análise química, análise térmica, análise mineralógica através de difração de raios-X, microscopia eletrônica, além de propriedades tecnológicas que refletem os resultados do tratamento térmico como a retração linear, porosidade aparente, densidade aparente, absorção de água e resistência mecânica. Cada um desses métodos caracteriza os materiais de formas e técnicas diferentes, buscando sempre características diferentes.

ANÁLISE QUÍMICA

A análise química consiste em determinar a composição de uma matéria-prima, fornecendo os percentuais de óxidos presentes e também os valores de perda ao fogo (Emiliani & Corbara, 1999). A análise química pode ser realizada através de métodos químicos ou físicos. Os métodos químicos geralmente são através de reações de precipitação seletiva e reações de formação de complexos corantes. Os métodos físicos podem ser através de espectrofotometria ou ainda por fluorescência de raios-X. Atualmente a fluorescência de raios-X é freqüentemente utilizada para determinar a composição química em materiais cerâmicos por ser um método rápido, preciso e não destrutivo.

De uma maneira simplificada, a interpretação de uma análise química de uma matéria-prima argilosa segundo Más (2002) pode ser descrita a partir dos constituintes abaixo:

- óxido de sódio (Na_2O) e potássio (K_2O): presentes geralmente na forma de feldspatos são fundentes e conferem resistência mecânica quando sinterizados entre 950 e 1000°C;
- óxido de cálcio (CaO) e magnésio (MgO): são agentes fundentes e tendem a diminuir a refratariedade das peças, indicam a presença de calcita, dolomita e massas calcárias que requerem moagem e temperaturas de sinterização aproximadamente a 1100°C;

- sílica ou óxido de silício (SiO_2): indica a presença de silicatos e sílica livre. Os silicatos são os argilominerais, as micas e os feldspatos. A sílica livre corresponde ao quartzo;

- alumina ou óxido de alumínio (Al_2O_3): está em sua maior parte combinada, formando os argilominerais (Santos, 1975);

- óxido de ferro (Fe_2O_3): responsável pela coloração vermelha ou amarelada na maioria das argilas, reduz a plasticidade, mas também diminui a retração e facilita a secagem.

Também diminui a resistência mecânica, mas o pouco que funde na sinterização proporciona dureza ao vidrado (Bittencourt, 2004).

- óxido de titânio (TiO_2): desvia a cor para um tom alaranjado;

- óxido de enxofre (SO_3): pode indicar a presença de gesso;

- óxido de manganês (MnO_2): altera a cor para marrom;

- carbonatos: ajudam no branqueamento das peças, diminuem a expansão e aumentam a porosidade;

- perda ao fogo: é a diminuição de peso, até um valor constante, que indica uma perda de material devido ao aumento de temperatura. Basicamente indica o teor de matéria orgânica presente na argila e a quantidade de gás e vapor que são formados durante o aquecimento, resultantes da decomposição dos carbonatos.

DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

Possibilita a identificação das espécies minerais presentes, e também permite estudar as características cristalográficas dos mesmos. O equipamento de difração de raios-x é basicamente um tubo emissor de raios-X, uma câmara circular onde se situa a amostra (goniômetro) e um detector que recebe os raios difratados. A técnica de ensaio consiste em incidir um feixe de raios-X (de comprimento de onda conhecido), sobre uma camada fina de

pó, que gira no centro do goniômetro. Como consequência o feixe se difrata e reflete com ângulos que são característicos do retículo cristalino, obtendo-se o correspondente difratograma (Albers, 2002).

O método de difração de raios-X em relação a outros métodos físicos como a análise térmica diferencial, ou químicos, como a análise química, oferece a vantagem de que o difratograma apresenta um número grande de picos, o que facilita a identificação, principalmente no caso de misturas, onde pode haver superposição de alguns picos, mas nunca de todos (Santos, 1975).

ANÁLISE TÉRMICA - ATD

Engloba uma série de técnicas nas quais as propriedades físicas de uma substância e/ou seus produtos de reação são medidas de forma contínua em função da temperatura em um ciclo térmico controlado (Barba, 1997).

Uma das técnicas de análise térmica é a análise térmica diferencial (ATD) que tem como principal função indicar através de picos endotérmicos ou exotérmicos a comprovação da existência de minerais essenciais às argilas e que influenciam as propriedades finais da peça (Silveira & Sallet, 2002). O método de análise térmica diferencial (ATD) é de uso corrente no Brasil no estudo de argilas, visando principalmente à identificação dos argilominerais presentes. No caso de argilas plásticas para uso em cerâmica vermelha é tradicional o uso de ATD para identificação mineralógica (Santos, *op. cit.*).

Esta técnica permite observar as transformações que geram trocas energéticas, devido a fenômenos físicos ou químicos. Estas trocas energéticas podem ser endotérmicas (onde ocorre absorção de calor) ou exotérmicas (onde ocorre liberação de calor). Para cada troca energética, aparece um pico no gráfico, e de acordo com a temperatura desses picos e sua direção, pode-se identificar o mineral, ou a transformação ocorrida com a amostra. Outra técnica bastante utilizada é a análise termogravimétrica (TG) que determina a perda ou ganho de massa que uma amostra sofre em função da temperatura e /ou tempo (Barba, *op.cit.*). A amostra é aquecida de maneira controlada, até uma temperatura pré-determinada, com

velocidade constante. Este método de análise complementa a análise térmica diferencial por fazer distinção entre as reações onde ocorre perda de massa e as reações onde não ocorre.

De uma maneira geral, os argilominerais apresentam características de comportamento térmico semelhantes, como perda de água e transformações de fases. Em virtude disso, a seguir temos um “roteiro” do comportamento de uma argila em diferentes temperaturas. Existem dois tipos de água: a água da umidade, que evapora por volta de 100°C e a água interna do cristal, que é eliminada entre 550°C e 600°C. Durante a saída de água de umidade o forno funciona como um secador. A 500°C ainda existem moléculas de água compondo a estrutura dos argilominerais e que não foram afetadas na etapa de secagem. No momento exato em que perder essa água de constituição as propriedades argilosas, associadas à plasticidade, serão perdidas de modo irreversível. Entre 550°C e 600°C essa água é eliminada. Apenas acima desta temperatura pode ser identificada como o início efetivo da sinterização, fica registrada como uma absorção de calor (um pico endotérmico no ensaio de ATD).

Entre 560°C e 580°C pode haver uma variação dimensional considerável devido à presença de sílica livre na forma de quartzo na composição das matérias-primas, como resultado disso podem surgir trincas durante o resfriamento. Entre 850°C e 1000°C ocorre a decomposição dos carbonatos, eles se transformam em óxido de cálcio e não reagem com os silicatos. Acima de 900°C os fundentes (óxidos de potássio, sódio e ferro, entre outros) formam fase líquida. No resfriamento esta fase líquida solidifica formando “pontos de solda” entre as partículas cristalinas. Podemos imaginar a sinterização do corpo cerâmico como a formação de “soldas internas” entre as partículas cristalinas. Na fase anterior as partículas estavam ligadas pela plasticidade.

5.2 Matéria Orgânica

5.2.1 Material Orgânico Particulado

Combaz (1964) introduziu o conceito de palinofácies, sendo definida como o estudo palinológico do total de componentes da matéria orgânica contida em um sedimento após a remoção da matriz sedimentar, por acidificação com HCl (ácido clorídrico) e HF (ácido fluorídrico). Esta análise envolve um estudo integrado de todos os aspectos dos componentes da matéria orgânica, tais como: identificação dos componentes particulados individuais, determinação de suas proporções relativas e absolutas, seus tamanhos e estado de preservação.

Para este estudo adaptou-se o sistema de classificação geral dos principais componentes da matéria orgânica (baseado em Tyson, 1995; Mendonça Filho, 1999; Mendonça Filho, *et al.*, 2002), sendo o material orgânico dividido em três grupos principais e seus respectivos subgrupos: fitoclastos, palinomorfos e matéria orgânica amorfa. A subdivisão das categorias de fitoclastos e palinomorfos tem a finalidade de identificar qualquer variação quantitativa que poderia estar relacionada aos principais controles na distribuição de matéria orgânica.

A classificação do material orgânico, objetiva satisfazer os critérios para a caracterização dos componentes orgânicos particulados:

- a) origem biológica das partículas (diferentes tipos de tecidos lenhosos não-opacos bioestruturados);
- b) qualquer agrupamento ecologicamente significativo que pode ser refletido pelos tipos de partículas (diferentes tipos de plâncton e algas);
- c) o estado de preservação dos vários tipos de partículas (estado de preservação dos tecidos lenhosos não-opacos);

d) qualquer variação significativa ou consistente no tamanho, morfologia ou densidade comumente será refletida no comportamento hidrodinâmico das partículas (diferentes tipos de tecidos lenhosos opacos e esporos);

e) qualquer componente com diferenças predizíveis em seu caráter geoquímico (preservação da matéria orgânica amorfa, tecidos lenhosos opacos *versus* não-opacos, etc.).

Classificação

Os fitoclastos foram divididos em não-opacos (de coloração amarelada a marrom muito escura), opacos (pretos) e cutículas. Os palinomorfos foram somente divididos em esporomorfos de origem terrestre (esporos e grãos de pólen) e organismos aquáticos (algas de água doce/salobra, microplâncton marinho). A matéria orgânica amorfa constitui o restante do material e é separada do resto da assembléia com base no seu caráter não estruturado (Tabela 03).

Fitoclastos

Sua principal divisão se refere à fitoclastos opacos (pretos) e não opacos (coloração de amarela a marrom muito escura), podendo apresentar bioestruturas variadas. Ainda dentro da categoria fitoclasto não-opaco, encontramos as cutículas, que são partículas de coloração amarelo pálido a marrom claro, delgadas em forma de lâminas com contornos nítidos, podendo demonstrar boas estruturas celulares ou não, representando a camada de cutina da epiderme de folhas de vegetais superiores.

Palinomorfos

O grupo palinomorfo foi dividido em: terrestre - esporomorfos (esporos e grãos de pólen - palinomorfos derivados de macrófitas terrestres) e aquáticos - microplâncton de parede orgânica de água doce e marinha.

Matéria Orgânica Amorfa

Representa uma matéria orgânica não estruturada com uma forma ou contorno irregular. Sua coloração varia de cinza-preta a laranja-marrom, apresentando uma matriz granular heterogênea freqüentemente com manchas pretas, as quais podem ser inclusões de pirita. Pode formar grumos ou ser finamente dispersa. É provavelmente derivada de bactérias, fitoplâncton e agregados orgânicos degradados (Tyson, 1993). Seu estado de preservação é importante na caracterização de condições deposicionais, sendo avaliada através da luz fluorescente azul.

Tabela 03 - Classificação geral dos principais componentes da matéria orgânica (baseada e adaptada de Tyson, 1995; Mendonça Filho, 1999; Carvalho, 2001; Mendonça Filho et al., 2002).

Grupos e Subgrupos		Origem	Descrição
Matéria Orgânica Amorfa	"M.O.A."	Material orgânico derivado de ataque microbiológico	Material não estruturado e com formato variado; cor: amarelo-laranja-vermelho; laranja-marrom; cinza, algumas vezes inclusões como palinomorfos, fitoclastos, pirita, etc., fluorescente e não fluorescente.
Fitoclastos	Opaco	Derivado de tecidos lenhosos de vegetais superiores ou fungos.	Partícula de cor preta podendo apresentar ou não bioestruturas.
	Não-opaco		Partícula de cor marrom podendo apresentar ou não bioestruturas.
	Cutícula		Partícula de cor amarelo-pálido a marrom claro, delgada, com estrutura celular ou não, em alguns casos com estômatos visíveis.
Palinomorfos	Esporomorfos	Esporos – palinomorfos terrestres produzidos por pteridófitas, briófitas e fungos. Pólen – palinomorfos terrestres produzidos por gimnospermas e angiospermas.	Esporos – palinomorfos de forma triangular ou circular, apresentando marca trilete ou monolete (uma cicatriz). Ornamentação variada. Polens – palinomorfos com morfologia complexa a simples; usualmente esférico a subesférico; ornamentação variada, podendo apresentar aberturas.
	Microplâncton de água doce	Botryococcus (Alga Chlorococcale).	Colônias globulares irregulares; tamanho de 30 a 2000 micras de diâmetro, algumas vezes com vários lóbulos; laranja-marrom.
	Microplâncton Marinho	Dinoflagelados.	Restos de cistos produzidos durante a parte sexual do ciclo de vida da classe Dinophyceae. Principal característica é a paratabulação que divide a teça do cisto em placas retangulares ou poligonais separadas por suturas. Muitas vezes com abertura através do qual ocorre o encistamento.

5.2.2 Matéria Orgânica no Solo

Segundo Licht (2001), a matéria orgânica possui propriedades singulares que mesmo em quantidades muito reduzidas podem mostrar efeitos importantes na química dos solos. Tais efeitos incluem: a complexação de íons por matéria orgânica dissolvida, o que resulta em aumento de mobilidade dos elementos; adsorção ou formação de compostos orgânicos, resultando em imobilização e redução a estados de valência mais baixa, com mudanças nas propriedades químicas.

No caso dos metais, estes se ligam à matéria orgânica de diversas maneiras: ácidos orgânicos contendo grupos -COOH , -OH ou similares, podem formar sais orgânicos nos quais os metais ocupam o local do H^+ ionizável, geralmente com ligações moderadas. Quando ligados diretamente ao carbono, formam os compostos organometálicos, ou então ao N (nitrogênio), O (oxigênio), P (fósforo) ou S (enxofre) com ligações mais fortes. Em muitos compostos orgânicos os metais são quelados, ou seja, ligado a duas ou mais posições na molécula por meio de ligações muito fortes. Os metais também podem ser atraídos eletrostaticamente nas partículas coloidais de matéria orgânica por meio de ligações fracas.

A maior parte da matéria orgânica dos solos é composta por substâncias húmicas, formadas a partir da degradação dos materiais das plantas e pela atividade microbiana e por resíntese, dividindo-se em três grupos: ácidos húmicos, ácidos fúlvicos e humina. As substâncias húmicas são uma mistura complexa de compostos de modo que suas propriedades físico-químicas são aquelas da mistura, ao invés das de um composto simples (Licht, 2001). A abundância de radicais -COOH (grupo carboxílico), -OH (grupo enólico) e -OH (grupo fenólico), dá aos ácidos húmicos e fúlvicos suas propriedades ácidas e também as de adsorver, complexar e quelar metais, já que quando dissolvidos na água, os componentes húmicos e fúlvicos têm carga negativa (Rose *et al.*, 1979).

Esta correlação é sobremodo dependente do pH do solo: sob condições extremamente ácidas, o hidrogênio é fortemente retido e não é de fácil substituição por outros cátions; por conseguinte, o colóide formado apresenta baixa carga negativa e assim, é pequena a sua capacidade adsortiva. Com a elevação do pH, ioniza-se inicialmente o hidrogênio dos grupos carboxílicos e a seguir o hidrogênio dos grupos enólico e fenólico, que são substituídos por

cálcio, magnésio e outros cátions. Sob condições alcalinas, a capacidade adsortiva do húmus excede consideravelmente a da maioria das camadas de argilas silicatadas (Brady, 1974).

5.3 Variação do Nível do Mar no Neógeno na Baía de Sepetiba

Com a penúltima transgressão marinha equivalente à Transgressão Cananéia (Suguio & Martin, 1978) na fase interglacial Riss/Würm (entre 120 a 75 m.a. A.P.), sedimentos costeiros argilo-arenosos, anteriormente depositados na pré-formada depressão inter-colinas e baixadas em geral, foram sendo retrabalhadas pelas vagas e correntes associadas de linha de costa em ascensão (Góes, 1994). Segundo Fulfaro *et. al.* (1976, *apud* Góes, 1994), os sedimentos basais da planície de Itaguaí, seriam estes depósitos provavelmente daquela época interglacial, podendo-se correlacioná-los com a formação Cananéia do litoral paulista.

Com o posterior recuo do mar (-110m), durante a glaciação Würm (75 a 17 m.a. A.P.), processos marinhos (ondas e correntes associadas), num ambiente de relativa alta energia, iam elaborando suas formas regressivas costeiras. Neste contexto, a drenagem do médio e baixo Guandu, passava então a cortar a atual plataforma continental, ficando a baía de Sepetiba submetida à sedimentação continental (Góes, 1994).

Segundo Roncarati & Barrocas (1978), a área da baía de Sepetiba, baixada do rio Guandu, restinga da Marambaia e uma grande porção da plataforma continental, deveriam estar sob condições de sedimentação em ambiente continental durante período glacial Würm. Na região da baía de Sepetiba, o clima mais úmido (período pós-Würniano), permitiu a formação de uma rede de drenagem, gerando extensos depósitos sedimentares de complexos fluviais, compostos de areias e conglomerados de canal e argilas de planície de inundação, sob a atual plataforma continental. O clima originalmente úmido teria mudado gradativamente para seco, com extinção dos cursos fluviais. Neste novo ambiente, os depósitos sedimentares subseqüentes seriam constituídos por areias e cascalhos imersos em matriz argilosa avermelhada, depositados por leques aluviais (Roncarati & Barrocas, 1978).

Posteriormente, a mudança climática no final do período glacial Würm e início do degelo das calotas glaciais, aumentaram o volume das águas dos mares dando início a Transgressão Flandriana (14.000 a 6.000 anos A.P). Este evento eustático caracterizou-se pela ascensão relativamente rápida do nível do mar, até cotas de quatro a seis metros acima do atual (Roncarati & Barrocas, 1978). De acordo com os autores, sedimentos continentais teriam sido depositados durante o nível máximo da Transgressão Flandriana.

O clímax da Transgressão Flandriana proporcionou a formação de uma larga enseada na área da atual baía de Sepetiba e na borda desta enseada o embate das ondas deu origem à formação de uma série de cordões de praia de enseada e, corpos de areia de fundo de enseada, com grande quantidade de conchas marinhas. Provavelmente, essas areias seriam produtos do retrabalhamento pelo mar em transgressão, da parte superficial dos depósitos continentais (Roncarati & Barrocas, 1978). Já Suguio & Martin (1978), afirmam que no máximo da Transgressão Flandriana, o nível do mar subiu aproximadamente de 3 a 5 m, acima do nível atual. Para a área de estudo, ainda de acordo com os autores, a variação do nível do mar não superou os 3m, o que é conflitante com as informações de Roncarati & Barrocas (1978) e Carelli (2008).

Carelli *et. al.* (1998) relataram a presença de incrustações de ostras em superfícies rochosas aproximadamente 4 m acima da linha de costa atual, na ilha da Madeira/Itaguaí (Figura 11). Ainda Carelli *et. al.* (2004) também citaram a ocorrência de possíveis depósitos marinhos na área de estudo e a existência de acumulações conchíferas parcialmente soterradas em pontos isolados desta área (Figura 12).

Carelli *et. al.* (2007) apresentaram dados de datação pelo método de termoluminescência, para os cordões arenosos deste estudo. A idade obtida para o cordão A (6.530 +/- 1.120 anos) o posiciona como sendo depositado à época do final da transgressão Flandriana. Este mesmo evento segundo Roncarati & Neves (1976) deu origem a cordões arenosos na baixada de Jacarepaguá, localizada na cidade do Rio de Janeiro e contíguos à baía de Sepetiba.

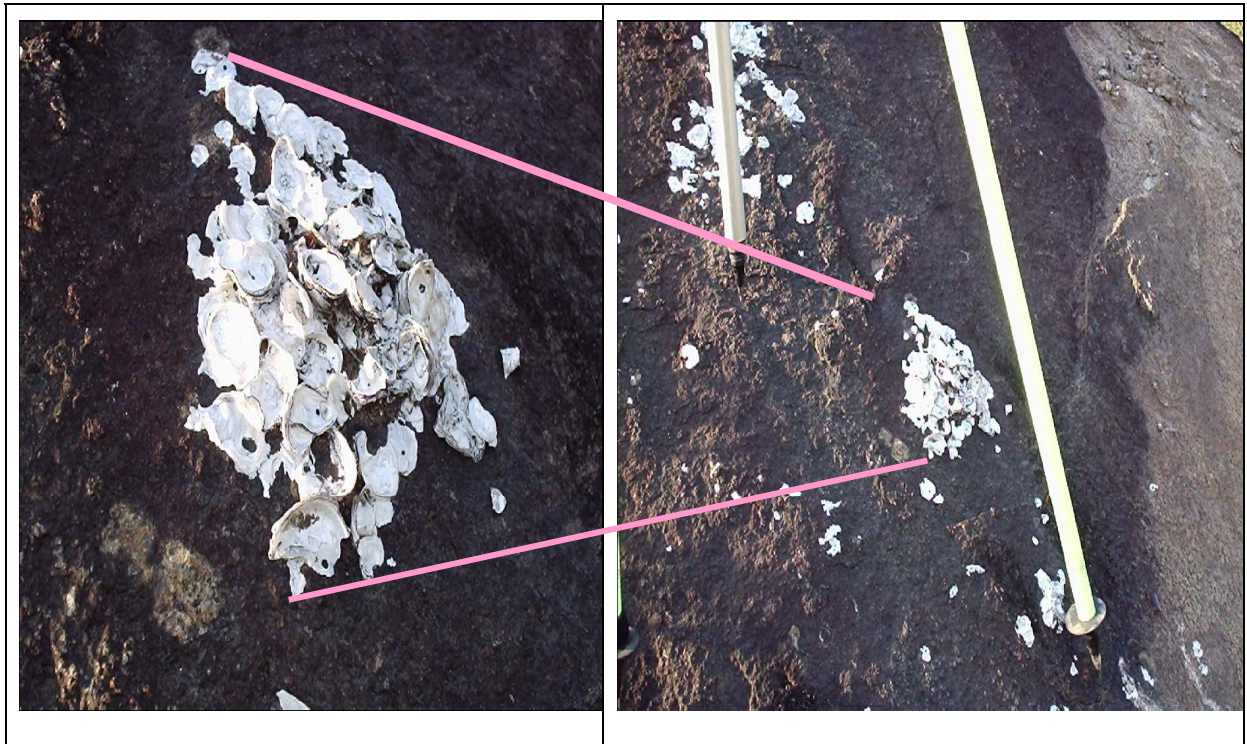


Figura 11 – Fotos de incrustações de ostras em superfícies rochosas a aproximadamente 4 metros acima da linha de costa atual na área de estudo, segundo Carelli *et. al.* (1998).



Figura 12 – Foto de acumulação conchífera parcialmente soterrada, descrito em Carelli *et. al.*, 2004.

5.4 Cordões de Praia e Cordões de Deltas Dominados por Ondas

Pode-se dizer que o litoral brasileiro ficou sujeito a três fases principais de submersão (7,0 Ka – 5,1 Ka; 3,8 Ka – 3,5 Ka e 2,7 Ka – 2,5 Ka) e de emersão (5,1 Ka – 3,8 Ka; 3,5 Ka – 2,7 Ka e 2,5 Ka até o presente) durante o Holoceno. Todo esse processo de variação do nível do mar causou a formação de cristas de praia, também chamados de cordões arenosos ou cordões litorâneos. Para um melhor entendimento sobre esse assunto foi elaborado o presente capítulo.

O ambiente de praia é composto de pontos permanentemente submersos, onde as ondas, mesmo as mais fortes, já não selecionam e nem mobilizam as areias, até a faixa das dunas. A largura das praias atuais varia de dezenas a centenas de metros, e chegam a estender-se lateralmente à até centenas de quilômetros (Suguio, 2003).

Em uma seção típica do perfil de praia, perpendicular a linha de costa (Figura 13), a praia pode ser dividida em quatro domínios: pós-praia (backshore), face antepraia (foreshore), face de praia (shoreface) e costa afora (offshore) (Suguio, *op. cit.*). O perfil de praia é mutável em função das alterações nos parâmetros de ondas, no suprimento de sedimentos e no caráter destes.

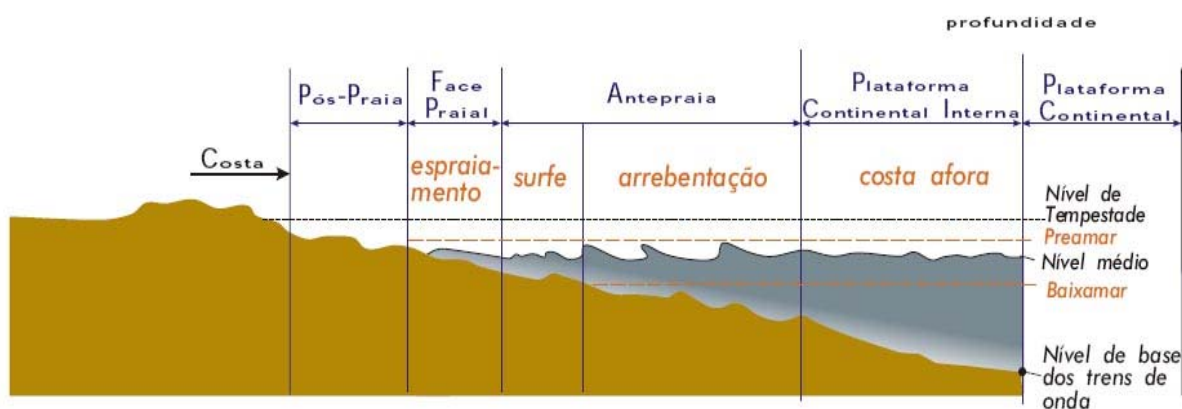


Figura 13 – Elementos morfológicos de uma praia, extraído do livro “Decifrando a Terra”, 2003.

A regra de Brunn (1962) estabelece que quando é alcançado o perfil de equilíbrio da zona litoral, uma elevação subsequente do nível do mar iria perturbar este equilíbrio, que seria restaurado mediante uma translação desse perfil em direção ao continente. Como

consequência, o prisma de praia irá sofrer erosão e o material erodido será transferido e depositado na antepraia. Essa transferência provocará a elevação do assoalho da antepraia numa magnitude (a_1) igual a elevação sofrida pelo nível do mar (a_2), mantendo uma profundidade constante na lâmina d'água, conforme ilustrado em Flexor & Suguio (1984) (Figura 14).

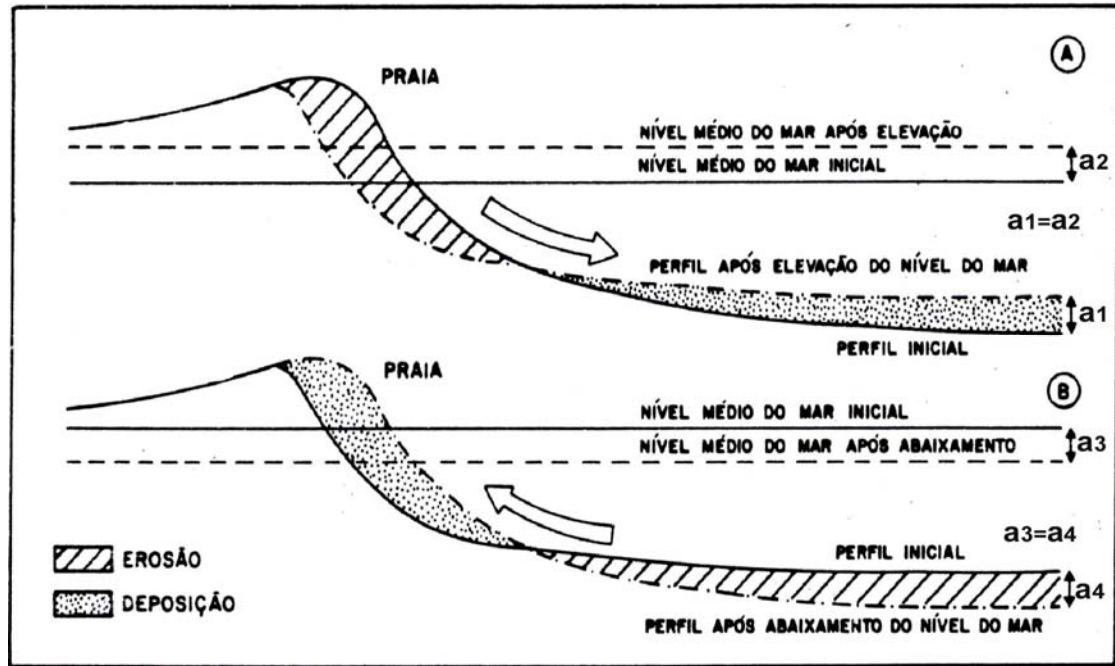


Figura 14 - Comportamento do perfil de equilíbrio da zona litoral em função das variações do nível do mar. A – elevação; B – abaixamento. (Extraído de Flexor & Suguio, 1984).

Os principais agentes atuantes numa praia são: vento, ondas e correntes. Na maioria dos casos, ocorre uma interação entre estes três processos. As ondas atuam principalmente na zona de antepraia e face de praia, e originam-se do atrito do vento com a superfície do mar, trazendo água em direção a praia propiciando a formação das correntes de deriva e das correntes de retorno (Mendes, 1992) (Figura 15).



Figura 15 – Esquema de circulação de correntes de deriva (lateral) e de retorno (setas menores vermelhas), extraído de Mendes, 1992.

O vento é dominante na zona de pós-praia e principalmente na área de dunas, retirando os sedimentos mais finos, deixando o material mais grosso (Davis, 1992). Já as correntes podem ser geradas pelas ondas e são conhecidas como correntes de deriva litorânea e correntes de retorno, sendo muito importantes e, em muitos casos, o principal agente de transporte nessas regiões.

Sabe-se que o abaixamento do nível do mar que se seguiu ao máximo da transgressão Holocênica resultou na construção das planícies de cordões litorâneos. Os rios começaram então a desembocar diretamente na plataforma interna. Os efluentes fluviais atuaram como molhes (quebra-mar), retendo a barlar (lado da desembocadura de onde vem a corrente, ou *updrift*) da desembocadura fluvial, os sedimentos transportados pela corrente de deriva litorânea (o "Efeito de Molhe", Dominguez *et al.* 1983, *apud* Dominguez, 1990).

Dominguez, (1990) exemplifica o “Efeito de Molhe” a partir de um caso onde as frentes de ondas se aproximam paralelamente à linha de costa, o que é raro no registro geológico. Em presença de uma fonte pontual de sedimentos (por exemplo, uma desembocadura fluvial), as ondas irão distribuir os sedimentos fluviais para ambos os lados da desembocadura (Figura 16 - A). Mais comumente, deve-se esperar que as frentes de ondas formem um ângulo agudo com a linha de costa. Nesta situação, o efluente fluvial irá atuar como um molhe retendo à barlamar (*updrift*) da desembocadura fluvial os sedimentos transportados pela deriva litorânea (Figura 16 - B). A sotamar (lado contrário da desembocadura àquele de onde vem a corrente, ou *downdrift*) da desembocadura, a linha de costa será alimentada pelos sedimentos transportados pelo rio.

O resultado final deste estilo de progradação é uma sucessão de corpos arenosos lineares separados uns dos outros por zonas baixas pantanosas. Essa diferença nos mecanismos de progradação entre os lados a sotamar e a barlamar da desembocadura fluvial foi observada nas planícies costeiras associadas às desembocaduras dos Rios São Francisco, Jequitinhonha e Paraíba do Sul (Dominguez *et al.*, 1983 *apud* Dominguez, 1990).



Figuras 16 A e B - "Efeito de Molhe". (Extraído de Dominguez, 1990).

Observa-se na Figura 17 abaixo, dois paleosistemas fluviais na área de estudo, paralelos entre si, representados por feixes de cordões arenosos produzidos através do impacto das ondas (Carelli, 2008).

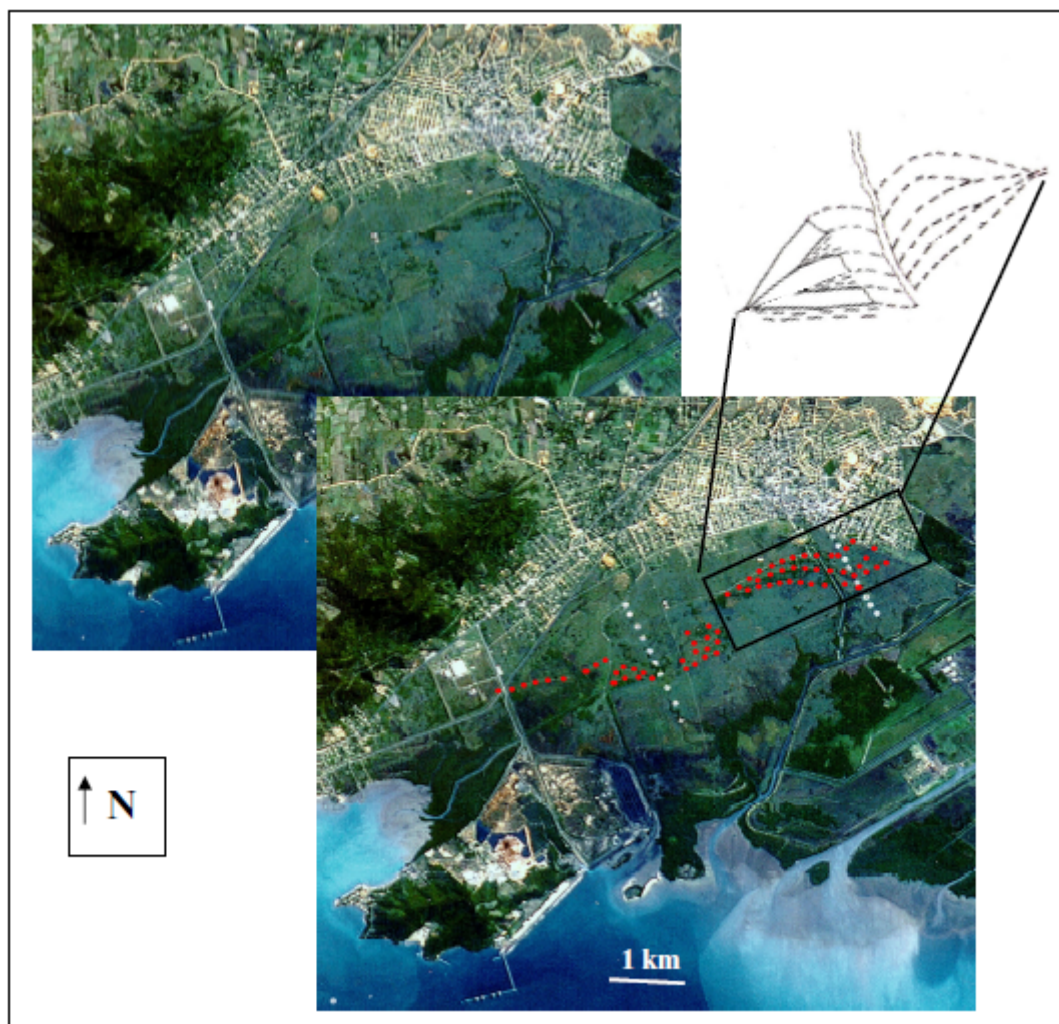


Figura 17 - Composição de imagens de satélite SPOT, 1:60.000, exemplificando os dois paleosistemas fluviais (pontos vermelhos) encontrados na área, sendo o mais antigo e o estudado nesse trabalho localizado à direita. O croqui representa como seria o sistema fluvial estudado. (Extraído de Carelli, 2008).

Cordões de Praia

O termo linha de praia é definido para feições deposicionais costeiras que existem no ambiente de praia. Cordões litorâneos são exemplos dessas feições, e são também conhecidos

como cordões arenosos, ou cristas de praia, ou ainda cordões de praia (Suguio, 2003). Compõem-se de areias finas a grosseiras, seixos e conchas, se sucedem horizontalmente e resultam da progradação da linha de costa em direção ao oceano, através do processo de acumulação de sedimentos, onde cada cordão corresponde a uma linha de praia ativa no seu tempo.

Os cordões de praia são feições alongadas, subparalelas à linha de costa, constituídos por areias típicas de praia. Podem ser do tipo chernier, os quais se mostram juntos lateralmente, como afastados lateralmente por depósitos argilosos. Em certos casos, extensas planícies costeiras são constituídas inteiramente pela sucessão de cristas de praia, exemplo deste tipo pode ser observado na região do Rio Paraíba do Sul (Carelli, 2008).

Cordões de deltas dominados por ondas

Os cordões de deltas dominados por ondas podem ser também chamados de cordões deltáicos. São aqueles onde as ondas são o principal agente de formação. Os deltas têm diversos condicionantes em sua formação, como por exemplo, característica da bacia de acumulação, descarga fluvial e as ondas e marés. São divididos em planície deltáica, frente deltáica e pró delta. Na planície deltáica observam-se diferenças morfológicas entre a parte superior (mais fluvial) e a parte inferior (mais estuarina). Já a frente deltáica, é um local de intensa deposição onde a morfologia deltáica é realmente estabelecida. Nesse local, sedimentos grossos são depositados em barras à frente dos canais distributários. E o pró delta é uma região com predomínio de sedimentação fina (siltes e argilas), e localiza-se além do nível de base das ondas.

Existem dois tipos de deltas. Os deltas construtivos, de grande aporte sedimentar, fortemente progradação e alongados, exemplo deste tipo é o delta do rio São Francisco (Figura 18). E os deltas destrutivos, gerados por retrabalhamento marinho, normalmente em situação transgressiva formando cúspides. Este último tipo se assemelha bem ao estudado nesta pesquisa.



Figura 18 – Delta do Rio São Francisco, SPOT, escala 1:60.000, 1998.

5.5 Fácies e Associação de Fácies

Nos estudos estratigráficos e sedimentológicos, mudanças significativas estão associadas ao conceito de fácies sedimentar e a um resgate da “Lei de Walther de correlação de fácies”, em uma perspectiva de reconhecimento de sistemas deposicionais. Relacionam-se também, à utilização crescente de descontinuidades estratigráficas como critério distintivo para a ordenação do registro sedimentar, e ainda ao retorno de uma concepção de sedimentação não-gradual, sob um ponto de vista totalmente diferente. Em particular, o desafio dos estudos de Estratigrafia do Quaternário é, além de incorporar estas transformações no raciocínio científico, superar dificuldades metodológicas específicas, basicamente relacionadas ao nível de precisão exigido para estes estudos e à sua interdisciplinaridade.

A característica mais notável do Período Quaternário é a sua breve duração, e como consequência do curto intervalo, o estudo dos depósitos sedimentares quaternários não pode prescindir de um nível de detalhamento desconhecido nos estudos de seqüências sedimentares mais antigas. A definição de uma litoestratigrafia de real significado estratigráfico a uma análise de depósitos quaternários esbarra na natureza geralmente pouco espessa e na distribuição descontínua desses depósitos, marcados ainda, por freqüentes similaridades e recorrência de fácies (Limeira, 1990).

A reconhecida natureza climática do Quaternário estimulou o pensamento de que uma base lógica e natural para a análise estratigráfica de seus depósitos sedimentares seriam as variações climáticas inferidas a partir do caráter sedimentológico, de fósseis e de solos (Richmond, 1959), levando à proposição de unidades climatoestratigráficas (Richmond *op. cit.*) e geoclimáticas (A. C. S. N., 1961). Porém, essa idéia por ser muito subjetiva foi abandonada em 1983.

Uma característica particular dos depósitos sedimentares está no fato de que não se encontram restritos a bacias sedimentares, mas distribuídos sob as múltiplas formas de relevo, comumente em uma estreita relação genética com as feições morfológicas da paisagem. Disso resulta uma integração entre Geomorfologia e Estratigrafia. O entendimento das relações entre depósitos e formas de relevo é de real importância ao estudo do registro sedimentar quaternário (especialmente continental). O controle da sedimentação quaternária continental é

efetivamente realizado no âmbito de bacias de drenagem, que atuam, com as devidas restrições, como “bacias sedimentares”.

Em relação à existência de unidades limitadas por descontinuidades, base da Aloestratigrafia (do grego *állos* = outro, diferente), pode-se falar que são definidas como uma superfície de erosão e/ou não-deposição entre corpos de rocha, documentando um hiato ou uma lacuna significativa em uma sucessão estratigráfica, causada por uma interrupção na deposição por um considerável espaço de tempo (I. S. S. C., 1987), chamadas de descontinuidades maiores ou discordâncias (*unconformity*).

Unidades limitadas por descontinuidades possuem um potencial bastante significativo de utilização, comprovado pelas muitas formas como vêm sendo propostas e utilizadas, desde a definição de “seqüência” de Sloss *et. al.* (1949) até os “ciclos agradacionais pontuados” (PAC’s) de Goodwin & Anderson (1985). Diacrônicas por definição, embora as seqüências deposicionais de Mitchum *et. al.* (1977), as seqüências de Van Wagoner *et. al.* (1990) e os PAC’s de Goodwin & Anderson (1985) tenham conotação cronoestratigráfica, as unidades limitadas por descontinuidades possuem, no entanto, um forte significado temporal, por individualizarem eventos sedimentares de magnitudes variadas (descontinuidades = “plano de tempo”).

Somando-se a este potencial que apresentam para a interpretação da história sedimentar, as unidades limitadas por descontinuidades constituem uma abordagem não-convencional bastante adequada como resposta ao desafio metodológico representado pela análise do registro sedimentar quaternário, descontínuo no espaço e no tempo. A importância das descontinuidades estratigráficas para a análise dos depósitos quaternários está no fato de que o reconhecimento dessas feições documenta variações nos processos deposicionais freqüentemente não evidenciadas pelo caráter litológico, comumente caracterizado por similaridades composicionais e recorrência de fácies em um pequeno intervalo deposicional.

Uma consequência importante que resulta da conceituação de unidades limitadas por descontinuidades é que estas unidades representariam, pela extensão lateral, um espectro paleoambiental contínuo, envolvido em um evento sedimentar único (Goodwin & Anderson, 1985). Neste contexto, o instrumento mais adequado à reconstituição paleoambiental está

fundamentado nos conceitos de fácies sedimentar e sistema deposicional, intimamente relacionados.

O termo fácies (do latim *facia* ou *facies*, significando aparência externa) tem sido utilizado de formas variadas desde a sua introdução na Geologia por Steno (1669 *apud* Walker, 1984), que definia como facies o aspecto total de uma parte da superfície da terra durante um certo intervalo de tempo geológico. O uso moderno do termo fácies foi introduzido por Gressly (1838 *apud* Walker, 1984), implicando no somatório total dos aspectos litológicos e paleontológicos de uma unidade estratigráfica.

O conceito de fácies é assumido como representando um conjunto concreto de aspectos litológicos, estruturais e orgânicos, verificados no campo pela análise de um corpo sedimentar (Middleton, 1978). Ressalta-se que uma fácies sedimentar reflete um processo sedimentar particular (Reading, 1986), devendo assim ser interpretada. A relação fácies-ambiente não é tão direta. Na sua grande maioria, processos refletidos por facies sedimentares distintas não podem ser considerados como exclusivos de determinados ambientes. Sendo assim, a chave para interpretação paleoambiental é considerar um conjunto de fácies sedimentares (Walker, 1984), refletindo o conjunto de processos sedimentares que define um ambiente deposicional.

Walther (1894 *apud* Walker, 1984), em sua “lei de correlação de fácies”, enfatizou o reconhecimento de seqüências estratigráficas como o resultado de ambientes deposicionais espacialmente relacionados, afirmando que somente podem ser superimpostas primariamente, sem uma quebra, aquelas fácies e seqüências de fácies que podem ser observadas atualmente em associação lateral umas com as outras. Middleton (1973) ressalta a necessidade de seqüências contínuas, isto é, sem quebras maiores, para a validade desse princípio. Já Della Favera (1984) admite que, com as devidas restrições, a lei de Walther continue válida para a interpretação de seqüências estratigráficas pontuadas por descontinuidades menores.

De qualquer forma, aplicada ao registro sedimentar, a lei de Walther sugere que, em uma seqüência vertical, uma transição “gradacional” de uma fácies para outra implica que as duas fácies representam condições deposicionais que atuavam lateralmente adjacentes. Dessa maneira, o registro estratigráfico deixa de ser tomado como um simples empilhamento de unidades litológicas, sendo, a partir de então, possível uma interpretação genética mais

próxima das relações ambientais observadas em sistemas sedimentares atuais. A lei de Walther pode ser tomada, assim, como base elementar do conceito de sistemas deposicionais.

Outro conceito de fácies é a de Selley (1982), entendida como uma massa de sedimentos ou rochas sedimentares que pode ser reconhecida e distinguida de outras pela sua geometria, pela composição, pelas estruturas sedimentares, pelo padrão de paleocorrentes, e pela eventual presença de fósseis. Estas características estão diretamente relacionadas com os processos deposicionais atuantes na construção dos corpos sedimentares, cujo entendimento permite conhecer as condições ambientais da sedimentação.

Na opinião de Selley (1982), haveria praticamente um consenso em torno da idéia de que o número de fácies sedimentares seria limitado, repetindo-se com frequência em rochas e sedimentos de diferentes idades em todo mundo. O mesmo salientou, no entanto, que fácies sedimentares idênticas não deveriam existir; por outro lado, as transições entre os diversos tipos seriam relativamente comuns.

Miall (1996), Figura 19, considera fácies sedimentar como uma massa de rocha definida e diferenciada das demais por sua geometria, litologia, estruturas sedimentares, paleocorrente e conteúdo fossilífero. É importante ressaltar que uma fácies sedimentar resulta de um processo sedimentar. A maior parte das fácies sedimentares apresenta interpretação ambiental ambígua, visto que, determinado processo pode ocorrer em mais de um ambiente sedimentar. Sendo assim, para a interpretação paleoambiental, é necessária a caracterização de um conjunto de fácies sedimentares, as quais refletem um conjunto de processos sedimentares que permitem a caracterização de um ambiente sedimentar.

Litofácies	Classificação litológica	Estruturas sedimentares	Interpretação
<i>m s</i>	OAAS, ortoconglomerados arenosos sustentados por areia e PLS, para conglomerados sustentados por lama	maciços	depósitos de fluxo de detritos
<i>G m</i>	O, ortoconglomerados e OAAS, ortoconglomerados arenosos, ambos sustentados por clastos clastos.	maciços ou grosseiramente estratificados (acumamento horizontal, imbricação de	barras longitudinais, depósitos residuais de canais, depósitos de peneiramento com estrutura gradacional inversa
<i>G t</i>	AC, arenitos conglomeráticos e OAAS, ortoconglomerados arenosos sustentados por areia	estratificação cruzada acanalada	preenchimento de canais
<i>G p</i>	AC, arenitos conglomeráticos e OAAS, ortoconglomerados arenosos sustentados por areia	estratificação cruzada planar	barras linguóides
<i>S t</i>	A, arenitos, a AC, arenitos médios a muito grossos, conglomeráticos, podendo conter grânulos e seixos	estratificações cruzadas acanaladas isoladas (q) ou agrupadas (p)	dunas (regime de fluxo inferior)
<i>S p</i>	A, arenitos, a AC, arenitos médios a muito grossos, conglomeráticos, podendo conter grânulos e seixos	estratificações cruzadas acanaladas isoladas (a) ou agrupadas (o)	barras linguóides transversais e ondas-de-areia (regime de fluxo inferior)
<i>S r</i>	A, arenitos muito finos a grossos	marcas onduladas de todos	ondulações (regime de fluxo os tipos inferior)
<i>S h</i>	A, arenitos muito finos a muito grossos, podendo conter grânulos	laminação horizontal, lineação de partição ou de fluxo	fluxo acamado planar (regimes de fluxo superior e inferior)

Litofácies	Classificação litológica	Estruturas sedimentares	Interpretação
<i>S l</i>	A, arenitos finos	estratificação cruzada de baixo ângulo (<10°)	preenchimento de sulcos, rompimento de diques marginais, antidunas
<i>S e</i>	A, arenitos com intraclastos	sulcos erosivos com estratificação cruzada incipiente	preenchimento de sulcos
<i>S s</i>	A, arenitos finos a grossos, podendo incluir grânulos	sulcos amplos e rasos incluindo estratificações cruzadas tipo <i>h</i>	preenchimento de sulcos
<i>S se, S h e S pe</i>	A, arenitos	análogos a <i>S s</i> , <i>S h</i> e <i>S p</i>	depósitos eólicos
<i>F l</i>	AP, arenitos pelíticos, PA, pelitos arenosos e P, pelitos	laminação fina, ondulações de amplitude muito pequena	depósitos de transbordamento ou de decantação de enchenes
<i>F s c</i>	P, pelitos	laminada a maciça	depósitos de áreas pantanosas ou planície de inundação
<i>F c f</i>	P, pelitos, localmente com moluscos de água doce	maciça	depósitos de pântanos alagadiços
<i>F m</i>	P, pelitos	maciça, com gretas de contração (ressecção)	depósitos de transbordamento
<i>Fr</i>	P, pelitos	marcas de raízes	camadas pelíticas sotopostas a camadas de carvão (<i>underclay</i>)
<i>C</i>	carvão, pelitos carbonosos	restos vegetais, filmes de lama	depósitos de pântano
<i>P</i>	carbonatos (calcretes)	feições pedogenéticas	solos

Figura 19 – Classificação de litofácies segundo Miall (1996).

É possível que este aspecto tenha contribuído para que surgissem os chamados modelos de fácies (cf. Walker & James, 1992), os quais buscariam delinear os atributos mais importantes das diversas fácies, deixando de lado aspectos aleatórios, e permitindo, assim, que se possam empreender estudos comparativos de fácies, levando a interpretação do ambiente deposicional. Este enfoque fundamenta-se fortemente no princípio do Atualismo, e abre espaço para que a análise de fácies sedimentares em ambientes atuais possibilite a geração de modelos prognósticos para depósitos antigos, conforme salientado por Stevaux (1993).

Uma associação de fácies, por sua vez, consiste em um agrupamento de fácies geneticamente relacionadas, cujas características e inter-relações permitem que se possa

interpretar o ambiente de sedimentação. Dessa forma, cada fácies dentro da associação, representa o registro sedimentar de atuação de um determinado processo deposicional e é nestas circunstâncias que o enfoque analógico implícito no Atualismo adquire maior relevância.

Para a interpretação ambiental, é importante definir a associação de fácies, uma vez que uma dada fácies pode ocorrer em vários ambientes distintos, resultante de um mesmo processo. Por exemplo, arenitos com estratificação cruzada acanalada podem ocorrer em ambientes do tipo fluvial, maré, praia, glacial e leque submarino, como resultado da passagem de correntes sobre um fundo arenoso. A associação dessa feição com outras é que determinará o ambiente com maior segurança (Della Fávera, 2001).

Uma técnica muito adotada para definir associação de fácies é a utilização do “diagrama de relações de facies”, que relaciona os contatos e as transições entre as fácies. Esse método foi desenvolvido inicialmente por DeRaaf *et. al.* (1965) e utilizado posteriormente por Walker (1976). Pela experiência do autor, deve-se tomar muito cuidado ao se elaborar tal diagrama, pois facies dominantes tenderão a apresentar contatos com todas as outras, através de relações aleatórias, embaralhando a interpretação. Segundo Walker, o método estabelecido por ele e utilizado por outros autores é estatisticamente errado. Hoje, todavia, prefere-se usar métodos ligados à análise de cadeias de Markov (Della Fávera *op.cit.*).

Um modelo de fácies pode ser definido, segundo Walker (1976), como um resumo de um ambiente sedimentar específico, o qual pode ser usado de quatro maneiras distintas. A base desse resumo consiste em muitos estudos, tanto em ambientes modernos como em antigos, usando a chamada Lei das fácies, de Walther. Essa lei diz que uma determinada sucessão vertical representa a projeção dos ambientes deposicionais contíguos existentes ao tempo da formação da sucessão.

Essas são as quatro maneiras nas quais um modelo de fácies deve atuar como:

- **Norma**, com o propósito de comparação;
- **Arcabouço e guia**, para futuras observações;
- **Elemento de previsão**, em situações geológicas novas;

- **Base para interpretação**, integrada do ambiente ou do sistema que ele representa.

Deve-se ter em mente que um modelo de fácies constitui uma média que deverá ser aplicável a inúmeros casos. Dentro de cada modelo, as peculiaridades de cada ambiente devem aparecer como ruídos (Della Fávera *op.cit.*).

Elementos definidores de fácies

Elementos litológicos

São as litologias como arenito, folhelho, calcário, siltito, etc. São muito importantes, mas numa sucessão de uma mesma litologia não servem. É necessário adicionar os outros elementos.

Estruturas sedimentares

São chamadas também de estruturas internas. Constituem elementos importantíssimos para a definição das fácies sedimentares e produzem-se a partir de vários processos sedimentares. São divididas em:

- Estruturas aerodinâmicas: correntes eólicas e fluxos gravitacionais subaéreos;
- Estruturas hidrodinâmicas: correntes aquosas e fluxos gravitacionais subaquosos;
- Estruturas deformacionais;
- Estruturas diagenéticas;
- Estruturas biogênicas.

Espessura das camadas

A espessura das camadas constitui um importante parâmetro para se distinguir fácies. Pode-se ter fácies de espessura grossa (*thick-bedded facies*), de espessura média (*medium-bedded facies*) e de espessura delgada (*thin-bedded facies*), o que é muito útil principalmente em turbiditos. As fácies delgadas teriam camadas com espessuras menores que 0,30 cm. As fácies médias iriam de 0,30-1,00 m e as grossas com espessura maior que 1,00 m.

Geometria das camadas

Essa característica se refere à geometria deposicional e é um importante elemento para a distinção de fácies. Devido aos processos sedimentares, a maioria das camadas tem uma expressão superficial bastante limitada. Como os elementos geométricos encontrados em pequena escala são iguais aos de grande escala, comprovado pela sismoestratigrafia, pode-se enumerar algumas das geometrias:

- Plano-paralela, comum aos processos que envolvem turbulência;
- Sigmoidal, indicando progradação;
- Lobada, comum nos tempestitos;
- Cunhas, nos depósitos litorâneos;
- Lentas, e outros.

Fósseis

A presença ou ausência de fósseis serve para distinguir facies. Quando presentes, a fauna e a flora, se não redepositadas, podem fornecer indicações paleoecológicas do ambiente de sedimentação. Esta característica é de suma importância, pois até os europeus levam em conta o conteúdo faunístico e florístico para determinar formações. Porém, o código estratigráfico em vigor não recomenda esta utilização.

Paleocorrentes

As indicações de paleocorrentes são obtidas a partir de orientações sugeridas por camadas frontais, marcas de sola, etc. Pode-se diferenciar uma determinada fácies de outra a partir da mudança de orientação de paleocorrentes. Sempre que possível, torna-se necessário determinar as orientações para se obter uma indicação de paleocorrente, e com a medição de várias indicações, num número estatisticamente significativo, determina-se o vetor resultante.

Fácies deltaicas

Os modelos deposicionais oferecidos na literatura são simplificações da realidade, baseados principalmente no uniformitarismo, muitas vezes falho, em função da sedimentação

ser predominantemente episódica. Walker (1992) recomenda uma filtração dos casos reais para a retirada dos elementos que compõem o modelo. Com isso, observou-se a existência de diversos tipos de fácies, as quais são denominadas de fácies eólica, em leque, de planície de inundação, deltaica, de maré e de praia. Neste trabalho será abordado mais especificamente a fácies deltaica por ser representativa do modelo deltaico dos cordões arenosos analisados.

A condição necessária para o desenvolvimento de um delta é haver grande suprimento de sedimentos excedendo a energia das ondas e correntes da bacia na qual o delta é construído. Os deltas formam-se em ambientes lacustres e marinhos marginais, ambos atuando como nível de base para deposição dos sedimentos. A distribuição do tamanho dos grãos dos sedimentos varia, nos diferentes deltas, de acordo com a distância da área fonte de sedimento. De uma área fonte próxima, como no caso do complexo deltáico Catskill (Friedman & Johnson, 1966), resulta granulação grosseira; o inverso ocorre quando a área fonte estiver distante, como no complexo deltáico do Mississippi.

Os deltas são feições freqüentes na sedimentação recente e antiga. Os deltas recentes são estudados como meio de reconhecer os antigos. Uma das maiores acumulações deltaicas no mundo, de idade Miocênica a recente, ocorre na costa dos Estados Unidos, na província petrolífera do golfo do México.

Os depósitos deltáicos são considerados como o resultado da sedimentação em ambiente transicional (Krumbein & Sloss, 1963). Encontra-se na seqüência deltáica uma interdigitação de sedimentos que não pode ser considerada puramente marinha ou continental; sedimentos legitimamente marinhos ou continentais estão intimamente associados a essa seqüência. Os fatores mais importantes na construção de deltas são a grande quantidade de suprimento sedimentar pelos cursos d'água, e a área de subsidência na margem desses corpos d'água, controlando o nível de base.

A distribuição e o tipo de sedimentos no ambiente deltáico são complexos. O relevo, a atividade orgânica e a proximidade das áreas fonte ativas dos sedimentos deltaicos influenciam consideravelmente na geometria, na estrutura e no tipo de depósitos resultantes. Pode-se descrever a sedimentação de maneira generalizada usando as divisões clássicas (topo, frontal e fundo) como fácies, conforme abaixo.

Fácies topo

Os sedimentos depositados na superfície do delta e na plataforma submarina da frente deltaica compreendem a fácies topo. Na área subaérea os sedimentos são depositados pelas correntes distribuidoras em seus canais, em lagos e em pântanos e mangues; resultam em sedimentos de preenchimento de canal, de diques marginais, lacustres e paludais. Os sedimentos de preenchimento de canal são de textura variável, apresentando granulação fina a muito fina, areias não fossilíferas, ou de granulação grosseira a fina, como no caso do complexo deltáico Catskill. As areias de barra de pontal contribuem com grande parte dos depósitos de canal. Os depósitos paludais são principalmente formados por silte e argilas, com alto conteúdo de matéria orgânica (Medeiros, *et. al.*, 1971).

Em todos os depósitos subaéreos da fácies deltaica os restos de planta e a mica são em geral abundantes. Sob esses depósitos superiores estão os chamados sedimentos da frente deltáica, compreendendo as barras de foz dos rios e os sedimentos das baías entre canais distribuidores. As barras na foz dos rios desenvolvem-se com grandes espessuras (45m) sem erodir os sedimentos pro deltáicos subjacentes, formando as areias de barras digitadas com padrão distributivo. Nos sedimentos das baías situadas entre distribuidores, encontram-se silte e argila com grande quantidade de mica, matéria orgânica e restos de conchas.

Fácies frontal

As características desta fácies dependem do tipo de sedimento transportado pelos rios. No caso do rio correndo para um corpo de água tranqüila, forma-se pequeno delta; havendo transporte de sedimentos grosseiros, originam-se camadas frontais com forte inclinação. Os ângulos de inclinação da fácies frontal são suaves quando o escoamento ocorre em um grande corpo de água e vem transportando sedimentos finos de planície costeira de baixo relevo. Este é o caso do rio Mississippi (Medeiros, *op. cit.*).

Fácies de fundo

A fácies de fundo é depositada principalmente sob condições submarinas (offshore), mas considerada como continuação da sedimentação da encosta exterior do delta. As

partículas são, em maior parte, depositadas em suspensão (Jopling, 1965) e os sedimentos predominantes são argilas e argilas silticas.

6. Materiais e Métodos

Para cumprir os objetivos do presente trabalho, foram executadas diversas metodologias como: mapeamento de campo, sondagens geomecânicas, análises granulométricas, análises mineralógicas com difração de Raios-X, análises geoquímicas com COT (Carbono Orgânico Total) e Enxofre Total, Análise Organopetrográfica, e análises de pH em H₂O.

6.1 Mapeamento de campo

Foram utilizados nesse trabalho de pesquisa:

- 1- Mapa Topográfico Folha Itaguaí de 1:50.000;
- 2- Aerofotogramas da FUNDREM, na escala 1:40.000, e 1: 8.000;
- 3- Imagens de satélite SPOT de 1996, escala 1: 60.000;
- 4- Levantamento aerofotogramétrico do município de Itaguaí/RJ, da EMBRAERO de 2005, escala 1:30.000.

Os itens acima foram utilizados para mapear os cordões arenosos, objetos deste estudo. Posteriormente, foi levantado um perfil topográfico perpendicular aos cordões A e B para avaliar as variações topográficas existentes na área e determinar suas elevações máximas (Figura 20). Para tanto, utilizou-se dos dados da rede de monitoramento contínuo do IBGE e da TRIMBASE para apoio planimétrico. Na altimetria foi utilizada a RN 3068-J para determinar a ondulação geoidal aplicando-se o resultado aos demais pontos para o transporte das coordenadas.

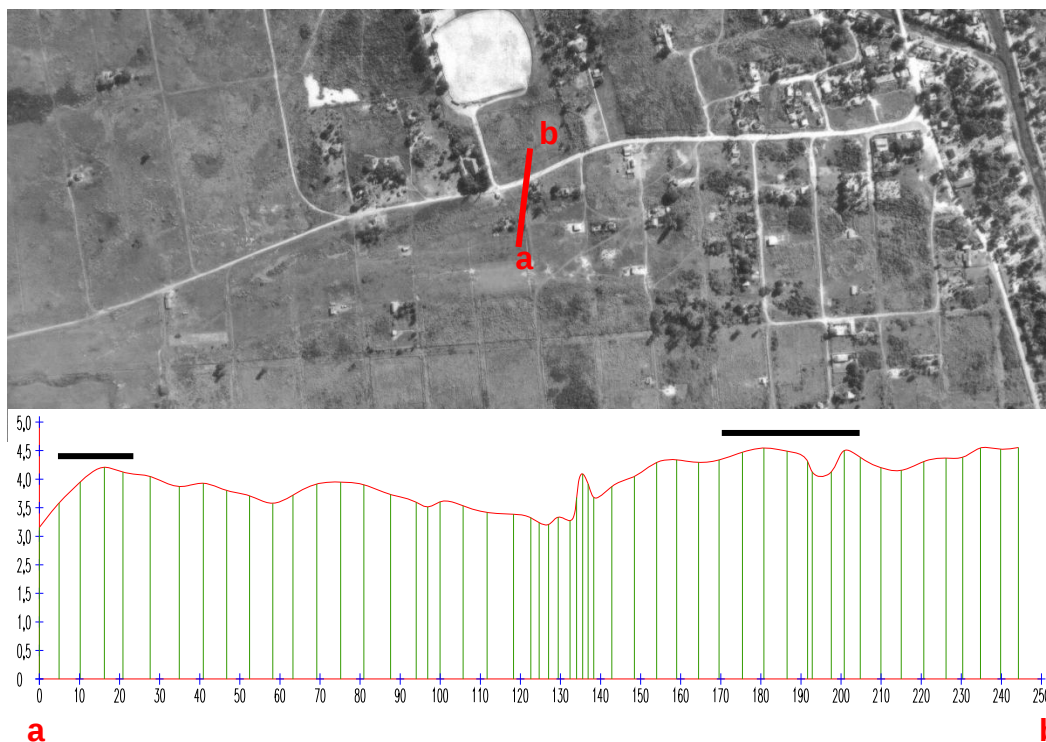
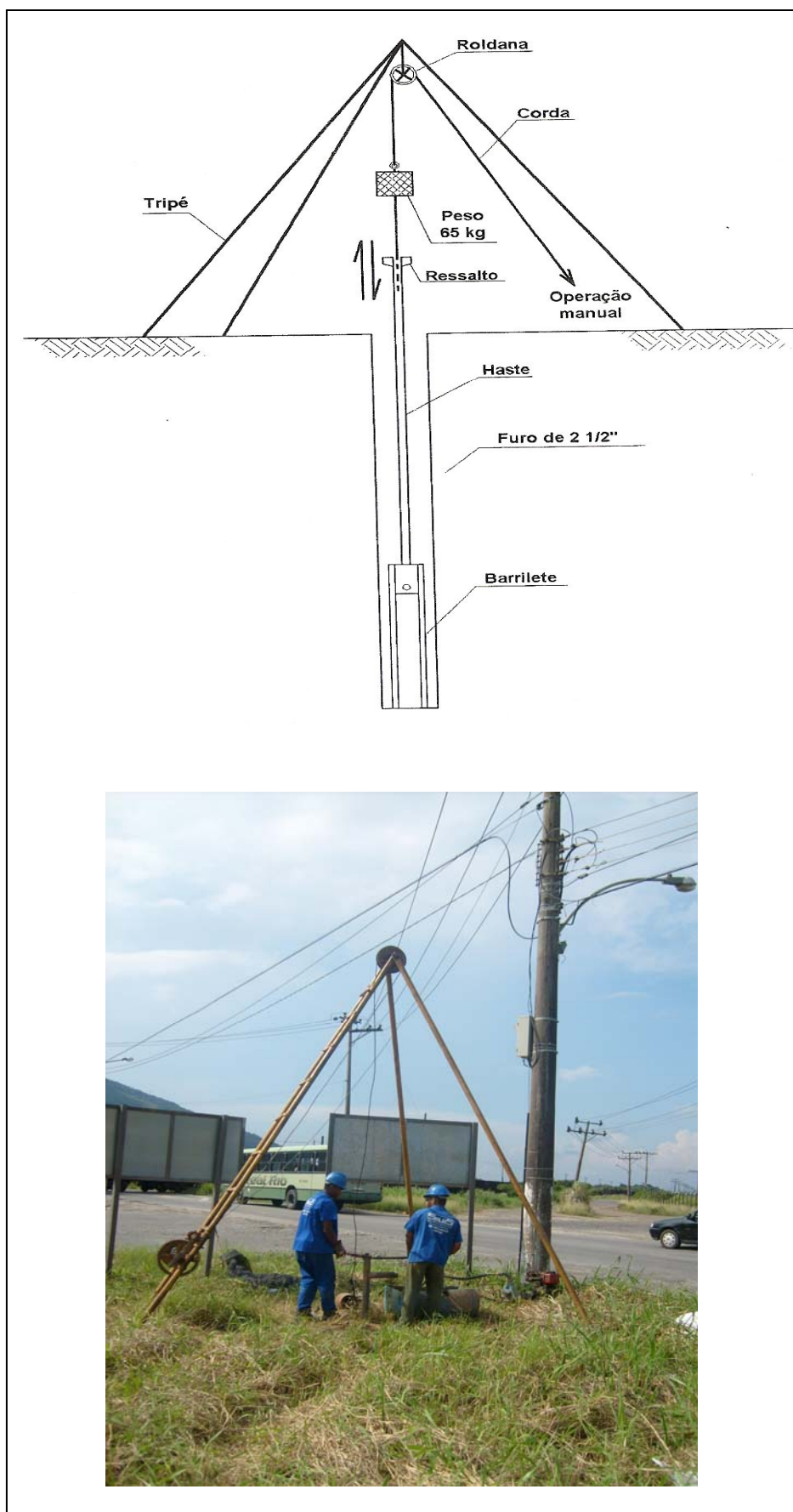


Figura 20 – Perfil topográfico em cordões arenosos na área de estudo (Carelli, 2008).

6.2 Sondagens Geomecânicas

A sondagem geomecânica é um método largamente utilizado para investigações geotécnicas de subsuperfície em camadas inconsolidadas de solo e sedimentos, destinada a construção civil.

Esse método simples e de baixo custo não teve como objetivo a determinação da resistência mecânica do solo e/ou dos sedimentos à penetração, considerou-se apenas a classificação tátil-visual das amostras, coletadas até as proximidades do embasamento cristalino. O equipamento utilizado encontra-se ilustrado abaixo (Figuras 21 e 22).



Figuras 21 e 22 – Equipamento de sondagem à percussão e equipe de sondagem abaixo.

O método de sondagem adotado nessa pesquisa foi o de percussão com circulação de água, através de um tubo galvanizado de 1” de diâmetro, munido de ponta cortante, pelo qual injetou-se água de lavagem no fundo da sondagem, simultaneamente com a percussão. Ao subir, a água carreava o material escavado, o qual foi depositado num tanque, na superfície do terreno. A identificação desse material carregado era desaconselhada. Um amostrador tipo “barrilete” coletou as amostras para posterior armazenamento.

6.3 Análises granulométricas

Neste trabalho, as análises granulométricas constaram de análises físicas conduzidas na terra fina seca ao ar (TFSA), e processaram-se segundo os métodos descritos no Manual de Métodos de Análise de Solo (EMBRAPA - SNLS, 1979), fornecendo a porcentagem, por peso: de argila; areia; areia fina; areia grossa e, por cálculo, a relação silte/argila. Estes resultados servirão às interpretações discutidas no Capítulo 7.

A determinação granulométrica foi realizada por meio do método da pipeta, após a eliminação da matéria orgânica com H_2O_2 a 10 % e lavagem dos sais solúveis, como preconizado por Gee & Bauder (1986). Os diferentes diâmetros de partículas foram definidos de acordo com a escala de Atterberg modificada e estabelecidos da seguinte forma: areia total (2–0,05 mm), silte (0,05–0,002 mm), argila (< 0,002 mm), areia muito grossa (2–1 mm), areia grossa (1–0,5 mm), areia média (0,5–0,25 mm), areia fina (0,25–0,1 mm) e areia muito fina (0,1–0,05 mm) (Soil Survey Division Staff, 1993).

Os dados obtidos foram plotados no triângulo de texturas (Figura 23), possibilitando o enquadramento das amostras em classes de texturas, de acordo com Soil Survey Manual (Soil Survey Division Staff, 1993).

- A identificação dos minerais foi feita por intermédio de reflexões, produzidos pela difração de raios-X, que são registrados em gráficos e correspondem a ângulos de um goniômetro, a partir do qual o espaçamento cristalográfico do mineral pode ser calculado através de tabelas utilizando-se a lei de Bragg (Tabela 04);
- A fração argila é obtida por sedimentação e concentrada por centrifugação. Com esse material preparam-se lâminas orientadas pela técnica do esfregaço;
- Todas as lâminas são levadas ao difratômetro em três estágios distintos: o primeiro representa a fração argila sem qualquer tratamento físico-químico, o segundo as amostras são glicoladas, objetivando determinar minerais expansivos, o que consiste em submeter uma amostra a uma atmosfera saturada de etileno-glicol por 24 horas e a terceira é aquecida em forno tipo mufla, por 4 horas seguidas, a temperatura de 550°C, e objetiva investigar colapso e/ou destruição da estrutura dos argilominerais.

Tabela 04 – Comportamento dos Argilominerais – Distância Interplanar basal dÅ

Argilomineral	Tratamento	(001)dÅ	(002) dÅ	(003) dÅ
Caulinita	Normal	7,1	3,58	2,33
	Glicolada	7,1	3,58	2,33
	Aquecida	desaparece	desaparece	desaparece
Ilita	Normal	10	5	3,3
	Glicolada	10	5	3,3
	Aquecida	10	5	3,3
Esmectita	Normal	14		
	Glicolada	17		
	Aquecida	10		
I-S (Interestratificado)	Normal	12-14		
	Glicolada	expande		
	Aquecida	10		

Obs.:

- Designou-se de Esmectita o material que apresenta picos bem formados em 14 Å e expandem para 17 dÅ com etilenoglicol.
- Designou-se de I-S, os materiais que apresentam picos mal formados em 14 Å e expandem com a glicolagem, porem não atingem 17 Å.
- A Goethita foi identificada pelo pico a 4,15-4,17 Å.

6.5 Análise de Carbono Orgânico Total (COT) e Enxofre Total

O trabalho foi executado no Laboratório de Palinofácies & Fácies Orgânica e Laboratório de Geoquímica do Petróleo & Ambiental - **LAFO** - IGEO/UFRJ.

Foi realizado processamento químico das amostras utilizando-se métodos de maceração ácida em sedimentos e rochas sedimentares para o isolamento da matéria orgânica, seguindo metodologia padrão baseada em Mendonça Filho (1999), e técnicas desenvolvidas no LAFO/DEGEO/IGEO/UFRJ, para recuperação do material orgânico particulado.

- Equipamento: SC 144DR- LECO

O analisador SC-144DR é um instrumento de quantificação simultânea de Carbono orgânico e Enxofre através de um detector de infravermelho, no qual é possível quantificar esses elementos em vários materiais como: coque, hulha e óleos, e alguns materiais inorgânicos como: solo, rocha calcária e cimento.

As amostras, previamente descarbonatadas, são levadas a um forno numa atmosfera de oxigênio (superseco) à temperatura de 1350°C. A combinação temperatura e fluxo de oxigênio levam a amostra à combustão total. Todos os elementos contidos na amostra sofrerão, durante este processo, uma oxi-redução. A leitura dos gases formados (carbono e enxofre oxidados formam, respectivamente CO₂ e SO₂) é feita pela célula de infravermelho respectiva. Com exceção das espécies dipolares como N₂, H₂ e O₂, todas as outras moléculas absorvem na região de infravermelho.

O sinal analógico é convertido em digital e obtêm-se as concentrações em porcentagem (ou ppm), por uma equação pré-existente no “software”, que os relaciona à massa da amostra analisada e a área do pico respectivo aos do padrão de referência que compõe a curva de calibração de cada método. A curva é feita com variação de massa (0.10g a 0.30g) do padrão em triplicata e, para se obter um resultado preciso durante a análise, a área da amostra deve estar dentro do limite da variação indicada na curva de calibração.

A umidade formada no processo é absorvida por dois tubos contendo anidróio (Perclorato de Magnésio), que devem ser substituídos assim que se observar saturação. Este método segue as normas de referência da ASTM (American Society for Testing and Materials) com algumas adaptações.

- Preparação das amostras – Descarbonatação

São pesados 0,26g da amostra *in natura*, previamente pulverizada, num cadinho de porcelana filtrante (de massa conhecida). Após a pesagem, as amostras são acidificadas com HCl 1:1 a frio, e permanecem assim por 24 horas, para eliminação de todo carbonato. Em seguida inicia-se a lavagem com água destilada quente, para eliminação dos cloretos. A amostra deve permanecer por uma hora nesta etapa, e logo após continua-se a lavagem com água destilada em temperatura ambiente, até que o pH fique próximo de seis (6). Escoando o excesso de água.

As amostras devem ser secas em estufa à 65°C, por aproximadamente 3 horas. Após o resfriamento, os cadinhos são pesados novamente. Para combustão (queima), utiliza-se a massa inicial, ou seja, antes da acidificação, indicando no programa do equipamento o valor dessa massa inicial.

- Cálculo do Resíduo Insolúvel

O resíduo insolúvel (**RI**) corresponde à fração de amostra não eliminada pelo tratamento ácido, pressupondo-se a eliminação total dos carbonatos existentes, haverá apenas carbono orgânico no resíduo restante.

$$\% \text{ RI} = \frac{\text{PI}}{\text{PA}} \times 100$$

Onde:

PI = Peso do insolúvel (massa da amostra descarbonatada)

PA = Peso da amostra (massa inicial)

6.6 Análise Organopetrográfica

Segundo Mendonça Filho (1999), a caracterização da matéria orgânica contida em sedimentos é uma questão importante para diversas áreas que têm por objetivo a pesquisa e o conhecimento científico, sendo empregado um número bastante diverso de técnicas, que dependem do interesse do seu observador. Para estudos direcionados a geoquímica ambiental se integra as técnicas de microscopia e geoquímica orgânica. Torna-se necessário, então, entender os fatores ambientais que controlam a produção da matéria orgânica na biosfera, dos processos ecológicos e sedimentológicos que controlam a distribuição e deposição desta matéria orgânica e dos fatores geomicrobiológicos e biogeoquímicos que influenciam na preservação da matéria orgânica; além dos processos geoquímicos e físicos que determinam a modificação da matéria orgânica durante a sua incorporação na geosfera.

Técnicas de Preparação das Amostras para Análise de Palinofácies

Foram preparadas 11 amostras para palinofácies utilizando os procedimentos palinológicos padrões, não oxidativos, descritos em Mendonça Filho (1999). Para isolamento da matéria orgânica utilizou-se o sistema de neutralização de resíduos ácidos desenvolvido por Assis (2000), conforme esquema a seguir (Figura 24).

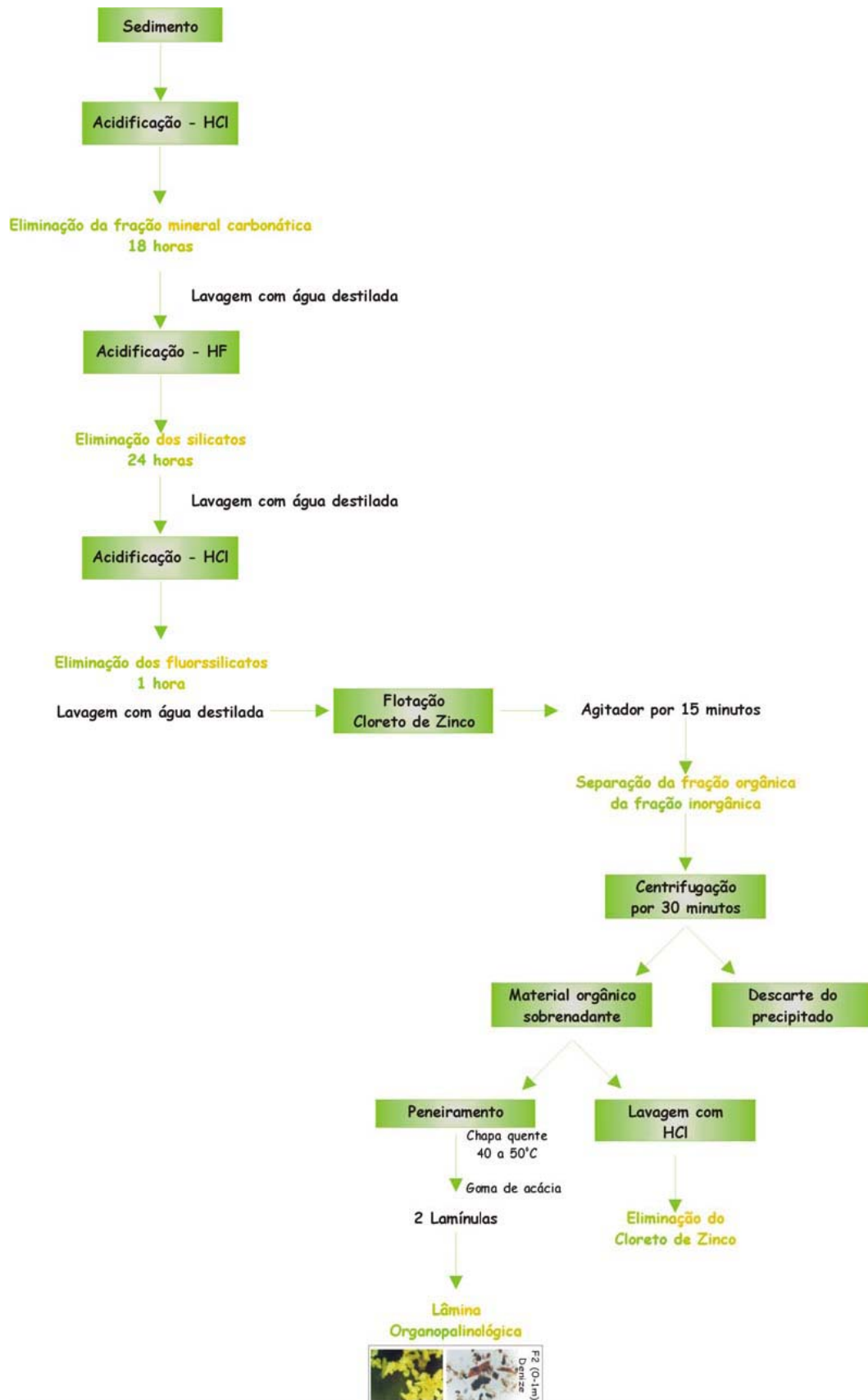


Figura 24 - Desenho esquemático do procedimento de preparação de lâminas organopalínológicas desenvolvido por Assis (2000).

Métodos Ópticos

As análises microscópicas foram realizadas no Laboratório de Palinofácies & Fácies Orgânica, Setor de Paleontologia e Estratigrafia, Departamento de Geologia, IGEO/UFRJ.

Os principais objetivos da microscopia, tanto em luz branca transmitida, quanto em luz azul incidente (fluorescência), reflete na caracterização da origem da matéria orgânica (precursores botânicos), bem como na determinação de percentuais relativos e estados de preservação dos diferentes constituintes que compõem a matéria orgânica total (fitoclastos, palinomorfs e MOA) (Mendonça Filho, 1999). A combinação destes procedimentos de identificação visual é importante, pois alguns palinomorfs poderiam passar despercebidos durante o procedimento de contagem. Para a interpretação dos resultados é realizada uma contagem de 300 a 500 partículas, permitindo assim um cálculo confiável das percentagens dos subgrupos definidos.

Segundo Tyson (1995), a matéria orgânica freqüentemente mostra fluorescência natural quando excitada com luz azul ou ultravioleta de uma lâmpada de mercúrio. Este fato é chamado de “autofluorêscencia”, para distinguir da fluorescência produzida pelo tingimento artificial com componentes fluorcromados, como os utilizados em microbiologia. Essa autofluorêscencia é produzida por processos fotoquímicos. A alta energia UV - luz de curto comprimento de onda (azul), excita os elétrons atingidos fazendo com que se elevem para um orbital de maior energia. Quando estes elétrons retornam a sua posição original, a energia sob a forma de fótons, é liberada como energia mais baixa – luz visível de comprimento de onda mais longo (usualmente verde-amarelo com filtros comuns). Este processo fotoquímico é produzido por componentes cromóforos ou fluoróforos específicos, e não pela matéria orgânica.

Cada lâmina organopalinológica foi examinada em luz azul incidente (fluorescência) utilizando microscópio Zeiss modelo AXIOSKOP 2 PLUS, com fonte de fluorescência com lâmpada de mercúrio HBO-100W, em aumento de 40x. Este exame foi realizado a fim de determinar o estado de preservação dos componentes orgânicos presentes nas amostras (principalmente matéria orgânica amorfa e palinomorfs).

6.7 Análise de pH em H₂O

O Trabalho foi executado no Laboratório de Física do Solo - IA/UFRRJ.

A análise do potencial hidrogênico com água destilada e deionizada, visando designar a acidez ou alcalinidade dos solos, foi realizada utilizando-se de água destilada e deionizada de pH = 7, sendo o pH ajustado - se necessário, usando ácido clorídrico 0,01M ou hidróxido de sódio 0,01M, sendo a medida realizada com um pHmetro Multi 340i – Série n0 02230010.

Quando os solos possuem predominância de hidrogênio sobre hidróxidos são chamados ácidos (com extremo chegando a 3,5); quando contrário, são chamados alcalinos (com máximo de 10); outros, os quais possuem igual concentração de íons de hidrogênio e hidróxidos, são chamados neutros (pH = 7). A variação mais comum no pH em solos de regiões úmidas é de 5 a 7 (Brady, 1974). A metodologia utilizada para esta análise laboratorial foi à metodologia adotada pela EPA método 9045C (EPA, 1995).

7. Resultados e Discussões

7.1 Sondagens Geomecânicas

Carelli (2008) elaborou um perfil de correlação, perpendicular aos cordões arenosos, baseado em sondagens geomecânicas na área, apresentando as espessuras e a litologia predominante (Figura 25). As sondagens tiveram profundidade amostrada entre 0-20 metros até atingir o solo residual. Neste estudo foram utilizados 03 dos furos de sondagens de Carelli (op. cit.), sendo 02 em cima dos cordões arenosos A e B (um em cada) e o terceiro no intercordão (entre eles), nos horizontes argilosos encontrados através do método tátil-visual. Foram coletadas 27 amostras, que serviram de base para análises posteriores.

Com base nos resultados das sondagens, pode-se confirmar a variação litológica e a espessura do pacote sedimentar com maior detalhe que no trabalho citado, assim como a alternância entre horizontes argilosos e arenosos, e lentes de cascalho e feldspato alterado nas camadas coletadas. Foi também observada a presença de conchas (*Anomalocardia brasiliiana*) no perfil SP4 – Cordão B, o mais próximo da linha de costa atual.

A partir desses dados, elaborou-se para esse estudo um perfil litofaciológico (Figura 26) utilizando-se dados das análises granulométricas, que serão apresentados no item 7.2.

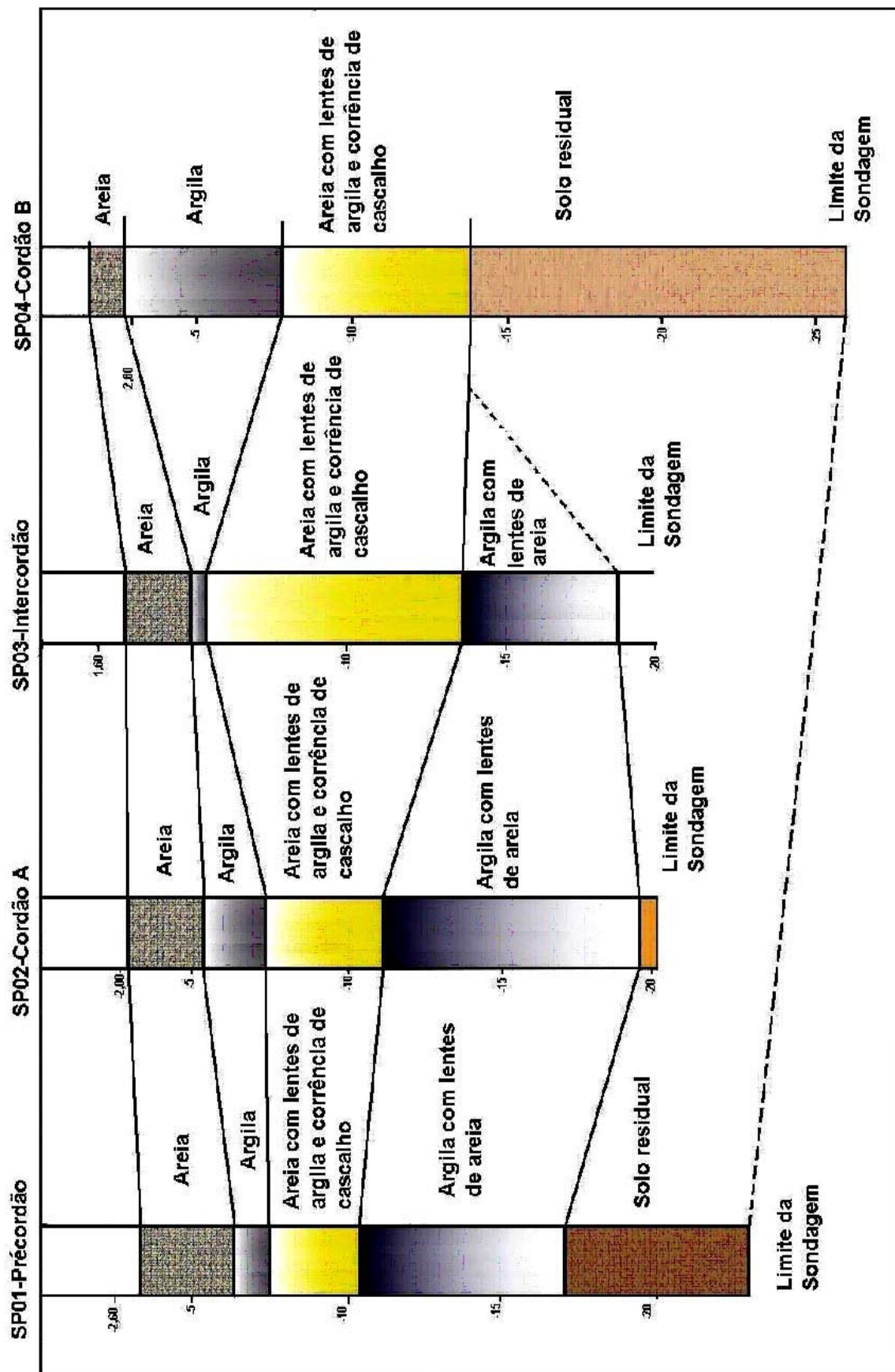


Figura 25 - Perfil de correlação entre poços da área de estudo, segundo Carelli (2008).

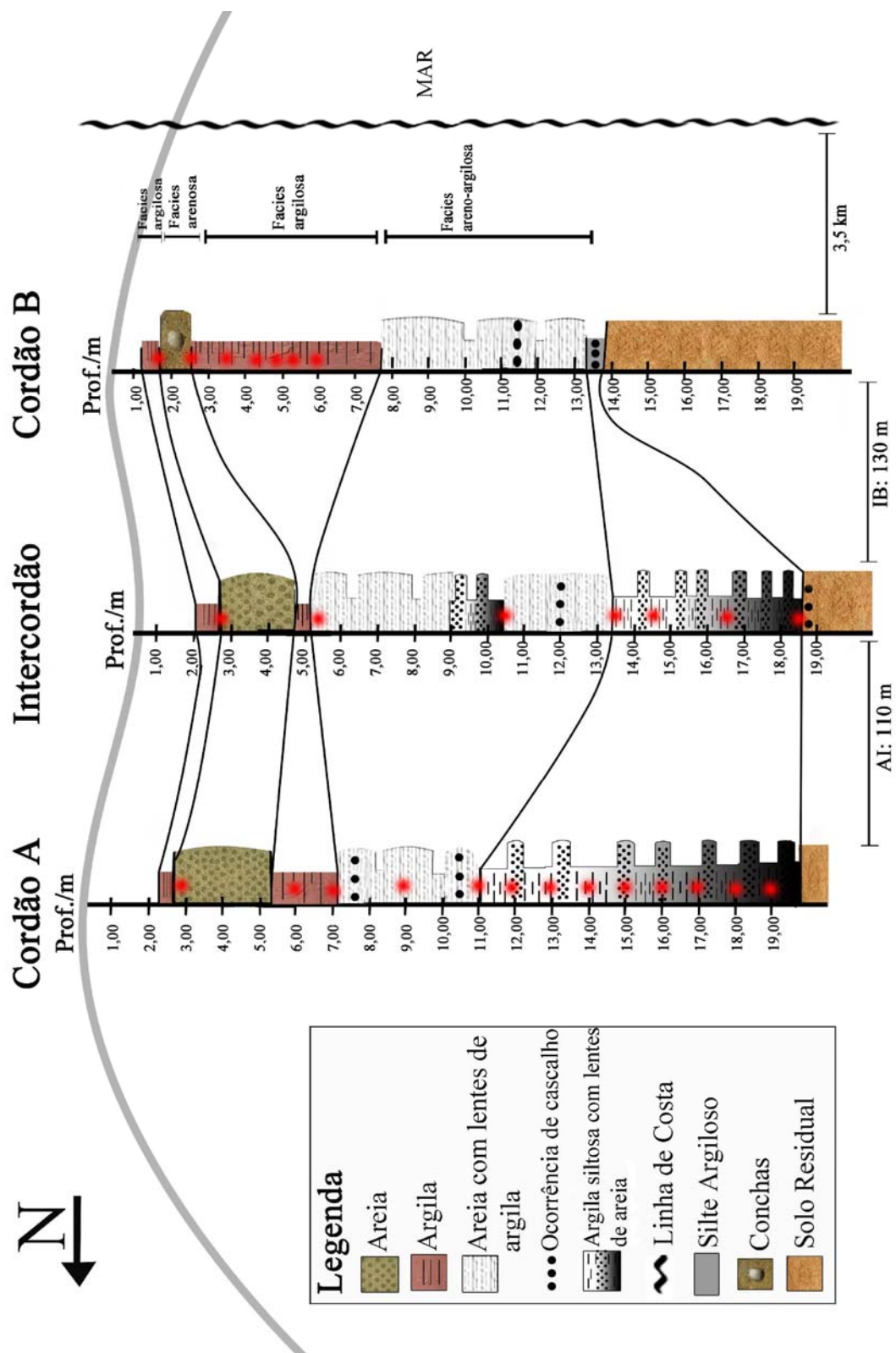


Figura 26 - Perfil litofaciológico dos cordões A, B e intercordão, apresentando em vermelho as amostras coletadas para análises granulométricas, mineralógicas e geoquímicas.

7.2 Análises Granulométricas

Todas as 27 amostras coletadas dos 03 perfis de sondagem foram analisadas conforme metodologia descrita no capítulo 9, as quais são apresentadas na Tabela 05 abaixo. A Tabela 06 classifica as amostras de acordo com os valores obtidos nessas análises. Após essa etapa, os resultados foram plotados no triângulo de texturas, apresentando nas Figuras 27A, 27B e 27C.

Tabela 05: Lista de amostras das sondagens **SP2**, **SP3** e **SP4**, utilizadas para análises granulométricas.

Amostra	Sondagens	Prof. (m)
01	SP2	3.0
02	SP2	6.0
03	SP2	7.0
04	SP2	9.0
05	SP2	11.0
06	SP2	12.0
07	SP2	13.0
08	SP2	14.0
09	SP2	15.0
10	SP2	16.0
11	SP2	17.0
12	SP2	18.0
13	SP2	19.0
14	SP3	2.45-2.9
15	SP3	5.45-5.9
16	SP3	10.0-11.0
17	SP3	13.0-14.0
18	SP3	14.0-15.0
19	SP3	16.0-17.0
20	SP3	18.0-18.58
21	SP4	1.8-2.0
22	SP4	2.0-3.0
23	SP4	3.0-4.0
24	SP4	4.0-4.5
25	SP4	4.5-5.0
26	SP4	5.0
27	SP4	6.0

Segue abaixo a Tabela 06, classificando os valores de acordo com Embrapa, 1999.

Tabela 06 - Classificação granulométrica dos valores obtidos de acordo com Embrapa, 1999.

AMOSTRAS	ARGILA %	AREIA %	AREIA FINA %	AREIA GROSSA %	SILTE %	RESULTADO TEXTURAL
SP2/Cordão A/3,00m	28	56	2	54	16	Franco Argilo- Arenosa
SP2/Cordão A/6,00m	40	38	2	36	22	Franco Argilosa
SP2/Cordão A/7,00m	22	66	1	63	12	Franco Argilo- Arenosa
SP2/Cordão A/9,00m	7	82	1	81	11	Areia Franca
SP2/Cordão A/11,00m	36	42	1	41	22	Franco Argilosa
SP2/Cordão A/12,00m	52	31	1	30	17	Argila
SP2/Cordão A/13,00m	40	43	1	42	17	Argila
SP2/Cordão A/14,00m	60	24	1	23	16	Argila
SP2/Cordão A/15,00m	45	41	1	40	14	Argila
SP2/Cordão A/16,00m	29	56	2	54	15	Franco Argilo- Arenosa
SP2/Cordão A/17,00m	33	45	3	42	22	Franco Argilo- Arenosa
SP2/Cordão A/18,00m	25	51	1	50	24	Franco Argilo- Arenosa
SP2/Cordão A/19,00m	21	72	2	70	7	Franco Argilo- Arenosa
SP3/Intercordão/ 2,00m	47	43	1	41	12	Argila
SP3/Intercordão/ 2,45-2,90m	26	62	1	61	12	Franco Argilo- Arenosa
SP3/Intercordão/ 10,00-11,00m	7	82	1	81	1	Areia
SP3/Intercordão/ 13,00-14,00m	4	90	1	89	6	Areia
SP3/Intercordão/ 14,00-15,00m	54	44	1	43	2	Argila
SP3/Intercordão/ 16,00-17,00m	17	82	1	81	1	Franco Arenosa
SP3/Intercordão/ 18,00-18,58m	1	95	1	94	4	Areia
SP4/Cordão B/ 1,80-2,00m	54	30	1	29	16	Argila
SP4/Cordão B/ 2,00-3,00m	12	78	1	77	10	Franco Arenosa
SP4/Cordão B/ 3,00-4,00m	49	33	1	32	18	Argila
SP4/Cordão B/ 4,00-4,50m	45	41	1	40	14	Argila
SP4/Cordão B/ 4,50-5,00m	25	59	1	58	16	Franco Argilo- Arenosa
SP4/Cordão B/ 5,00m	64	24	1	23	12	Muito Argilosa
SP4/Cordão B/ 6,00m	35	53	1	52	12	Franco Argilo- Arenosa

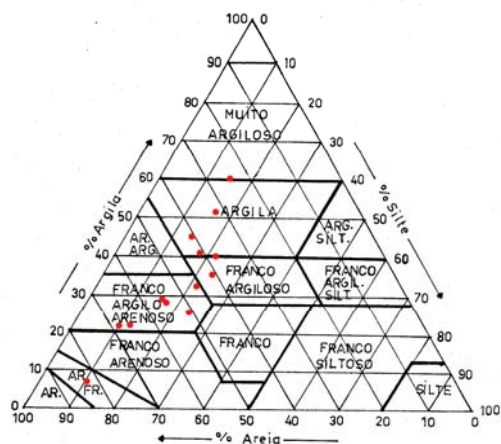


Figura 27A - Triângulo de texturas do cordão A/SP2, com as amostras plotadas em vermelho.

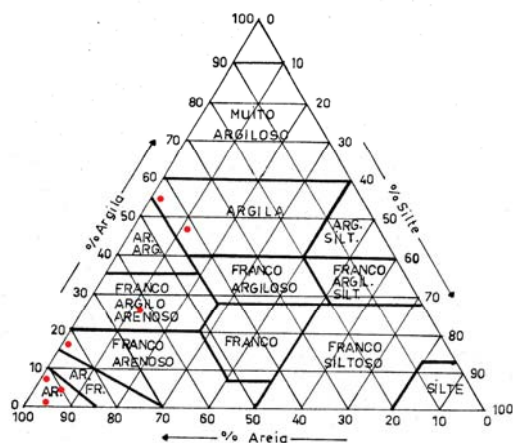


Figura 27B - Triângulo de texturas intercordão/SP3, com as amostras plotadas em vermelho.

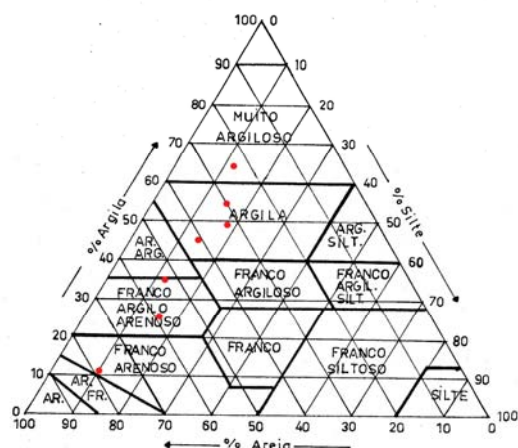


Figura 27C - Triângulo de texturas cordão B/SP4, com as amostras plotadas em vermelho.

De acordo com os resultados obtidos, as amostras destes cordões apresentaram-se dispostas como uma nuvem ao longo do lado esquerdo dos triângulos, indicando um aumento progressivo do percentual de argila em direção ao cordão B. Das 27 amostras analisadas, 10 foram consideradas argilosas, ou seja, 37% do total e 09 foram consideradas franco argilo-arenosas, com 33,5%. O restante, com 29,5% do total das amostras, englobou as classes franco argilosas, areia franca e as franco arenosas. Isso demonstra, de acordo com as análises texturais realizadas, que as amostras argilosas representam o maior percentual dos cordões analisados.

7.3 Difratometria de Raios-X

A composição mineralógica da fração argila é apresentada na Tabela 07 abaixo. De acordo com os difratogramas obtidos nas amostras, sem tratamento prévio, foram inicialmente identificadas a presença predominante de caulinita, e traços de illita, esmectita e goethita. Como os difratogramas apresentaram bastante similaridade entre si, foi selecionada 01 amostra mais representativa de cada perfil, através de seus picos característicos para tratamento e posterior identificação mineralógica. Os difratogramas da amostra SP2/cordão A (11,00m) (Figuras 28A, 28B, 28C), SP3/intercordão (16,00-17,00m) (Figuras 29A, 29B, 29C), e SP4/cordão B (6,00m) (Figuras 30A, 30B, 30C), foram escolhidos por resumirem as principais características mineralógicas.

Tabela 07 – Resultados da difração de raios-X

Amostra	Mineralogia				
	Caulinita	Ilita	Esmectita	I-S	Goethita
SP2/Cordão A/3m	Predomínio	presença	-	-	presença
SP2/Cordão A/6m	Predomínio	presença	-	-	traços
SP2/Cordão A/7m	Predomínio	presença	-	-	presença
SP2/Cordão A/9m	Predomínio	presença	-	-	presença
SP2/Cordão A/11m	Predomínio	traços	-	-	traços
SP2/Cordão A/12m	Predomínio	traços	-	-	-
SP2/Cordão A/13m	Predomínio	traços	-	-	traços
SP2/Cordão A/14m	Predomínio	presença	-	-	presença
SP2/Cordão A/15m	Predomínio	traços	-	-	traços
SP2/Cordão A/16m	Predomínio	traços	-	-	traços
SP2/Cordão A/17m	Predomínio	-	-	-	-
SP2/Cordão A/18m	Predomínio	-	-	-	-
SP2/Cordão A/19m	Predomínio	traços	-	-	-
SP3/Intercordão/2m	Predomínio	traços	-	-	presença
SP3/Intercordão/2,45-2,90m	Predomínio	traços	-	-	-
SP3/Intercordão/10-11m	Predomínio	presença	-	traços	traços
SP3/Intercordão/13-14m	Predomínio	presença	traços	-	traços
SP3/Intercordão/14-15m	Predomínio	presença	traços	-	-
SP3/Intercordão/16-17m	Predomínio	presença	traços	-	-
SP3/Intercordão/18-18,58m	Predomínio	presença	traços	-	-
SP4/Cordão B/1.80-2m	Predomínio	traços	-	-	presença
SP4/Cordão B/2.0-3.0m	Predomínio	-	-	-	traços
SP4/Cordão B/3.0-4.0m	Predomínio	traços	-	-	traços
SP4/Cordão B/4.0-4.5m	Predomínio	traços	-	-	-
SP4/Cordão B/4.5-5.0m	Predomínio	traços	-	-	traços
SP4/Cordão B/5.0m	Predomínio	traços	-	-	-
SP4/Cordão B/6.0m	Predomínio	traços	-	-	-

I-S: Ilita-Esmectita

- Não detectado

Traços (< 1%); Presença (de 1 a 5%); Predomínio (de 6 a 95%).

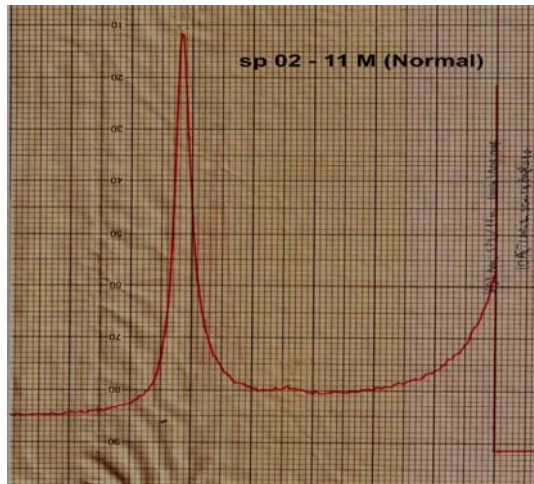


Figura 28A - Difratoograma SP2 - amostra a 11 metros de profundidade - normal.



Figura 28B - Difratoograma SP2 - amostra a 14 metros de profundidade - glicolada.

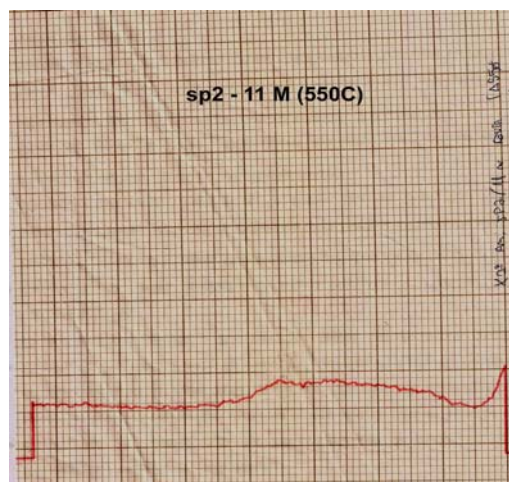


Figura 28C - Difratoograma SP2 - amostra a 14 metros de profundidade – aquecida a 550C.

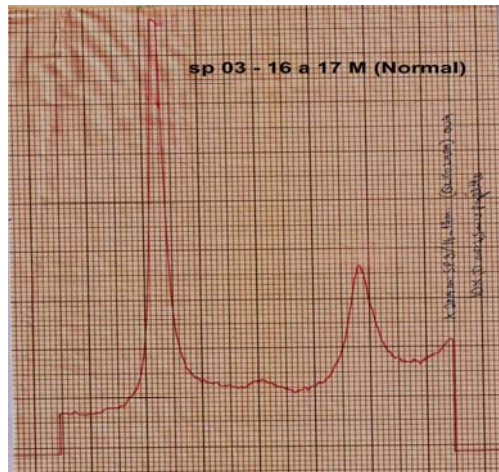


Figura 29A - Difratograma SP3 - amostra entre 16 e 17 metros de profundidade - normal.

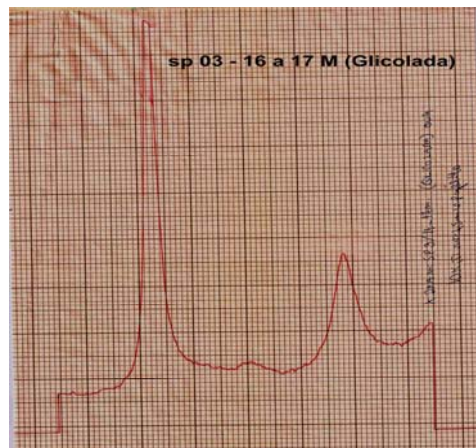


Figura 29B - Difratograma SP3 - amostra entre 16 e 17 metros de profundidade - glicolada.

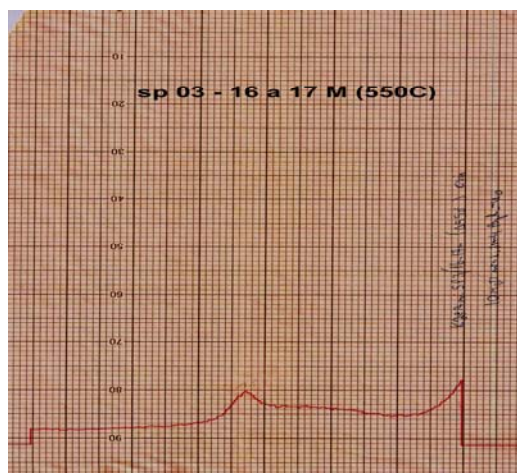


Figura 29C - Difratograma SP3 - amostra entre 16 e 17 metros de profundidade – aquecida a 550C.

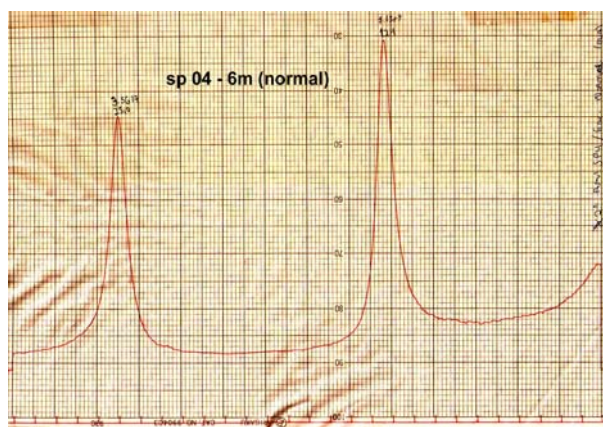


Figura 30A - Difratoograma SP4 - amostra a 06 metros de profundidade - normal.

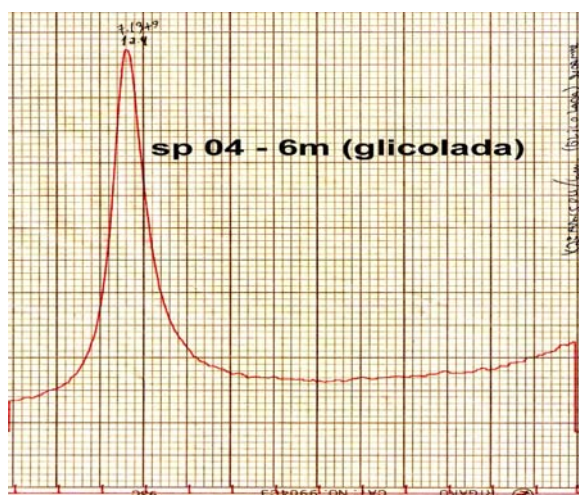


Figura 30B - Difratoograma SP4 - amostra a 06 metros de profundidade - glicolada.

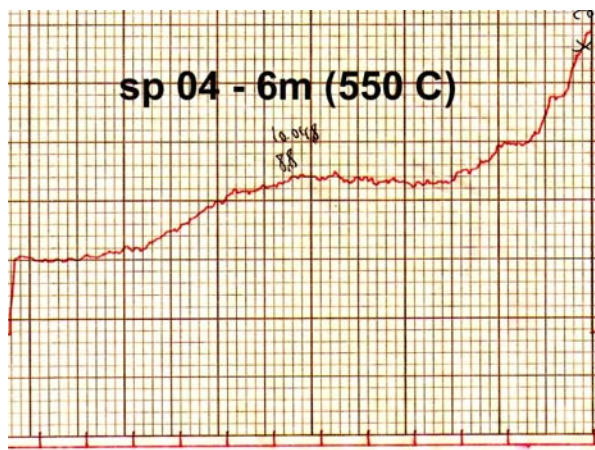


Figura 30C - Difratoograma SP4 - amostra a 06 metros de profundidade- aquecida a 550C.

A caulinita apresentou seus picos principais hkl (001) e (002) a 7,1379 e 3,5758Å respectivamente, mantendo esses valores após tratamentos de saturação com magnésio e solvatação com etilenoglicol, saturação com potássio e aquecimentos a 110 °C e 350 °C, desaparecendo após aquecimento a 550 °C. Aparentemente, a caulinita encontra-se bem cristalizada, pois apresenta picos de grande intensidade, e foi identificada como principal constituinte em todas as amostras. Como minerais acessórios foram observados a presença de illita, goethita e traços de esmectita.

Esse resultado sugere que o material tem área-fonte predominantemente continental, e com atuação de intemperismo químico. A ocorrência das águas fluviais/pluviais na área do estudo ocasionou o transporte das argilas e a diagênese das mesmas até se tornarem estruturalmente bem cristalizadas, como é o caso da caulinita apresentada nesse estudo.

7.4 % COT, Enxofre Total e Organopetrografia

Etapas realizadas para análise palinofaciológica

- Processamento das amostras utilizando tratamento químico padrão e metodologia específica descrita no item 10.5, para isolamento do querogênio/matéria orgânica e confecção de lâminas organopalinológicas (palinofácies);
- Análise palinofaciológica (análise qualitativa e quantitativa da matéria orgânica particulada - querogênio);
- Correlação com os dados de carbono orgânico total (COT);
- Caracterização paleoambiental.

Das 27 amostras do estudo, 11 foram recuperadas e analisadas individualmente para cada furo de sondagem, as quais compreenderam o intervalo de profundidade entre 1.80m e 19.00m, e se distribuiu conforme apresentado na Tabela 08.

Tabela 08: Relação das amostras recuperadas.

Sondagem	Prof. (m)
SP2	9.0
SP2	11.0
SP2	16.0
SP2	19.0
Sondagem	Prof. (m)
SP3	13.0-14.0
SP3	14.0-15.0
Sondagem	Prof. (m)
SP4	1.8-2.0
SP4	2.0-3.0
SP4	3.0-4.0
SP4	4.0-4.5
SP4	6.0

Os resultados de palinofácies revelaram o predomínio do grupo fitoclasto (98,8 a 100%), representado por cutículas, seguido de fitoclasto do tipo não-opaco bioestruturado estriado, com exceção da amostra (1,80-2,00m) do SP4 (cordão B), que apresentou o predomínio de fitoclasto do tipo não-opaco bioestruturado listrado (31,3%) (Tabela 08; Figura 30).

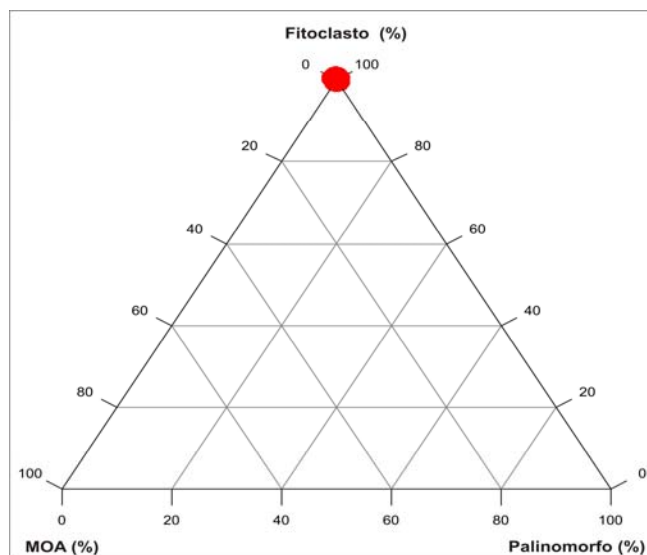


Figura 31 - Diagrama ternário ilustrando os valores percentuais dos 03 grupos principais da matéria orgânica e a localização das amostras estudadas em vermelho.

Descrição dos Componentes Orgânicos Particulados

Grupo Fitoclasto - (Tabelas 09A, B e C e 10A, B e C; Figura 31) (Gráfico 01 em anexos).

- **Fitoclasto Opaco:** somente nas amostras (19,00m) - SP2 e (3,00m) - SP4 foram registrados fitoclastos do tipo opaco, porém com valores percentuais baixíssimos (1% a 7,3%) (Figuras 10 e 11 da Estampa 1 – anexos) (Gráfico 02 em anexos).

- **Fitoclasto Não-Opaco Bioestruturado:** o percentual de ocorrência desse subgrupo é baixo (1,8 a 36,8%), e está representado principalmente pelo tipo estriado (Figuras 12 e 13 da Estampa 1 - anexos) (Gráfico 03 em anexos).

- **Fitoclasto Não-Opaco Não-Bioestruturado:** somente 03 amostras apresentaram componentes desse subgrupo, com valores variando de 1,80m a 19,6m de profundidade (Figura 12 da Estampa 1 - anexos).

- **Cutícula:** componente dominante na assembléia com valores percentuais de 62,9% a 91,5% (Figura 14 da Estampa 2 - anexos).

Tabelas 09A, 09B e 09C: Valores percentuais dos grupos de matéria orgânica em relação ao total de matéria orgânica de cada sondagem.

Tabela 09A-SP2

PROF. * (m)	FITOCLASTO (%)	MOA – Matéria Orgânica Amorfa (%)
9.0	100,0	0,0
11.0	100,0	0,0
16.0	100,0	0,0
19.0	100,0	0,0

Tabela 09B-SP3

PROF. * (m)	FITOCLASTO (%)	MOA – Matéria Orgânica Amorfa (%)
13.0-14.0	100,0	0,0
14.0-15.0	100,0	0,0

Tabela 09C-SP4

PROF. * (m)	FITOCLASTO (%)	MOA – Matéria Orgânica Amorfa (%)
1.80-2.0	99,6	0,0
2.0-3.0	100,0	0,0
3.0-4.0	98,8	0,0
4.0-4.5	100,0	0,0
6.0	100,0	0,0

* Amostras distribuídas de acordo com a ordem crescente de profundidade

Tabela 10A, 10B e 10C: Valores percentuais dos subgrupos de fitoclasto em relação ao total de fitoclasto de cada sondagem.

Tabela 10A-SP2

PROF. (m)	FITOCLASTO							
	OPACO			NÃO OPACO				
				Estr.		Cut.		
9.0		0,0		25,0		75,0		
11.0		0,0		27,7		72,3		
16.0		0,0		28,6		71,4		
19.0		2,4		28,0		69,6		

Tabela 10B-SP3

PROF. (m)	FITOCLASTO							
	OPACO			NÃO OPACO				
				Estr.		Cut.		
13.0-14.0		0,0		27,3	0,0	72,7		
14.0-15.0		0,0		0,0	0,0	90,2		

Tabela 10C-SP4

PROF. (m)	FITOCLASTO							
	OPACO			NÃO OPACO				
				Estr.		Cut.		
1.80-2.0		0,0		5,5		63,1		
2.0-3.0		0,0		26,3		72,3		
3.0-4.0		1,0		0,3		77,7		
4.0-4.5		0,0		27,8		72,2		
6.0		0,0		10,2		68,8		

Grupo Palinomorfo - (Tabela 11) (Gráfico 04 em anexos).

- **Palinomorfo continental:** esse subgrupo está representado por baixíssimos valores percentuais de esporos (0,3-0,4%) e somente no SP4 – cordão B (Estampa 1, em anexos). Não foram observados componentes do grupo da matéria orgânica amorfa (M.O.A.) na seção estudada.

Tabela 11: Valores percentuais de palinomorfos (esporos) de cada amostra.

PROF. (m) - SONDAGEM	PALINOMORFO (%)
	Esporo
9.0 – SP2	0,0
11.0 – SP2	0,0
16.0 – SP2	0,0
19.0 – SP2	0,0
13.0-14.0 – SP3	0,0
14.0-15.0 – SP3	0,0
1.80-2,0 – SP4	0,4
2.0-3.0 – SP4	0,0
3.0-4.0 – SP4	0,3
4.0-4.5 – SP4	0,0
6.0 – SP4	0,0

7.5 %COT e Organopetrografia

Os resultados das análises de carbono orgânico total e enxofre total apresentaram valores muito baixos em todas as sondagens analisadas, indicando um baixo conteúdo orgânico (Tabela 12) (Gráfico 05 em anexos).

Tabela 12: Carbono Orgânico Total (%COT), Enxofre (% Enxofre) e Resíduo Insolúvel (%RI).

SONDAGEM	PROF. (m)	(%) COT	Enxofre%	(%) RI
SP2	3.0	0,07	0,01	96
SP2	6.0	0,09	0,01	92
SP2	7.0	0,08	ND	94
SP2	9.0	0,07	ND	95
SP2	11.0	0,14	0,01	96
SP2	12.0	0,14	0,01	96
SP2	13.0	0,07	0,01	96
SP2	14.0	0,17	0,01	96
SP2	15.0	0,11	0,01	96
SP2	16.0	0,12	0,01	95
SP2	17.0	0,09	ND	96
SP2	18.0	0,05	ND	96
SP2	19.0	0,06	ND	93
SP3	2.45-2.9	0,09	ND	95
SP3	5.45-5.9	0,05	ND	96
SP3	10-11	0,06	ND	95
SP3	13-14	0,05	ND	95
SP3	14-15	0,03	ND	96
SP3	16-17	0,06	0,01	97
SP3	18-18.58	0,09	0,01	97
SP4	1.8-2.0	0,17	0,01	89
SP4	2.0-3.0	0,18	0,01	92
SP4	3.0-4.0	0,16	0,01	94
SP4	4.0-4.5	0,08	0,01	95
SP4	4.5-5.0	0,06	0,01	95
SP4	5.0	0,11	0,01	91
SP4	6.0	0,09	0,01	96

ND: não detectado

Os resultados de palinofácies revelaram o predomínio do Grupo Fitoclasto (98,8%-100%), representado principalmente por cutículas (62,9-91,5%), seguida de fitoclasto do tipo não-opaco bioestruturado estriado (0,3-28,6%) (Tabelas 10A, 10B e 10C). Estes resultados associados aos dados das análises de COT, Enxofre Total e Organopetrografia, indicam que os sedimentos analisados correspondem a um paleoambiente predominantemente continental terrestre sem influência marinha.

De acordo com esses dados, não ocorreu qualquer variação na área fonte dos componentes orgânicos particulados (vegetais terrestres superiores), apresentando as mesmas características: não degradados em termos de diversificação de flora e em relação ao distanciamento da área fonte/sítio deposicional, o que foi observado desde a base até o topo das seções analisadas.

O tipo de componente orgânico particulado predominante (cutículas e fitoclastos não-opacos) indica uma deposição muito próxima a área fonte.

7.6 pH em H₂O

Foram analisadas 27 amostras para pH em água, conforme metodologia descrita no capítulo 10. Os resultados obtidos demonstraram que mais de 95% das amostras apresentaram pH baixo, ou seja, ácido, entre 4,8 e 6,8 (Tabela 13). Isso revela que o ambiente estudado sofreu e sofre intensa lixiviação e intemperismo químico, o que corrobora com os dados de difratometria de raios X, que indicam a caulinita como argilomineral predominante, onde o mesmo é encontrado em ambientes com as características anteriormente citadas.

Tabela 13 – Valores de pH para as amostras dos cordões analisados.

Amostras/Prof	pH
SP2/3m	6,8
SP2/6m	7,7
SP2/7m	7,3
SP2/9m	6,3
SP2/11m	5,5
SP2/12m	5,7
SP2/13m	5,4
SP2/14m	5,9
SP2/15m	5,4
SP2/16m	5,6
SP2/17m	5,9
SP2/18m	4,8
SP2/19m	5,0

Amostras/Prof	pH
SP3/2m	5,1
SP3/2,45-2,90m	5,6
SP3/10,00-11,00m	6,0
SP3/13,00-14,00m	10,1
SP3/14,00-15,00m	7,5
SP3/16,00-17,00m	9,7
SP3/18,00-18,58m	9,3

Amostras/Prof	pH
SP4/1,80-2,00m	7,9
SP4/2,00-3,00m	8,3
SP4/3,00-4,00m	6,7
SP4/4,00-4,50m	6,3
SP4/4,45-5,00m	6,3
SP4/5,00m	6,7
SP4/6,00m	8,4

7.7 Caracterização Faciológica

Inicialmente Carelli (2008) subdividiu as amostras de subsuperfície em 04 pacotes com classificação genérica (Figura 25). Agora, neste estudo, objetivou-se detalhar cada cordão utilizando atributos litológicos, químicos (pH) e geoquímicos (% COT e Enxofre Total), além de mineralógicos (difração de Raios-X). Sendo assim, foi sugerida uma análise litofaciológica de acordo com Miall (1996), aplicando os dados acima obtidos em cada horizonte, delimitando assim, as fácies sedimentares, gerando como produto final uma correlação faciológica (Tabela 14).

Tabela 14 – Classificação litofaciológica realizada na área de estudo.

Litofácies*	Classificação Litológica	Estruturas	Interpretação
F _{Ag} (F _{sc})	Pelitos	Laminada a maciça	Depósitos de planície de inundação
F _{Ar} (G _t)	Arenitos conglomeráticos, sustentados por areia	Estratificação cruzada acanalada	Preenchimento de canais a lags residuais de canais
F _{Ar-Ag} (S _s)	Arenitos finos a grossos, contendo grânulos	Sulcos amplos e rasos e estratificações cruzadas	Preenchimento de sulcos
F _{Ag-Ar} (F _l)	Arenitos pelíticos, pelito arenosos e pelitos	Laminação fina, ondulações de pequena amplitude	Depósitos de transbordamento ou de decantação de enchentes

* Entre parênteses é a representação por Miall (1996).

- Descrição faciológica dos cordões arenosos

7.7.1 Cordão A

O cordão A apresenta 04 fácies, com espessuras e litologias variadas como pode ser visto na Figura 26 e 32.

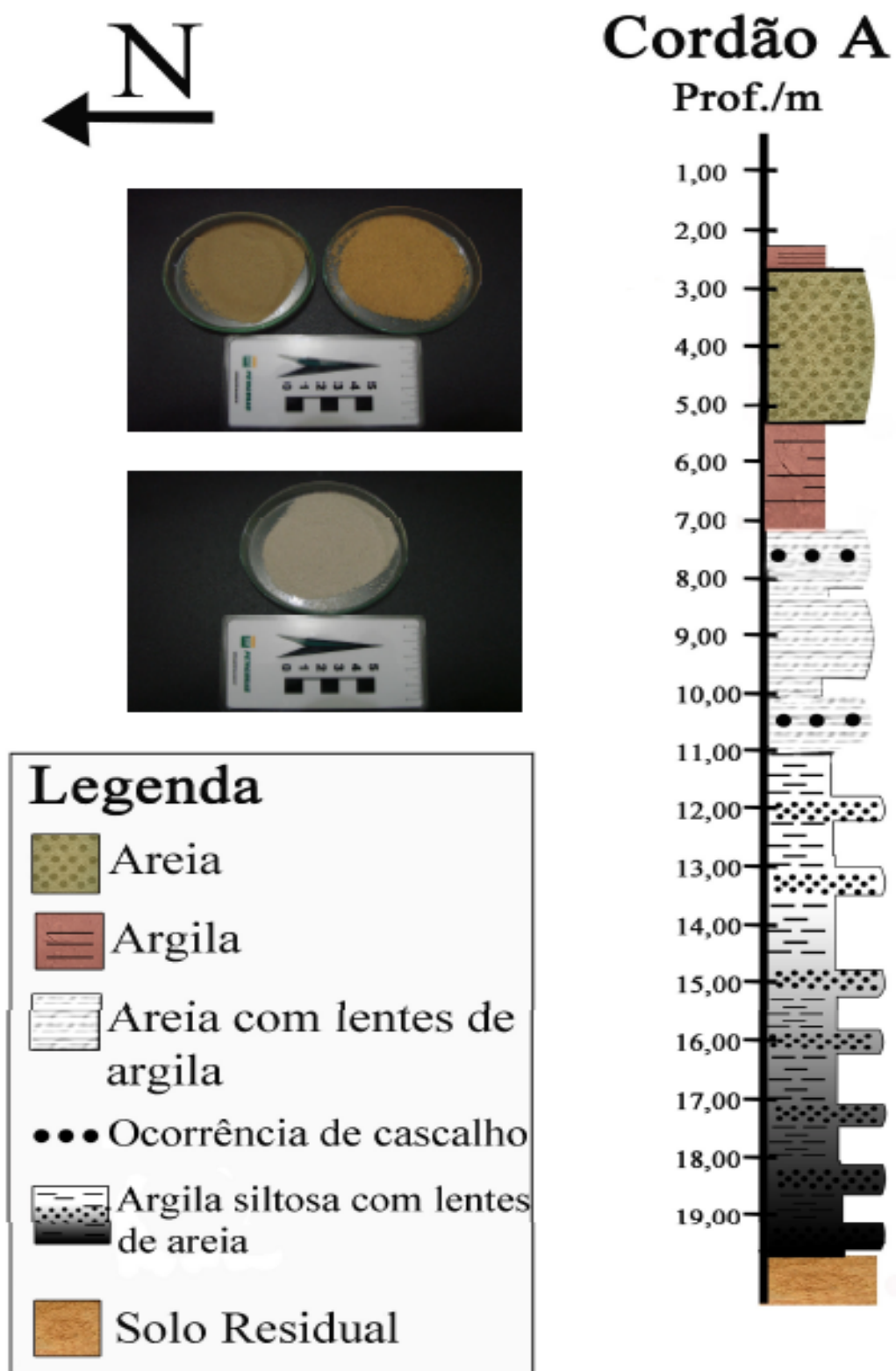


Figura 32 – Perfil litológico do cordão A, com fotos das amostras a 6, 9 e 17 metros de profundidade.

A Fácies argilosa (F_{Ag}), localizada aproximadamente entre 2,50 e 3,00 metros de profundidade, com espessura em torno de 0,50 m no seu primeiro pacote, reaparecendo 2,50 metros abaixo (entre 5,20 e 7,00 metros de profundidade) com uma espessura maior, em torno de 1,80 metros. Esta fácies tem granulometria predominantemente argilosa, com litologia argilo-siltosa, com valores de carbono orgânico muito baixos, em torno de 0,07 %, e pH ácido.

A Fácies arenosa (F_{Ar}), localizada aproximadamente entre 3,00 e 5,00 metros de profundidade, está logo abaixo e tem espessura de aproximadamente 2,50 metros. Surge nesse pacote uma textura arenosa, dita na classificação granulométrica de franco arenosa. Tem valores de carbono orgânico muito baixos e pH levemente mais alto que a fácies acima.

A Fácies areno-argilosa (F_{Ar-Ag}), localizada aproximadamente entre 7,00 e 11,00 metros de profundidade, difere das outras acima, pois nela observam-se lentes de maior granulometria variando de cascalho a seixos de feldspato alterados, intercalando-se com porções mais argilosas. A espessura dessa fácies gira em torno de 4,0 metros, e tanto no seu início como no fim, são observados estes feldspatos alterados, delimitando-se assim, uma fase climática ou uma mudança no eixo do canal. Os valores de carbono orgânico e pH continuam baixos conforme tabelas 12 e 13.

A Fácies argilo-arenosa (F_{Ag-Ar}), localizada entre 11,00 e 19,50 metros de profundidade aproximadamente, é a de maior espessura, em torno de 8,5 metros, e tem uma granulometria composta de argilas intercaladas com lentes de areia. Não são mais observados nessa fácies as lentes de feldspato alterado, conforme a facie acima. O carbono orgânico e o pH permanecem baixos.

Conforme observado nos resultados de difratometria de raios-X, todo cordão A tem como argilomineral predominante a caulinita. Na fácies argilosa (F_{Ag}) e na fácies arenosa (F_{Ar}) observa-se presença de Ilita e Ghoetita, com quase desaparecimento das mesmas na fácies areno-argilosa (F_{Ar-Ag}) e argilo-arenosa (F_{Ag-Ar}), do meio para baixo do poço, desaparecendo de acordo com o aumento da profundidade, o que indica que os sedimentos estiveram sob intensa lixiviação.

7.7.2 Intercordão

O intercordão tem 04 fácies, com espessuras e litologias variadas. O intercordão aparece mais rebaixado no sistema em relação aos cordões A e B e por esses e outros fatores é chamado de intercordão (Figura 26 e 33).

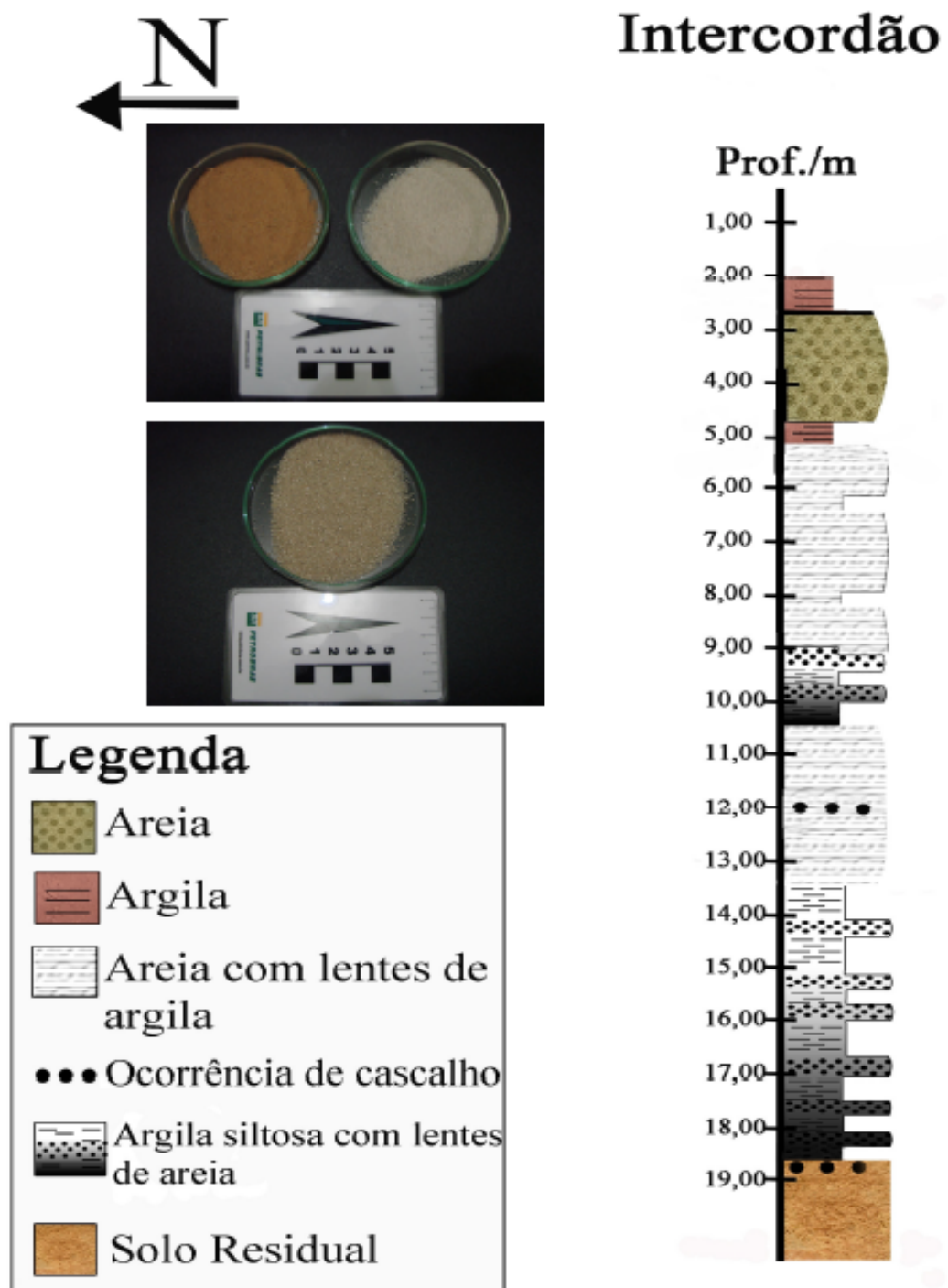


Figura 33 - Perfil litológico do intercordão, com fotos das amostras a 2, 3 e 17 metros de profundidade.

A Fácies argilosa (F_{Ag}), localizada entre 2,00 e 2,80 metros de profundidade, camada mais superficial, tem espessura relativamente fina, em torno de 0,80 cm, com granulometria argilo-arenosa e grão finos a muito finos. Essa fácies, como no cordão A, reaparece logo abaixo, a 5,10 metros de profundidade, porém, com uma camada bem menos expressiva, com 0,40 cm. Observam-se baixos valores de carbono orgânico e pH ácido com valor de 5,6.

A Fácies arenosa (F_{Ar}), localizada aproximadamente entre 2,80 e 4,70 metros de profundidade, está abaixo da anterior, tendo espessura em torno de 1,90 metros. É observada nessa fácies uma lente de feldspato alterado na base, podendo estar relacionada a *lags* residuais de canal ou a regimes de enxurrada. A granulometria é arenosa, apresentando teores de carbono orgânico e pH baixo.

A Fácies a seguir é denominada de fácies areno-argilosa (F_{Ar-Ag}), localizada entre 5,10 e 13,50 metros de profundidade aproximadamente, de espessura total em torno de 8,40 metros. Essa fácies se mostra extremamente peculiar no intercórdão, pelo fato de apresentar duas interrupções deposicionais, sendo observada uma camada argilo-arenosa de 1,50 metros de espessura (entre 9,00 e 10,00 metros de profundidade), e uma outra 1,00 abaixo, de feldspatos alterados, com cerca de 0,50 cm de espessura (a 12,00 metros de profundidade). A camada argilosa pode sugerir pausa na sedimentação e os feldspatos podem estar associados a progradação do sistema. Essas mudanças podem ser causadas por mudanças no nível do mar, carreando esse material mais grosseiro. Os teores de carbono orgânico nessa Fácies continuam, como nas outras, muito baixos (teores máximos de 0,06%). O pH apresenta-se baixo.

A Fácies argilo-arenosa (F_{Ag-Ar}), localizada aproximadamente entre 13,50 e 19,00 metros de profundidade, tem grande espessura, em torno de 5,50 metros, situando-se logo abaixo da fácies areno-argilosa (F_{Ar-Ag}). Tem uma granulometria composta de argilas com lentes de areia. São observadas nessa fácies lentes de feldspato alterado na sua base, diferente do que ocorre na mesma fácies no cordão A, onde não se observam tais lentes, que podem ou não ser parte do solo residual. O carbono orgânico e o pH permanecem baixos.

De acordo com os resultados observados na difratometria de raios-X, todo intercórdão tem como argilomineral predominante a caulinita. Na fácies argilosa (F_{Ag}) e na fácies arenosa (F_{Ar}), mais superficiais, observa-se traços de illita e presença de ghöetita. Ocorre uma

mudança mineralógica nas fácies areno-argilosa (F_{Ar-Ag}) e argilo-arenosa (F_{Ag-Ar}) com a presença agora de illita e traços de goetita e esmectita, do meio para baixo do poço. A presença de esmectita no intercordão e a não ocorrência deste nos cordões A e B pode estar relacionada ao fato da esmectita ter sido lixiviada, como também, devido à paleotopografia, pois o substrato do cordão B encontra-se mais alto que o cordão A e o intercordão, causando uma barreira topográfica no sistema. Outra possibilidade pode ser uma possível influência de água marinha, especialmente na fácies F_{Ag-Ar}, causada por um evento transgressivo.

7.7.3 Cordão B

O cordão B tem diferentemente dos outros dois sistemas, 03 fácies no seu perfil, com espessuras e litologias variadas (Figura 26 e 34).



Figura 34 – Perfil litológico do cordão B, com fotos das amostras a 1,45-1,90, 2,45-3,00 e 7 metros de profundidade.

A Fácies argilosa (F_{Ag}), localizada entre 1,30 e 1,80 metros (camada mais superficial do perfil) e 2,70 e 7,80 metros de profundidade aproximadamente, tem espessura total de 5,60 metros, apresentando uma granulometria argilosa. Essa fácies, como nos outros dois sistemas, aparece com cerca de 0,50 metro de espessura e depois reaparece a cerca de 1,00 metro abaixo, com espessura em torno de 5,10 metros. Tem teores de carbono orgânico muito baixos (máximos de 0,16 %) e uma leve subida no valor de pH, chegando a 7,9.

A Fácies arenosa (F_{Ar}), localizada entre 1,80 e 2,70 metros de profundidade aproximadamente, está logo abaixo e tem espessura em torno de 0,90 metro. Essa fácies tem como características a granulometria franco-arenosa, e presença de conchas *Anomalocardia brasiliensis*. Tem seus teores de carbono orgânico baixos (máximos de 0,18 %) e seu pH na mesma faixa da fácies anterior, em torno de 8,3.

A Fácies areno-argilosa (F_{Ar-Ag}), localizada aproximadamente entre 7,80 a 13,80 metros de profundidade. Essa fácies tem espessura de aproximadamente 6,00 metros. São observadas lentes de feldspato alterado, a mais ou menos 11,50 metros de profundidade. Na base dessa fácies, antes do solo residual, encontra-se uma pequena camada siltico-argilosa com feldspato alterado, que pode ser o resquício da 4ª fácies encontrada nas sondagens anteriores. Não foram realizadas nessa fácies as análises de carbono orgânico, pH e difração de raios-X, somente utilizou-se a caracterização sedimentológica.

Conforme resultados de difratometria de raios-X, o cordão B também tem como argilomineral predominante a caulinita. Na fácies argilosa (F_{Ag}) e na fácies arenosa (F_{Ar}) observa-se traços de illita e ghöetita.

8. Conclusão final e Recomendações

Conclui-se que, com base nas análises geoquímicas, físicas e mineralógicas nas frações argilosas, as fácies identificadas nas sondagens contribuem na indicação do paleoambiente encontrado na área, bem como revelam movimentos de variações do nível do mar nos últimos 6.000 anos. De certa forma, foram as análises mineralógicas que trouxeram significativos resultados para a pesquisa, pois a geoquímica, por exemplo, mostrou valores muito incipientes e de pequena relevância. Em relação a um possível impacto ambiental, a mineralogia seria um fator auxiliador para a propagação de uma pluma de contaminação, visto que, a caulinita, argilomineral abundante na área, tem CTC baixíssima, mostrando que a área teria dificuldade em reter tal contaminante.

Sendo assim, acredita-se que a área de estudo tem grande fragilidade ambiental, principalmente pelas indústrias ali instaladas e as que ainda serão. Além dos dados adquiridos neste trabalho, novos estudos futuros servirão para validar e ajustar ainda mais esse modelo.

- Recomendações

- Reconstituição dos processos geológicos atuantes no Holoceno para a área de estudo

A partir dos dados de sondagem que constituíram o perfil litológico perpendicular aos cordões arenosos e a linha de praia atual (Figura 25), pode-se observar um contato argila/solo residual o qual sugere uma transgressão, talvez correlacionada à penúltima transgressão (Cananéia) (Suguio & Martin, 1978), que invade o continente e ultrapassa os limites do cordão A (SP02) (Figura 08). Esse fato parece estar representado nas argilas observadas em subsuperfície no caminhamento elétrico realizado por Carelli (2008), onde esses sedimentos mais resistivos ultrapassam o cordão A (Figura 35). Na Figura 25, essa camada está representada pelo pacote de argila com lentes de areia (Fácies Ag-Ar), e a lâmina d'água não era grande, o que é indicado pelos baixos teores de carbono orgânico (COT).

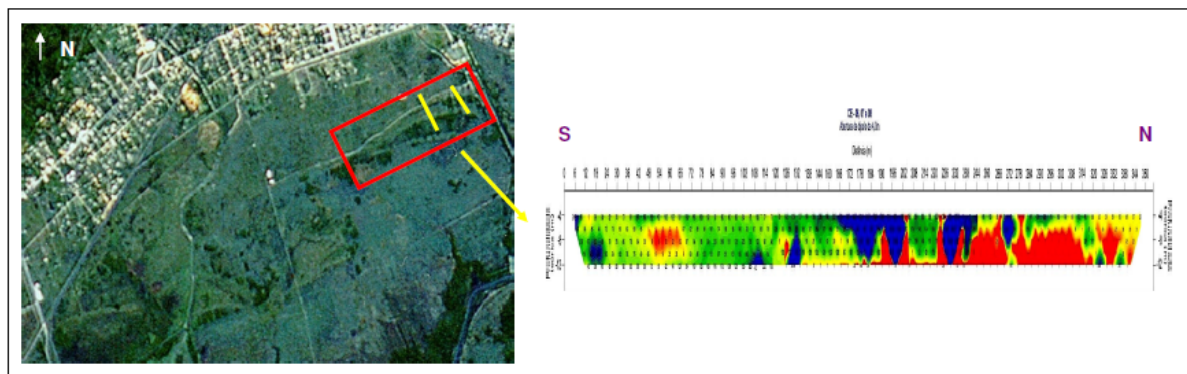


Figura 35 – Caminhamento elétrico nos cordões arenosos estudados. Observa-se na imagem a direita a camada mais resistiva de argila em vermelho. Extraído de Carelli (2008).

Após essa fase, de acordo com o perfil da Figura 25, parece ter ocorrido uma regressão e o sistema continental prograda, o que está representado pelo pacote de areia com lentes de argila e ocorrência de cascalho. Essa progradação deve ter erodido a camada de argila do cordão B (SP04), somente preservando uma fina camada. Talvez pelo embasamento ser mais elevado topograficamente, ou em virtude de soerguimento continental, pode ter exposto e erodido essa camada de argila.

Posteriormente, uma nova transgressão, talvez a Flandriana (Santos) (Suguio, 1978), encontra-se representada pelo pacote de argila, acima do anteriormente descrito.

Em um sistema de mar alto ou mesmo estacionário, os cordões começam a ser construídos. Primeiro o cordão A (SP02), datado através do método da termoluminescência (TL), com idade em torno de 6.530 ± 1.120 (TL), em amostras a 0,30 cm de profundidade (Carelli, 2008). Posteriormente, o cordão B, com idade de 5.580 anos A.P. (C^{14}), e um sambaqui a 1,40 metros de profundidade (Carelli, 2008). Nota-se que parece ocorrer uma diferença de cerca de 1.000 anos entre o término da construção do cordão A e a base do cordão B. A existência de um sambaqui (5.580 anos A. P.), onde além de conchas foram encontradas ferramentas líticas (Carelli, 2009), sugere que a linha de costa deve ter permanecido próxima ao cordão B, devido a estabelecimento de comunidades nômades coletores de conchas no local.

Por fim, mais um cordão é constituído, o qual não foi estudado nesse trabalho por dificuldades no acesso e coleta de amostras.

Esses feixes de cordões arenosos, associados a um sistema paleodeltáico semelhante aos sistemas deltáicos atualmente dominados por onda (Figuras 17 e 18 – capítulo 8), sugere que a restinga de Marambaia não estaria ainda totalmente fechada. Com o fechamento da mesma (após 3.000 anos A. P., sugerido por Carelli, 2008) e implantação de um sistema de baixa energia, os sedimentos finos depositam-se constituindo a atual planície de maré.

9. Referências Bibliográficas

A.C.S.N. - American Commission of Stratigraphic Nomenclature. Code of Stratigraphic Nomenclature. *Am. Assoc. Petrol. Bull.* Tulsa. 45 (5): 645-65, may, 1961.

ALBERS, A.P.F. Um método simples de caracterização de argilominerais por difração de raios-X. *Cerâmica*, São Paulo, v. 48, n. 305. 2002. p 34-37.

ALMEIDA, F.F.M. de. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n. 7, p.349- 364, 1977.

ALMEIDA, F. F. M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 3, p. 139-158, 1983.

ALMEIDA, F. O. **Modelagem de cordões arenosos através de investigação geofísica, zona costeira da Baía de Sepetiba. Itaguaí – RJ.** Dissertação (Mestrado em Geologia) – Curso de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, 2005,114p.

ASSIS JR., F. New Organic Matter Isolation Procedure and Equipment. *In: Latin American Congress on Organic Geochemistry, 7th, Foz do Iguaçu, 2000. Anais ...* ALAGO, V. 1, p. 1-40. 2000.

ASTM - Annual book of ASTM Standards - Part 19, Soil and Rock, Building Stones, Philadelphia. 1992.

BARBA, A. Matérias Primas para la Fabricación de Soportes de Baldosas Cerámicas, Castellón : Instituto de Tecnología Cerámica – AICE. 1997.

BITENCOURT, E.R. **Utilização de Matéria-Prima Alternativa na Fabricação de Tijolos de Argila Vermelha e Branca.** Dissertação (Mestrado em Ciência e Engenharia de Materiais) – Universidade do Estado de Santa Catarina, Joinville. 50 p., 2004.

BRADY, N. C. *The nature and properties of soil*. New York, 8a edição, 1974, 639 p.

BRONIMANN, P., MOURA, J.A., DIAS BRITO, D. Ecologia dos Foraminíferos e Microorganismos Associados da Área Guaratiba/Sepetiba: Modelo Ambiental e sua Aplicação na Pesquisa de Hidrocarbonetos. RJ. Rio de Janeiro: Petrobras Depex – Labor – Sepale (Relatório interno). 1981.

BRUNN, P. Sea-level rise as a cause of shore erosion. **Proceedings of the American Society of Civil Engineers**, v. 88, 1962. p.117-130.

CARELLI, S. G. **Evolução Geológica Holocênica da Planície Costeira de Itaguaí litoral sul do RJ: Uma Abordagem Interdisciplinar**. Tese de Doutorado. UFRJ. 183 p. 2008.

CARELLI, S.G.; RONCARATI, H.; COSTA, T.O. Evidências da Transgressão Flandriana na Ilha da Madeira/Baía de Sepetiba – Itaguaí (RJ). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, B.H. Anais. 1998.

CARELLI, S. G.; Soares, R. F; ROCHA, P. L. F.; RONCARATI, H. Datação de sedimentos de cordões arenosos na planície costeira da baía de Sepetiba, pelo método de termoluminescência.. In: 10 Simpósio de Geologia do Sudeste, 2007, Diamantina. Anais, 2007.

CARELLI, S.G.; ROCHA, P. L. F. da; ALMEIDA, F., O.; PLASTINO, R.H.; RONCARATI, H. Discussão sobre a ocorrência de sedimentos marinhos na planície costeira da baía de Sepetiba – Município de Itaguaí – RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, 2004, Araxá, MG. **Resumos...** MG. Sociedade Brasileira de Geologia, 2004.

CARELLI, S. G.; INASHIVILLI, I.; NASCIMENTO, D.N.; ROCHA, P. L. F.; RONCARATI, H. Caracterização de cordões arenosos do paleodelta do rio Mazomba-Cação Itaguaí/RJ utilizando radar de penetração no solo (GPR) e eletroressistividade.. In: XLIV CBG, 2008, Curitiba. Anais, 2008.

CARELLI, S.G.; RONCARATI, H.; CASTRO, J. C. P. S.; INASHIVILLI, I.; NASCIMENTO, D. N. Discussão sobre a ocorrência de sambaqui no município de Itaguaí -

litoral sul do Rio de Janeiro. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 2009, São Pedro/SP. Simpósio de Geologia do Sudeste, 2009.

COMBAZ, A. Lês palynofaciès. *Revue de Micropaléontologie*. V. 7, p. 205-278. 1964.

CPRM. Projeto Rio de Janeiro. CPRM, Rio de Janeiro, Cd-Rom. 2001

DAVIS, R. *Depositional Systems: an introduction to sedimentology and stratigraphy*. Prentice-Hall, 604 p. 1992.

DELLA FAVERA, J. C. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, SBG, 1984. V. 1, p. 489-501.

DELLA FAVERA, J.C. *Fundamentos de Estratigrafia Moderna*. Rio de Janeiro: Ed. UERJ. 264p. 2001.

DE RAAF, J.F.M.; READING, H.G.; WALKER, R.G. Cyclic sedimentation in the Lower Westphalian of North Devon, England. *Sedimentology*, 4: 1-52. 1965.

DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN. L. O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos Rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Rev. Bras. Geoc.*, 13:98-105. 1983.

DOMINGUEZ, J.M.L. Delta dominados por ondas: críticas às idéias atuais com referência particular ao modelo de Coleman & Wright. *Rev. Bras. Geoc.*, 20 (1-4): 352-361. 1990.

EMBRAPA – Centro Nacional de Pesquisa de Solos. *Manual de Métodos de Análise de Solo*. Rio de Janeiro – RJ, SNLCS. 1979.

EMILIANI, G.P.; CORBARA, F. C. *Tecnologia Cerâmica: La Lavorazione*, volume II, Gruppo Editoriale Faenza Editrice. S.P.A. 1999.

EPA, U.S. Environmental protection agency's. 1995. *Method 9045C - Soil and Waste pH*. USA, 3aed. CD-Rom. Jan/1998. URL: <http://www.epa.gov/SW-846/pdfs/9045c.pdf>.

FERRARI, A.L. A geologia do “rift” da Guanabara (RJ) na sua porção centro-ocidental e sua relação com o embasamento pré-cambriano. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Anais, volume 6: 2858-2872. 1990.

FLEXOR, J.M.; SUGUIO, K. Gênese dos cordões litorâneos da parte central da costa brasileira. In: SIMPÓSIO SOBRE RESTINGAS BRASILEIRAS, 1984, **Anais...** Niterói: UFF, CEUFF, 1984. p 35-45.

FRIEDMAN, G. M. & JOHNSON, K. G. The Devonian Catskill deltaic complex of New York, type example of a “tectonic delta complex”. In: Shirley, Martha Lou Ed. *Deltas in their geologic frame work*. Houston Geologic Society. 1966. 251 p.

FUCK, R.A. JARDIM de SÁ; E.F.; PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; PEDROSA SOARES, A.C.P. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. In: DOMINGUEZ, J.M.; MISI, A. (Eds). *O Cráton do São Francisco*. Salvador, 1993. p.161-185.

GEE, G.W. & BAUDER, J.W. Particle-size analysis. In: KLUTE, A., ed. *Methods of soil analysis: Physical and mineralogical methods*. Madison, American Society of Agronomy and Soil Science Society of America. Part 1. p.383-412. 1986.

GÓES, M. H. de B. **Diagnóstico Ambiental por Geoprocessamento do Município de Itaguaí**. Tese de Doutorado. UNESP - Rio Claro. SP. 1994.

GOODWIN, P. W. & ANDERSON, E. J. Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *J. Geol.* Chicago. 93 (5): 515-33, sep, 1985.

GUERRA, A.J.T. **Delimitação de unidades ambientais na bacia do Mazomba - Itaguaí - RJ**. Dissertação de Mestrado - UFRJ. Rio de Janeiro. 1983.

I. S. S. C. - International Subcommission on Stratigraphic Classification. Unconformity-bounded stratigraphic units. *Geol. Soc. Am. Bull.* Boulder, 98 (2): 232-37, feb, 1987.

JOPLING, A. V. Laboratory study of the distribution of grain sizes in cross-bedded deposits. In: Society of economic paleontologists and mineralogists. Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Tulsa, Okla., 1965. 265 p. Special publication, p. 53-65.

KRAUSKOPF, K. B. Introduction to Geochemistry. 642p. 1972.

KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L. Stratigraphy and sedimentation. San Francisco, W. H. Freeman & Co., 1963. 660 p.

LICHT, O. A. B. **A Geoquímica Multielementar na Gestão Ambiental - Identificação e Caracterização de Províncias Geoquímicas Naturais, Alterações Antrópicas da Paisagem, Áreas Favoráveis à Prospecção Mineral e Regiões de Risco para a Saúde no Estado do Paraná, Brasil.** Tese Doutorado. Universidade Federal do Paraná/UFPR - Pós-Graduação em Geologia. Paraná. 2 volumes. 236p. 2001.

LIMEIRA, C. M., 1990. Aloestratigrafia e análise de facies: “Revoluções” na geologia sedimentar e o estudo do quaternário. *Anuário de Geociências/UFRJ*, vol. 17, 1994.

MACHADO, R. & PELLOGIA, A. U. G. Mapa de distribuição das rochas granitóides do Estado do Rio de Janeiro: uma avaliação preliminar das informações disponíveis. *Atas IV Simp Reg Geol*, Rio Claro, SP, Brasil 1: 93– 96. 1987.

MARQUES, E. D. **Hidrogeoquímica nas cavas de extração de areia na região do bairro de Piranema:** Distrito areeiro de Seropédica-Itaguaí–RJ, 2006.102p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica) – Curso de Pós-Graduação em Geoquímica , Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, 2006.

MARTIN, L; SUGUIO, K. Excursion Route along the Brazilian Coast between Santos and Campos. In: International Symposium on global Changes In South America During The Quaternary. Special Publication n. 2. São Paulo, 136p. 1989.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J. M. L. & FLEXOR, J. M. Geologia do Quaternário Costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. CPRM-FAPESP, Belo Horizonte, 104p. p. 34-37. 1997.

MÁS, E. Qualidade e Tecnologia em Cerâmica Vermelha. Editora Pólo Produções Ltda. São Paulo. 2002.

M.E. Departamento de Engenharia e Construção. Diretoria de Serviço Geográfico. Região sudeste do Brasil. SF. 23-Z-A-VI-3,MI 2744/3, folha Itaguaí. Escala 1: 60.000.

MEDEIROS, R. A., SCHALLER, H., FRIEDMAN, G. M. Facies sedimentares – Análise e critérios para o conhecimento de ambientes deposicionais. Centro de Pesquisas e Desenvolvimento/CENPES. Petrobras. 1971.

MENDES, J. C. Elementos de Estratigrafia. T. A. Queiroz Editora. São Paulo, 1992.

MENDONÇA FILHO, J. G. **Aplicação de estudos de palinofácies e fácies orgânica em rochas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil.** Tese de Doutorado em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2 volumes. 1999.

MENDONÇA FILHO, J. G.; CARVALHO, M.A.; MENEZES, T. R. Palinofácies. In: Unisinos (ed.) *Técnicas e procedimentos de trabalho com fósseis e formas modernas comparativas*. São Leopoldo. pp. 20-24. 2002.

MIALL, A.D. The Geology of Fluvial Deposits. Springer, Berlin. 1996.

MIDDLETON, G. V. Johannes Walter's law of the correlation of facies. *Geol. Soc. Am. Bull.* Boulder, 84 (3): 979-88, mar, 1973.

MIDDLETON, G. V. Facies. In: Fairbridge, R. W. & Bourgeois, J. Eds. *Encyclopedia of Sedimentology*. Stroudsburg. Hutchinson and Ross. 1978. p. 323-25.

MILLOT. *Géologie des Argilés*. Paris: Mason. 499p. 1964.

MITCHUM, R. M. Jr., VAIL, P. R., and THOMPSON, S., III. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *In Seismic Stratigraphy–Applications to Hydrocarbon Exploration* (C. E. Payton, Ed.), pp. 53–62. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26. 1977.

READING, H. G. *Sedimentary environments and facies*. 2 ed. Oxford. Blackwell Scientific Publications. 1986. 615 p.

RICHMOND, G. M. Application of stratigraphic classification and nomenclature. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* Tulsa. 43 (3): 663-75, mar, 1959.

RONCARATI, H.; BARROCAS, S.L.S. Projeto Sepetiba: Estudo geológico preliminar dos sedimentos recentes superficiais da Baía de Sepetiba, Município do Rio de Janeiro, Itaguaí e Mangaratiba, RJ. Rio de Janeiro: CENPES-Petrobras (Relatório preliminar). 1978.

RONCARATI, H.; NEVES, L.E. Estudo preliminar dos sedimentos recentes superficiais da Baixada de Jacarepaguá - Município do Rio de Janeiro (Projeto Jacarepaguá). Rio de Janeiro: Petrobrás, CENPES, 1976, 89 p.

ROSE, A.W.; HAWKES, H.E. & WEBB, J.S. *Geochemistry in mineral exploration*. 2 ed. New York : Academic Press. 1979.

SAMPAIO, A. C. **Considerações Sobre a Evolução Geológico-Geomorfológica Recente da Baía de Sepetiba – Litoral Sudoeste do Estado do Rio de Janeiro**. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 138p. 2002.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. **Geologia do Brasil:** Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais. Brasília: DNPM, 1984. Mapa escala 1:2.500.000 501 p.

SEMA-ZEE/RIO DE JANEIRO (Estado). Secretaria de Meio Ambiente. **Programa de Zoneamento Econômico - Ecológico do Estado do Rio de Janeiro. Projeto I:** Diagnóstico Ambiental da Bacia Hidrográfica da Baía de Sepetiba. Rio de Janeiro; Secretaria de Estado de Meio Ambiente; Universidade Federal do Rio de Janeiro; Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, 1996. 55p.

SILVEIRA, G. C. L.; SALLET, R.G. Caracterização Físico-Química de Argilas do Município de Itajá-RN para Utilização em Indústria Cerâmica Vermelha, in: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA E CIÊNCIA DOS MATERIAIS. Natal. 2002.

SANTOS, P. S. Tecnologia de Argilas. Vol 1. Editora Edgard Blücher Ltda e Editora da Universidade de São Paulo, SP. 1975.

SANTOS, P. S. Ciência e Tecnologia de Argilas. Vol. 1. Ed. Edgar Blücher Ltda, Editora da Universidade de São Paulo, SP. 1989.

SELLEY, R.C. An Introduction to Sedimentology. Orlando, Academic Press, Inc., 2ed. 417p. 1982.

SEMADS. Bacias Hidrográficas e Recursos Hídricos da Microrregião Ambiental 2 – Bacia da Baía de Sepetiba. Rio de Janeiro. 79p. 2001.

SLOSS, L. L., KRUMBEIN, W. C., and DAPPLES, E. C. Integrated facies analysis. *In Sedimentary facies in geologic history* (C. R. Longwell, Ed.), pp. 91–124. Geological Society of America Memoir 39. 1949.

SOIL SURVEY DIVISION STAFF. Soil survey manual. Washington, Soil Conservation Service, U.S., Department of Agriculture. 325p. (Handbook, 180). 1993.

SPOT. Imagem de satélite da região da baía de Sepetiba. 1996. Escala 1:60.000.

SUGUIO, K. Introdução à Sedimentologia. São Paulo, SP: Editoras Edgard Blucher - EDUSP. 317 p. 1973.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Formações Quaternárias Marinhas do Litoral Paulista e Sul Fluminense. In: International Symposium in Coastal, 1. São Paulo, 55p. 1978.

SUGUIO, K. & CRUZ, O. Coastline of the states of Rio de Janeiro e São Paulo. International Geographical Union – Comission on the coastal environment field trip. Rio de Janeiro. 50p. 1982.

SUGUIO, K. Tópicos de geociências para o desenvolvimento sustentável: as regiões litorâneas. **Geologia USP: Série Didática**, São Paulo, v. 2, n. 1, 40 p. 2003.

STEVAUX, J. C. **O Paraná: Geomorfogênese, sedimentação e evolução quaternária do seu curso superior (região de Porto Rico, PR)**. Tese de doutorado. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 242 p. 1993.

TEIXEIRA, W., TOLEDO, M.C. M, FAIRCHILD, T. R., TAIOLI, F. Decifrando a terra. São Paulo, ed. Oficina de Textos. 2000. 558 p.

TUPINAMBÁ, M. **Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região serrana do estado do Rio de Janeiro**. São Paulo, 221 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1999.

TYSON, R.V. Palynofacies analysis. In: D.G. Jenkins (ed.) *Applied Micropaleontology*. Kluver, p. 153-191. 1993.

TYSON, R.V. *Sedimentary Organic Matter. Organic facies and palynofacies*. Chapman & Hall. Londres. 615 p. 1995.

VAN WAGONER, J. C., MITCHUM, R. M. Jr., CAMPION, K. M., & RAHMANIAM, V. D. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-

resolution correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7, p. 55. 1990.

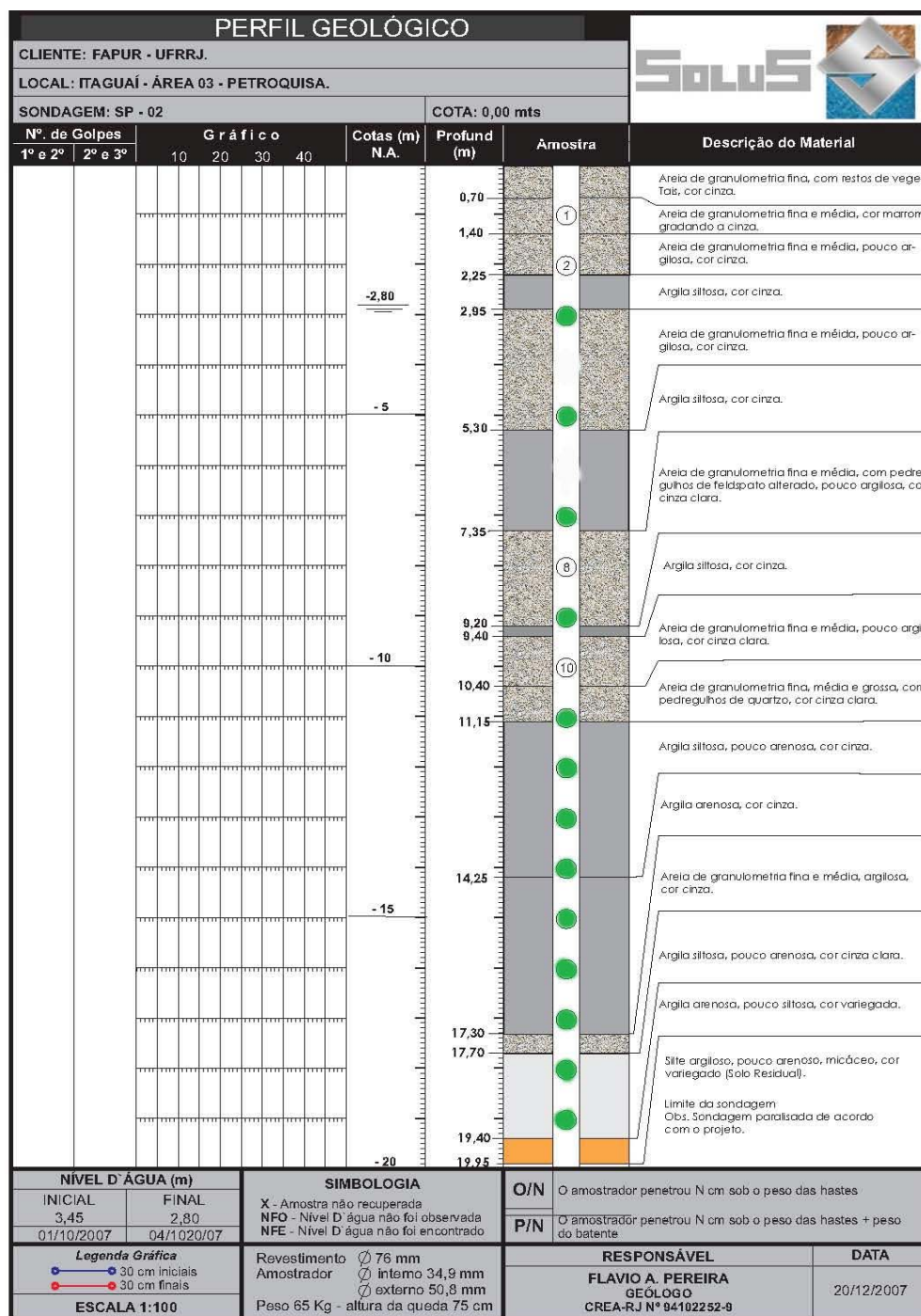
WALKER, R. Facies and facies models. General introduction. In *Facies models*, editado por Roger Walker. Geosciences, Toronto. 1976.

WALKER, R. G. Facies Models. 2 ed. Toronto, Geoscience Canada. Reprint Series 1. 1984. 317 p.

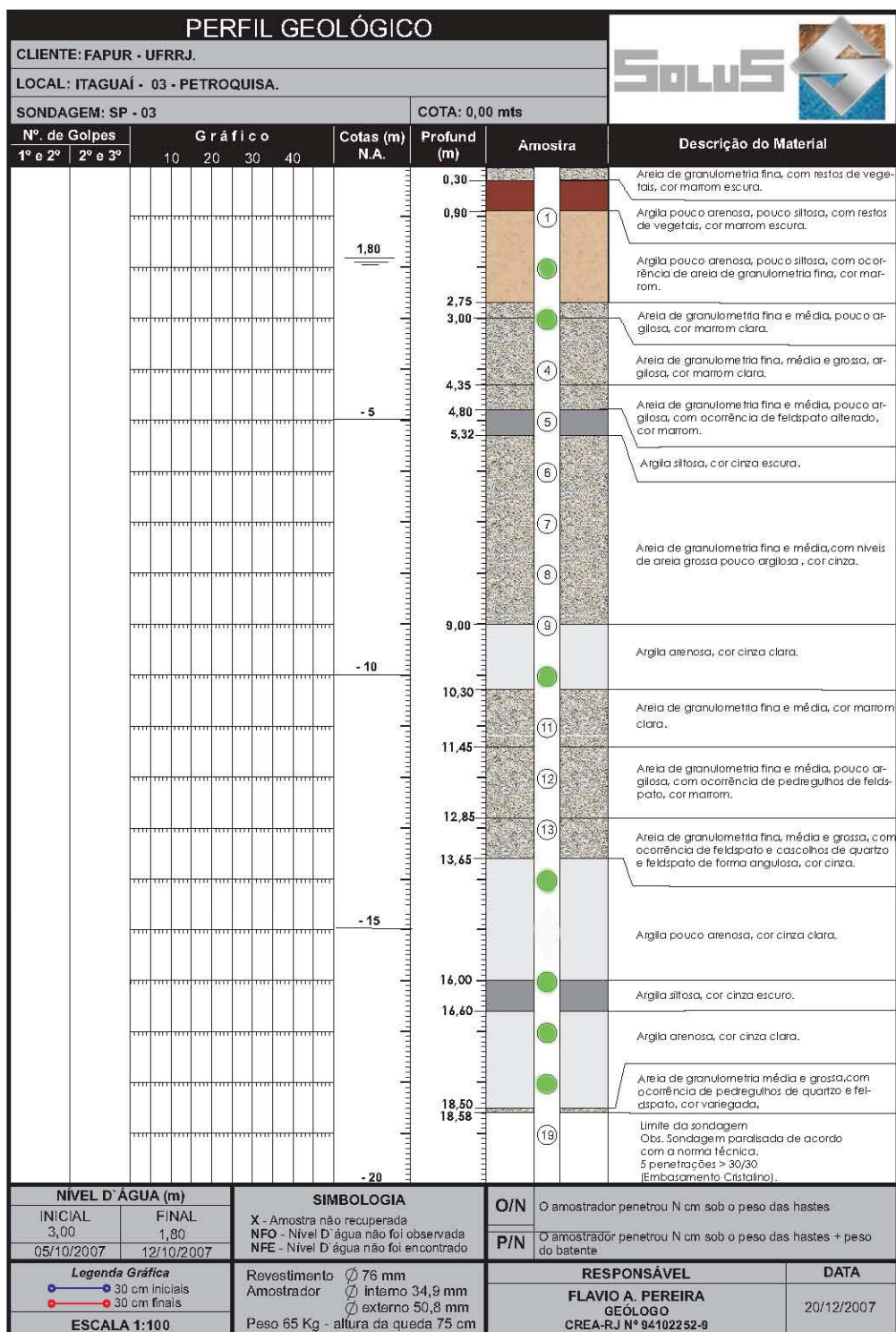
WALKER, R. G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In *Facies Models: Response to Sea Level Change* (R. G. Walker and N. P. James, Eds.), pp. 1–14. Geological Association of Canada, GeoText 1. 1992.

WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (eds.) Facies Models. Response to sea level change. Geological Association of Canada. 409p. 1992.

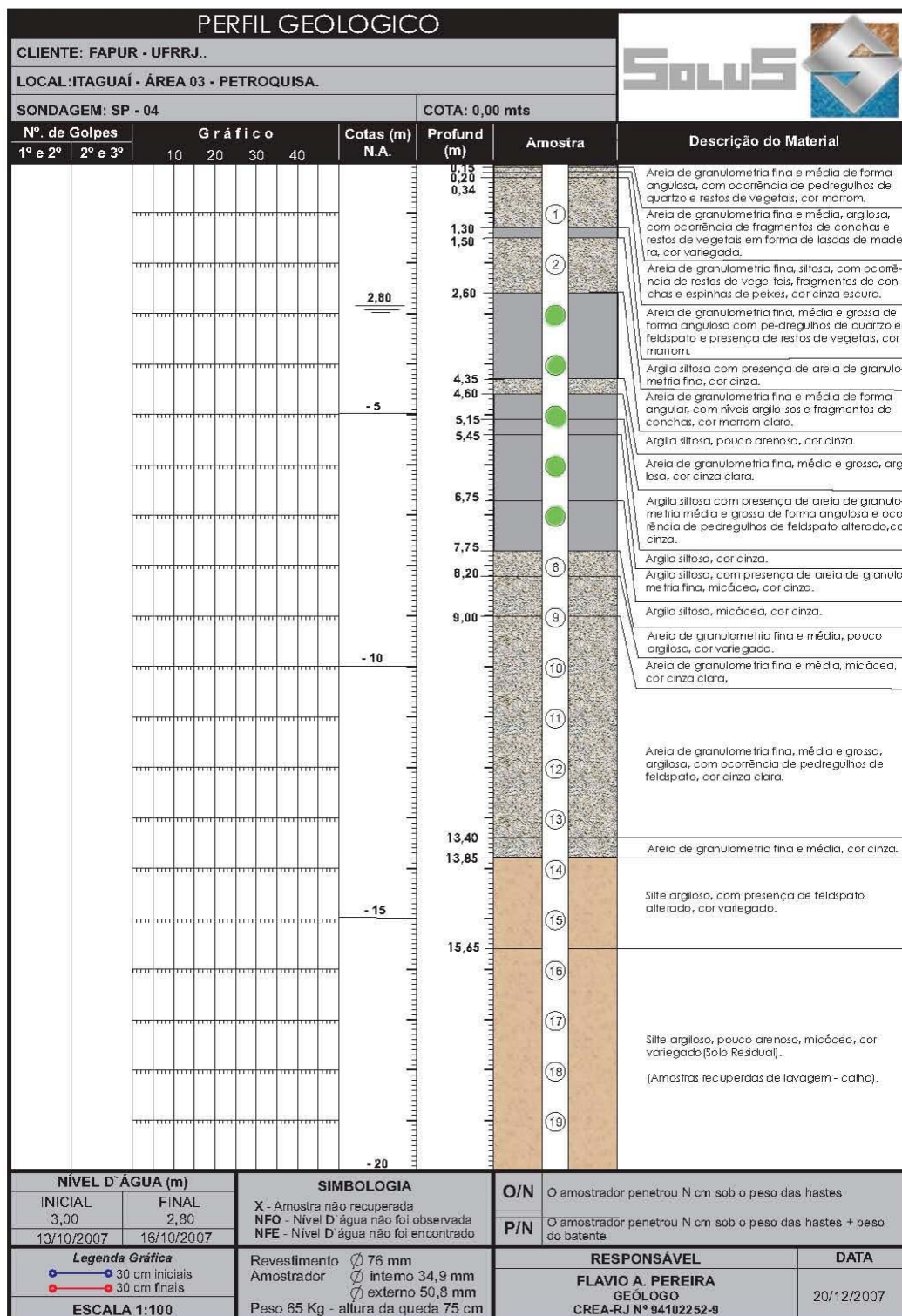
ANEXOS



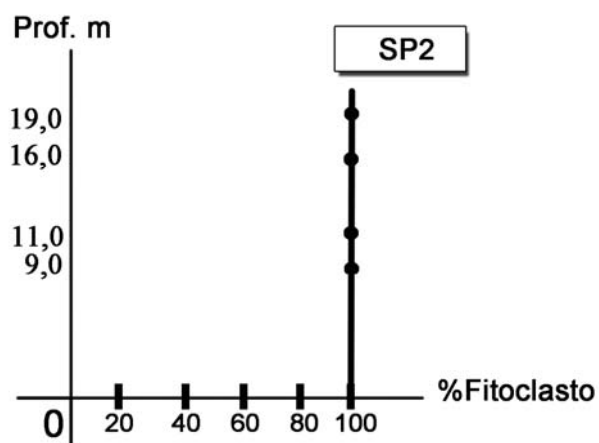
Perfil de sondagem SP2 – Cordão A. Em verde, as amostras utilizadas para análises.



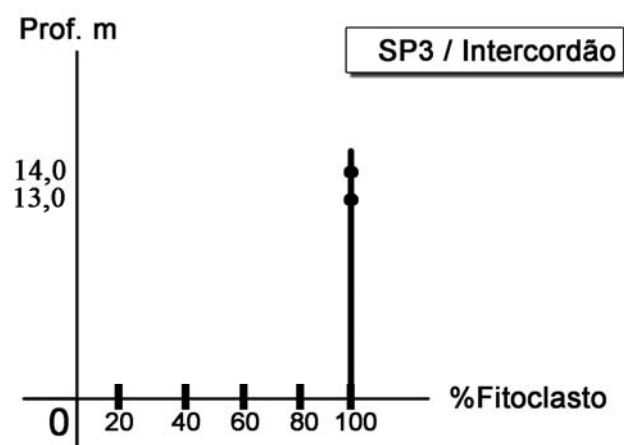
Perfil de sondagem SP3 – Intercordão. Em verde, as amostras utilizadas para análises.



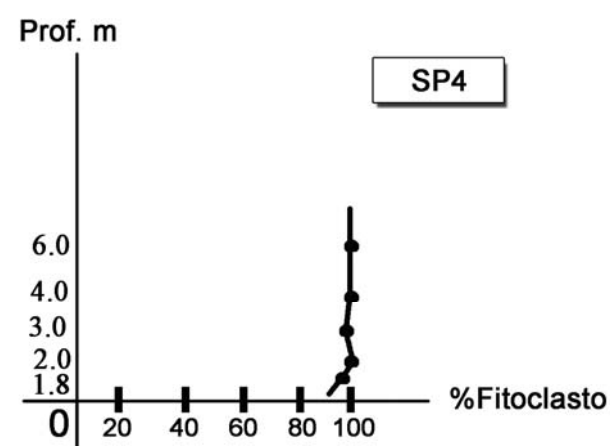
Perfil de sondagem SP4 – Cordão B. Em verde, as amostras utilizadas para análises.



SP2	X	Y
	100,0	9
	100,0	11
	100,0	16
	100,0	19



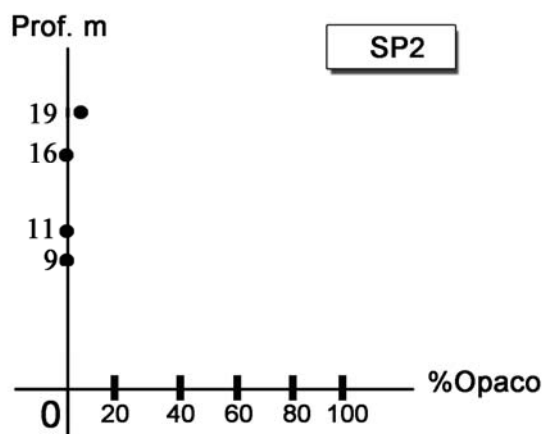
SP3	X	Y
	100,0	13
	100,0	14



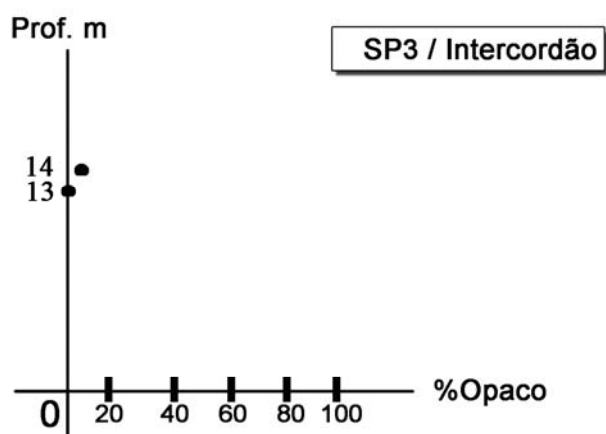
SP4	X	Y
	99,6	1.8
	100,0	2.0
	98,8	3.0
	100,0	4.0
	100,0	6.0

Gráficos de % de Fitoclastos

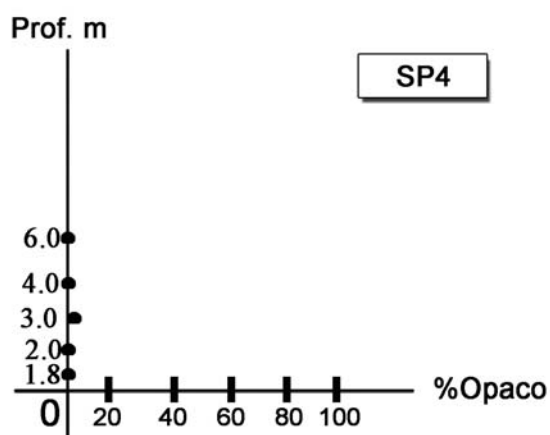
Gráfico 01 - % Fitoclastos encontrados nas análises geoquímicas.



SP2	X	Y
	0	9
	0	11
	0	16
	2,4	19



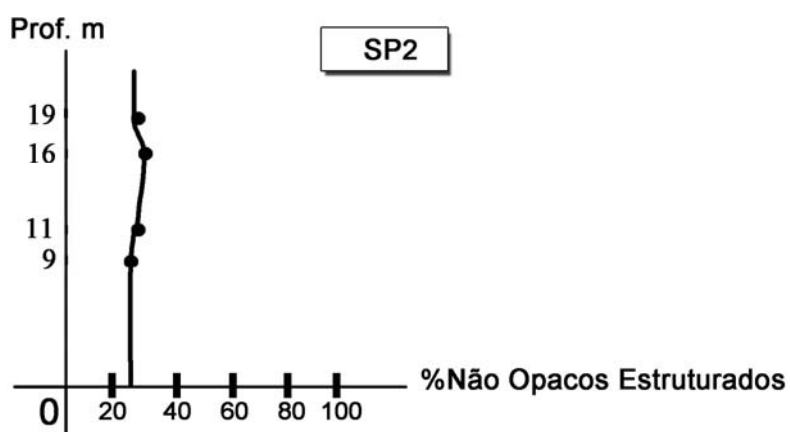
SP3	X	Y
	0	13
	7,3	14



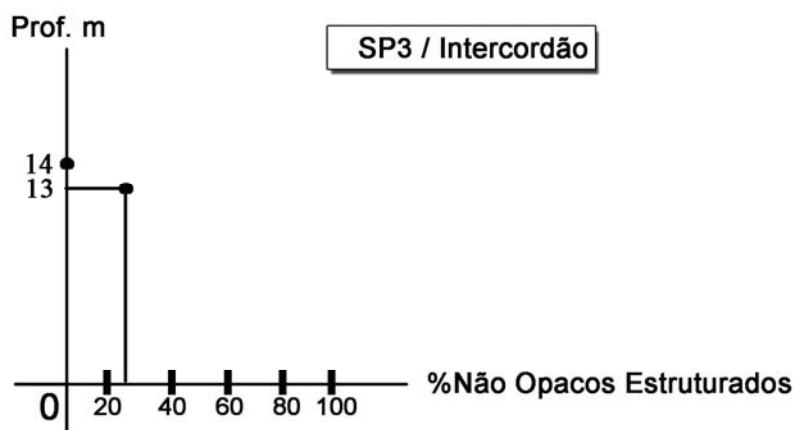
SP4	X	Y
	0	1.8
	0	2.0
	1,0	3.0
	0	4.0
	0	6.0

Gráficos de % de Fitoclastos Opacos

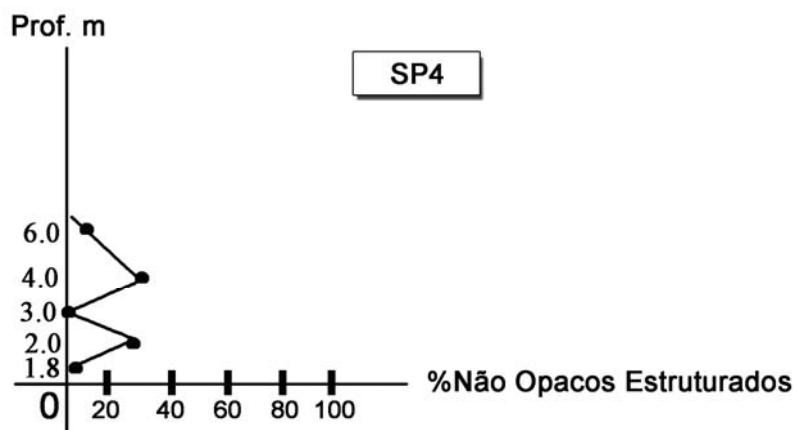
Gráfico 02 - % Fitoclastos Opacos encontrados nas análises geoquímicas.



SP2	X	Y
	25	9
	27,7	11
	28,6	16
	28	19



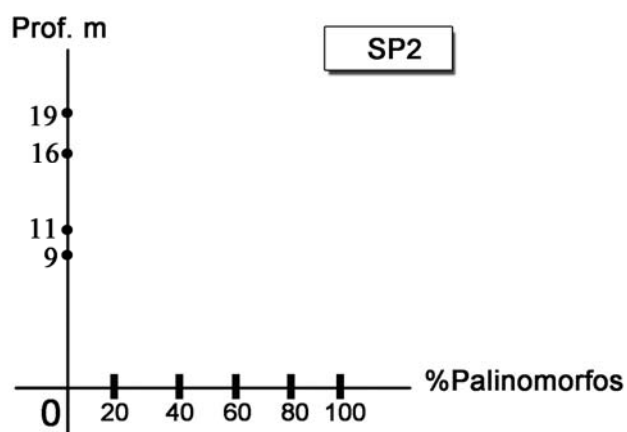
SP3	X	Y
	27,3	13
	0	14



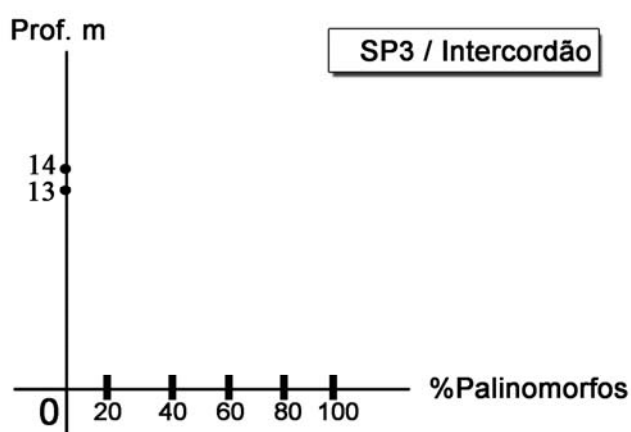
SP4	X	Y
	5,5	1.8
	26,3	2.0
	0,3	3.0
	27,8	4.0
	10,2	6.0

Gráficos de % de Não Opacos Estruturados

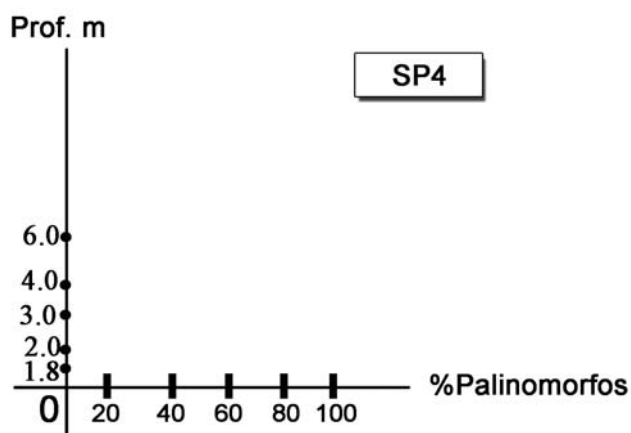
Gráfico 03 - % Não Opacos encontrados nas análises geoquímicas.



SP2	X	Y
	0	9
	0	11
	0	16
	0	19



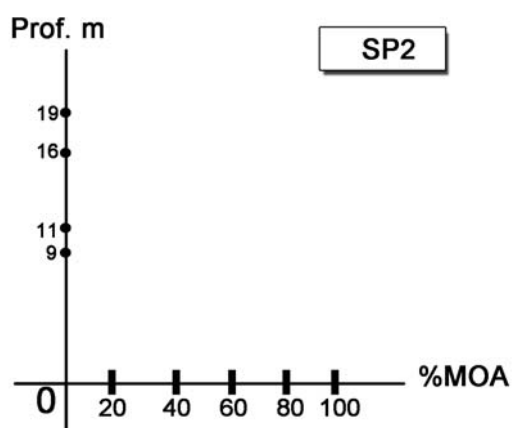
SP3	X	Y
	0	13
	0	14



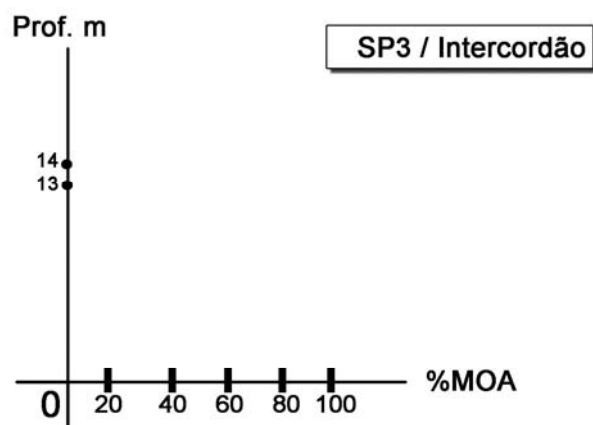
SP4	X	Y
	0.4	1.8
	0	2.0
	0.3	3.0
	0	4.0
	0	6.0

Gráficos de % de PALINOMORFOS

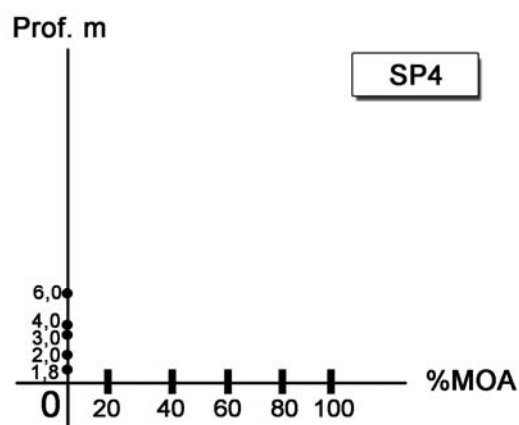
Gráfico 04 - % Palinomorfos encontrados nas análises geoquímicas.



SP2	X	Y
	0	9
	0	11
	0	16
	0	19



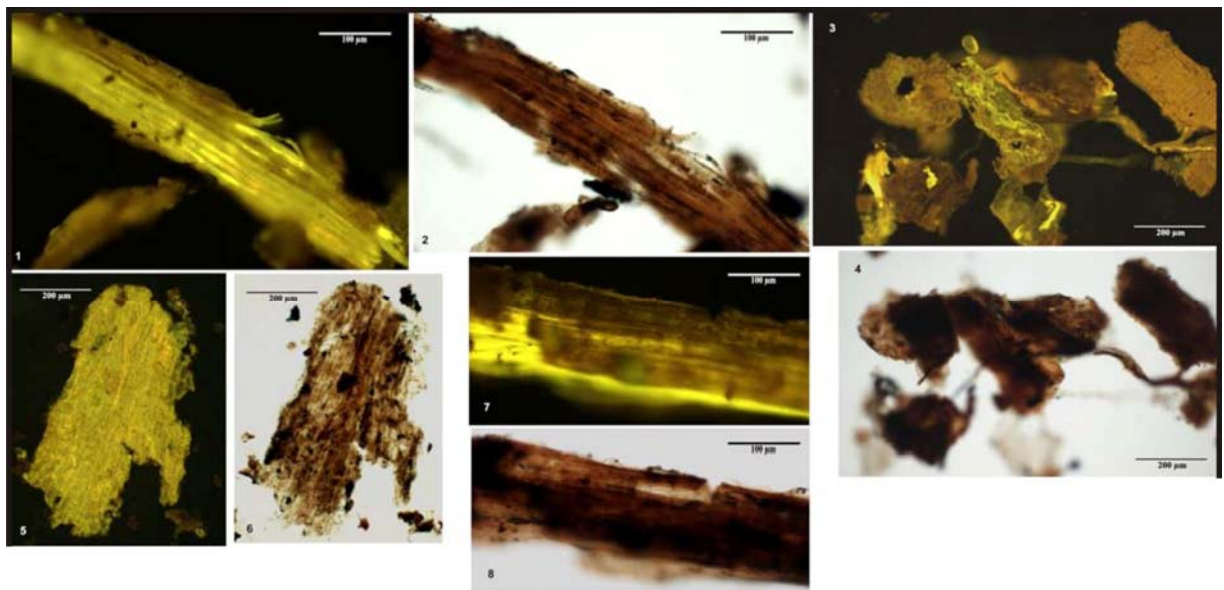
SP3	X	Y
	0	13
	0	14



SP4	X	Y
	0	1.8
	0	2.0
	0	3.0
	0	4.0
	0	6.0

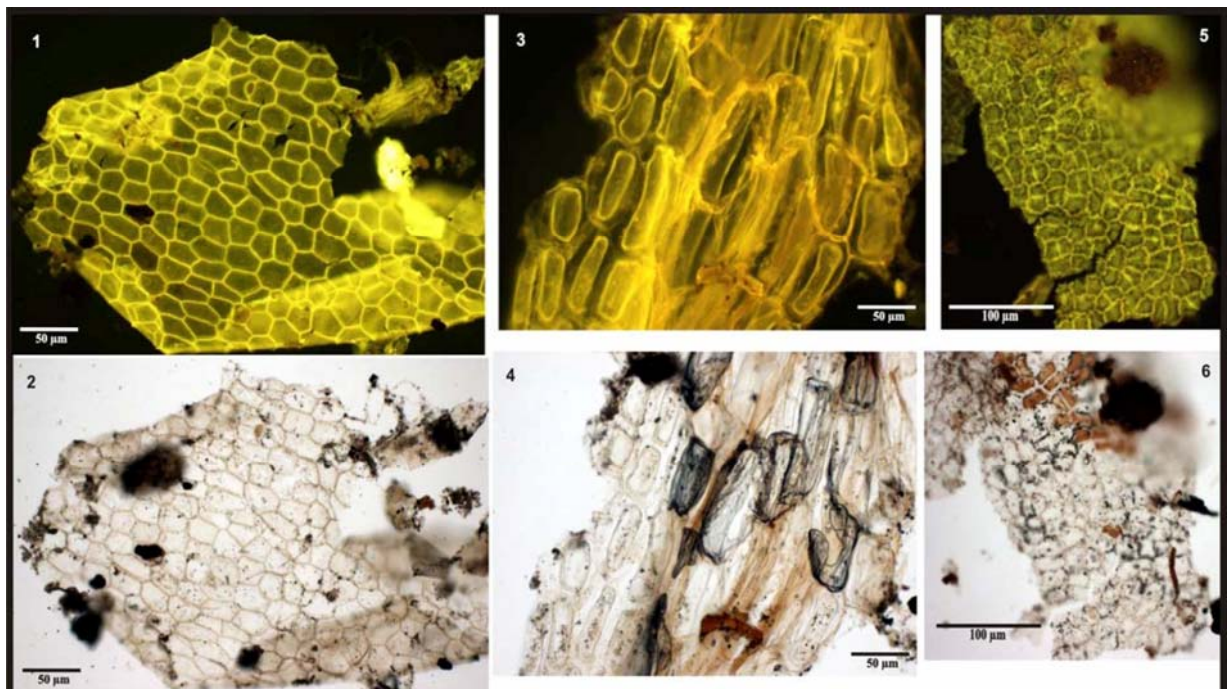
Gráficos de matéria orgânica (MOA)%

Gráfico 05 - % Matéria Orgânica encontrados nas análises geoquímicas.



Estampa 1: **1-2, 7-8:** Fitoclasto Não-Opaco Bioestruturado Estriado com fluorescência; **3-4:** Matéria Orgânica Particulada; **5 e 6:** Fitoclasto Não-Opaco Bioestruturado Estriado com cutícula associada.

(**Fotomicrografias:** **1, 3, 5, 7** sob Luz Azul/UV (fluorescência); **2, 4, 6, 8** sob Luz Branca Transmitida).



Estampa 2: **1 a 06:** Tecidos cuticulares.

(**Fotomicrografias:** **1, 3, 5** sob Luz Azul/UV (fluorescência); **2, 4, 6** sob Luz Branca Transmitida).