

Josiane Branco Plantz

**INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL E MODELO EVOLUTIVO DA
PORÇÃO CENTRAL DO COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA
DO SUL (RJ).**

Dissertação de Mestrado (Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2017



UFRJ

Josiane Branco Plantz

**INTERPRETAÇÃO PALEAMBIENTAL E MODELO EVOLUTIVO DA PORÇÃO
CENTRAL DO COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL (RJ).**

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Mestre em Ciências (Geologia).

Área de concentração:

Paleontologia e Estratigrafia

Orientadores:

Renato Rodriguez Cabral Ramos - UFRJ
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida -
UFRJ

Rio de Janeiro
Junho de 2017

Plantz, Josiane Branco

Interpretação Paleoambiental e Modelo Evolutivo da Porção Central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (RJ) / Josiane Branco Plantz - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2017.

xiv, 95 f. : il., 4 apênd., 1 anexo; 30cm

Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia, 2017.

Orientador (es): Renato Rodrigues Cabral Ramos, Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

1. Geologia. 2. Paleontologia e Estratigrafia – Dissertação de Mestrado. I. Renato Rodriguez Cabral Ramos e Leonardo Fonseca Borghi de Almeida. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Interpretação Paleoambiental e Modelo Evolutivo da Porção Central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (RJ).

Josiane Branco Plantz

INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL E MODELO EVOLUTIVO DA PORÇÃO
CENTRAL DO COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL (RJ).

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, como requisito necessário à obtenção do grau de Mestre em Ciências (Geologia).

Área de concentração:

Paleontologia e Estratigrafia

Orientadores:

Renato Rodriguez Cabral Ramos - UFRJ
Leonardo Fonseca Borghi de Almeida -
UFRJ

Aprovada em: 1º de junho de 2017

Por:

Presidente: Dr. Claudio Limeira Mello, UFRJ

Dr. Cléverson Guizan da Silva, UFF

Dr. Sérgio Bergamaschi, UERJ

UFRJ
Rio de Janeiro
2017

Dedico este trabalho ao meu maior amor, meu melhor amigo, meu exemplo e minha força, a quem eu devo tudo, meu pai, Fernando Plantz (*in memoriam*)

Agradecimentos

Agradeço aos meus orientadores acadêmicos, professores Dr. Renato Rodriguez Cabral Ramos e Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida pelos ensinamentos passados ao longo dos anos. Agradeço ao *M.Sc.* Thiago Gonçalves Carelli e ao Prof. Dr. Claudio Limeira Mello pelas discussões sobre a sedimentação e evolução do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul fundamentais à execução e conclusão deste trabalho.

Agradeço ao técnico do Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED) Roberto Gomes de Lima pela realização das análises granulométricas; ao Prof. Dr. Ricardo Tadeu Lopes e a pesquisadora Alessandra Machado, do Laboratório de Instrumentação Nuclear (LIN), pela realização das análises de raio-X; à *M.Sc.* Amanda Goulart Rodrigues pelo apoio fundamental na realização das análises petrográficas.

Ao geólogo Douglas Rosa pelo apoio na preparação das amostras para análises de DRX; ao Dr. Reiner Neumann e aos técnicos do CETEM pelo auxílio na interpretação dos difratogramas. Ao Prof. Dr. João Graciano Mendonça Filho e a *Dr^a*. Joalice Mendonça, do Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânicas (LAFO), pela realização das análises de COT e, finalmente, ao Prof. Dr. Marcelo de Araújo Carvalho, do Laboratório de Paleoecologia Vegetal do Museu Nacional/UFRJ, pela realização da análise da matéria orgânica particulada (palinofácies).

Agradeço, por fim, ao Projeto DELTA (*Arquitetura deposicional do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul e seu papel na transferência sedimentar para águas profundas*), financiado pela Chevron Brasil, com recursos de investimento em pesquisa e desenvolvimento para petróleo, gás natural e biocombustíveis – P&D/ANP (conv. Fundação Coppel IGEO-15.857) pelo financiamento da pesquisa, incluindo a aquisição do material de estudo e o custeio das análises.

Resumo

PLANTZ, Josiane Branco. **Interpretação Paleoambiental e Modelo Evolutivo da Porção Central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (RJ)**. Rio de Janeiro, 2017. xiv, 95 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

O complexo deltaico do rio Paraíba do Sul (CDRPS), localizado no litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, é uma região limítrofe entre o oceano e o continente que abriga uma ampla variedade de ambientes de sedimentação. O CDRPS está estratigraficamente posicionado no topo da Bacia de Campos, englobando parte de sua sedimentação quaternária e é, reconhecidamente, uma área de estocagem de sedimentos para águas profundas, o que lhe confere grande importância sedimentológica e econômica. A região é alvo de estudos desde a década de 1940, contudo, os trabalhos realizados basearam-se quase que exclusivamente em dados superficiais e amostragens rasas, dados geofísicos de poços e linhas sísmicas são muito escassos, bem como poços profundos com amostragem contínua, havendo uma carência de estudos que permitam a caracterização da sucessão sedimentar e de sua distribuição. Com base nisto, o presente trabalho busca o melhor entendimento da evolução da porção central do CDRPS a partir de informações advindas de subsuperfície, para tal foram utilizados os testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ, que foram continuamente amostrados até 181m, 200m e 410m, respectivamente. Os testemunhos foram analisados sob o enfoque da análise de fácies, com interpretação de processos sedimentares e paleoambientes deposicionais. Para auxiliar na caracterização paleoambiental dos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-MU-1-RJ foram realizadas análises de difração de raio-X (DRX), carbono orgânico total (COT) e palinofácies. Dada a interpretação e caracterização paleoambiental dos três testemunhos de sondagem, foi feita a correlação estratigráfica adotando a superfície de inundação máxima (SIM) como datum. As correlações mostram que a sedimentação da porção central do CDRPS foi controlada pelas oscilações de alta frequência do nível do mar (eventos de criação e destruição de espaço de acomodação). Os eventos de regressão forçada (queda do nível de base) são responsáveis por moldar o relevo e formar importantes vales incisivos que controlam toda a sedimentação subsequente. Em eventos transgressivos ocorre a formação de estuários e lagunas, no máximo da penúltima transgressão marinha (123.000 anos A.P.) há a instalação de um ambiente marinho franco com deposição de rochas carbonáticas que marcam a SIM. As correlações sugerem que tenha ocorrido a movimentação neotectônica de estruturas NW, responsável pelo soerguimento do bloco à esquerda da área de estudo. Eventos regressivos e transgressivos posteriores à reativação neotectônica são responsáveis pela instalação de uma planície de cordões arenosos, cuja idade é atribuída a cerca de 80.000 anos A.P. e registra-se também depósitos da última transgressão marinha (5.100 anos A.P.).

Palavras-chave: Complexo Deltaico; Fácies sedimentares; Cenozoico.

Abstract

PLANTZ, Josiane Branco. ***Paleo-environmental Interpretation and Evolutionary Model for the Central Portion of Paraíba do Sul Deltaic Complex (RJ)***. Rio de Janeiro, 2017. xiv, 95 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

The Paraíba do Sul deltaic complex (PSDC), located on the northern coast of the State of Rio de Janeiro, is a border region between the ocean and the continent that shelters a wide variety of sedimentation environments. The PSDC is stratigraphically positioned at the top of the Campos Basin, encompassing part of its Quaternary sedimentation and is, admittedly, an area of sediment storage for deep waters, which gives it great sedimentological and economic importance. The region has been the target of studies since the 1940s, however, the majority of the work done was based on superficial data and shallow sampling, geophysical data from wells and seismic lines are very scarce, as well as deep wells with continuous sampling. A lack of studies that allow the characterization of the sedimentary succession and its distribution. Based on this, the present work seeks to better understand the evolution of the central portion of the PSDC from information derived from subsurface. For this purpose, 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ and 2-BG-1-RJ well cores, which were continuously sampled up to 181m, 200m and 410m, respectively, were used. The well cores were analyzed based in facies analysis concepts, with interpretation of sedimentary processes and depositional paleo-environments. Analysis of diffraction of X-rays, total organic carbon (TOC) and palynofacies were performed to evaluate the paleoenvironmental characterization of the 2-TO-1-RJ and 2-MU-1-RJ well cores. From the paleoenvironmental interpretation and characterization the stratigraphic correlation was performed between the three well cores, adopting the maximum flood surface (MFS) as datum. Correlations show that the sedimentation of the central portion of the PSDC was controlled by the high frequency oscillations of the sea level (events of creation and destruction of accommodation space). The forced regressive events (fall of the base level) are responsible for shaping the relief and form important incised valleys that control all subsequent sedimentation. In transgressive events happens the formation of estuaries and lagoons, at the maximum of the penult marine transgression (123,000 years A.P.) there is the installation of a marine environment with deposition of carbonate rocks that mark the MFS. The correlations suggest that neotectonic movement of NW structures occurred and it was responsible for the uplift of the block the left of the study area. Regressive and transgressive events subsequent to the neotectonic reactivation are responsible for the installation of a strandplain, whose age is attributed to about 80,000 years of A.P. Deposits of the last marine transgression (5,100 years old) are recorded.

Key-Words: Deltaic Complex; Sedimentary facies; Cenozoic.

Lista de figuras

- Figura 1 - Localização dos poços 2-TO-1-RJ (Tócos), 2-MU-1-RJ (Mussurepe) e 2-BG-1-RJ (Baixa Grande) na porção central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, litoral norte do Estado do Rio de Janeiro (modificado de Silva, 2011).20
- Figura 2 - Principais vias de acesso para a porção central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul. Destaca-se o trajeto recomendado para acessar a área de locação dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ (Fonte: Google Maps).24
- Figura 3 - Domínios tectono-magmáticos do Estado do Rio de Janeiro e áreas adjacentes (Silva, 2001).27
- Figura 4 - Mapa de localização da Bacia de Campos, com destaque para seus limites estruturais com as bacias de Santos, a sul, e Espírito Santo, a norte (Moraes, 1989).28
- Figura 5 - Seção geológica esquemática da Bacia de Campos, com destaque para as sequências rifte, transicional (ou pós-rifte) e drifte (modificado de Rangel & Martins, 1998).29
- Figura 6 - Diagrama estratigráfico da Bacia de Campos, com destaque para as sequências rifte, pós-rifte e drifte e para as principais unidades litoestratigráficas (Winter *et al.*, 2007).31
- Figura 7 - Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, em aproximadamente 5.100 anos A.P., período do máximo transgressivo holocênico (Martin *et al.*, 1997).41
- Figura 8 - Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, entre 5.100 e 4.200 anos A.P. quando um braço do rio Paraíba do Sul já atingia diretamente o mar (Martin *et al.*, 1997).41
- Figura 9 - Mapa geológico do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, em que os depósitos se encontram individualizados de acordo com a idade (Martin *et al.*, 1997).42
- Figura 10 - Mapa de lineamentos do Norte do Estado do Rio de Janeiro, com destaque (amarelo) para as principais acumulações sedimentares, incluindo o Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul. Note que para a área de estudo infere-se tanto lineamentos NE quanto NW (Tomaz, 2003).45
- Figura 11 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos (média, desvio padrão, assimetria e curtose) obtidos a partir da análise granulométrica de 82 amostras coletadas ao longo do testemunho do poço 2-TO-1-RJ.52
- Figura 12 - Imageamento por raio-x. (A) Amostra lutítica de 74,40m de profundidade; (B) Filtro de realce de detalhes mostrando laminações e fraturas e (C) Filtros de contraste e de brilho reforçando a presença de laminações e zonas de fratura.53

Figura 13 - Imageamento por raio-x. (A) Amostra lutítica de 132,90m de profundidade; (B) Filtro de realce de detalhes mostrando aspecto maciço e fraturas e (C) Filtros de contraste e de brilho reforçando o aspecto maciço e a presença de fraturas.53

Figura 14 - Imageamento por raio-x. (A) Amostra arenítica de 151,00m de profundidade; (B) Filtro de realce de detalhes mostrando aspecto predominantemente maciço e (C) Filtros de contraste e de brilho mostrando uma incipiente orientação dos grãos (indicada pela seta vermelha), sugerindo a presença de estratificação cruzada.54

Figura 15 - Imageamento por raio-x. (A) Amostra arenítica de 170,60m de profundidade; (B) Filtro de realce de detalhes mostrando o aspecto maciço da rocha e (C) Filtros de contraste e de brilho reforçando o aspecto maciço.54

Figura 16 - Imageamento por raio-x. (A) Amostra de arenito conglomerático de 138,85m de profundidade; (B) Filtro de realce de detalhes mostrando aspecto predominantemente maciço e (C) Filtros de contraste e de brilho sugerindo um sutil alinhamento de grãos na base da amostra, indicado pela seta vermelha.56

Figura 17 - Imageamento por raio-x. (A) Amostra de arenito conglomerático de 155,00m de profundidade; (B) Filtro de realce de detalhes mostrando o aspecto maciço da rocha e (C) Filtros de contraste e de brilho reforçando o aspecto maciço.56

Figura 18 - Aspecto macroscópico das fácies sedimentares identificadas no testemunho do poço 2-TO-1-RJ. (A) fácies Ccm (conglomerado sustentado pelos clastos maciço); (B) fácies ACm (arenito conglomerático maciço); (C) fácies Am (arenito maciço com alteração pós-deposicional); (D) fácies Amf (areia micácea e/ou feldspática); (E) fácies Ae (arenito estratificado); (F) fácies ALm (arenito lamoso maciço); (G) fácies IF (intercalações entre argilito e arenito ricos em fitoclastos); (H) fácies Ab (areia rica em bioclastos); (I) fácies Lh (lamito híbrido rico em bioclastos); (J) fácies Lm (lamito maciço com alteração pós-deposicional); (L) fácies LI (lamito laminado) e (M) fácies LAm (lamito arenoso maciço).69

Figura 19 - Aspecto microscópico (fotomicrografias) das fácies sedimentares identificadas no testemunho do poço 2-TO-1-RJ. (A) fácies Acm (158,50m), note seu aspecto maciço e conglomerático; (B) fácies Am (145,50m), note seu aspecto maciço e a presença de feições pedogenéticas; (C) fácies Ae (52,75m), note laminação marcada por níveis ricos em micas compactadas e substituídas por siderita; (D) fácies ALm (163,00m), note seu aspecto maciço e a presença de finos em elevada proporção em meio aos grãos de areia; (E) fácies IF (39,85m), note níveis ricos em matriz detrítica indiferenciada e níveis ricos em quartzo, fragmento carbonoso e feldspato; (F) fácies Lh (30,25m), note matriz carbonática indiferenciada e foraminífero bentônico (seta); (G) fácies Lm (131,30m), note óxido / hidróxido de ferro substituindo parcialmente a matriz detrítica indiferenciada (seta); (H) fácies LI (76,20m), note laminação irregular dada pela orientação de micas e fragmentos carbonosos (seta) e (I) fácies LAm (136,10m), note óxido / hidróxido de ferro substituindo matriz lamosa e constituintes primários (seta).70

Figura 20 - Correlações estratigráficas entre os testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ, coletados na porção central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS), norte fluminense, com destaque para as superfícies regressivas, transgressivas e a superfície de inundação máxima (SIM) identificadas.

.....76

Figura 21 – Modelo 3D esquemático de alguns dos estágios evolutivos propostos para a porção central do Complexo Deltaico do Rio de Janeiro. (A) Escalonamento do embasamento pré-cambriano; (B) Instalação de leques aluviais (Formação Emborê) controlados pelo desnível do embasamento; (C) Depósitos da Formação Emborê sobre o embasamento escalonado; (D) Relevo após a primeira regressão forçada (SR-1) que erode sedimentos da Formação Emborê; (E) Relevo após a segunda regressão forçada (SR-2) que erode sedimentos parálicos da transgressão precedente; (F) Relevo após a terceira regressão forçada (SR-3) que erode depósitos marinhos da superfície de inundação máxima e; (G) Reativação neotectônica de estruturas NW.

.....77

Figura 22 - Imagem de satélite do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS). (A) Note em azul a linha de costa durante a SIM pleistocênica, as linhas pontilhadas sugerem a presença de estruturas, em amarelo a de orientação NE, responsável pelo escalonamento do embasamento, e em vermelho as de orientação NW, cuja reativação soergueu o bloco mais a W da área de estudo (poço 2-BG-1-RJ) e (B) A linha azul claro sugere a posição da linha de costa durante a SIM holocênica e o polígono azul escuro limita a laguna formada durante esta transgressão.....78

Figura 23 – Estuário dominado por ondas (A) Componentes morfológicos de um estuário dominado por ondas segundo o modelo de Dalrymple *et al.* (1992) e (B) Estuário dominado por ondas de Wapengo, costa Sul da Austrália.....81

Lista de quadros

Quadro 1 - Esquema evolutivo da sedimentação litorânea ao longo do litoral brasileiro proposto por Martin <i>et al.</i> (1993).	38
Quadro 1 - Esquema evolutivo da sedimentação litorânea ao longo do litoral brasileiro proposto por Martin <i>et al.</i> (1993) (continuação).....	39
Quadro 2 - Síntese das fácies identificadas para os testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ.	46
Quadro 2 - Síntese das fácies identificadas para os testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ (continuação).....	47
Quadro 3 - Síntese dos paleoambientes deposicionais identificados a partir das sucessões de fácies descritas para cada um dos testemunhos de sondagem analisados.	48

SUMÁRIO

Agradecimentos	vi
Resumo.....	vii
<i>Abstract</i>	viii
Lista de figuras	ix
Lista de quadros.....	xii
1 INTRODUÇÃO	15
1.1 Objetivos	16
1.2 Estrutura e organização da Dissertação	17
2 MATERIAL E MÉTODO.....	19
3 ÁREA DE ESTUDO	23
3.1 Localização e acessos	23
3.2 Geomorfologia.....	23
4 CONTEXTO GEOLÓGICO	26
4.1 Embasamento.....	26
4.2 Bacia de Campos	28
4.2.1 EVOLUÇÃO TECTONO-ESTRATIGRÁFICA.....	29
4.2.1.1 Formação Emborê.....	32
4.2.1.2 Formação Barreiras.....	34
4.2.1.3 Sedimentação Quaternária.....	36
4.3 Neotectônica.....	43
5 RESULTADOS.....	46
5.1 Testemunho do poço 2-TO-1-RJ (Tócos)	48
5.1.1 Análise granulométrica e estatística.....	49
5.1.2 Imageamento por Raio-X	51
5.1.3 Descrição e discussão das fácies sedimentares	55
5.2 Testemunho do poço 2-MU-1-RJ (Mussurepe)	70
5.3 Correlações estratigráficas e modelo evolutivo	71

6 DISCUSSÕES.....	79
--------------------------	-----------

7 CONCLUSÕES	86
---------------------------	-----------

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	89
---	-----------

Apêndice A – Artigo submetido à Revista Pesquisa em Geociências (UFRGS)

Apêndice B – Artigo submetido à Revista Geociências (UNESP)

Apêndice C – Resumo no XVI Congresso ABEQUA (2017)

Apêndice D – Resumo no XVI Congresso ABEQUA (2017)

Anexo A – Artigo submetido à Revista Geologia – Série Científica (USP)

1 INTRODUÇÃO

O termo complexo deltaico é utilizado para caracterizar planícies costeiras que abrigam uma associação de deltas geológica e geneticamente relacionados entre si, porém espacial e temporalmente independentes, cuja origem é atribuída à interação de processos alocíclicos (variações climáticas, eustáticas e tectônica) e autocíclicos (ventos, correntes, regime de maré, ação de ondas e aporte sedimentar) (Suguio, 2003; Davies Jr. & Fitzgerald, 2004; Boyd, 2010).

Segundo Bacoccoli (1971), um complexo deltaico pode ser definido como um depósito espesso (da ordem de centenas a milhares de metros), constituído pelo somatório de deltas, situados na mesma área geral de subsidência e intercalados com uma ampla variedade de ambientes de sedimentação (dentre eles: estuários, lagunas, campos de dunas, manguezais, planícies de cordões arenosos e planícies fluviais), os quais preservam importantes registros referentes à evolução da paisagem.

O conhecimento acerca destas áreas advém de análises sedimentológicas e estratigráficas, na grande maioria dos casos apoiadas por mapeamentos e datações de ^{14}C , que permitiram um avanço significativo no entendimento das variações climáticas e, principalmente, das oscilações do nível do mar ocorridas durante o Quaternário. Entretanto, são áreas ainda carentes de estudos sedimentológicos e estratigráficos realizados a partir de dados de subsuperfície, sobretudo os de maior alcance, que permitam caracterizar toda sua sucessão sedimentar.

Neste contexto, destaca-se o Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS), uma região limítrofe entre o oceano e o continente, de idade quaternária e topografia plana, alcançando no máximo 10m de altitude, localizada no litoral norte do Estado do Rio de Janeiro. O conhecimento atual que se tem da região permite afirmar que seu desenvolvimento foi controlado, preferencialmente, pelas variações relativas do nível do mar que ocorreram nos últimos 120.000 anos, pela interação entre processos fluviais e marinhos costeiros, pelas diferentes fases evolutivas do rio Paraíba do Sul (Martin *et al.*, 1984; Silva, 1987; Dominguez, 1990) e, possivelmente influenciado pela atividade neotectônica do Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (Riccomini, 1989; Silva & Mello, 2011).

Os estudos pioneiros realizados na área do CDRPS (e.g., Lamego, 1944, 1955; Bacocoli, 1971; Araújo & Beurlen, 1975; Martin *et al.*, 1984; Silva, 1987; Dominguez, 1990; Martin *et al.*, 1993; Martin *et al.*, 1997), basearam-se exclusivamente em informações superficiais advindas de mapeamentos geológicos e geomorfológicos, sondagens rasas, que atingiam o máximo 40m de profundidade, e datações por radiocarbono. Dados de subsuperfície profundos são escassos e constituem-se de testemunhos com amostragem descontínua, perfis geofísicos de poços e seções sísmicas executadas próximas ao litoral (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977), dificultando, assim, a caracterização das sucessões sedimentares e da distribuição das unidades estratigráficas na região, bem como a elaboração de modelos evolutivos.

Pesquisas recentes a partir de testemunhos contínuos na área do CDRPS (Plantz, 2014; Vilela *et al.*, 2016) revelaram uma grande variação litológica e paleoambiental, indicando uma evolução mais complexa do que o sugerido nos modelos evolutivos propostos até o presente momento. Na porção sul do CDRPS, caracterizada por alinhamentos de cordões arenosos pleistocênicos, Vilela *et al.* (2016) identificaram, além da sedimentação quaternária associada a instalação da planície de cordões arenosos pleistocênicos, depósitos da Formação Barreiras, de idade miocênica, sobrepostos aos depósitos da Formação Emborê (Membro São Tomé), de idade oligocênica - pliocência, que se encontram dispostos diretamente sobre o embasamento cristalino.

Já na porção central do CDRPS, caracterizada por depósitos fluvio-lagunares holocênicos, Plantz (2014) identificou uma grande variedade de fácies sedimentares, incluindo fácies heterolíticas e híbridas (mistura entre sedimentos siliciclásticos e carbonáticos de origem distintas), associadas a paleoambientes de planície de maré e marinho-lagunar de idade pleistocênica (Gatto, 2016), não reportados para a porção sul, o que incentiva o desenvolvimento de novas pesquisas na área.

1.1 Objetivos

Este trabalho tem como objetivo a realização de um estudo sedimentológico e estratigráfico, sob enfoque da análise de fácies, com interpretação de processos deposicionais, caracterização paleoambiental e definição das principais superfícies

estratigráficas da porção central do CDRPS, com base em dados de subsuperfície, mais especificamente, testemunhos de sondagem profundos e contínuos. Busca-se, a partir disto, propor um modelo evolutivo para a área de estudo e subsidiar futuras discussões acerca da construção do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul e da distribuição e geometria de suas unidades estratigráficas.

Como objetivos específicos, tem-se:

(i) caracterização litológica (macro- e microscópica) seguida da análise de fácies e sucessão de fácies das rochas recuperadas de um testemunho contínuo e profundo (181m) localizado na porção central do CDRPS;

(ii) realização de análises geoquímicas (COT), organofaciológicas (palinofácies) e mineralógicas (DRX em argilominerais), como subsídio à interpretação paleoambiental em dois testemunhos contínuos e profundos, um mencionado anteriormente (181m de profundidade) e outro previamente analisado por Plantz (2014) com 200m de profundidade, ambos localizados na porção central do CDRPS;

(iii) correlação estratigráfica entre os dois testemunhos contínuos e profundos mencionados anteriormente (181m e 200m de profundidade) e, um terceiro, analisado paralelamente por Carelli *et al.*, (submetido – Anexo A) que alcançou 410m de profundidade, todos localizados na porção central do CDRPS.

1.2 Estrutura e organização da Dissertação

O estudo sedimentológico e estratigráfico da porção central do CDRPS está organizado nesta Dissertação de Mestrado em sete capítulos, além dos apêndices e anexo que contemplam artigos submetidos e resumos publicados em anais de congressos.

O volume inicia-se pelo capítulo 1 (Introdução), dedicado à contextualização e motivação do estudo e definição dos objetivos.

O capítulo 2 (Material e Método) descreve e localiza o material de estudo, além de expor a metodologia utilizada em cada uma das análises realizadas no decorrer da pesquisa.

O capítulo 3 (Área de Estudo) apresenta a localização e vias de acesso da área investigada e seus aspectos geomorfológicos.

O capítulo 4 (Contexto Geológico) abrange todo o arcabouço geológico descrito para a região, desde o embasamento cristalino pré-cambriano até a sedimentação cenozoica, objeto de estudo deste trabalho. Trata, inclusive, da evolução dos conhecimentos quanto à estratigrafia, idade e paleoambientes das unidades estratigráficas (formações Emborê e Barreiras) descritas para a área de estudo.

O capítulo 5 reúne os resultados obtidos no decorrer deste estudo e encontra-se organizado da seguinte maneira: (i) análise do testemunho de sondagem do poço 2-TO-1-RJ (Tócos); (ii) reavaliação do testemunho de sondagem do poço 2-MU-1-RJ (Mussurepe); e (iii) correlações estratigráficas entre os testemunhos de sondagem dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ (Baixa Grande).

Os itens (i) e (ii) estão estruturados sob forma de artigos científicos (apêndices A e B), cujos títulos e revistas ao qual foram submetidos encontram-se a seguir.

Apêndice A – “FÁCIES SEDIMENTARES E EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DA PORÇÃO CENTRAL DO COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL (RJ)”, submetido à revista Pesquisa em Geociências (UFRGS).

Apêndice B – “EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL EM UMA SUCESSÃO ESTRATIGRÁFICA NO COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL (RJ)”, submetido à revista Geociências (UNESP).

O capítulo 5 (Resultados) apresenta, também, os dados não contemplados nos artigos submetidos.

Os capítulos 6 e 7 incluem, respectivamente, as discussões e as conclusões propostas a partir deste estudo. As referências do corpo principal da Dissertação são citadas no final do trabalho, no item “Referências Bibliográficas”.

2 MATERIAL E MÉTODO

O material de estudo consiste dos testemunhos de sondagem dos poços 2-TO-1-RJ (Tócos), 2-MU-1-RJ (Mussurepe) e 2-BG-1-RJ (Baixa Grande), executados na porção central do CDRPS (**Figura 1**).

O poço 2-TO-1-RJ (coordenadas geográficas 21°51'33,36"S /41°16'05,61"W, datum WGS-84) está localizado no distrito de Tócos, município de Campos dos Goytacazes, Estado do Rio de Janeiro. A sondagem alcançou 181m de profundidade, atingindo o embasamento cristalino em torno de 173m, e apresenta recuperação aproximada de 84%, o que corresponde a aproximadamente 152m de testemunho.

O poço 2-MU-1-RJ (coordenadas geográficas 21°55'17,02"S /41°08'24,02"W, datum WGS-84) está localizado no distrito de Mussurepe, município de Campos dos Goytacazes, Estado do Rio de Janeiro. A sondagem alcançou 200m de profundidade, sem atingir o embasamento cristalino, e apresenta recuperação de aproximadamente 43%, o que corresponde a aproximadamente 86m de testemunho. A baixa recuperação é explicada pela ocorrência de depósitos inconsolidados e/ou friáveis que ocorrem, principalmente, nos primeiros metros e na porção basal do testemunho.

O poço 2-BG-1-RJ (coordenadas geográficas 21°57'41,53"S /41°09'14,90"W, datum WGS 84), está localizado no distrito de Baixa Grande, município de Campos dos Goytacazes, Estado do Rio de Janeiro. A sondagem alcançou 410m de profundidade, atingindo o embasamento cristalino em torno de 385m, e apresenta recuperação aproximada de 90%, o que corresponde a aproximadamente 369m de testemunho.

Os três testemunhos foram descritos em escala de detalhe (1:40), levando em consideração litologias, aspectos texturais (granulometria, seleção, arredondamento dos grãos e argilosidade), composição (mineralogia), estruturas sedimentares (tanto hidrodinâmicas quanto biogênicas), fósseis (bioclastos) e cores (definidas de acordo com a *Rock Color Chart* - escala de cores de Munsell da *Geological Society of America*, 1991 e 2012). A descrição foi feita com o auxílio de um estereomicroscópio (*Zeiss Stemi 2000-C*) e de um conjunto de peneiras (com aberturas de 2,00; 1,00; 0,50; 0,25; 0,125 e 0,062mm), que permitiram a identificação expedita dos aspectos texturais.

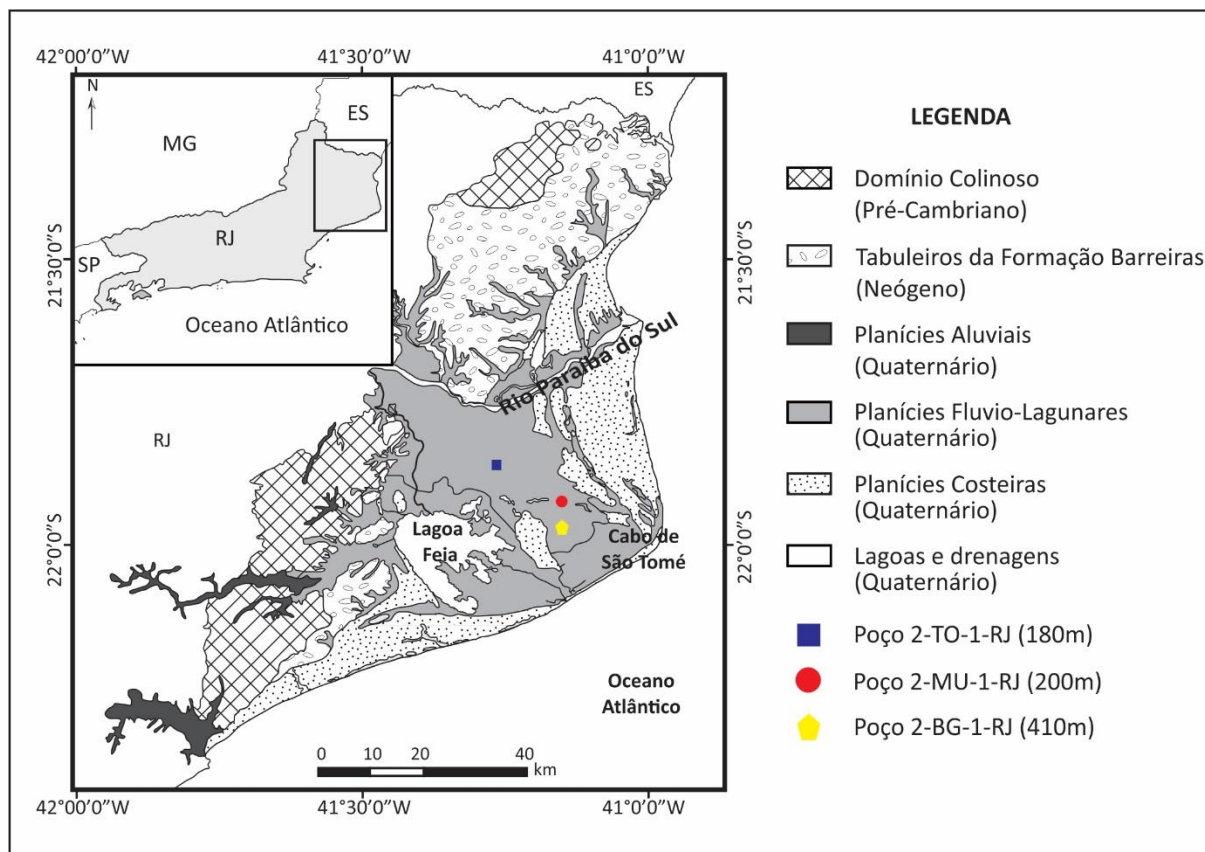


Figura 1 - Localização dos poços 2-TO-1-RJ (Tócos), 2-MU-1-RJ (Mussurepe) e 2-BG-1-RJ (Baixa Grande) na porção central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, litoral norte do Estado do Rio de Janeiro (modificado de Silva, 2011).

As fácies sedimentares foram caracterizadas segundo os conceitos de Selley (1970) e Borghi (2000), interpretadas em termos de processos deposicionais, e, posteriormente, agrupadas em sucessões de fácies para a interpretação paleoambiental.

Os dados foram inseridos no *software* CorelDraw® para elaboração de perfis estratigráficos simplificados na escala aproximada de 1:800.

Para complementar a descrição macroscópica do testemunho do poço 2-TO-1-RJ (Tócos) foram realizadas: (i) análises granulométricas em 82 amostras através do método de tamisação e pipetagem (*sensu* Folk, 1954; 1968); (ii) análise estatística dos dados provenientes das análises granulométricas através do *software* GRADISTAT v8 (Blott & Pie, 2001) utilizando o método gráfico de Folk & Ward (1957); e (iii) imageamento por raio-X em seis amostras consolidadas, de diferentes litologias e com aspecto macroscópico maciço através do equipamento de raio-X Yxlon, modelo Y.TU160-D05 do Laboratório de Instrumentação Nuclear (LIN) da UFRJ. As imagens

foram processadas no *software* Ic vision 10.2® para destacar as variações de densidade, que auxiliam a identificação de estruturas sedimentares.

A caracterização de fácies sedimentares do testemunho do poço 2-TO-1-RJ foi apoiada por descrições petrográficas qualitativas em 18 lâminas delgadas e quantitativas em 2 lâminas delgadas, realizadas por meio de microscópio petrográfico de luz transmitida / polarizada, modelo *Carl ZEISS Axio Imager A2m*.

O termo “rocha híbrida” foi utilizado segundo os critérios de Rodrigues *et al.* (2015) para caracterizar fácies que apresentam mistura entre componentes carbonáticos (bioclastos, micro- e nanofósseis) e siliciclásticos em proporções diversas. Para a utilização do termo, as duas lâminas (30,25m e 32,75m) onde foram observados constituintes carbonáticos foram analisadas quantitativamente.

Para auxiliar na interpretação e caracterização paleoambiental, foram realizadas análises de: (i) difração de raios-X (DRX) de argilominerais em sete amostras; (ii) carbono orgânico total em razão com enxofre (COT/S) em 25 amostras; e (iii) palinofácies em 26 amostras.

As análises de DRX foram realizadas através do equipamento *Bruker-D4 Endeavor* no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) e as interpretações qualitativas do espectro determinadas por comparação com padrões contidos no banco de dados do CETEM.

As determinações do carbono orgânico total (% COT) e do enxofre (% S) foram realizadas pelo equipamento SC 144 da LECO, pertencente ao Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânicas (LAFO) da UFRJ. A partir dos valores de COT e S obteve-se a razão COT/S, importante indicadora de condições físico-químicas do ambiente, que quando >3 indica condições oxidantes e quando <3 indica condições redutoras (Bernner, 1995; Borrego *et al.*, 1998).

A preparação de amostras para identificação das partículas orgânicas e análise de palinofácies seguiu o método descrito por Tyson (1995) e Mendonça Filho *et al.* (2010). As lâminas palinológicas foram analisadas quantitativa e qualitativamente através do microscópio *Carl ZEISS Axioskop 40* em luz transmitida e fluorescente. Foi feita a contagem de 300 pontos e o agrupamento da matéria orgânica particulada (MOP) em quatro associações de palinofácies (elementos aquáticos, palinomorfos terrestres, fitoclastos não-opacos e matéria orgânica amorfa).

Ainda para o testemunho do poço 2-TO-1-RJ foram realizadas datações por radiocarbono (^{14}C) em duas amostras através de espectrometria de massa com aceleradores (método *AMS - Accelerator Mass Spectrometry*) no laboratório Beta Analytic Inc. que complementam o estudo na tentativa de contextualização cronoestratigráfica.

Em apoio à interpretação paleoambiental do testemunho do poço 2-MU-1-RJ (Mussurepe), previamente estudado Plantz, (2014), foram realizadas análises de: (i) difração de raios-X (DRX) de argilominerais em 10 amostras; (ii) carbono orgânico total em razão com enxofre (COT/S) em 15 amostras; e (iii) palinofácies em 20 amostras, seguindo a mesma metodologia adotada para o testemunho do poço 2-TO-1-RJ.

O testemunho do poço 2-BG-1-RJ (Baixa Grande), estudado por Carelli *et al.*, (submetido), foi utilizado apenas para correlação com os demais poços. Para as correlações e definição das superfícies estratigráficas utilizou-se como horizonte estratigráfico (datum) a superfície de inundação máxima (SIM) caracterizada, na área de estudo, pelo máximo da produção carbonática. Por se tratar de uma região praticamente plana, sem variações topográficas relevantes, admite-se que as cotas topográficas da boca dos três poços utilizados neste estudo são idênticas, visto que as variações que possam existir (máximo de 2m) são irrelevantes para a escala do estudo.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização e acessos

No litoral norte do Estado do Rio de Janeiro delinea-se o Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS), uma região limítrofe entre o continente e o oceano, de topografia plana e que abriga uma grande diversidade de ambientes de sedimentação que se desenvolveram a partir do Quaternário (Pleistoceno Médio). O CDRPS está estratigraficamente posicionado no topo da bacia de Campos, abrangendo praticamente toda a sua porção emersa e representando sua evolução e sedimentação mais recente (**Figura 1**).

A região apresenta uma superfície de aproximadamente 3.000km², possuindo 120km de comprimento na direção Norte-Sul e uma largura máxima de 60km, englobando diversos municípios da região Norte Fluminense, dentre eles: Campos dos Goytacazes, Quissamã, São João da Barra e São Francisco de Itabapoana.

Partindo da cidade do Rio de Janeiro, o acesso ao CDRPS é feito através da BR-101 (Rodovia Governador Mário Covas) e por uma série de estradas secundárias que ligam os distritos de Campos dos Goytacazes aos demais municípios da região. Para chegar à área de locação dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ recomenda-se acessar a RJ-238 (Rodovia Ceramista) até a localidade de Donana onde se ingressa na RJ-216, rodovia que liga Campos dos Goytacazes à Farol de São Tomé. A RJ-216 corta os distritos de Goytacazes, Mussurepe e Baixa Grande; em Goytacazes acessa-se a RJ-236 (Rodovia Sérgio Viana Barroso), principal estrada de acesso ao distrito de Tócos (**Figura 2**).

3.2 Geomorfologia

O Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul e áreas adjacentes foram divididos, de acordo com o tipo de rocha e/ou depósito presente, em três unidades geomorfológicas distintas: Região Serrana, Tabuleiros Terciários e Planície Quaternária, sendo a Planície Quaternária subdividida em Baixada Campista e Cordões Litorâneos (Martin & Suguio, 1989; Martin *et al.*, 1993).

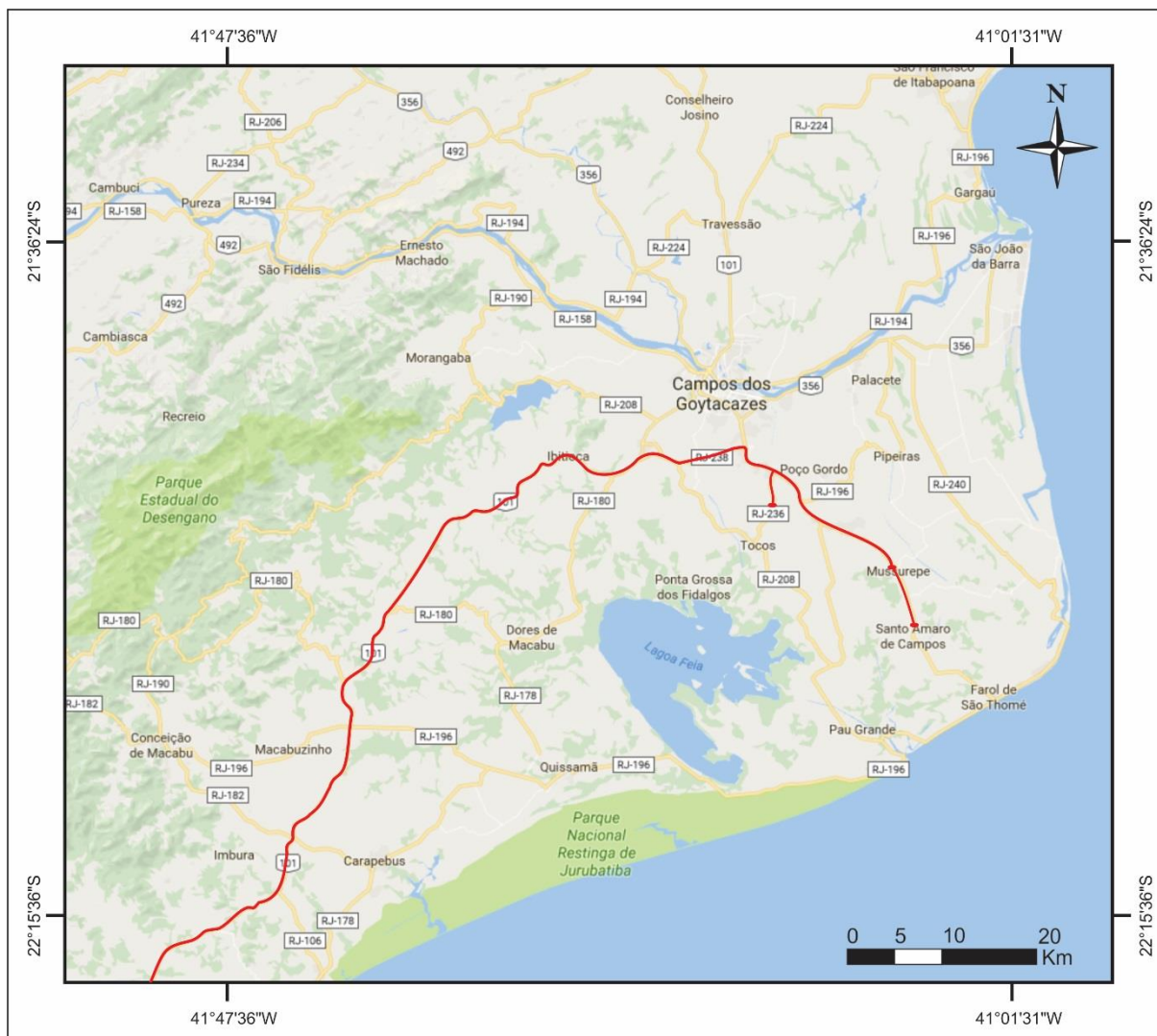


Figura 2 - Principais vias de acesso para a porção central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul. Destaca-se o trajeto recomendado para acessar a área de locação dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ (Fonte: Google Maps).

A Região Serrana, que equivale ao embasamento cristalino, é caracterizada tanto por áreas elevadas, com relevo irregular e acidentado, quanto por áreas de relevo mais suave com morros arredondados. Nas proximidades do CDRPS esta unidade geomorfológica consiste em uma extensa zona colinosa com topografia uniforme e topos nivelados de baixa amplitude, intercalada com alinhamentos serranos paralelos e escalonados da Serra do Mar, com direção WSW-ENE predominante (Silva, 2001).

A unidade Tabuleiros Terciários corresponde aos depósitos da Formação Barreiras que ocorrem na porção norte da planície costeira do rio Paraíba do Sul, nas proximidades de São Francisco de Itabapoana e, de modo restrito, a WNW da Lagoa

Feia, próximo à Quissamã (Martin *et al.*, 1993). Na porção norte da planície costeira do rio Paraíba do Sul esta unidade geomorfológica é caracterizada por extensas superfícies tabulares formadas por sedimentos da Formação Barreiras, com altitudes variando entre 20 e 80m e falésias que podem atingir mais de 10m de altura. Na região de Quissamã a paisagem é dominada por colinas amplas, alongadas e levemente arredondadas com amplitudes de relevo baixas (cotas variam entre 20 e 50m) (Silva, 2001).

A unidade Planície Quaternária, que, de fato, engloba o CDRPS, é caracterizada pelo relevo plano, com no máximo 20m de altitude e leve inclinação em direção ao mar (Martin *et al.*, 1993). A unidade é dividida em duas subunidades: (i) Baixada Campista, definida por uma extensa planície fluvio-lagunar localizada na porção central do CDRPS e (ii) Cordões Litorâneos, representada por sucessivos empilhamentos de cordões arenosos gerados em duas fases distintas. A primeira, de idade pleistocênica, gerou os cordões localizados na região de Quissamã, porção sul do CDRPS, e a segunda, de idade holocênica, gerou os cordões localizados na desembocadura do rio Paraíba do Sul, ou seja, os cordões que caracterizam a progradação deltaica da porção norte do CDRPS (**Figura 1**).

4 CONTEXTO GEOLÓGICO

A área do CDRPS abrange praticamente toda a porção emersa da bacia de Campos, englobando sedimentos marinhos, parálicos e continentais pleistocênicos e holocênicos, objeto de estudo deste trabalho.

Além da sedimentação quaternária do CDRPS, a porção emersa da bacia de Campos compreende parte de sua coluna estratigráfica, incluindo rochas do embasamento pré-cambriano pertencentes aos domínios Serra do Mar e Região dos Lagos, rochas vulcânicas eocretácicas (Formação Cabiúnas), rochas sedimentares neocretácicas, bem como acumulações sedimentares cenozoicas (Lopes, 2004; Lana, 2011; Oliveira, 2015), representadas pelos depósitos proximais do Grupo Campos, ou seja, pelas formações Emborê e Barreiras (Schaller, 1973; Gama JR., 1977; Vilela *et al.*, 2016).

4.1 Embasamento

O embasamento da área emersa da bacia de Campos é formado por complexos paragnáissicos e ortognáissicos paleoproterozoicos e neoproterozoicos metamorfizados nas fácies anfíbolito ou granulito e suítes intrusivas neoproterozoicas e eopaleozoicas. Está inserido no contexto geotectônico da Província Mantiqueira, mais especificamente da Faixa Ribeira, cuja evolução está associada ao amalgamento de terrenos no ciclo orogênico Pan-Africano-Brasiliano, entre o Neoproterozoico e o Cambriano (900 - 520 Ma) e resultou na estruturação do paleocontinente Gondwana (Almeida *et al.*, 1981; Heilbron *et al.*, 2004).

A Faixa Ribeira, um importante cinturão de dobramentos presente na Província Mantiqueira, apresenta direção preferencial NE-SW e caracteriza-se pela deformação compressional, cisalhamento transcorrente, metamorfismo de alto grau, fusão parcial de rochas crustais e granitogênese (Silva, 2001). Compreende três grandes domínios tectono magmáticos: Domínio Juiz de Fora / Paraíba do Sul; Domínio Serra do Mar; e Domínio Região dos Lagos (**Figura 3**); e quatro terrenos tectono estratigráficos: Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul e Cabo Frio (Heilbron *et al.*, 2004).

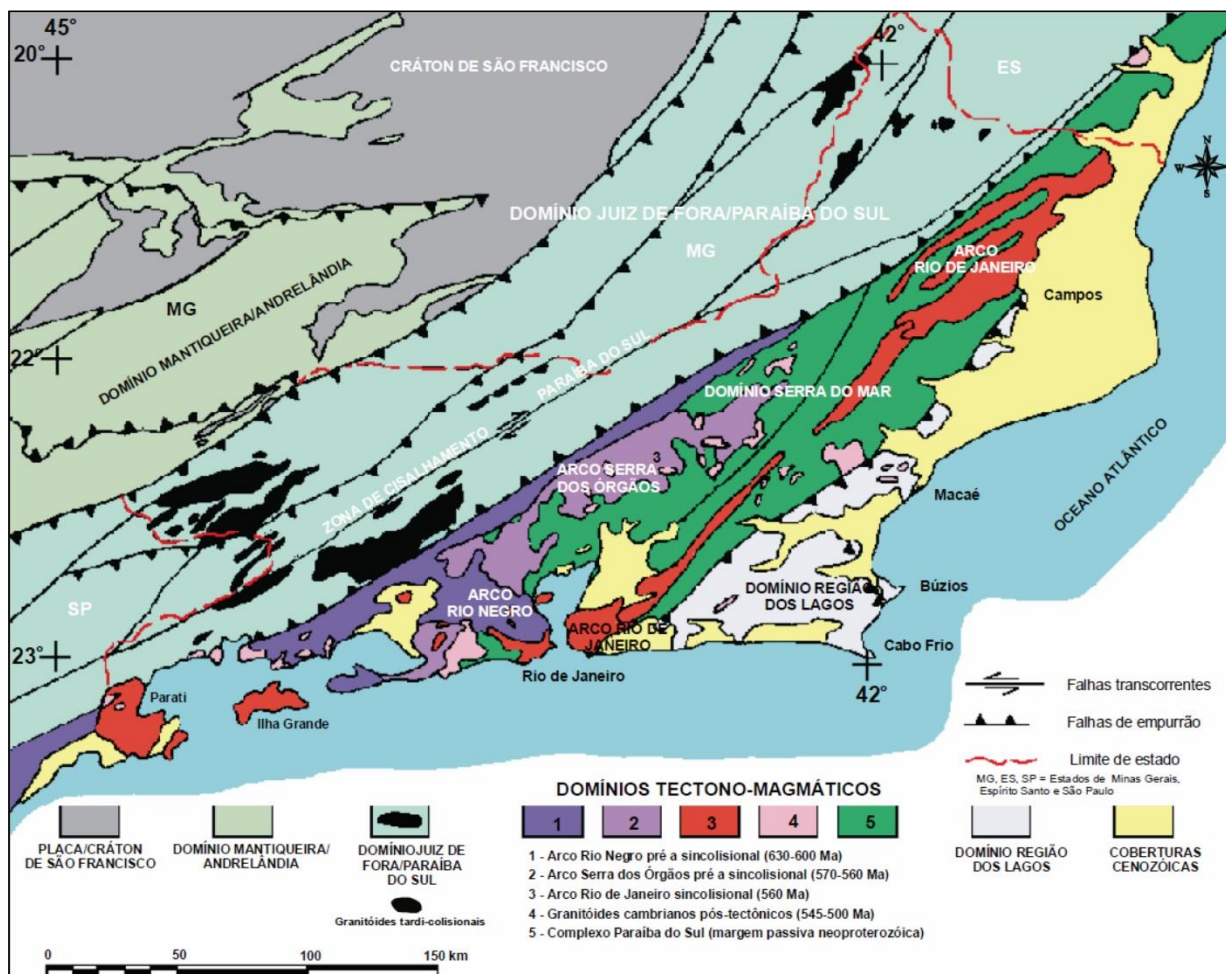


Figura 3 - Domínios tectono-magmáticos do Estado do Rio de Janeiro e áreas adjacentes (Silva, 2001).

A área de estudo insere-se no contexto dos terrenos Oriental e Cabo Frio e está associada aos domínios Serra do Mar e Região dos Lagos. O Domínio Serra do Mar é constituído por rochas supracrustais do Complexo Paraíba do Sul e por granitóides orgênicos e pós-tectônicos, enquanto o Domínio Região dos Lagos é formado por ortognaisses paleoproterozoicos do Complexo Região dos Lagos e por rochas supracrustais do Complexo Búzios (Silva, 2001). Apesar das diversas heterogeneidades, na região do CDRPS o embasamento é caracterizado por textura gnáissica, por vezes milonitizada, de granulação média a grossa (>1mm), rica em quartzo, feldspato, biotita, anfibólio e piroxênio, sendo comum a ocorrência de fraturas e oxidação por percolação de água rica em óxido de ferro, principalmente nas zonas mais fraturadas.

4.2 Bacia de Campos

A bacia de Campos é uma bacia da margem continental leste brasileira, situada entre a costa norte do Estado do Rio de Janeiro e o sul do Espírito Santo, entre os paralelos 21° e 23° sul. A bacia é delimitada a norte pelo Alto de Vitória e a sul pelo Alto de Cabo Frio, altos estruturais que a separa das bacias do Espírito Santo e de Santos, respectivamente (Gama Jr., 1977). A leste, é limitada pelo Platô de São Paulo, uma elevação continental de cerca de 3.400m de profundidade, e a oeste há um sistema de falhas NE-SW que põe os sedimentos da bacia em contato com o embasamento cristalino (**Figura 4**).

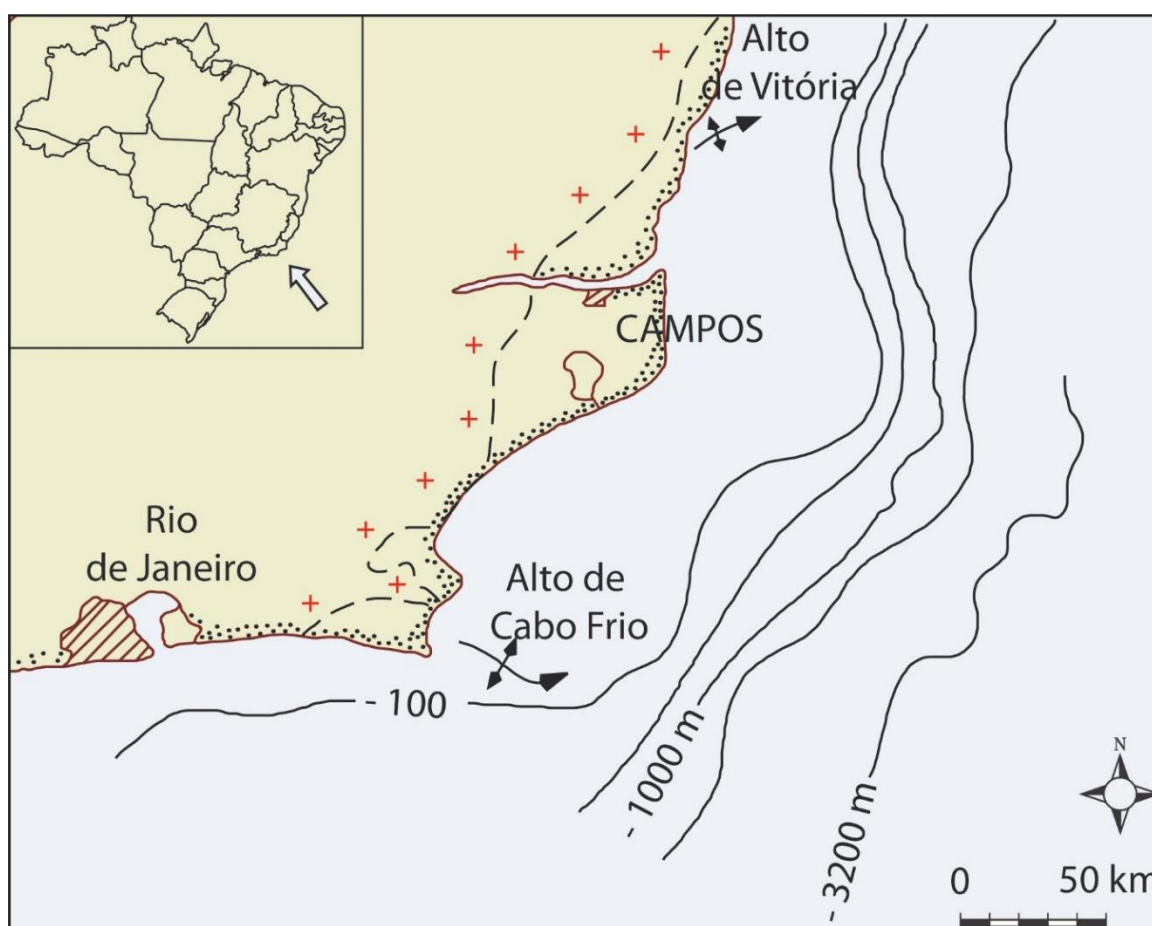


Figura 4 - Mapa de localização da Bacia de Campos, com destaque para seus limites estruturais com as bacias de Santos, a sul, e Espírito Santo, a norte (Moraes, 1989).

Esta bacia possuiu grande importância no cenário nacional, sendo responsável por cerca de 75% da produção petrolífera, dos quais aproximadamente 80% provêm de depósitos turbidíticos. Estes depósitos funcionam como excelentes reservatórios e

podem ter sua origem associada à evolução do CDRPS, já que ambientes fluvio-deltaicos configuram-se como uma importante fonte de sedimentos para a plataforma e para águas profundas, constituindo-se como uma importante zona de *by-pass* e de estocagem de sedimentos.

4.2.1 EVOLUÇÃO TECTONO ESTRATIGRÁFICA

A bacia de Campos teve seu desenvolvimento relacionado a uma série de esforços tectônicos distensivos, que resultaram na ruptura do megacontinente Gondwana e na abertura do Atlântico Sul, cujo início efetivo se deu no Cretáceo Inferior. Processos divergentes em um contexto geológico de evolução do tipo margem passiva, com seus estágios básicos classicamente descritos como Rifte, Pós-Rifte e Drifte, condicionaram seu arcabouço estrutural e estratigráfico (Rangel & Martins, 1998 – **Figura 5**; Winter *et al.*, 2007 – **Figura 6**).

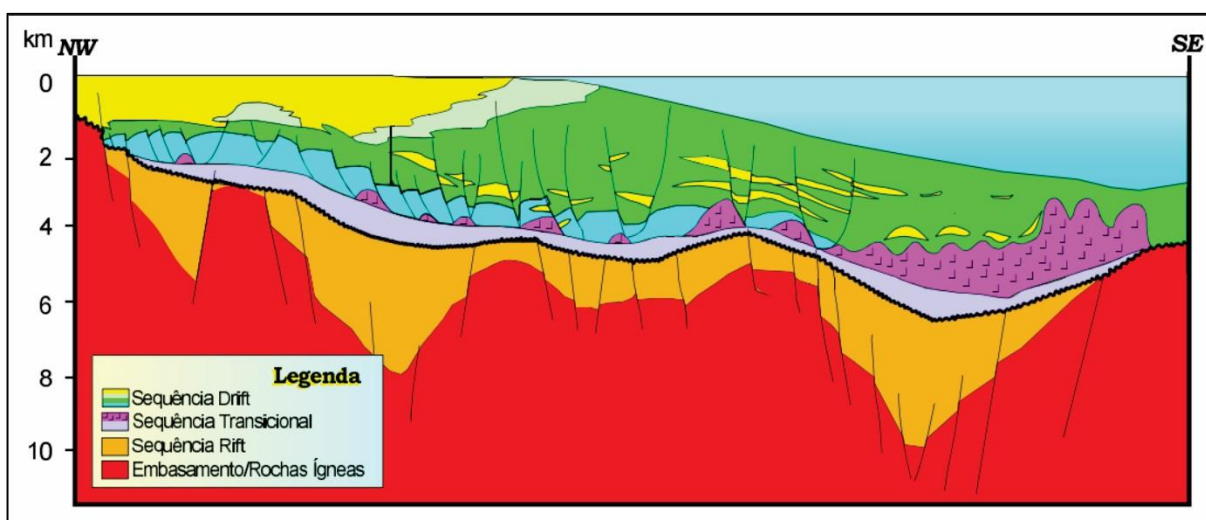


Figura 5 - Seção geológica esquemática da Bacia de Campos, com destaque para as sequências rift, transicional (ou pós-rifte) e drift (modificado de Rangel & Martins, 1998).

A bacia possui dois estilos estruturais marcantes, sendo o primeiro deles caracterizado por uma série de falhamento em blocos, que se relacionam com o rifteamento que culminou com a separação entre América do Sul e África. Os processos distensivos ocorridos deram origem a um sistema de riftes paralelos à costa e alongados na direção NE-SW, onde ocorreu o desenvolvimento de *horsts*, *grabens* e *hemi-grabens*, limitados por falhas sintéticas e antitéticas, orientadas

preferencialmente segundo aquela direção (Gabaglia & Milani, 1991). O outro estilo estrutural presente na bacia consiste em falhamentos lítricos decorrentes da tectônica salífera na porção superior (Guardado *et al.*, 1990).

As sequências descritas por Winter *et al.* (2007) (**Figura 6**) reforçam a estreita relação entre os processos tectônicos atuantes e a sedimentação na bacia. Na Fase Rifte (Hauteriviano / Aptiano inicial) depositaram-se sedimentos siliciclásticos e carbonáticos do Grupo Lagoa Feia que caracterizam ambientes diversos, dentre eles lagos profundos a rasos, salinos ou de água doce, deltas, planícies e leques aluviais (Grassi *et al.*, 2004) que recobrem e interdigitam-se com os basaltos da Formação Cabiúnas, extrudidas durante as fases iniciais do rifteamento continental.

Na Fase Pós-Rifte (Aptiano médio e tardio) um importante evento erosivo de caráter regional precedeu a deposição dos depósitos parálicos do Grupo Lagoa Feia. Depósitos siliciclásticos de borda de bacia na base de evaporitos marcam a passagem de ambientes continentais para marinhos, caracterizando uma subida eustática. A precipitação de evaporitos ocorreu no Neoaptiano como resultado da incursão restrita de águas marinhas e representa um estágio tectônico de quiescência com poucas reativações de falhas (Dias *et al.*, 1990).

A Fase Drifte da bacia (Albiano ao Recente) compreende sedimentos marinhos depositados sob um regime de subsidência térmica associada a halocinese. Esta megassequência é representada por ambientes marinhos rasos (plataformais) a profundos, em episódios transgressivos e regressivos, podendo ser subdividida em quatro sequências: 1) Sequência Carbonática Nerítica: inclui a parte basal do Grupo Macaé, que é caracterizada por uma fase de mar raso com rochas carbonáticas que gradam para rochas siliciclásticas de águas profundas; 2) Sequência Hemipelágica: representada pela parte superior do Grupo Macaé, que marca um aumento expressivo da coluna de água da bacia; 3) Sequência Transgressiva: representa um longo período de subida relativa do nível do mar; e 4) Sequência Progradante: caracterizada por sedimentos clásticos progradantes depositados entre o Paleoceno e o Holoceno. As duas últimas sequências são representadas pelo Grupo Campos, que recobre discordantemente o Grupo Macaé e representa o preenchimento desta bacia marginal durante a fase final de subsidência térmica e basculamento do substrato para leste (Grassi *et al.*, 2004).

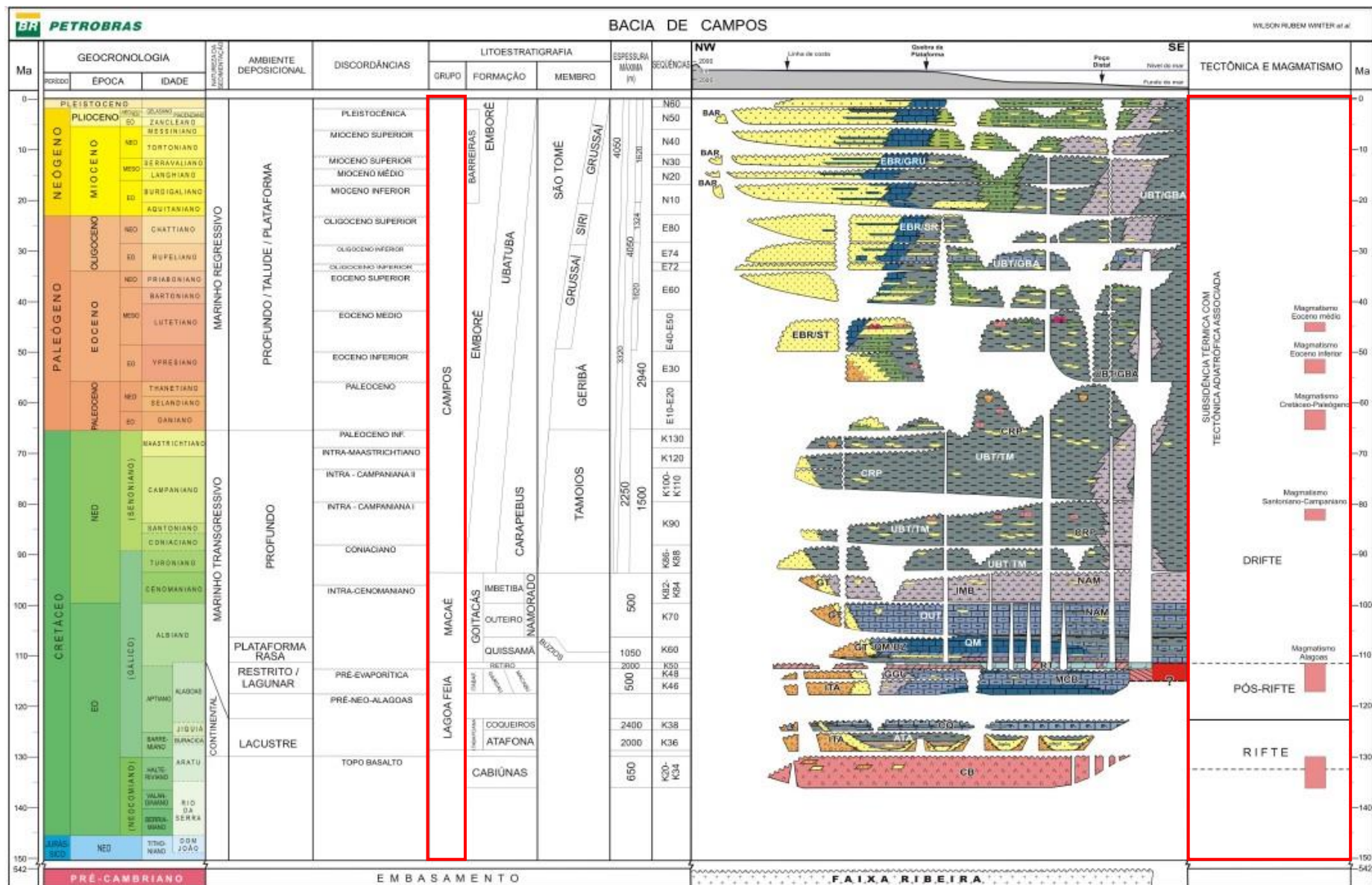


Figura 6 - Diagrama estratigráfico da Bacia de Campos, com destaque para as sequências rifte, pós-rifte e drifte e para as principais unidades litoestratigráficas (Winter *et al.*, 2007).

O Grupo Campos compreende as formações Carapebus, Ubatuba (membros Tamoios e Geribá), Emborê (membros São Tomé, Siri e Grussai) e Barreiras. Na área emersa da bacia de Campos ocorrem, exclusivamente em subsuperfície, sedimentos areno-lamosos conglomeráticos do Membro São Tomé da Formação Emborê e afloram arenitos conglomeráticos e lamitos da Formação Barreiras. Estes depósitos tipicamente continentais estão dispostos lateralmente a carbonatos plataformais dos membros Siri e Grussai da Formação Emborê e folhelhos e margas distais do Membro Geribá da Formação Ubatuba, presentes na porção submersa da bacia (Winter *et al.*, 2007 – **Figura 6**).

4.2.1.1 Formação Emborê

Após algumas tentativas de classificação e subdivisão (*q.v.* Schaller, 1973; Gama Jr., 1977), o que se denomina atualmente de “Formação Emborê” engloba sedimentos clásticos grossos, com abundante conteúdo argiloso, preferencialmente continentais, atribuídos ao Membro São Tomé; calcirruditos e calcarenitos bioclásticos do Membro Siri; e calcirruditos e calcarenitos bioclásticos e detríticos do Membro Grussaí, ambos presentes na plataforma continental (Rangel *et al.*, 1994; Winter *et al.*, 2007).

A Formação Emborê, não aflorante, foi descrita pioneiramente por Schaller (1973) em prospectos de poços submarinos e do poço 2-CST-1-RJ (Cabo de São Tomé), localizado na porção emersa da bacia de Campos. O autor descreve arenitos e carbonatos impuros de ambiente costeiro a marinho raso, relacionados a sistemas deltaicos de alta energia, com argilas orgânicas e conchíferas representando ou regiões de pró-delta ou lagunas protegidas por conjuntos de cordões arenosos. Gama Jr. (1977) propôs o Sistema de Leques Emborê e o subdividiu em dois grupos: o primeiro é representado por fácies arenosas e o segundo composto por clásticos terrígenos e suas fácies associadas, tais como carbonatos, lutitos, evaporitos e sedimentos ricos em matéria orgânica. Os depósitos arenosos são o que hoje se conhece por Membro São Tomé, unidade que o autor interpreta como sistemas fluviais entrelaçados ou meandantes psamíticos, enquanto que os clásticos terrígenos, que ocorrem associados, principalmente, a bioclastos e intraclastos marinhos, são

relacionados a um ambiente parálico e, normalmente, interpretados como cordões litorâneos.

Retomando a discussão sobre a Formação Emborê, Rangel *et al.* (1994) interpretaram seus arenitos e carbonatos como de origem fluvio-deltaica e plataformal. Winter *et al.* (2007) classificaram os depósitos dessa unidade, em sua porção proximal, como típicos de ambiente plataformal raso, assumindo que os sedimentos conglomeráticos e arenosos atribuídos ao Membro São Tomé teriam sido depositados em plataforma costeira ao longo da borda oeste da bacia formando *fan deltas*. Bancos de carbonatos algálicos de água rasa do Membro Siri desenvolveram-se num período de menor acesso de clásticos para a área e, próximo à quebra de plataforma, ocorrem os calcarenitos e calcirruditos de bancos algálicos do Membro Grussaí.

A Formação Emborê foi recentemente descrita no testemunho do poço 2-JU-1-RJ (Jurubatiba), localizado na região de Quissamã (RJ – Vilela *et al.*, 2016). Os sedimentos areno-conglomerático-argilosos dispostos sobre o embasamento apontam para um sistema aluvial com depósitos de leques aluviais em porção mediana a distal, passando para depósitos fluviais entrelaçados, predominantemente arenosos, com contribuição de fluxos gravitacionais e enchentes esporádicas, concordante com o interpretado por Gama Jr. (1977) para o Membro São Tomé (Vilela *et al.*, 2016).

A caracterização litológica e paleoambiental da Formação Emborê é bem aceita e difundida na literatura, contudo há grande discussão quanto às suas relações estratigráficas e à sua idade deposicional. Segundo o diagrama estratigráfico proposto por Winter *et al.* (2007) (**Figura 6**) os depósitos da Formação Emborê encontram-se interdigitados lateralmente com os lutitos da Formação Ubatuba nas regiões mais distais e interdigitados aos arenitos oxidados da Formação Barreiras nas regiões mais proximais, no entanto, Vilela *et al.* (2016), com base em dados de subsuperfície, aventam que a Formação Barreiras esteja sobreposta e não interdigitada à Formação Emborê. Esta relação de contato ainda não havia sido observada na porção emersa da bacia de Campos, mas já fora identificada entre as formações Barreiras e Rio Doce na bacia do Espírito Santo (Morais, 2007).

As determinações de idade para os sedimentos da Formação Emborê são baseadas principalmente em estudos de nanofósseis, foraminíferos e moluscos, realizados na porção submersa da bacia (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977). Para os

arenitos da Formação Emborê, embora não muito fossilíferos, são atribuídas idades do Oligoceno ao Plioceno (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977). Rangel *et al.* (1994) indicam para os depósitos de leques costeiros e plataforma carbonática da Formação Emborê uma idade entre o Maastrichtiano (?) e o Holoceno. Segundo Winter *et al.* (2007), a idade da Formação Emborê abrange desde o Turoniano até o Pleistoceno.

4.2.1.2 Formação Barreiras

O termo Barreiras tem sido empregado para designar os depósitos siliciclásticos pouco consolidados, avermelhados, por vezes mosqueados, de idade cenozoica, normalmente afossilíferos, podendo haver traços fósseis marinhos, e que ocorrem de forma quase contínua ao longo da costa brasileira (Suguo & Nogueira, 1999). Moraes (2001) considerou que a relativa homogeneidade litológica e o fato destes depósitos serem mapeáveis em escala regional são características suficientes para categorizá-los como Formação Barreiras, sendo esta a nomenclatura mais usada para as bacias do Espírito Santo e Campos.

Mapas geológicos do Estado do Rio de Janeiro, como o de Silva (2001), mostram que a Formação Barreiras ocorre com maior expressão no limite oeste da planície costeira do rio Paraíba do Sul, aflorando sob a forma de tabuleiros e/ou falésias com até 50m de altura. Esta unidade também ocorre na região de Quissamã e, mais restritamente, próximo às cidades de Búzios e Macaé (Martin *et al.*, 1997).

Na área emersa da bacia de Campos, a Formação Barreiras ocorre sobreposta aos depósitos da Formação Emborê (Vilela *et al.*, 2016) e é caracterizada por arenitos e arenitos lamosos, em geral bastante ferruginizados, com lamitos e conglomerados intercalados. Estes sedimentos foram depositados a partir de processos trativos de alta energia relacionados a ambiente fluvial entrelaçado e de fluxos gravitacionais relacionados a leques aluviais (Winter *et al.*, 2007).

Moraes (2001) e Brêda (2012) relacionaram os depósitos da Formação Barreiras na Região dos Lagos e na região de Quissamã a um ambiente fluvial entrelaçado de alta energia, com a contribuição de fluxos gravitacionais. Na Região dos Lagos, as fácies desta unidade representam a deposição em um ambiente fluvial dominado por cascalhos, com maior presença de depósitos de fluxos gravitacionais relacionados a mecanismos tectônicos sinsedimentares. A abundância de feldspato nos sedimentos

estudados por esses autores seria o reflexo do rápido transporte e soterramento, sugerindo condições de aridez ou semi-aridez, com chuvas torrenciais esporádicas.

A Formação Barreiras é uma unidade normalmente associada à um paleoambiente deposicional continental, entretanto estudos realizados na região Norte e Nordeste do país revelaram a influência de processos costeiros. Alheiros *et al.* (1988) reconheceram associações faciológicas de sistema fluvial entrelaçado e de leques aluviais distais, transicionando, em direção ao litoral, para associações de planícies litorâneas. Os autores identificaram fácies flúvio-lagunares, caracterizadas por depósitos arenosos bem selecionados, intercalados com filmes de argila esverdeada e matéria orgânica, além de areias com estratificação cruzada de baixo ângulo e porte médio intercaladas com camadas de argila maciça e níveis argilo-carbonosos, que caracterizariam ambientes de manguezais.

Estudos faciológicos e icnológicos realizados nas regiões do Pará e Maranhão (Arai *et al.*, 1988; Truckenbrodt *et al.*, 1994; Rosseti, 2006) apontaram a presença de traços fósseis e estruturas sedimentares indicativos de ambientes litorâneos na parte inferior da unidade. Estes autores interpretaram, ainda, os sedimentos Barreiras como associados a ambientes litorâneos dominados por maré, em um contexto de vales incisos estuarinos, ou lagunar. Propõem um sistema deposicional costeiro sob regime de maré, com distintos subambientes: manguezais; planícies mistas com acamamento ondulado e lenticular; planícies arenosas com laminação cruzada e fláser; e canais de maré.

Estes mesmos autores argumentam que a influência marinha nos depósitos do Barreiras deve estar registrada tanto na região nordeste quanto na região sudeste, porém os poucos estudos realizados no sudeste brasileiro não demonstram esta interpretação.

A idade dos sedimentos Barreiras foi primeiramente atribuída ao intervalo entre o Mesozoico final e o início do Quaternário, porém atualmente se aceita um intervalo entre o Mioceno e o Plioceno (Mabesoone *et al.*, 1972; Góes & Truckenbrodt, 1980; Arai *et al.*, 1988). Ainda hoje, a determinação da idade dos depósitos da Formação Barreiras, principalmente as que afloram no sudeste brasileiro, é dificultada por estes serem quase sempre afossilíferos e pela dificuldade de encontrar demais indicadores geocronológicos.

Dentre os diversos trabalhos que propõem idades para a Formação Barreiras, Mabesoone *et al.* (1972) constataram que na região de Belém (PA) depósitos equivalentes à Formação Barreiras se assentam sobre a Formação Pirabas (Mioceno) e que, no Rio Grande do Norte, são mais recentes que o vulcanismo basáltico do Cabugi (Mioceno). Com base nessas relações estratigráficas, sugeriram a idade miocênica tardia ou pliocênica para a Formação Barreiras.

Também no Pará, Góes & Truckenbrodt (1980) observaram a passagem gradativa de sedimentos pelíticos do topo da Formação Pirabas para sedimentos argilo-arenosos e areno-argilosos Barreiras, mostrando contatos concordantes entre essas unidades e sugerindo uma idade, pelo menos em parte, miocênica para o Barreiras. Também com base nesta relação estratigráfica Pirabas-Barreiras e com base em estudos palinológicos, Arai *et al.* (1988) indicaram idades do Mioceno inicial a médio para o início da sedimentação da Formação Barreiras.

4.2.1.3 Sedimentação Quaternária

Segundo Martin *et al.* (1997), a sedimentação quaternária da porção emersa da bacia de Campos é caracterizada por depósitos superficiais pleistocênicos e holocênicos, de origem continental e transicional / marinha, incluindo depósitos colúvio-aluvionares e lagunares.

Terraços marinhos pleistocênicos são constituídos por sedimentos arenosos brancos em superfície e acastanhados em profundidade, devido à impregnação por matéria orgânica. Apresentam estratificação de baixo ângulo, sendo possível encontrar tubos fossilizados de artrópodes marinhos cuja zona de vida corresponde à zona de maré baixa, evidenciando a origem marinha rasa desses depósitos (Martin *et al.*, 1997). Estes terraços mais antigos são posteriores ao máximo da Penúltima Transgressão Marinha, ou seja, apresentam idades <123.000 anos A.P. (Martin *et al.*, 1993 – **Quadro 1**), e são encontrados na porção sul do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul.

Terraços marinhos holocênicos são constituídos por depósitos arenosos brancos, podendo conter grandes quantidades de conchas e, assim como os terraços pleistocênicos, apresentam alinhamentos de cristas praias. Atingem vários quilômetros de largura próximo à desembocadura do rio Paraíba do Sul e estão

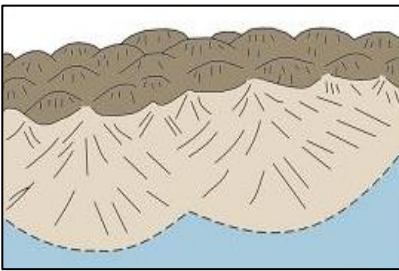
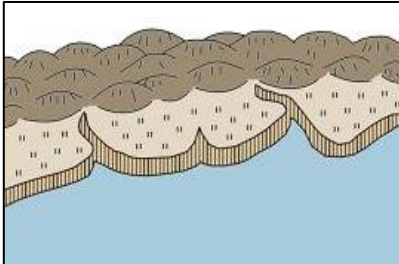
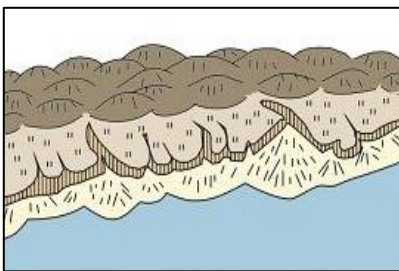
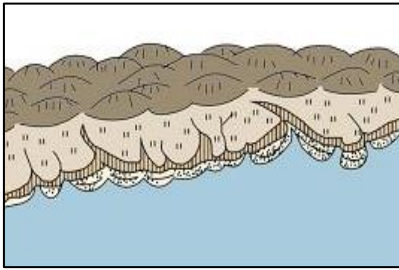
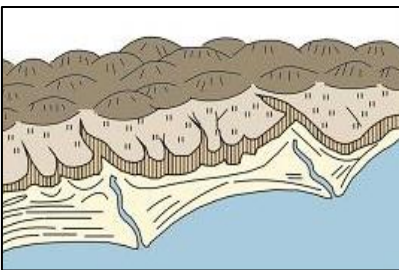
situados nas porções externa e, em geral, mais baixas do que os terraços pleistocênicos (Martin *et al.*, 1997). Segundo Martin *et al.* (1993 – **Quadro 1**), apresentam idades inferiores a 5.100 anos AP, indicativo que sua construção se iniciou após a Última Transgressão Marinha.

Os depósitos aluviais e coluviais correspondem a sedimentos areno-síltico-argilosos, bem desenvolvidos nos vales fluviais dos rios Paraíba do Sul e Macabu. Os depósitos lagunares holocênicos, cuja idade é atribuída ao estágio de submersão em 5.100 anos A.P., são de composição síltica e/ou areno-argilosa, ricos em matéria orgânica, podendo frequentemente conter grande quantidade de conchas de moluscos (Martin *et al.*, 1997). Estes depósitos lagunares, juntamente com depósitos fluviais holocênicos, separam os terraços arenosos pleistocênicos dos terraços holocênicos, tendo maior abrangência na porção central do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul (**Figura 1**).

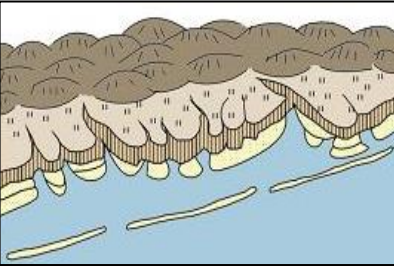
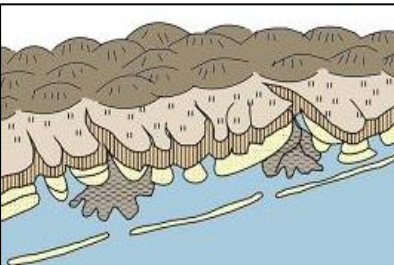
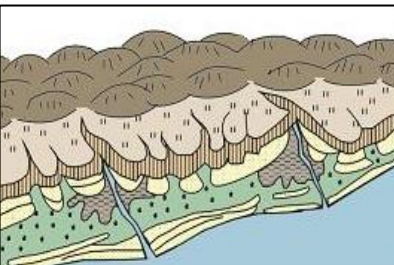
Com base em mapeamentos geológicos e geomorfológicos, inúmeras datações por radiocarbono, fotointerpretações e sondagens rasas, diversos autores (e.g. Lamago, 1955; Araújo & Beurlen, 1975; Argento, 1979; Martin *et al.*, 1984; Silva, 1987; Dominguez, 1990; Martin *et al.*, 1993; Martin *et al.*, 1997) propuseram modelos evolutivos para a região do CDRPS.

O trabalho mais recente (Martin *et al.*, 1997) admite que o modelo proposto por Martin *et al.* (1993) é perfeitamente válido até o sexto estágio evolutivo (**Quadro 1**). Assume-se, então, que a evolução holocênica foi controlada pelo regime de ondas de alta energia provenientes do setor Sul e que as discordâncias bem marcadas nos alinhamentos das cristas de praias evidenciam a existência de fases construtivas e erosivas, resultantes das variações do nível relativo do mar e/ou de modificações no sentido das correntes de deriva litorânea.

Quadro 1 - Esquema evolutivo da sedimentação litorânea ao longo do litoral brasileiro proposto por Martin *et al.* (1993).

Estágios evolutivos	Características paleogeográfica e paleoclimáticas	Idade	Esquema evolutivo
Primeiro estágio	Deposição dos sedimentos da Formação Barreiras, em clima semiárido, com chuvas esporádicas e torrenciais, e nível do mar abaixo do atual. Amplas faixas de leques aluviais coalescentes em sopés de encostas do embasamento teriam se formado.	Mioceno - Plioceno	
Segundo estágio	Clima torna-se mais úmido e causa a interrupção da deposição dos sedimentos da Formação Barreiras. Ocorre uma subida do nível relativo do mar que é responsável pela erosão parcial da porção externa da Formação Barreiras formando uma linha de falésias.	Pleistoceno (210.000 anos A.P.)	
Terceiro Estágio	Instalação de uma fase regressiva, subsequente ao máximo da transgressão, em que o clima retornou ao semiárido levando à sedimentação de novos depósitos continentais, constituídos de leques aluviais coalescentes no sopé das falésias da Formação Barreiras.	Pleistoceno	
Quarto Estágio	Corresponde ao máximo da penúltima transgressão marinha. O mar erodiu total ou parcialmente os depósitos da fase anterior. Após a erosão as ondas retrabalhavam as linhas de falésia originadas no segundo estágio. O afogamento dos vales fluviais deu origem à estuários e lagunas.	Pleistoceno (123.000 anos A.P.)	
Quinto estágio	Fase regressiva que se seguiu à penúltima transgressão. Foram construídos terraços arenosos pleistocênicos formados por cristas praias progradantes.	Último glacial (?)	

Quadro 1 - Esquema evolutivo da sedimentação litorânea ao longo do litoral brasileiro proposto por Martin *et al.* (1993). (continuação)

Estágios evolutivos	Características paleogeográfica e paleoclimáticas	Idade	Esquema evolutivo
Sexto estágio	Corresponde ao máximo na última transgressão marinha quando o mar erodiu total ou parcialmente os terraços pleistocênicos. O relevo dissecado assim como os terrenos pleistocênicos e os sedimentos da Formação Barreiras foram invadidos pelo mar, permitindo o desenvolvimento de sistemas lagunares.	Holoceno (7.000 a 5.100 anos A.P.)	
Sétimo estágio	As lagunas da fase anterior foram assoreadas pelo desenvolvimento de deltas intralagunares. Concomitantemente a laguna foi passando a lago de água doce, em muitos casos, o assoreamento completo levou ao desenvolvimento de pântanos e turfeiras.	Holoceno (>5.100 anos A.P.)	
Oitavo estágio	O abaixamento do nível relativo do mar, que se seguiu ao máximo transgressivo de 5.100 anos AP, culminou com a formação de terraços marinhos holocênicos a partir de ilhas-barreiras originais. Este período regressivo auxiliou no processo de assoreamento das paleolagunas, transformando-as em lagos ou lagoas.	Holoceno (<5.100 anos A.P.)	

Martin *et al.* (1997) assumiram que o início da evolução holocênica no CDRPS é caracterizado pela instalação de um sistema lagunar entre 7.000 e 5.100 anos A.P. (momento máximo da última transgressão marinha – **Figura 7**). A partir do momento em que a paleolaguna foi formada o rio Paraíba do Sul, que não alcançava diretamente o mar, iniciou a construção de um delta intralagunar. Ainda sob condições de nível do mar alto, o rio foi o principal responsável pela colmatação da paleolaguna e, antes mesmo do brusco abaixamento do nível relativo do mar, em cerca de 4.200 anos AP, um braço do rio Paraíba do Sul já atingia o mar (**Figura 8**), enquanto os demais continuavam desaguando na paleolaguna.

A partir do máximo transgressivo de 5.100 anos A.P., a progradação deltaica avançou segundo as variações relativas do nível do mar e o sentido das correntes de deriva litorânea, sendo as ascensões do nível marinho ocorridas entre 3.900-3.600 anos A.P. e 2.700 e 2.500 anos A.P. tidas como importantes fases erosivas responsáveis pelo deslocamento das ilhas-barreiras e consequente formação de lagunas.

Tendo como base os trabalhos de Martin *et al.* (1993 e 1997), torna-se claro que, a ausência de informações subsuperficiais faz com que nenhum dos modelos propostos englobe detalhadamente a evolução pleistocênica, ficando muito restritos aos últimos 5.100 anos (Holoceno), além disso, os modelos restringem-se aos estágios de progradação da linha de costa (regressão normal), desconsiderando o efeito da queda do nível do mar (regressão forçada) na construção da área de estudo. A principal contribuição destes trabalhos são as diversas datações realizadas e o mapeamento de detalhe (**Figura 9**), que permitiram a individualização dos depósitos do CDRPS de acordo com suas idades.

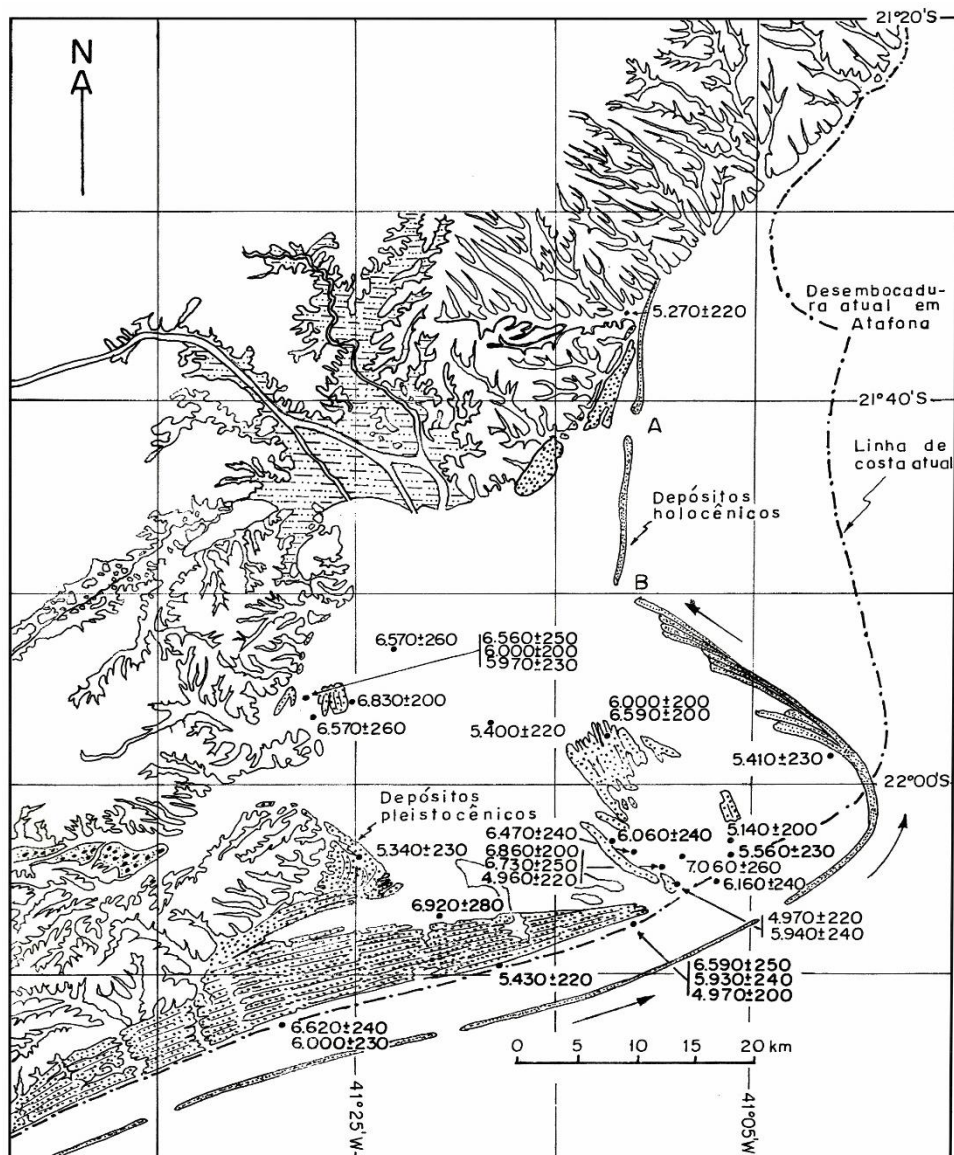


Figura 7 - Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, em aproximadamente 5.100 anos A.P., período do máximo transgressivo holocênico (Martin *et al.*, 1997).

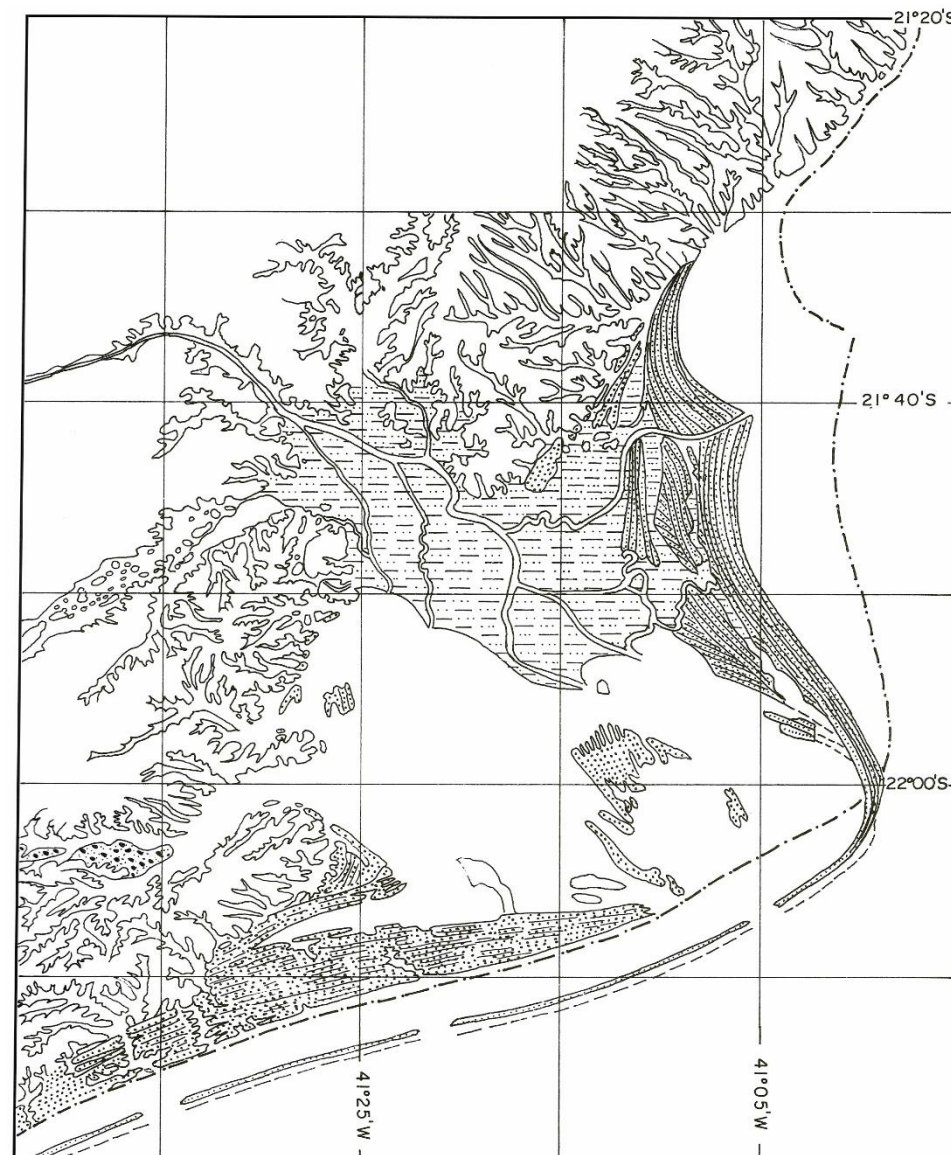


Figura 8 - Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, entre 5.100 e 4.200 anos A.P. quando um braço do rio Paraíba do Sul já atingia diretamente o mar (Martin *et al.*, 1997).

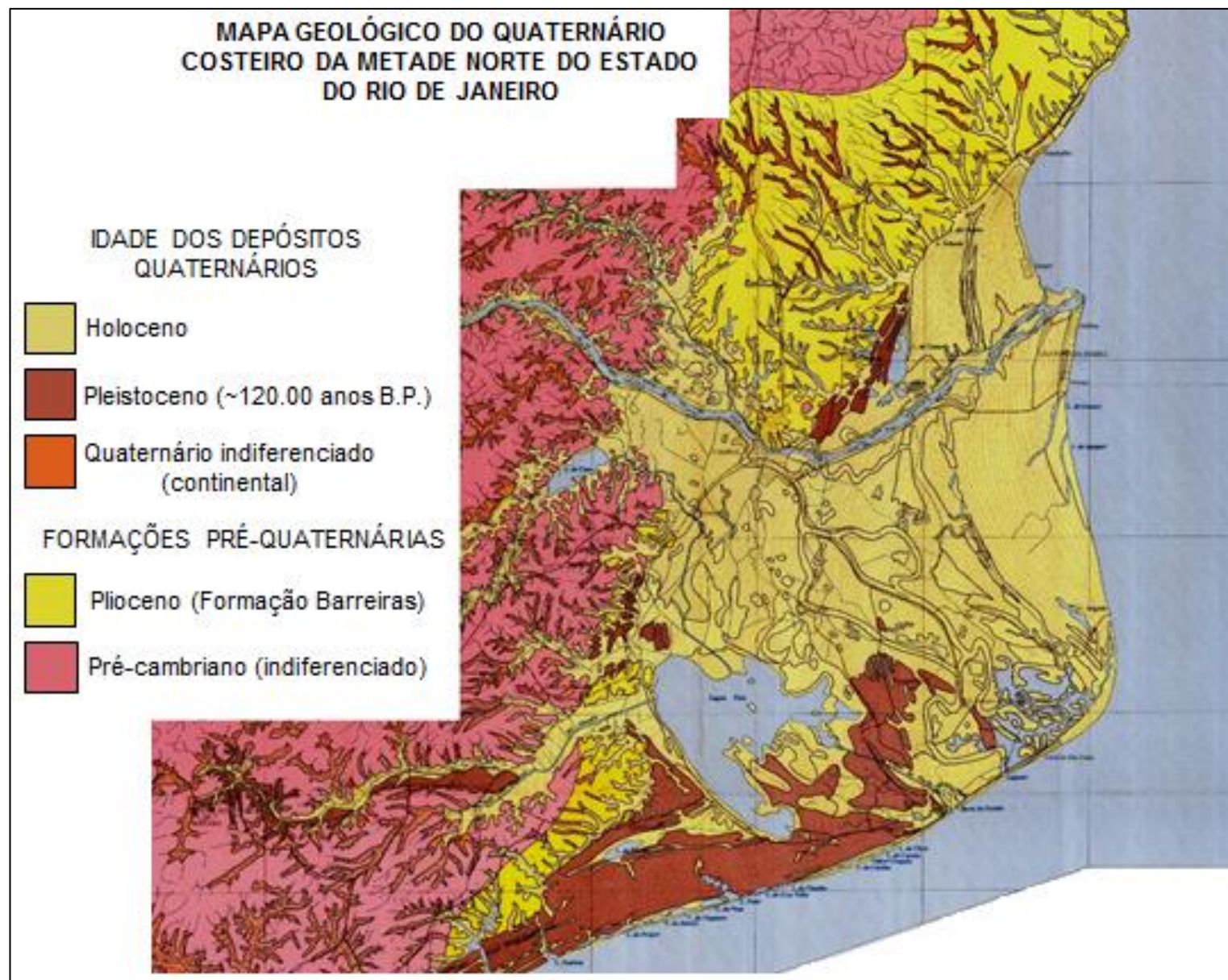


Figura 9 - Mapa geológico do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, em que os depósitos se encontram individualizados de acordo com a idade (Martin *et al.*, 1997).

A recuperação e análise de um testemunho de sondagem na porção central do CDRPS mostrou uma sedimentação muito mais complexa do que se tinha conhecimento. Dados de subsuperfície mostram uma grande diversidade litológica, englobando desde rochas areno-lamosas, tradicionalmente descritas para a região, até rochas com acamamento heterolítico e rochas híbridas (estas últimas são caracterizadas pela mistura entre sedimentos siliciclásticos e carbonáticos, incluindo bioclastos diversos, nano- e microfósseis calcários) (Plantz, 2014; Rodrigues *et al.*, 2015).

As rochas descritas indicam uma sedimentação estuarina sucedida pelo estabelecimento de um ambiente marinho franco (desconfinado), com posterior instalação de uma paleolaguna. Datação relativa, feita através de bioestatigrafia com nanofósseis calcários, sugere uma idade pleistocênica a esta sucessão; como a datação não teve resolução para marcar em qual estágio do pleistoceno o material estudado foi depositado, admite-se que se trata do registro da transgressão de 123.000 anos A.P. (Plantz, 2014; Rodrigues *et al.*, 2015; Gatto, 2016), período em que o nível do mar esteve mais alto durante todo o Quaternário (Martin *et al.*, 1984 e 1993).

Segundo Plantz (2014) apenas uma delgada seção do material estudado representa a sedimentação holocênica amplamente discutida nos diversos modelos evolutivos e trata-se, exclusivamente, de depósitos fluviais.

4.3 Neotectônica

A atividade tectônica durante o Cenozoico em todo o sudeste brasileiro esteve associada com a abertura do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) e posteriores reativações (Riccomini, 1989), responsáveis pela formação das bacias sedimentares de Volta Redonda, Resende, São Paulo e Taubaté, dentre outras. Estas bacias são caracterizadas por depressões rômbricas, normalmente alongadas segundo a direção NE e limitadas por estruturas de direção NE-SW, relacionadas a estruturas pré-cambrianas, e E-W, associadas à abertura do Atlântico Sul.

Segundo Riccomini (1989) a evolução tectônica do RCSB teria ocorrido em quatro fases distintas, iniciando-se pela formação de uma depressão contínua, gerada em regime tectônico distensivo NNW-SSE que perdurou do Eoceno ao Oligoceno e

promoveu a reativação de zonas de cisalhamento brasileiras, resultando em falhamentos lístricos com caimento para o Oceano Atlântico.

A segunda fase tectônica na evolução do RCSB, provavelmente oligocênica-neogênica, é caracterizada como uma fase de transcorrência sinistral de direção E-W, com distensão NW-SE e, localmente, compressão NE-SW. A terceira fase tectônica é definida como um regime de transcorrência dextral E-W, de idade pleistocênica – holocênica, enquanto que a última fase tectônica corresponde a um regime distensivo com direção NW(WNW)-SE(ESE), que afeta depósitos holocênicos.

Salvador & Riccomini (1995) identificaram uma fase tectônica de caráter compressivo de direção E-W, posterior a última fase tectônica de Riccomini (1989) e que perduraria até o presente, sendo associada a esforços compressivos sofridos pela Placa Sul-Americana.

Na região do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul predominam estruturas NE-SW herdadas do embasamento cristalino e, secundariamente, ocorrem estruturas NW (**Figura 10**). Segundo Tomaz (2003), ambos sistemas de falha podem ser identificados na sucessão sedimentar aflorante do CDRPS e áreas adjacentes, permitindo reconhecer, pelo menos, duas fases tectônicas recentes correlacionáveis às reconhecidas por Riccomini (1989) para o Rife Continental do Sudeste do Brasil.

A fase mais antiga relaciona-se a falhas normais e normais dextrais NW e WNW, atribuídas ao regime tectônico de transcorrência dextral E-W, de idade pleistocênica – holocênica, enquanto que a fase mais recente se associa a falhas normais de orientação NE e ENE, correspondendo ao evento de distensão NW holocênico.

Caetano (2000), com base em dados magnetométricos e de poços, salienta o prolongamento de algumas estruturas de direção NE-SW, presentes nas unidades pré-cambrianas, obedecendo o padrão regional da Faixa Ribeira, até as unidades cenozoicas. Segundo o autor, estas estruturas afetam tanto o embasamento quanto o pacote sedimentar, controlando um sistema de *semi-grabens*.

Além das estruturas de direção NE, nota-se um padrão de estruturas NW, não tão marcante, mas com importante reflexo na compartimentação morfotectônica da região. Segundo Caetano (2000), falhas de direção NW-SE controlam um sistema de *grabens* e *horsts* presente no embasamento cristalino e projetam-se até a superfície afetando sedimentos cenozoicos.

Ainda de acordo com Caetano (2000), estas estruturas NW-SE estão associadas a um importante lineamento que controla o curso do rio Muriaé e prolonga-se até o litoral Norte Fluminense onde condicionou a direção dos paleocanais fluviais do rio Paraíba do Sul. Assume-se, ainda, que o padrão de falhas NW está associado à mudança da desembocadura do rio Paraíba do Sul, visto que estas falhas limitam um alto estrutural localizado na porção central do CDRPS. O soerguimento deste bloco teria ocasionado a forte inflexão do curso do Paraíba do Sul para a sua atual desembocadura, algo evidenciado pela forma de cotovelo de sua drenagem (Caetano, 2000; Tomaz, 2003).

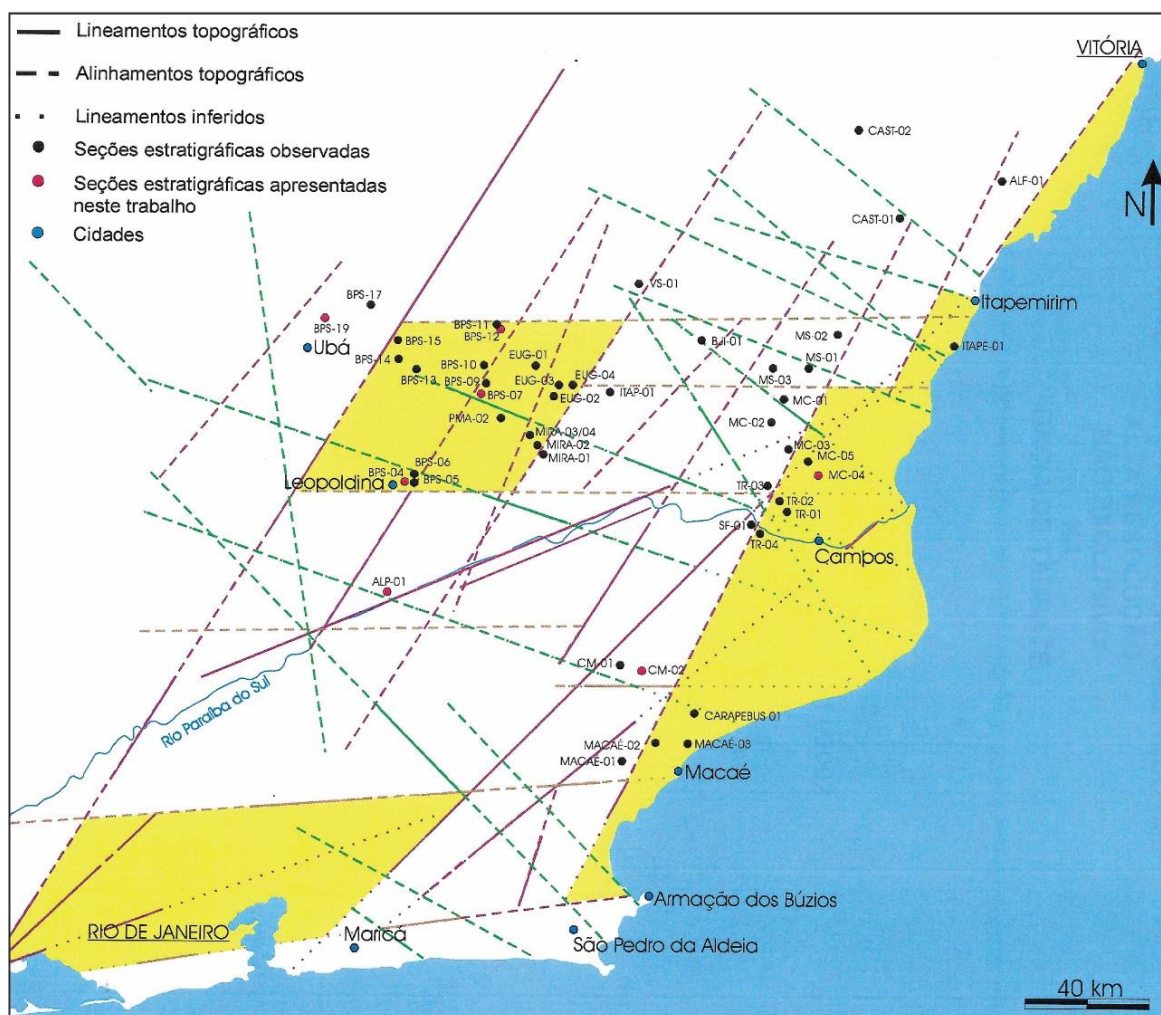


Figura 10 - Mapa de lineamentos do Norte do Estado do Rio de Janeiro, com destaque (amarelo) para as principais acumulações sedimentares, incluindo o Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul. Note que para a área de estudo infere-se tanto lineamentos NE quanto NW (Tomaz, 2003).

5 RESULTADOS

Levando em consideração os testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ foram caracterizadas um total de 22 fácies sedimentares (**Quadro 2**), das quais quatro lutíficas, quatro heterolíticas, cinco híbridas, duas arenosas, seis areníticas e apenas uma rudítica.

Quadro 2 - Síntese das fácies identificadas para os testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ.

	CÓDIGO	DIAGNOSE	INTERPRETAÇÃO	OBSERVAÇÕES	OCORRÊNCIA
Fácies Lutíficas	Lm	Lamito maciço	Decantação rápida de carga em suspensão, por vezes, seguido de modificação pós-deposicional	Bioturbações podem estar presentes	2-BG-1-RJ 2-MU-1-RJ 2-TO-1-RJ
	Lmc	Lamito com fragmentos de conchas e/ou microfósseis	Decantação de carga em suspensão alternada com eventuais fluxos trativos subaquosos de baixa energia, seguido de reelaboração biogênica		2-BG-1-RJ
	LI	Lamito laminado	Decantação rápida de carga em suspensão alternada com eventuais fluxos trativos subaquosos de baixa energia		2-BG-1-RJ 2-TO-1-RJ
	LAm	Lamito arenoso maciço	Fluxos de detritos de moderada a baixa energia (corridas de lama), por vezes, seguido de modificação pós-deposicional		2-BG-1-RJ 2-TO-1-RJ
Fácies Heterolíticas	IF	Intercalações entre arenito e argilito ricos em fitoclastos	Decantação de finos alternada com fluxos trativos subaquosos de baixa energia	Acamamento heterolítico lenticular e fláser	2-BG-1-RJ 2-MU-1-RJ 2-TO-1-RJ
	Io	Intercalações entre arenito e argilito que exibem modificação por oxidação e pedogênese	Modificação pós-deposicional de depósitos gerados por decantação de finos alternada com fluxos trativos subaquosos de baixa energia	Acamamento heterolítico lenticular e ondulado	2-BG-1-RJ
	Ia	Intercalações entre arenito híbrido e argilito	Alternância entre fluxos hiperpicnais e decantação de finos (siliciclástico e carbonático), seguido de reelaboração biogênica intercalados a fluxos hipopicnais	Acamamento heterolítico fláser	2-MU-1-RJ
	Is	Intercalações entre siltito híbrido e arenito	Decantação de material carbonático intercalada com fluxos hiperpicnais, seguido de reelaboração biogênica	Acamamento heterolítico lenticular	2-MU-1-RJ

Quadro 2 - Síntese das fácies identificadas para os testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ. (continuação)

	CÓDIGO	DIAGNOSE	INTERPRETAÇÃO	OBSERVAÇÕES	OCORRÊNCIA
Fácies Híbridas	Ab	Areia rica em bioclastos	Alternância entre fluxo trativo subaquoso e decantação, seguido de reelaboração biogênica		2-BG-1-RJ 2-TO-1-RJ
	Hb	Arenito híbrido / carbonático com bioclastos	Alternância entre fluxos hiperpicnais e decantação de finos (siliciclástico e carbonático), seguido de reelaboração biogênica	Exibe elevada proporção de material carbonático (75%-93%)	2-MU-1-RJ
	HFb	Arenito híbrido com fitoclastos e bioclastos	Alternância entre fluxos hiperpicnais e decantação de finos (siliciclástico e carbonático), seguido de reelaboração biogênica		2-BG-1-RJ 2-MU-1-RJ
	Hgb	Arenito híbrido com grânulos e bioclastos	Fluxos hiperpicnais de alta energia com reelaboração e agregação de material de fundo		2-MU-1-RJ
	Lh	Lamito híbrido rico em bioclastos	Decantação de finos (siliciclásticos e carbonáticos) em suspensão, seguido de modificação pós-deposicional	Exibe elevada proporção de material carbonático (75%-85%)	2-TO-1-RJ
Fácies arenosas	Amo	Areia rica em matéria orgânica	Modificação pós deposicional de depósitos gerados por fluxos trativos subaquosos	Coloração escura dada pela infiltração de matéria orgânica	2-BG-1-RJ
	Amf	Areia micácea e/ou feldspática, por vezes, oxidada	Fluxos trativos subaquosos, por vezes, seguido de modificação pós-deposicional		2-BG-1-RJ 2-MU-1-RJ 2-TO-1-RJ
Fácies areníticas	ACm	Arenito conglomerático maciço	Fluxos trativos subaquosos de alta energia, por vezes, seguido de modificação pós-deposicional	Proporção de cascalho (grânulos e seixos) é inferior a 30%	2-TO-1-RJ
	Ae	Arenito estratificado	Fluxos trativos subaquosos unidirecionais em regime de fluxo inferior, associados a migração de megaondulações	Presença de estratificações e laminações cruzadas	2-BG-1-RJ 2-MU-1-RJ 2-TO-1-RJ
	Am	Arenito maciço ou sem estrutura observável	Modificação pós-deposicional de depósitos gerados por fluxos trativos subaquosos		2-BG-1-RJ 2-MU-1-RJ 2-TO-1-RJ
	ALm	Arenito lamoso maciço	Fluxos de detritos de moderada a baixa energia, por vezes, seguido de modificação pós-deposicional		2-BG-1-RJ 2-TO-1-RJ
	Aa	Arenito argiloso	Alternância entre fluxos trativos e decantação de finos em meio subaquoso, seguido de reelaboração biogênica e/ou modificação pós-deposicional		2-MU-1-RJ
	Ao	Arenito oxidado com nódulos de ferro	Modificação pós-deposicional de depósitos gerados por fluxos trativos subaquosos		2-MU-1-RJ
Fácies rudíffica	Ccm	Conglomerado fino sustentado pelos clastos maciço	Fluxos trativos subaquosos de alta energia, por vezes, seguido de modificação pós-deposicional		2-BG-1-RJ 2-TO-1-RJ

A partir das fácies sedimentares foram definidas sucessões de fácies para cada um dos testemunhos (ver apêndices A e B e anexo A), o que permitiu a identificação de diferentes paleoambientes (leque aluvial, fluvial, estuarino, planície de maré, marinho, lagunar, planície de cordões arenosos) que mostram a evolução da área de estudo e ressaltam as peculiaridades de cada um dos três testemunhos (**Quadro 3**).

Quadro 3 - Síntese dos paleoambientes deposicionais identificados a partir das sucessões de fácies descritas para cada um dos testemunhos de sondagem analisados.

	TESTEMUNHOS		
	2-TO-1-RJ (Apêndice A)	2-MU-1-RJ (Apêndice B)	2-BG-1-RJ (Anexo A)
PALEOAMBIENTES DEPOSICIONAIS	Fluvial holocênico	Fluvial holocênico	Fluvial holocênico
	Lagunar holocênico	Lagunar pleistocênico	Planície de cordões arenosos
	Fluvial	Marinho	Marinho
	Marinho	Planície de maré	Fluvial
	Estuarino	Fluvial (Fm. Emborê)	Estuarino
	Fluvial (Fm. Emborê)		Fluvial (Fm. Emborê)
	Leque Aluvial (Fm. Emborê)		Leque Aluvial (Fm. Emborê)
	Embasamento		Embasamento

5.1 Testemunho do poço 2-TO-1-RJ (Tócos)

Os principais resultados desta seção estão apresentados na forma de um artigo (Apêndice A), intitulado “**FÁCIES SEDIMENTARES E EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL DA PORÇÃO CENTRAL DO COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL (RJ)**”, que descreve de modo sucinto as características litológicas, as 12 fácies sedimentares e as sete sucessões de fácies do testemunho do poço 2-TO-1-RJ, além de integrar os dados provenientes das análises de DRX, COT e palinofácies com as sucessões de fácies, proporcionando a melhor caracterização dos paleoambientes deposicionais.

Resultados complementares que incluem análise granulométrica e estatística, imageamento por raio-X e descrição e discussão de cada uma das 12 fácies sedimentares serão apresentados a seguir.

5.1.1 Análise granulométrica e estatística

As porções inconsolidadas e friáveis do testemunho do poço 2-TO-1-RJ foram amostradas sistematicamente, em intervalos de aproximadamente 2m, totalizando 82 amostras para realização de análise granulométrica e estatística.

Os resultados permitiram classificar o material segundo o diagrama ternário de Folk (1954) (ver Apêndice A) e forneceram a distribuição granulométrica (% cascalho, % areia e % finos) e quatro importantes parâmetros estatísticos (tamanho médio, desvio padrão, assimetria e curtose).

A distribuição granulométrica (**Figura 11**) mostra um amplo predomínio de areia / arenito ao longo do testemunho, sendo muito comum a presença de areia / arenito com elevada proporção de finos, bem como finos com expressiva quantidade de areia. Destaca-se pelo menos três intervalos (21,20m-33,40m; 47,80m-84,10m e 129,60m-137,20m) constituídos essencialmente por rochas argilosas, enquanto que frações cascalhosas (grânulos e seixos) são abundantes apenas na porção basal do testemunho (137,60m-173,00m).

Através do tamanho médio das partículas sedimentares de cada amostra analisada (**Figura 11**) é possível observar, além dos três intervalos (21,20m-33,40m; 47,80m-84,10m e 129,60m-137,20m), mencionados acima, que são constituídos essencialmente por rochas argilosas, que as frações arenosas da base do testemunho (95,20m- 171,65m) são em sua maioria grossa e média, por vezes areia muito grossa e grânulo são preponderantes, enquanto aquelas que ocorrem no topo (1,40m-95,20m) são essencialmente médias, finas e muito finas.

O desvio padrão mede a dispersão de dados em relação à média e em análises granulométricas reflete diretamente o grau de seleção das amostras (Suguio, 2003). De acordo com as classes definidas por Folk & Ward (1957) o testemunho apresenta amostras moderadamente, pobremente e muito pobremente selecionadas, com uma tendência de pior seleção para a base (95,20m-171,65m) e melhor seleção para o topo (1,40m-95,20m) (**Figura 11**).

A assimetria é um parâmetro utilizado para descrever o deslocamento da média em relação à mediana. Valores de assimetria podem chegar a +1 e -1, se os resultados forem positivos, a amostra possuirá uma cauda de material mais fino e se os valores forem negativos, a cauda estará do lado dos materiais mais grossos (Suguio, 1973). Através dos limites estabelecidos por Folk & Ward (1957) é possível afirmar que as amostras do testemunho 2-TO-1-RJ apresentam em sua maioria assimetria positiva, pontos com assimetria negativa são mais recorrentes na base do testemunho (em torno de 140m) e amostras aproximadamente simétricas ocorrem preferencialmente nos três intervalos (21,20m-33,40m; 47,80m-84,10m e 129,60m-137,20m) constituídos essencialmente por rochas argilosas (**Figura 11**).

Assume-se que assimetrias positivas ocorrem devido à alta capacidade de transporte de fluxos unidirecionais, enquanto assimetrias negativas podem ocorrer tanto por adição de material grosso em eventos de maior energia quanto por remoção da cauda de finos (Friedman, 1961).

A curtose retrata o grau de agudeza dos picos nas curvas de distribuição de frequência, computando a razão entre as dispersões na parte central e nas caudas das curvas de distribuição. Segundo este parâmetro, as curvas são classificadas em: platicúrticas (achatadas em sua parte superior), leptocúrticas (afiladas em sua parte superior) e mesocúrticas (mais próximas a normalidade). De acordo com as classes definidas por Folk & Ward (1957) as amostras analisadas apresentaram gráficos com distribuições platicúrticas, mesocúrticas e leptocúrticas, com tendência mais leptocúrtica na base (95,20m-171,65m) e mais platicúrtica no topo (1,40m-95,20m), contudo amostras muito leptocúrticas são preferencialmente encontradas no topo do testemunho (**Figura 11**).

De modo geral, os maiores valores de curtose (curvas leptocúrticas) são atribuídos a materiais transportados e depositados próximos a sua área fonte, mantendo suas características texturais originais (Folk & Ward, 1957; Nimnate *et al.*, 2014), enquanto que curvas platicúrticas indicam mistura entre diferentes subpopulações (Martins, 2003).

Assimetria e curtose são parâmetros estatísticos referenciados como importantes indicadores da ação seletiva de agentes de transporte, por isso são considerados os melhores parâmetros para diferenciação dos ambientes e sugerem que os agentes de transporte atuam alterando principalmente as caudas das

distribuições granulométricas (Suguio, 1973; Krumbein & Pettijohn, 1938), contudo a curtose vem se mostrando menos eficaz do que a assimetria na caracterização dos ambientes e apesar de sucessivos estudos permanece fornecendo resultados inconclusivos (Martins, 1965; Baker, 1968).

5.1.2 Imageamento por Raio-X

As porções consolidadas do testemunho do poço 2-TO-1-RJ apresentam aspecto predominantemente maciço, sendo rara a identificação de estruturas sedimentares. Na tentativa de visualizar variações internas capazes de caracterizar tais estruturas, foram selecionadas seis amostras para imageamento por raio-X, dois lutitos (74,40m e 132,90m), dois arenitos (151,00m e 170,60m) e dois arenitos conglomeráticos (138,85m e 155,00m), todas descritas macroscopicamente como maciças.

Dentre as amostras lutíticas, a de 74,40m apresentou, além de zonas intensamente fraturadas, regiões de maior e menor contraste de densidade que evidenciam a presença de laminações e permitem classificar a rocha como um argilito laminado (**Figura 12**). O imageamento por raio-X da amostra de 132,90m mostrou que seu aspecto contorcido não é penetrativo e provavelmente foi adquirido durante a sondagem devido a rotação da coluna de perfuração em material plástico. A amostra apresenta-se maciça, sendo possível identificar apenas fraturas de pequeno porte (**Figura 13**).

Nas imagens do arenito oxidado de 151,00m de profundidade é possível observar um grande contraste de densidade na base da amostra, certamente devido ao acúmulo de óxido de ferro, assim como uma incipiente orientação dos grãos na porção central da amostra, algo que sugere a presença de estratificação cruzada obliterada por processos pós-deposicionais (**Figura 14**). A análise realizada na amostra de arenito lamoso (170,60m) confirma seu aspecto maciço, sendo possível observar algumas fraturas e grãos de maior densidade no topo da amostra (**Figura 15**).

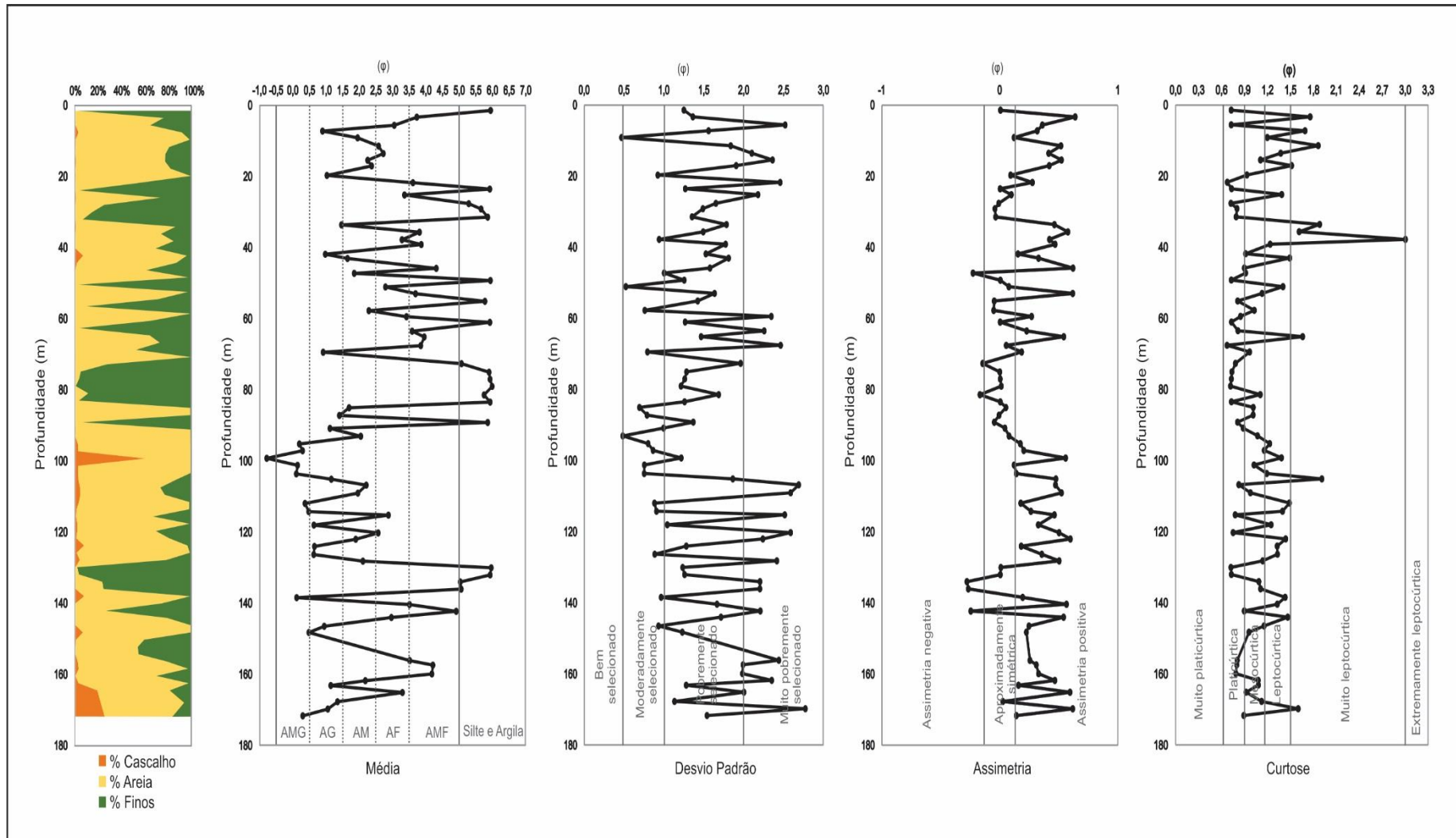


Figura 11 - Distribuição granulométrica e parâmetros estatísticos (média, desvio padrão, assimetria e curtose) obtidos a partir da análise granulométrica de 82 amostras coletadas ao longo do testemunho do poço 2-TO-1-RJ.

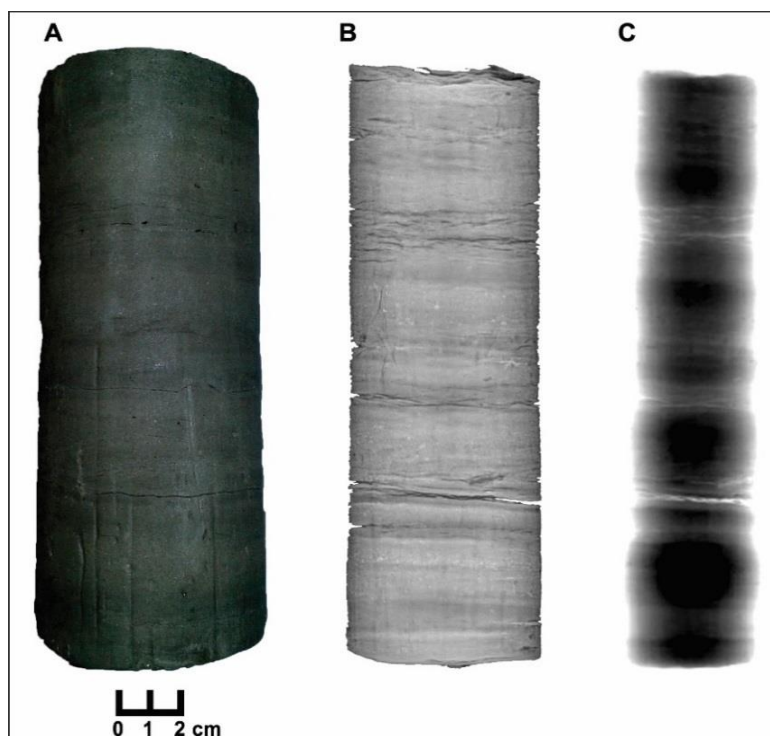


Figura 12 - Imageamento por raio-x. (A) Amostra lutítica de 74,40m de profundidade; (B) Filtro de realce de detalhes mostrando laminações e fraturas e (C) Filtros de contraste e de brilho reforçando a presença de laminações e zonas de fratura.

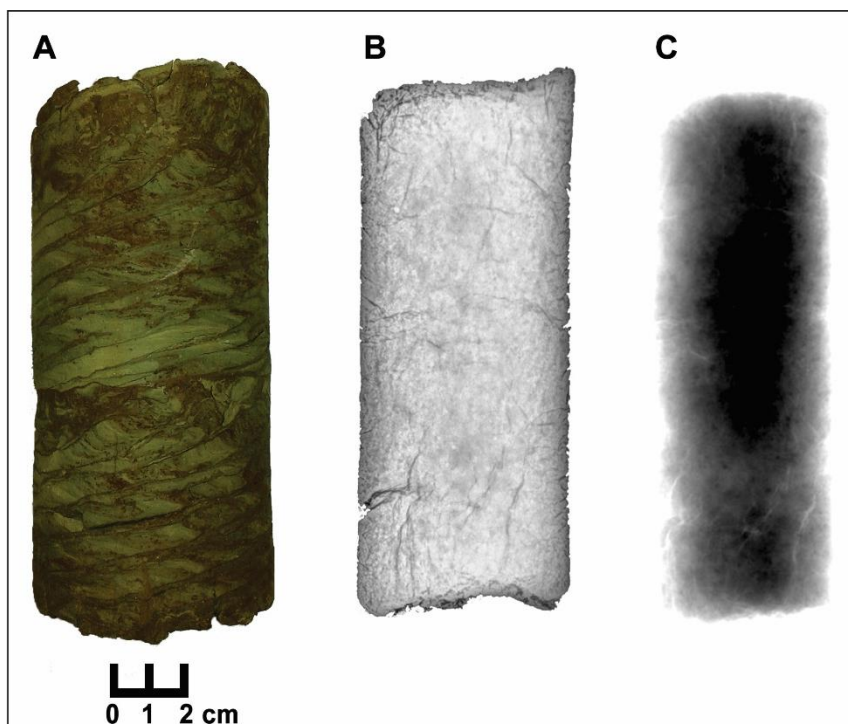


Figura 13 - Imageamento por raio-x. (A) Amostra lutítica de 132,90m de profundidade; (B) Filtro de realce de detalhes mostrando aspecto maciço e fraturas e (C) Filtros de contraste e de brilho reforçando o aspecto maciço e a presença de fraturas.

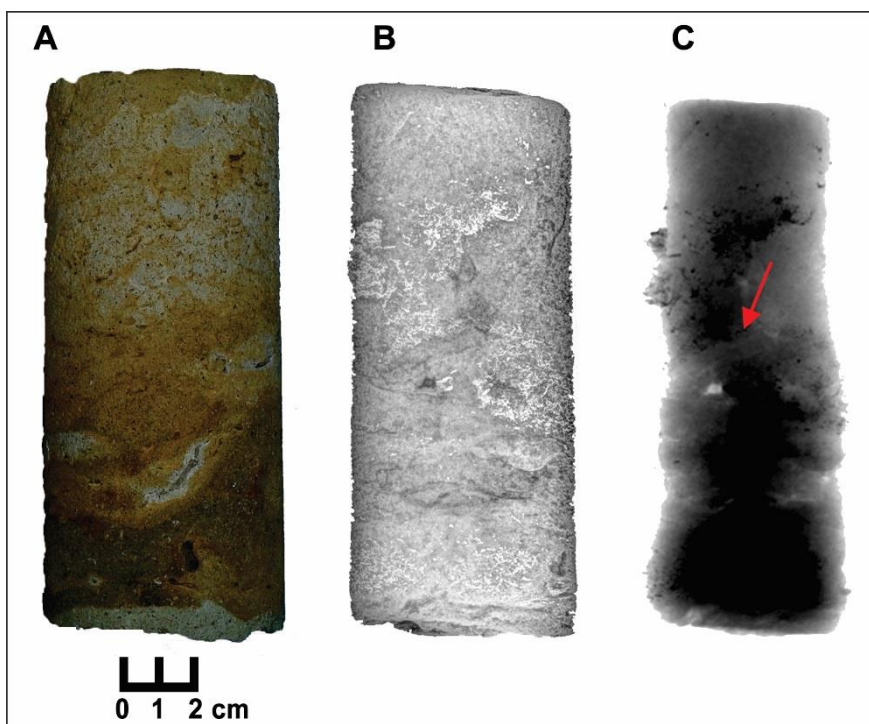


Figura 14 - Imageamento por raio-x. (A) Amostra arenítica de 151,00m de profundidade; (B) Filtro de realce de detalhes mostrando aspecto predominantemente maciço e (C) Filtros de contraste e de brilho mostrando uma incipiente orientação dos grãos (indicada pela seta vermelha), sugerindo a presença de estratificação cruzada.

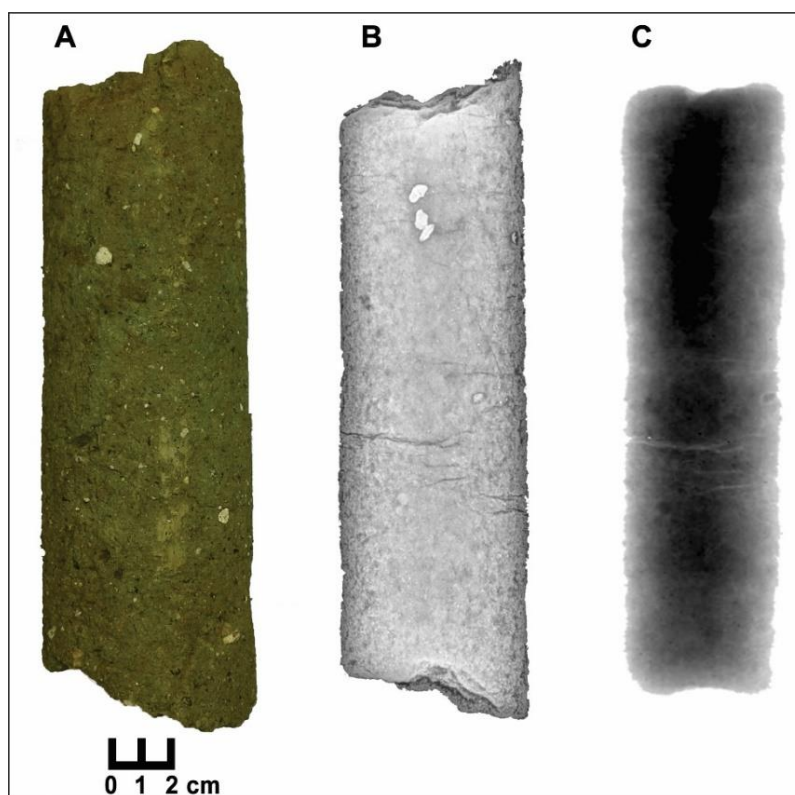


Figura 15 - Imageamento por raio-x. (A) Amostra arenítica de 170,60m de profundidade; (B) Filtro de realce de detalhes mostrando o aspecto maciço da rocha e (C) Filtros de contraste e de brilho reforçando o aspecto maciço.

Os arenitos conglomeráticos (138,85m e 155,00m) apresentaram aspecto predominantemente maciço (**figuras 16 e 17**). A amostra de 138,85m possui os maiores contrastes de densidade, algo que pode ser atribuído tanto a percolação de óxido de ferro quanto à formação de níveis mais argilosos. Em sua base nota-se uma sutil orientação dos grãos que indica uma provável estratificação.

5.1.3 Descrição e discussão das fácies sedimentares

Fácies Rudítica

FÁCIES Ccm

Diagnose: Conglomerado sustentado pelos clastos maciço (**Figura 18A**).

Descrição: Conglomerado fino, sustentado pelos clastos, maciço, constituído essencialmente por grânulos e seixos subangulosos a subarredondados de quartzo e feldspato. Fração areno-lamosa ocorre em pequena proporção, argilosidade é sempre inferior a 10%. Coloração varia em tons de cinza (pela escala de cores de Munsell: *Gray* nº6 e *Light Gray* nº7). Ocorre exclusivamente em depósitos inconsolidados / friáveis.

Interpretação: Depósitos formados por fluxos trativos subaquosos de alta energia.

Discussão: A fácies Ccm ocorre em camadas delgadas (~30cm de espessura) e de modo bastante restrito, preferencialmente associada a areias da fácies Amf. A fácies assemelha-se à fácies Gcm de Miall (1996), gerada por fluxos torrenciais, não canalizados e com expressiva carga de fundo. De acordo com Boggs (1992) as características do depósito sugerem que o mesmo pode ser resultante de fluxos em lençol (*sheetflood*), ou seja, fluxos trativos unidirecionais subaquosos que ocorrem preferencialmente em canais entrelaçados rasos, associados a fluxos pouco canalizados. Esta fácies é correlacionável a fácies Ccm de Vilela (2015) descrita para as formações Barreiras e Emborê na porção sul do CDRPS.

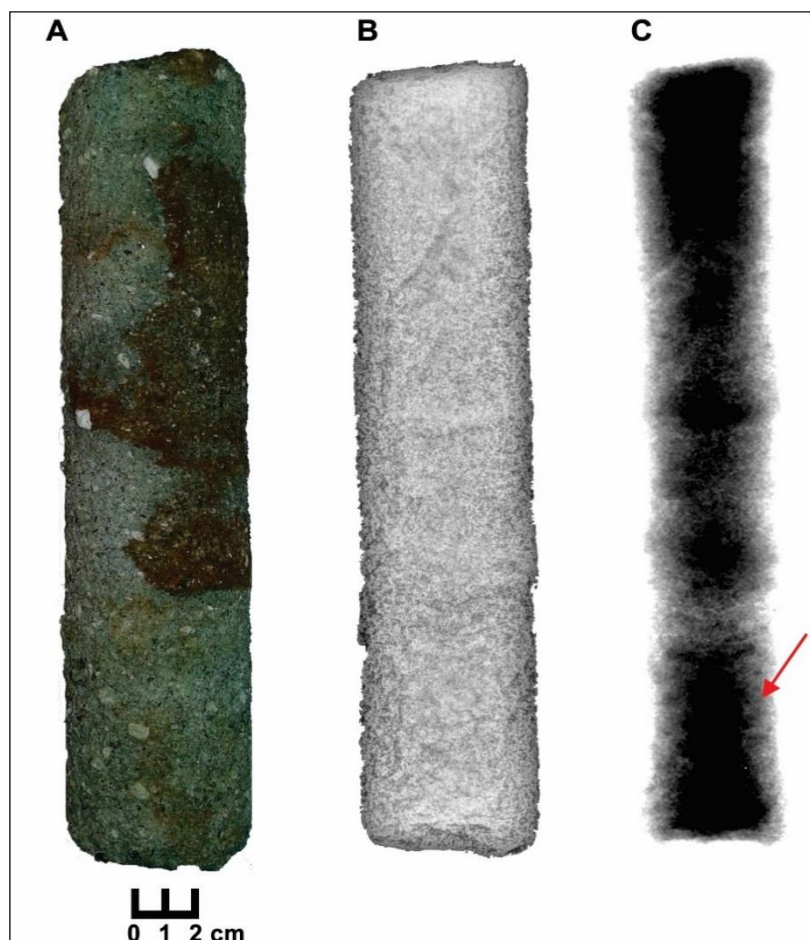


Figura 16 - Imageamento por raio-x. (A) Amostra de arenito conglomerático de 138,85m de profundidade; (B) Filtro de realce de detalhes mostrando aspecto predominantemente maciço e (C) Filtros de contraste e de brilho sugerindo um sutil alinhamento de grãos na base da amostra, indicado pela seta vermelha.

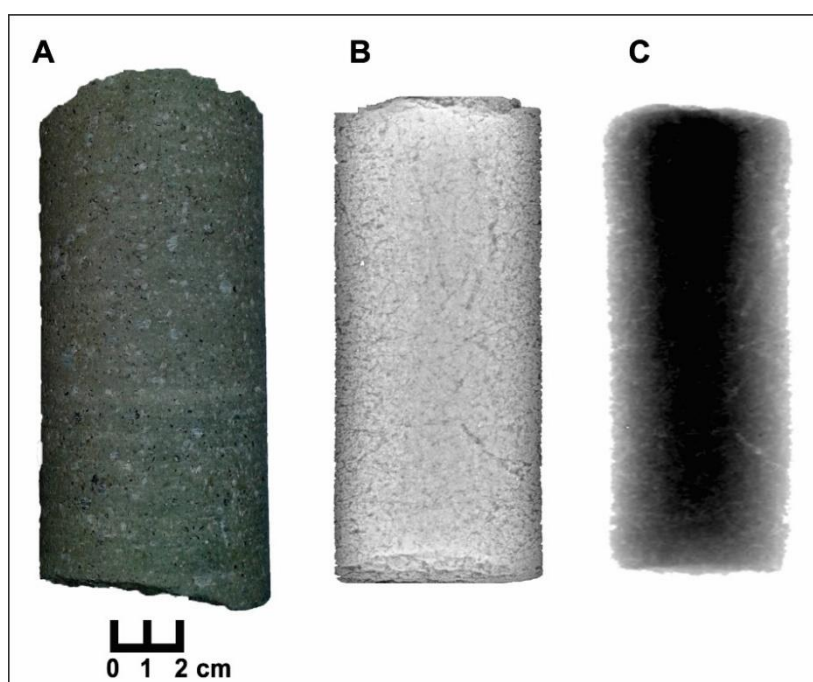


Figura 17 - Imageamento por raio-x. (A) Amostra de arenito conglomerático de 155,00m de profundidade; (B) Filtro de realce de detalhes mostrando o aspecto maciço da rocha e (C) Filtros de contraste e de brilho reforçando o aspecto maciço.

Fácies Areníticas

FÁCIES ACm

Diagnose: Arenito conglomerático maciço (**figuras 18B e 19A**).

Descrição: Arenito conglomerático maciço cuja granulometria varia entre areia grossa superior e muito grossa superior. Os depósitos são constituídos por grãos subangulosos e angulosos, variam de muito mal a mal selecionados e possuem composição essencialmente quartzo-feldspática. Grânulos e seixos são abundantes, contudo, ocorrem em proporções inferiores a 30%, litoclastos graníticos podem estar presentes. A argilosidade é sempre inferior a 25% e a coloração varia em tons acinzentados (pela escala de cores de Munsell: *Light Gray* n°7, *Light Gray* 5Y 7/1 e *Light Gray* 5Y 7/2), sendo frequente a ocorrência de manchas amareladas / avermelhadas conferindo aspecto mosqueado a rocha. Por vezes, os grãos apresentam sutil alinhamento sugerindo a presença de estratificação (**Figura 16**). Observações em lâminas petrográficas mostram quartzo mono e policristalino, fragmentos de rochas plutônica, ortoclásio, microclínio, plagioclásio, biotita e muscovita como constituintes primários. Matriz indiferenciada preenche poros primários, argila infiltrada cobre os constituintes primários e, normalmente, são substituídas por óxido / hidróxido de ferro.

Interpretação: Depósitos formados por fluxos trativos subaquosos de alta energia.

Discussão: A fácies ACm ocorre preferencialmente na base do testemunho de sondagem, a partir de 137,60m de profundidade, normalmente em camadas delgadas (~20cm de espessura) e localmente em camadas métricas. Nas profundidades de 137,60m e 155,00m a fácies encontra-se associada com arenitos maciços com alterações pós-deposicionais da fácies Am e lamitos arenosos maciços da fácies LAm, mais raramente é possível observar a mesma em contato com arenitos da fácies Ae. A partir de 156,40m a fácies ACm ocorre intercalada com arenitos lamosos maciços da fácies ALm e lamitos arenosos maciço da fácies LAm. Em linhas gerais, esta fácies assemelha-se à fácies Gt de Miall (1996) relacionada tanto a correntes de fundo confinadas em canais de pequeno porte quanto a depósitos de fluxos em lençol. Trata-se de eventos de mais alta energia, que com o aumento de matriz e, conseqüentemente, da força coesiva capaz de suportar o arcabouço, pode evoluir para fluxos de detritos (*debris flow*), o que explica a estreita relação entre as fácies ACm, ALm e LAm.

FÁCIES Am

Diagnose: Arenito maciço com alteração pós-deposicional (**figuras 18C e 19B**).

Descrição: Arenito e arenito argiloso maciço ou sem estrutura aparente cuja granulometria varia entre areia fina superior e areia grossa superior. Os depósitos são constituídos por grãos subangulosos e angulosos, variam de moderados a mal selecionados e possuem composição essencialmente quartzosa, com pequena proporção de feldspato. Grânulos e seixos podem estar presentes, assim como marcas de raízes e bioturbações. A argilosidade varia entre 10 e 25% e a coloração é bastante variada, mas tons amarelados, acastanhados e avermelhados estão sempre presentes, tanto obliterando a coloração original da rocha quanto conferindo-lhe aspecto mosqueado (pela escala de cores de Munsell: *Yellow* 10YR 7/8, *Reddish Yellow* 7.5YR 6/8, *Olive Yellow* 5Y 6/6, *Brownish Yellow* 10YR 6/8, *Light Gray* n^o7, *Light Gray* 5Y 7/8, *Pale Brown* 2.5Y 8/2). Apesar do aspecto macroscópico predominantemente maciço, imagens de raio-X exibiram sutis alinhamentos (**Figura 14**) que sugerem a presença de estrutura sedimentar. Observações em lâminas petrográficas mostram quartzo monocristalino, ortoclásio, microclínio, plagioclásio, biotita, muscovita e piroxênio como constituintes primários. Óxido / hidróxido de ferro e pirita substituem intraclasto lamoso, matriz detrítica e argila infiltrada, assim como caulim lamelar substitui feldspatos e micas.

Interpretação: Depósitos formados por fluxos trativos unidirecionais subaquosos em regime de fluxo inferior, com importante alteração pós-deposicional.

Discussão: A fácies Am ocorre entre 118,40m e 156,40m de profundidade, normalmente em camadas centimétricas (~60cm de espessura) e localmente em camadas métricas de aproximadamente 1,30m de espessura. Esta fácies relaciona-se com lamitos argilosos maciços com alterações pós-deposicionais da fácies Lm, com lamitos arenosos maciços da fácies LAm e com arenitos conglomeráticos da fácies ACm. Descritivamente assemelha-se a fácies Sm de Miall (1996) interpretada como depósitos de fluxos gravitacionais, contudo a indicação de possíveis estruturas sedimentares em imagens de raio-X e a presença de feições de bioturbação sugerem que estes depósitos sejam aluviais e que a estrutura primária tenha sido obliterada por ação biogênica, ferruginização e pedogênese. A fácies Am pode ser correlacionada com a fácies Ah1 descrita por Ramos *et al.* (2006) para a bacia de Resende e interpretada como depósitos de lençóis de areia formados pela desaceleração de fluxos durante enxurradas ou em estágios iniciais de avulsões em

canais entrelaçados. Vilela (2015), Brêda (2012) e Morais *et al.* (2006) descreveram fácies homônimas na porção emersa da Bacia de Campos e assumiram que a mesma é originada por alterações pós-deposicionais em depósitos de fluxos trativos.

FÁCIES Amf

Diagnose: Areia micácea e/ou feldspática (**Figura 18D**).

Descrição: Areia (material inconsolidado) cuja granulometria varia entre fina inferior e grossa superior. Os depósitos são constituídos por grãos subangulosos a angulosos, variam de bem a mal selecionados e possuem composição variada, sendo possível identificar quartzo, feldspato, muscovita, biotita, piroxênio / anfibólio, granada e, mais raramente, turmalina (schorlita). Grânulos podem estar presentes. Argilosidade normalmente é inferior a 5%. Coloração varia em tons levemente amarronzados (pela escala de cores de Munsell: *Very Pale Brown* 10YR 8/2, *Pale Brown* 2.5Y 8/3, *Pale Brown* 10YR 6/3, *Light Yellowish Brown* 10YR 6/4).

Interpretação: Depósitos formados por fluxos trativos subaquosos.

Discussão: A fácies Amf ocorre entre as profundidades de 3,40m e 9,50m em camadas delgadas (~20cm) e associada com lamito argiloso maciço com alteração por processos pedogenéticos da fácies Lm. Ocorre também entre 84,00m e 118,60m de profundidade em camadas com espessura de aproximadamente 1,20m, em um intervalo marcado pela baixa recuperação e ausência de outros litotipos. O depósito apresenta características continentais marcadas pela baixa maturidade textural e composicional, indicativos de pouco retrabalhamento, ou seja, pouco transporte, com deposição em relativa proximidade com a área fonte, e soterramento rápido. No topo do testemunho observa-se uma clara tendência de afinamento granulométrico (*finning up*), enquanto que entre 84,00m e 118,60m o padrão observado é em caixote. Ambos os padrões podem ser formados por fluxos trativos unidirecionais subaquosos, no primeiro caso com significativa variação na energia do fluxo, e normalmente são interpretados como depósitos de barras de acreção fluviais. A ausência de processos diagenéticos capazes de consolidar o material pode ser explicada pelas condições de pressão e temperatura experimentadas pelos depósitos e pela ausência de fluidos percolantes ricos em íons em solução, sendo relevante considerar que se tratam de depósitos recentes. Esta fácies é correlacionável à fácies homônima descrita por

Plantz (2014) para a porção central do CDRPS também interpretada como depósitos continentais formados por fluxos trativos unidirecionais subaquosos.

FÁCIES Ae

Diagnose: Arenito estratificado (**figuras 18E e 19C**).

Descrição: Arenito e arenito argiloso cuja granulometria varia entre areia muito fina superior e areia grossa superior. Os depósitos são constituídos por grãos subangulosos e angulosos, variam de moderados a mal selecionados e possuem composição essencialmente quartzo-feldspática. Grânulos e seixos podem estar presentes, assim como intraclastos argilosos e fitoclastos. A argilosidade oscila entre 5 e 30% e a coloração varia em tons de cinza e esverdeados (pela escala de cores de Munsell: *Gray* nº6, *Gray* 2.5Y 6/1, *Light Gray* nº7, *Light Gray* 10YR 7/2, *Light Gray* 5Y 7/1, *Very Light Gray* nº8, *Light Greenish Gray* 10Y 7/1). Sutis alinhamentos de grãos sugerem a presença de estruturas sedimentares (estratificações / laminações) incipientes. Observações em lâminas petrográficas mostram quartzo monocristalino, microclínio, plagioclásio, ortoclásio, biotita e muscovita como constituintes primários, com presença de fragmentos carbonosos e chert. Siderita e caulim substituem as micas, que normalmente marcam as estruturas, assim como pirita substitui fragmentos carbonosos. Argila infiltrada pode estar presente preenchendo poros.

Interpretação: Depósitos formados por fluxos trativos unidirecionais subaquoso, associados a migração de megaondulações.

Discussão: A fácies Ae ocorre preferencialmente entre 36,50m e 84,10m de profundidade, em camadas de no máximo 60cm de espessura. No topo, a fácies ocorre associada com camadas centimétricas de argilitos intercalados com arenitos da fácies IF. A partir de 45,80m de profundidade a fácies Ae ocorre intercalada com camadas métricas de lamito argiloso laminado rico em fitoclastos da fácies LI. De acordo com Bhattacharya (2006) arenitos estratificados e em estreita relação com sedimentos lamosos refletem a deposição por fluxos hiperpicnais gerados na desembocadura fluvial em períodos de alta descarga. As variações na descarga fluvial produzem sucessões de engrossamento granulométrico (*coarsening up*) que caracterizam barras de desembocadura de canais distributários. A deposição destas sucessões e preservação das estruturas sedimentares ocorre como resposta à rápida desaceleração do fluxo e à alta taxa de sedimentação. Em termos de processo

deposicional, a fácies Ae pode ser correlacionada às fácies St₁ e Sr₁ de Schemiko *et al.* (2014) que ocorrem associadas com fácies heterolíticas e lutíticas em depósitos de barras de desembocaduras (*mouth bars*) em deltas lacustres e à fácies St de Poester (2015) que ocorre associada com fácies lutíticas e areníticas, caracterizando uma sucessão *coarsening up* típica de frente deltaica distal.

FÁCIES ALm

Diagnose: Arenito lamoso maciço (**figuras 18F e 19D**).

Descrição: Arenito lamoso maciço, por vezes conglomerático, cuja granulometria varia entre fina inferior e grossa superior. Os depósitos são constituídos por grãos subangulosos a bem angulosos, são essencialmente mal selecionados e possuem composição quartzo-feldspática. Grânulos e seixos estão presentes em proporções relativamente elevadas (~10%). Argilosidade é sempre superior a 20%. Coloração varia predominantemente em tons esverdeados (pela escala de cores de Munsell: *Pale Yellow* 5Y 8/3, *Pale Olive* 5Y 6/4, *Olive Gray* 5Y 5/2, *Grayish Olive* 10Y 5/2, *Light Grayish Olive* 10Y 6/2). Observações em lâminas petrográficas mostram quartzo mono e policristalino, fragmentos de rocha plutônica, ortoclásio, microclínio e plagioclásio como constituintes primários. Feições pedogenéticas, principalmente argila infiltrada, são recorrentes.

Interpretação: Depósitos formados por fluxos de detritos de moderada a baixa energia.

Discussão: A fácies ALm ocorre exclusivamente na base do testemunho de sondagem, entre 157,00m e 172,70m de profundidade, disposta sobre o embasamento alterado. A fácies ocorre em camadas de no máximo 1m de espessura, associada com arenitos conglomeráticos da fácies ACm e delgadas camadas de lamitos arenosos maciços da fácies LAm. A fácies indica transporte sedimentar pouco seletivo, típico de fluxos de detritos (*debris flow*) onde sedimentos grossos e finos são transportados em massa, praticamente sem fricção, mesmo em regiões de baixo gradiente. A fácies ALm assemelha-se a fácies Am2 descrita por Ramos *et al.* (2006) para a bacia de Resende e interpretada como depósitos de fluxos gravitacionais não canalizados originados em área fonte bastante próxima, com possível atuação de processos pedogenéticos. Esta fácies pode ser correlacionada também com a fácies Am2 de Morais (2007) descrita para a Formação Rio Doce (Bacia do Espírito Santo) e interpretada como fluxos gravitacionais associados a corridas de lama. Na porção

sul do CDRPS, área emersa da bacia de Campos, Vilela (2015) descreveu fácies semelhante e homônima para a Formação Emborê, interpretada como depósitos gerados por fluxos gravitacionais (fluxos de detritos).

Fácies Heterolítica

FÁCIES IF

Diagnose: Intercalações entre argilito e arenito ricos em fitoclastos (**figuras 18G e 19E**).

Descrição: Intercalações centimétricas a milimétricas entre argilitos e arenitos em diferentes proporções, formando preferencialmente acamamento heterolítico lenticular (60-70% de argilito e 40-30% de arenito). Argilitos são bem selecionados e apresentam argilosidade elevada (~85%) e arenitos são predominantemente finos, subangulosos a angulosos, moderadamente selecionados, de composição essencialmente quartzosa com presença de micas (muscovita e biotita). Coloração varia em tons de cinza, mas normalmente é cinza escura (pela escala de cores de Munsell: *Gray* nº6, *Gray* 10YR 5/1, *Gray* nº5), algo atribuído à elevada proporção de matéria orgânica e fitoclastos presentes nos depósitos. Bioturbações são frequentes. Observações em lâmina petrográfica mostram níveis ricos em matriz detrítica indiferenciada e níveis ricos em quartzo monocristalino, ortoclásio, microclínio e fragmento carbonoso. Siderita substitui biotita e matriz detrítica indiferenciada, assim como caulim lamelar substitui feldspato.

Interpretação: Depósitos formados pela alternância entre decantação de finos e eventos esporádicos de fluxos trativos subaquosos (fluxos hiperpicnais).

Discussão: A fácies IF ocorre exclusivamente entre 36,20m e 41,40m de profundidade, em camadas de ~70cm e intercalada com arenitos estratificados da fácies Ae e sotoposta por arenitos maciços oxidados da fácies Am. Este tipo de rocha indica alternância entre processos geradores distintos, as camadas de argilitos estariam associadas a decantação de finos em suspensão, enquanto que a presença de areia e a abundância de fitoclastos continentais marcam a influência de fluxos hiperpicnais gerados em períodos de alta descarga fluvial, algo controlado principalmente pelas variações climáticas (Talbot & Allen, 1996). A fácies IF pode ser correlacionada com a fácies heterolítica Fhr de Shemiko *et al.* (2014), interpretada como fruto da desaceleração de fluxos hiperpicnais em porções distais de barras de desembocadura, estes ritmitos ocorrem tanto adjacentes quanto sotopostos a corpos

arenosos estratificados que correspondem a porções proximais dos fluxos hiperpicnais. Girard *et al.* (2012) sugerem uma estreita relação entre barras de desembocadura arenosas e barras de desembocadura heterolíticas, a primeira ocorre como fruto da deposição de sedimentos carregados por fluxos turbulentos (fluxos hiperpicnais) e a segunda pela desaceleração destes mesmos fluxos. Os autores sugerem que sotopostos a sequência heterolítica ocorram sedimentos arenosos representativos de depósitos terminais de canais.

Fácies Híbridas

FÁCIES Ab

Diagnose: Areia rica em bioclastos (**Figura 18H**).

Descrição: Areia (material inconsolidado) cuja granulometria é essencialmente média (superior e inferior). Os depósitos são constituídos por grãos subangulosos, variam de moderados a mal selecionados e possuem composição essencialmente quartzosa, com presença de muscovita, biotita e minerais pesados. Argilosidade varia entre 10 e 25%. Fragmentos de conchas de bivalves tamanho inferior à areia média e conchas de gastrópodes da espécie *Heleobia australis* com cerca de 5mm de comprimento e bioerosão estão presentes. Material é rico em fitoclastos e matéria orgânica, o que lhe confere coloração cinza escura (pela escala de cores de Munsell: *Gray 10YR 5/* e *Gray n°5*).

Interpretação: Depósitos formados pela alternância entre fluxos trativos subaquosos (fluxos hiperpicnais) e decantação, seguidos de reelaboração biogênica.

Discussão: Trata-se de uma das fácies mais restritas do testemunho, ocorrendo em camadas ~40cm, exclusivamente entre 10,40m e 12,65m de profundidade. A presença de bioclastos na fácies Ab evidencia um breve período de sedimentação em ambiente com influência marinha, contudo, sua relação com a fácies Amf, seus aspectos texturais e composicionais e o elevado conteúdo orgânico sugerem uma sedimentação em estreita proximidade com o continente. A presença do gastrópode bentônico *Heleobia australis* indica deposição de sedimentos em ambientes anóxicos, de regiões mixohalinas. As maiores densidades populacionais da espécie são encontradas em ecossistemas estuarinos e lagunas costeiras devido, principalmente, a chegada constante de matéria orgânica através do sistema fluvial alimentador (Neves *et al.*, 2011). O elevado grau de retrabalhamento das conchas de bivalves sugerem que as mesmas tenham sido transportadas. Em regiões sob influência tanto

de fluxos hiperpicnais quanto de correntes de maré ocorre a mistura entre os bioclastos carbonáticos alóctones (bivalves) e autóctones (gastrópodes) e sedimentos siliciclásticos ricos em matéria orgânica. A ação biogênica é eficaz e também atua na mistura de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos.

FÁCIES Lh

Diagnose: Lamito híbrido rico em bioclastos (**Figuras 18I e 19F**).

Descrição: Lamito argiloso (argilito e argilito levemente arenoso) híbrido maciço. Trata-se de depósitos bem selecionados, com argilosidade variando entre 80 e 90%. Coloração é predominantemente cinza claro, cinza-esverdeado (pela escala de cores de Munsell: *Very Light Gray* nº8, *Light Greenish Gray* 10G 7/1), contudo tons amarelados estão sempre presentes obliterando a coloração original da rocha ou conferindo-lhe aspecto mosqueado. Observações em lâminas petrográficas mostram elevada proporção de material carbonático (75-85%), incluindo abundante matriz margosa rica em nanofósseis calcários (cocólitos e ascídias), bioclastos diversos (foraminíferos, bivalves, equinoides, moluscos) inteiros e fragmentados e intraclasto carbonático indiferenciado. Óxido / hidróxido de ferro e pirita substituem a matriz carbonática. Quartzo, microclínio, ortoclásio, biotita, muscovita e piroxênio ocorrem subordinadamente.

Interpretação: Depósitos formados por decantação de finos em suspensão (tanto siliciclásticos quanto carbonáticos) seguido de reelaboração biogênica e, com posterior alteração pós-deposicional.

Discussão: A fácies Lh ocorre exclusivamente entre 29,80m e 33,40m de profundidade, em camadas que variam entre 40cm e 1,20m de espessura. A fácies encontra-se limitada na base por arenitos maciços da fácies Am e no topo por lamitos argilosos maciços da fácies Lm, ambos com alterações pós-deposicionais. A abundante ocorrência de bioclastos marca um episódio com sedimentação sob forte influência marinha, interrompendo a sedimentação tipicamente continental caracterizada pelas fácies Am e Lm. A presença de bioclastos bem preservados, possivelmente autóctones, e depositados em substrato lamoso indica paleoambiente de baixa energia onde predomina decantação de carga suspensiva. Os nano- e microfósseis carbonáticos, associados a nódulos indiferenciados de carbonato de cálcio apontam para sedimentação em ambientes com significativa contribuição de águas marinhas, contudo protegidos da ação direta de ondas. Assim como as fácies

Am e Lm, a fácies Lb apresenta indícios de alterações pós-deposicionais, a mesma encontra-se oxidada indicando exposição subaérea dos depósitos marinhos e consequente raseamento do sistema.

Fácies Lutíticas

FÁCIES Lm

Diagnose: Lamito maciço com alteração pós-deposicional (**figuras 18J e 19G**).

Descrição: Lamito argiloso (argilito) maciço, por vezes micáceo, bem selecionado. Argilosidade é elevada, normalmente superior a 90%. Fração arenosa é rara, quando presente varia entre muito fina e fina. Coloração varia em tons amarronzados, acinzentados e esverdeados (pela escala de cores de Munsell: *Very Pale Brown* 10YR 8/4, *Light Gray* 5Y 7/2, *Very Light Gray* nº8, *Greenish Gray* 10Y 5/1), contudo tons amarelados e/ou avermelhados estão sempre presentes obliterando a coloração original da rocha ou conferindo-lhe aspecto mosqueado. Bioturbações e marcas de raízes normalmente estão presentes. Observações em lâminas petrográficas mostram matriz detrítica indiferenciada, comumente alterada por óxido / hidróxido de ferro. Quartzo monocristalino, ortoclásio, microclínio, biotita e muscovita ocorrem subordinadamente.

Interpretação: Depósitos formados por decantação rápida de carga em suspensão, seguido de alteração pós-deposicional.

Discussão: A fácies Lm ocorre em camadas métricas, amplamente distribuídas ao longo do testemunho. Entre 1,20m e 3,00m de profundidade está presente associada com a fácies arenosa Amf, nesta profundidade exhibe características que sugerem alteração por processos pedogenéticos. Entre aproximadamente 23,00m e 30,00m e entre 129,50m e 133,60m a fácies Lm ocorre relacionada com arenitos maciços com alterações pós-deposicionais da fácies Am. Benthán *et al.* (1993) assumem que depósitos com tais características tenham sido formados por decantação de carga suspensiva em períodos de grandes enchentes. As enchentes seriam capazes de cobrir canais ativos e alcançar canais abandonados, sendo os depósitos argilosos o produto final do extravasamento de canais devido a diminuição de energia que ocorre à medida que se afasta do leito fluvial. Modificações pós-deposicionais estariam associadas a ação biogênica, ferruginização e pedogênese. A fácies Lm pode ser correlacionada com as fácies Fsm e Fr de Miall (1996), a primeira é interpretada como decantação de finos em canais abandonados e a segunda leva em consideração a

presença de bioturbações e marcas de raízes associando-a a solos pouco desenvolvidos. A fácies Pm1 de Ramos *et al.* (2006) descrita para a Bacia de Resende e a fácies Lm1 de Vilela (2015) descrita para a porção sul do CDRPS (porção emersa da Bacia de Campos) também apresentam correlação com a fácies Lm, sendo ambas interpretadas como decantação de carga suspensiva.

FÁCIES LI

Diagnose: Lamito laminado (**figuras 18L e 19H**).

Descrição: Lamito argiloso (argilito) laminado, com argilosidade normalmente superior a 90%. Trata-se de depósitos bem selecionados, areia quando presente ocorre em pequena proporção e é essencialmente fina a muito fina, micácea. Material rico em matéria orgânica e fitoclastos, o que lhe confere coloração cinza escuro (pela escala de cores de Munsell: *Dark Gray* n^o4, *Gray* n^o5, *Gray* n^o6, *Light Gray* n^o7). Bioturbações, quando presentes, estão preenchidas por material arenoso. As laminações foram melhor caracterizadas através de imageamento por raio-X (**Figura 12**) e são marcadas por níveis arenosos, mais densos que os níveis argilosos. Observações em lâminas petrográficas mostram laminações irregulares definidas pela orientação das micas e dos fragmentos carbonosos. Há níveis de matriz detrítica indiferenciada e níveis um pouco mais arenosos contendo quartzo monocristalino, biotita, muscovita, ortoclásio, microclínio e fragmento carbonoso. Siderita e caulim substituem as micas, assim como pirita substitui fragmento carbonoso. Exclusivamente na profundidade de 76,20m ocorrem bioclastos silicosos (possivelmente radiolários) e fosfáticos.

Interpretação: Depósitos formados por alternância entre decantação de finos em suspensão e fluxos trativos (fluxos hipo- e hiperpicnais).

Discussão: A fácies LI ocorre entre 48,00m e 84,00m de profundidade intercalada com arenitos estratificados da fácies Ae. As camadas tornam-se cada vez mais delgadas à medida que diminui a profundidade (*thinning up*), as espessuras variam entre 50cm no topo e 1,60m na base. O fato da fácies essencialmente lamosa encontrar-se laminada e associada com arenitos sugere a alternância entre decantação de carga suspensiva (finos e fitoclastos) a partir de plumas de fluxos hipopícnais e deposição distal de fluxos hiperpícnais capazes de formar níveis de sedimentos arenosos intercalados com finos. O elevado teor de matéria orgânica (~10%) e a presença abundante de fitoclastos bem preservados aponta para sedimentação em ambiente continental, de baixa energia, com pouca circulação de oxigênio, criando um fundo

disóxico capaz de acumular e preservar matéria orgânica. Nascimento & Lima Filho (2005) assumem que rochas argilosas laminadas, ricas em matéria orgânica com cutículas vegetais representam a porção distal de fluxos de alta energia e estão intimamente relacionadas com o final da sedimentação de lobos arenosos.

FÁCIES LAm

Diagnose: Lamito arenoso maciço (**figuras 18M e 19I**).

Descrição: Lamito arenoso (argilito e siltito arenoso) maciço, moderado a mal selecionado. Argilosidade varia entre 55 e 75%. Fração arenosa, subangulosa e composta essencialmente por quartzo, ocorre em proporções relativamente elevadas, sendo a areia fina predominante. Areia média e areia grossa são comumente observadas, areia muito grossa e cascalhos (grânulos e seixos) ocorrem com menor frequência. Coloração varia em tons acinzentados e esverdeados (pela escala de cores de Munsell: *Light Gray* 5Y 7/2, *Very Light Gray* nº8, *Light Grayish Green* 5Gy 6/2, *Greenish Gray* 10Y 5/1, *Light Olive Gray* 5Y 6/2), machas amareladas e avermelhadas podem estar presentes conferindo aspecto mosqueado a rocha. Bioturbações e marcas de raízes podem ser identificadas. Observações em lâmina petrográfica mostram matriz detrítica indiferenciada, quartzo mono e policristalino, microclínio e ortoclásio como principais constituintes primários. Alteração por processos pedogenéticos (argila infiltrada, óxido / hidróxido de ferro substituindo constituintes primários e preenchendo poros de contração de matriz) são comumente identificados.

Interpretação: Depósitos formados por fluxos de detritos coesivos de moderada a baixa energia (corridas de lama).

Discussão: A fácies LAm ocorre entre 133,60m e 170,60m de profundidade. No intervalo compreendido entre 133,60m e 148,00m a fácies encontra-se em estreita relação com arenitos maciços com alterações pós-deposicionais da fácies Am e arenitos conglomeráticos da fácies ACm. Os depósitos ocorrem em camadas de no máximo 90cm, com aspecto mosqueado, marcas de raízes e bioturbação, indicativos da atuação de processos pós-deposicionais (ferruginização e pedogênese). Em muito se assemelha com a fácies La2 descrita por Moraes *et al.* (2006) e interpretada como produto de fluxos gravitacionais (fluxos de detritos) que ocorrem associados a fluxos trativos de alta energia. Na porção basal do testemunho, próximo ao contato com o

embasamento, a fácies ocorre em camadas delgadas (~40cm) e com maior proporção de sedimentos grossos (areia muito grossa, grânulos e seixos) e coloração esverdeada. Apresenta-se intimamente relacionada com arenitos lamosos maciços da fácies ALm e arenitos conglomeráticos da fácies ACm, indicando deposição por fluxos pouco seletivos e de maior energia. Neste intervalo a fácies LAm apresenta características similares a fácies Pmm descrita por Ramos *et al.* (2006) para a Formação Resende (bacia de Resende). Os autores interpretaram a fácies como deposição por fluxos de detritos coesivos (corridas de lama), associados a leques aluviais.

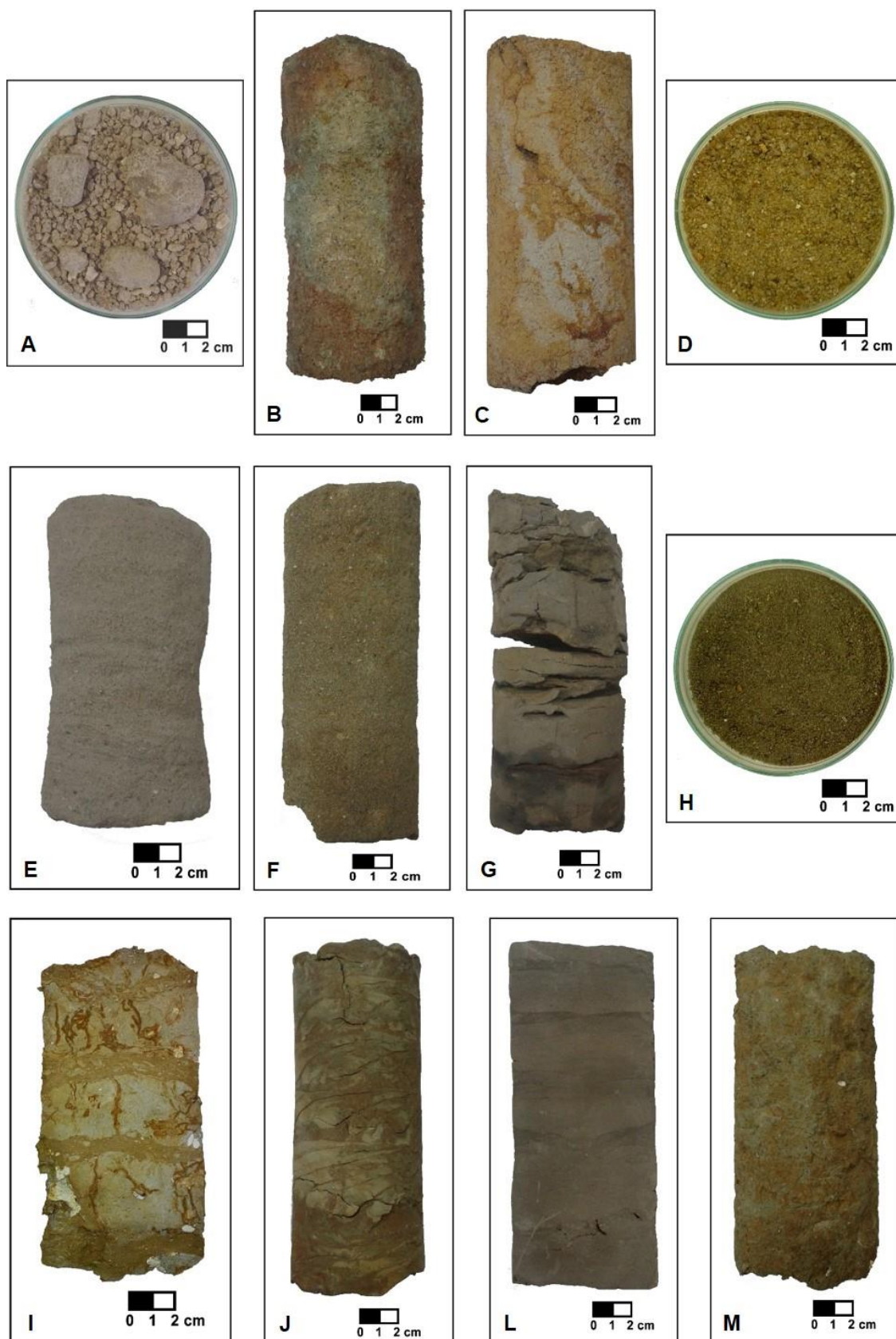


Figura 18 - Aspecto macroscópico das fácies sedimentares identificadas no testemunho do poço 2-TO-1-RJ. (A) fácies Ccm (conglomerado sustentado pelos clastos maciço); (B) fácies ACm (arenito conglomerático maciço); (C) fácies Am (arenito maciço com alteração pós-deposicional); (D) fácies Amf (areia micácea e/ou feldspática); (E) fácies Ae (arenito estratificado); (F) fácies ALm (arenito lamoso maciço); (G) fácies IF (intercalações entre argilito e arenito ricos em fitoclastos); (H) fácies Ab (areia rica em bioclastos); (I) fácies Lh (lamito híbrido rico em bioclastos); (J) fácies Lm (lamito maciço com alteração pós-deposicional); (L) fácies LI (lamito laminado) e (M) fácies LAm (lamito arenoso maciço).

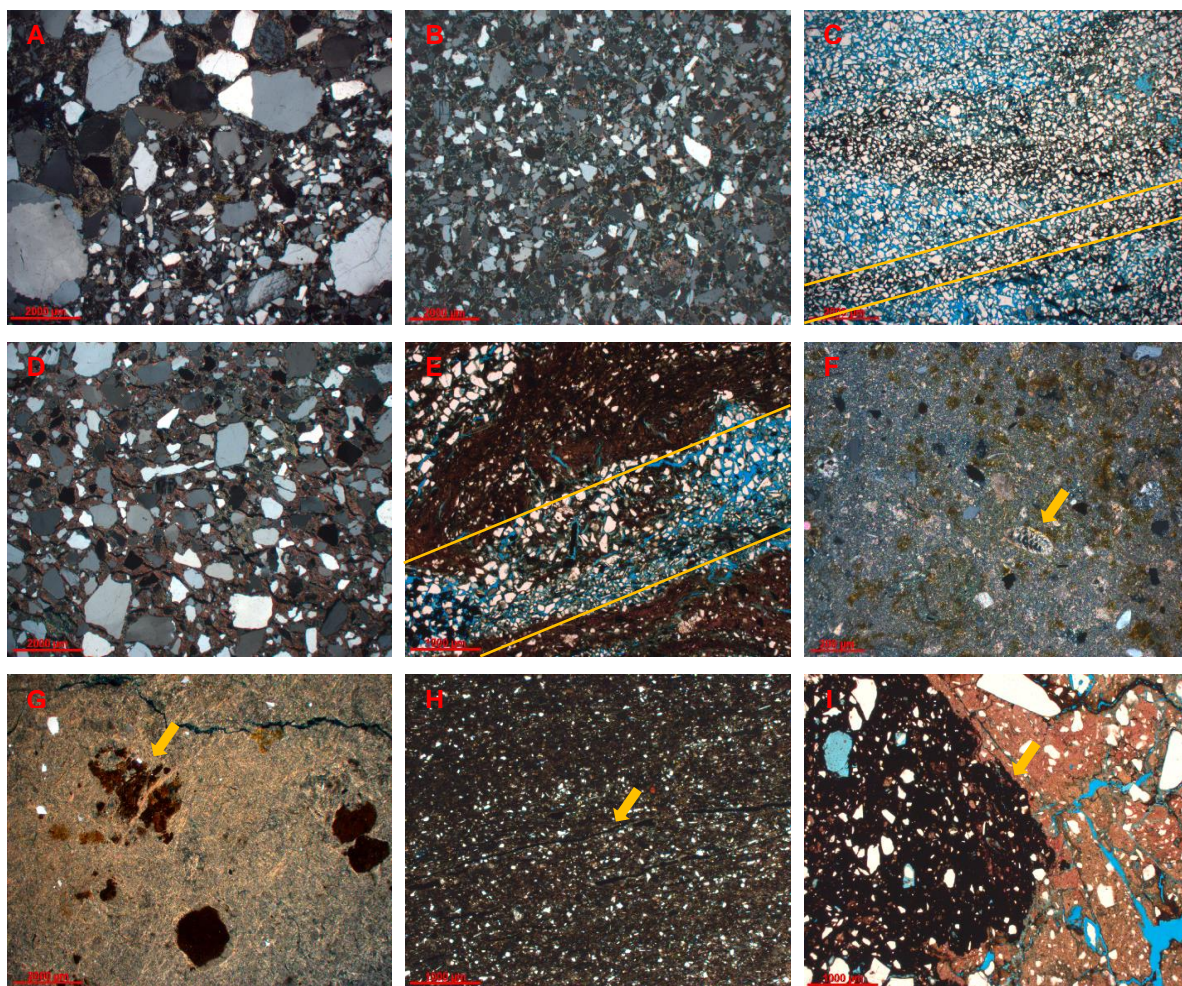


Figura 19 - Aspecto microscópico (fotomicrografias) das fácies sedimentares identificadas no testemunho do poço 2-TO-1-RJ. (A) fácies Acm (158,50m), note seu aspecto maciço e conglomerático; (B) fácies Am (145,50m), note seu aspecto maciço e a presença de feições pedogenéticas; (C) fácies Ae (52,75m), note laminação marcada por níveis ricos em micas compactadas e substituídas por siderita; (D) fácies ALm (163,00m), note seu aspecto maciço e a presença de finos em elevada proporção em meio aos grãos de areia; (E) fácies IF (39,85m), note níveis ricos em matriz detrítica indiferenciada e níveis ricos em quartzo, fragmento carbonoso e feldspato; (F) fácies Lh (30,25m), note matriz carbonática indiferenciada e foraminífero bentônico (seta); (G) fácies Lm (131,30m), note óxido / hidróxido de ferro substituindo parcialmente a matriz detrítica indiferenciada (seta); (H) fácies LI (76,20m), note laminação irregular dada pela orientação de micas e fragmentos carbonosos (seta) e (I) fácies LAm (136,10m), note óxido / hidróxido de ferro substituindo matriz lamosa e constituintes primários (seta).

5.2 Testemunho do poço 2-MU-1-RJ (Mussurepe)

Os principais resultados desta seção estão apresentados na forma de um artigo (Apêndice B), intitulado “***EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL EM UMA SUCESSÃO ESTRATIGRÁFICA NO COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL (RJ)***”, que reavalia as fácies e sucessões de fácies previamente definidas Plantz (2014) para o testemunho do poço 2-MU-1-RJ e refina a interpretação paleoambiental de cada uma das cinco sucessões de fácies através de análises de DRX, COT e palinofácies.

5.3 Correlações estratigráficas e modelo evolutivo

Com base na caracterização paleoambiental dos testemunhos de sondagem dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ (apêndices A e B e Anexo A, respectivamente) e na identificação de superfícies regressivas e transgressivas, através da correlação estratigráfica entre os três testemunhos (**Figura 20**), é possível fazer algumas considerações acerca da evolução da porção central do CDRPS.

A correlação estratigráfica entre os testemunhos coletados na porção central do CDRPS destaca três superfícies de regressão forçada (SR-1, SR-2 e SR-3), que marcam importante eventos erosivos, uma regressão normal (SR-4) responsável pela deposição de uma extensa planície de cordões arenosos, além de quatro episódios distintos de sedimentação sob influência marinha (superfícies transgressivas) e uma superfície de inundação máxima (SIM), caracterizada pelo máximo da produção carbonática (fácies Hb e Lh que apresentam >70% de conteúdo carbonático).

Apenas a correlação entre os testemunhos dos poços 2-BG-1-RJ e 2-TO-1-RJ mostra todas as superfícies mencionadas acima, além de permitir comparar a disposição do topo do embasamento pré-cambriano em porções mais internas e outras mais próximas a linha de costa atual (**Figura 20**).

O desnível de aproximadamente 210m entre o topo do embasamento do testemunho do poço 2-TO-1-RJ, encontrado em torno de 173m de profundidade, e do poço 2-BG-1-RJ, encontrado em torno de 385m de profundidade, reflete o padrão de escalonamento do embasamento em direção à plataforma continental, controlado por estruturas de direção NE-SW (**figuras 20, 21A e 22A**). Dispostos discordantemente sobre o embasamento cristalino ocorrem depósitos areno-lamosos conglomeráticos depositados em porções medianas a distais de leques aluviais que transicionam para sistemas fluviais, ambos atribuídos ao Membro São Tomé da Formação Emborê, de idade oligocênica-pliocênica (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977).

A estruturação do embasamento condicionou a topografia da região, favorecendo a instalação de leques aluviais (**Figura 21B**) e controlando o estilo fluvial, o que influenciou toda a sedimentação da Formação Emborê. Em relação aos depósitos fluviais da Formação Emborê, a porção mais interna e mais elevada, caracterizada pelo testemunho do poço 2-TO-1-RJ, apresenta uma seção sedimentar menos espessa (da ordem de 50m) e um padrão de empilhamento em caixote caracterizando um sistema fluvial entrelaçado. Enquanto que, a porção mais próxima

a linha de costa atual e topograficamente mais baixa, caracterizada pelos testemunhos dos poços 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ, possui uma seção sedimentar bastante espessa (da ordem de 200m) onde há ciclos de afinamento granulométrico bem marcados que caracterizam um sistema fluvial meandrante / meandrante psamítico (**figuras 20 e 21C**).

A mudança no padrão de empilhamento sedimentar observada na sucessão de fácies SF-F1 dos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-BG-1-RJ e a presença de rochas intensamente oxidadas e com feições pedogenéticas no topo dos depósitos da Formação Emborê (correspondente as profundidades de 118,40m do poço 2-TO-1-RJ; 136,80m do 2-BG-1-RJ; e 72,00m do 2-MU-1-RJ) marca uma superfície de exposição subaérea, gerada por uma pronunciada queda no nível de base (regressão forçada – SR-1 – **figuras 20 e 21D**). Esta regressão foi responsável por erodir os depósitos pretéritos e formar um vale inciso cujo segmento principal é observado nos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-BG-1-RJ (**Figura 21D**). Sob condições de criação de espaço de acumulação o segmento principal do vale inciso começa a ser preenchido por areias fluviais (representadas pela porção superior da SF-F1 dos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ (118,40m-87,70m) e 2-BG-1-RJ (136,80m-90,00m) – **Figura 20**).

A ocorrência de rochas com indicadores marinhos (dentre eles, microfósseis e cistos de dinoflagelados) da sucessão de fácies SF-T do testemunho do poço 2-BG-1-RJ, dispostas sobre depósitos fluviais marca o rápido afogamento do vale inciso escavado na regressão subsequente (SR-1) em um evento transgressivo. A transgressão iniciou-se pelo segmento principal do vale inciso (**Figura 21D**), depositando espessas camadas de sedimentos lamosos caracterizados pela abundância de detritos vegetais e microfósseis marinhos (radiolários?). Com o aumento contínuo do nível do mar houve o extravasamento do segmento principal do vale inciso e instalação de planície de maré, associada a depósitos de manguezais, em áreas mais extensas, abrangendo o testemunho do poço 2-MU-1-RJ (**Figura 20**).

Na área do poço 2-TO-1-RJ, mais interna em relação aos demais poços, instalou-se um delta de cabeceira de estuário, cuja sedimentação praticamente não sofre influência marinha. Enquanto que, na área do poço 2-MU-1-RJ, a presença de rochas híbridas (mistura entre sedimentos siliciclásticos e carbonáticos) evidencia uma sedimentação controlada pela circulação de águas marinhas.

Um novo evento de regressão forçada (SR-2), de menor magnitude quando comparado ao evento regressivo anterior (SR-1), é responsável pela erosão e exposição da sequência transgressiva descrita acima (**Figura 21E**). A ausência de depósitos híbridos na sucessão de fácies SF-T do testemunho do poço 2-BG-1-RJ é atribuída à esta fase erosiva. A maior espessura da sucessão de fácies SF-Dc do testemunho do poço 2-TO-1-RJ, correlata as sucessões SF-T dos testemunhos dos poços 2-BG-1-RJ e 2-MU-1-RJ, deixa claro que a erosão foi mais pronunciada na porção mais próxima a linha de costa de atual, área dos poços 2-BG-1-RJ e 2-MU-1-RJ (**figuras 20 e 21E**). O preenchimento inicial do vale escavado inclui camadas de areias e arenitos organizadas em ciclos de afinamento granulométrico para o topo e recobertas por sedimentos lamosos, típicos de depósitos fluviais.

A nova fase transgressiva instalada é caracterizada por uma grande produção carbonática e mistura destes sedimentos com aqueles trazidos por uma fonte fluvial próxima (siliciclásticos). A transgressão iniciou-se pela porção mais baixa, ou seja, pela área do poço 2-BG-1-RJ, onde nota-se uma seção sedimentar mais espessa e maior mistura entre sedimentos intra- e extrabacinais (**Figura 20**).

O máximo da produção carbonática marca a superfície de inundação máxima (SIM), que atinge, inclusive, as porções mais internas do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (**figuras 20 e 22A**). Em termos de idade, datações por radiocarbono (^{14}C) indicam apenas que se trata de uma sedimentação mais antiga que 40.000 anos A.P., enquanto que datação relativa (bioestratigráfica), baseada no conteúdo de nanofósseis carbonáticos do testemunho do poço 2-MU-1-RJ, indica idade pleistocênica, mas não possui elementos capazes de fornecer maiores detalhes em relação ao posicionamento cronológico do material estudado (Gatto, 2016).

Na área do poço 2-TO-1-RJ ocorre a instalação de um sistema fluvial sobre os depósitos carbonáticos da SIM, marcando uma nova fase regressiva na área do CDRPS (SR-3 – **Figura 21F**). Enquanto que, na porção mais próxima a linha de costa atual, representada pelos testemunhos dos poços 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ, instala-se uma extensa laguna, com ciclos de raseamento, caracterizados por eventos de maior circulação de águas marinhas e períodos de lâmina d'água mais rasa, com maior contribuição de sedimentos continentais. Assume-se que o sistema fluvial alimentador desta laguna é aquele cujo registro encontra-se no testemunho do poço 2-TO-1-RJ (**figuras 20 e 21F**).

A posição dos testemunhos em relação ao datum, a SIM ocorre em torno de 30m de profundidade nos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-MU-1-RJ e em torno de 15m no testemunho do poço 2-BG-1-RJ, e a ausência de depósitos lagunares do testemunho do poço 2-BG-1-RJ sugere uma movimentação neotectônica, responsável por reativar estruturas de direção NW-SE e soerguer o bloco do poço 2-BG-1-RJ (porção mais a W da área de estudo - **figuras 20, 21G e 22A**). Com o soerguimento, a sedimentação na área do poço 2-BG-1-RJ foi paralisada e iniciou o processo de erosão dos depósitos. É importante destacar que, devido à natureza friável / inconsolidada dos depósitos presentes nos testemunhos de sondagem, os mesmos não preservam indicadores mais consistentes da movimentação de falhas na área de estudo.

A terceira fase transgressiva, ou seja, fase de criação de espaço de acumulação associada a subida do nível relativo do mar, é responsável pela reelaboração dos depósitos híbridos que marcam a fase transgressiva anterior e, sob condições regressivas (SR-4 – regressão normal) tem-se a implantação de uma planície de cordões arenosos representada por areias orgânicas preservadas apenas no testemunho do poço 2-BG-1-RJ (**Figura 20**).

O registro sedimentar holocênico da porção central do CDRPS é restrito aos primeiros 13m da sucessão descrita. A quarta, e última, superfície transgressiva, identificada apenas na correlação entre os testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-BG-1-RJ e na correlação entre 2-MU-1-RJ e 2-TO-1-RJ (**Figura 20**), é marcada pela presença de depósitos arenosos, ricos em fitoclastos e bioclastos de idade 7.585-7.490 anos A.P. cal, que representa a superfície de inundação máxima holocênica e ocorre exclusivamente no testemunho do poço 2-TO-1-RJ.

Para que a transgressão alcance porções mais internas do CDRPS, sem atingir a região mais próxima a linha de costa atual (representada pelos testemunhos dos poços 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ), sugere-se que o rio Paraíba do Sul já havia sido infletido e corria segundo a direção NE, em posição bastante semelhante a atual, e que a transgressão se iniciou a partir dele. De modo similar as fases transgressivas pretéritas, houve a formação de um estuário e, com a estabilização do nível de base e nucleação de ilhas barreira, ocorre a instalação de uma extensa laguna, como mostra a **Figura 22B**.

Admite-se que a tanto a inflexão do rio Paraíba do Sul para NE quanto a inflexão do rio Ururaí para WSW estejam associadas à reativação neotectônica de estruturas

NW, responsável pelo soerguimento da região mais a W da porção central do CDRPS (**Figura 21G**) e, conseqüentemente, pela migração dos canais fluviais para as regiões baixas adjacentes.

A sedimentação mais recente da área de estudo é caracterizada por um sistema fluvial, cujo registro é encontrado em todos os poços estudados (**Figura 20**). A baixa recuperação do topo dos testemunhos e/ou o tipo de material, normalmente areia inconsolidada, dificulta o entendimento da relação estratigráfica entre os depósitos lagunares e fluviais holocênicos, admite-se, então, que o sistema fluvial esteja colmatando a paleolaguna, como proposto por Martin *et al.*, 1997.

Informações advindas dos testemunhos de sondagem, associadas com feições geomorfológicas sugerem que, após a inflexão e mudança da desembocadura do rio Paraíba do Sul, houve, em algum episódio de cheia, o arrombamento do seu canal principal e um segmento do rio Paraíba do Sul passou a fluir para Sul, alcançando a porção central do CDRPS, onde é possível identificar uma série de paleocanais.

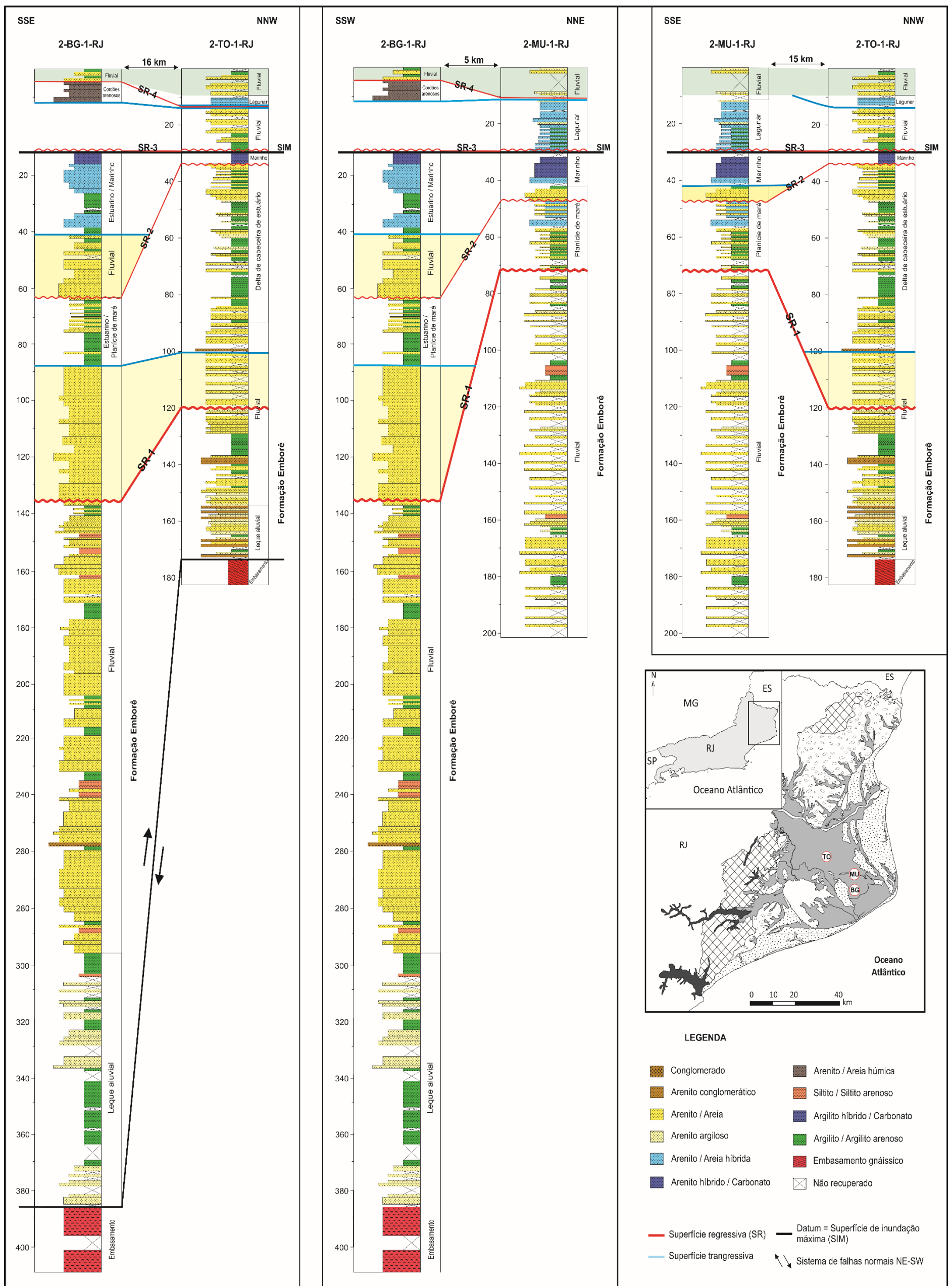


Figura 20 - Correlações estratigráficas entre os testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ, coletados na porção central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS), norte fluminense, com destaque para as superfícies regressivas, transgressivas e a superfície de inundação máxima (SIM) identificadas.

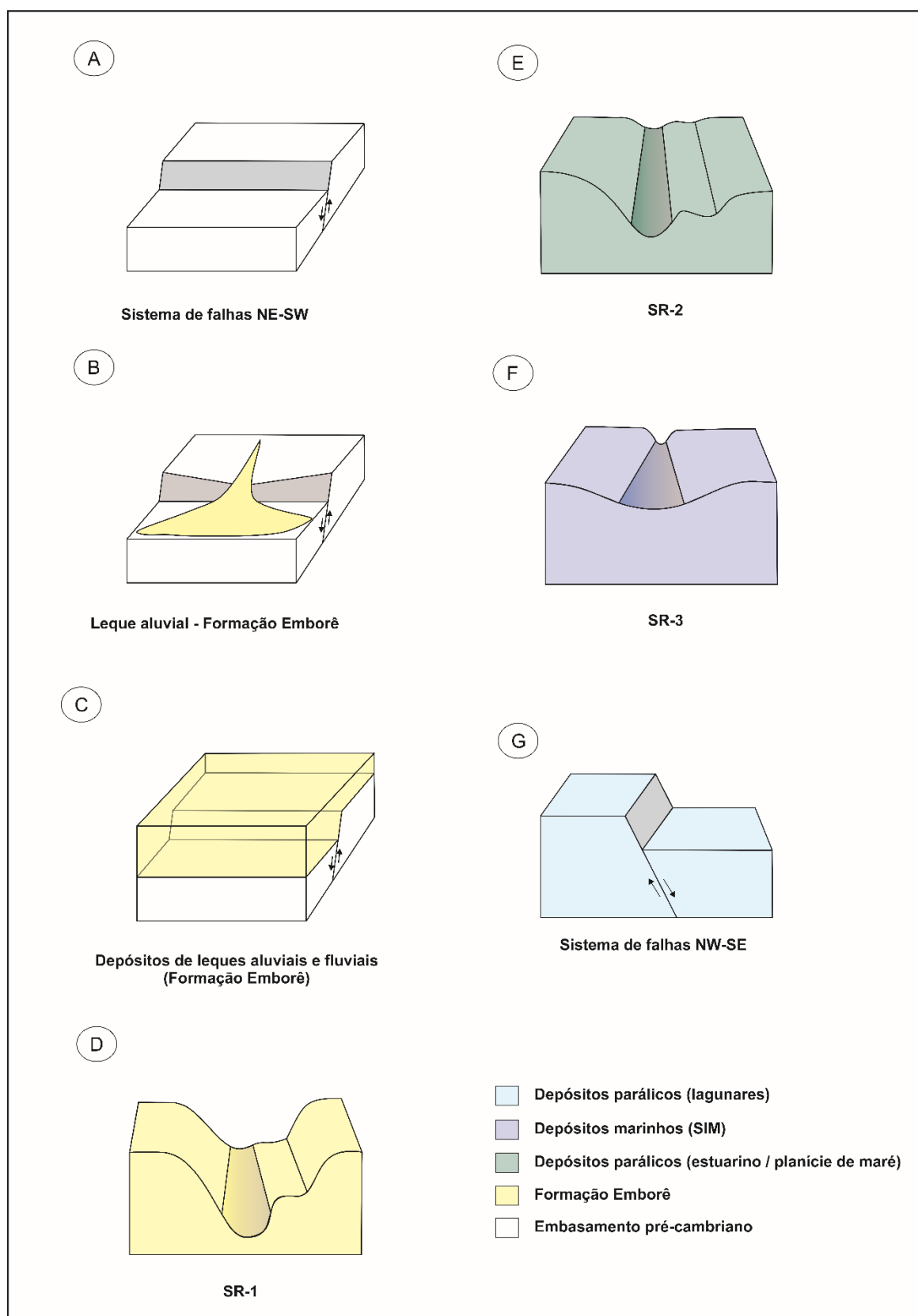


Figura 21 – Modelo 3D esquemático de alguns dos estágios evolutivos propostos para a porção central do Complexo Deltaico do Rio de Janeiro. (A) Escalonamento do embasamento pré-cambriano; (B) Instalação de leques aluviais (Formação Emborê) controlados pelo desnível do embasamento; (C) Depósitos da Formação Emborê sobre o embasamento escalonado; (D) Relevo após a primeira regressão forçada (SR-1) que erode sedimentos da Formação Emborê; (E) Relevo após a segunda regressão forçada (SR-2) que erode sedimentos parálicos da transgressão precedente; (F) Relevo após a terceira regressão forçada (SR-3) que erode depósitos marinhos da superfície de inundação máxima e; (G) Reativação neotectônica de estruturas NW.

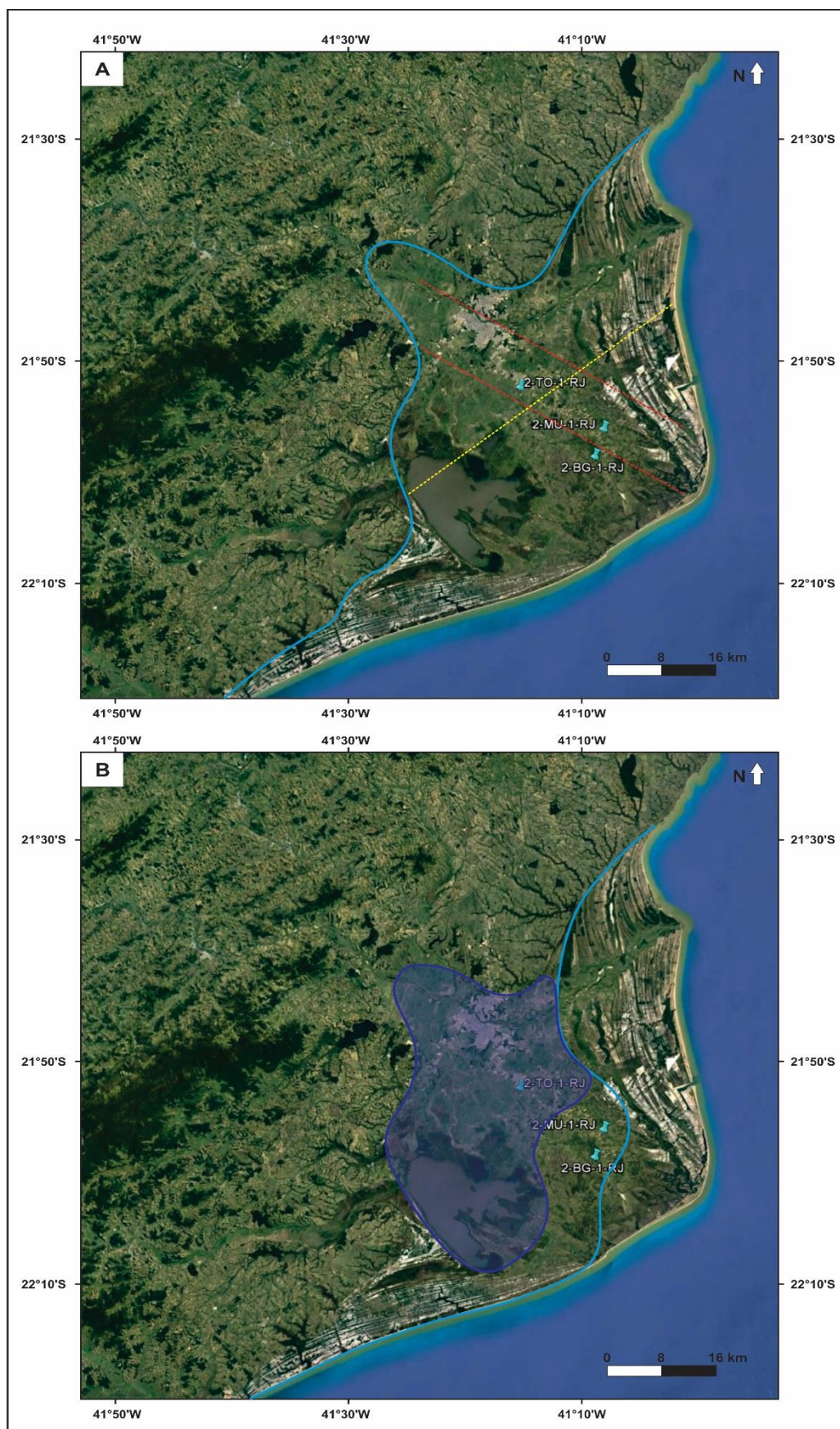


Figura 22 - Imagem de satélite do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS). (A) Note em azul a linha de costa durante a SIM pleistocênica, as linhas pontilhadas sugerem a presença de estruturas, em amarelo a de orientação NE, responsável pelo escalonamento do embasamento, e em vermelho as de orientação NW, cuja reativação soergueu o bloco mais a W da área de estudo (poço 2-BG-1-RJ) e (B) A linha azul claro sugere a posição da linha de costa durante a SIM holocênica e o polígono azul escuro limita a laguna formada durante esta transgressão.

6 DISCUSSÕES

As análises (fácies sedimentares, DRX, COT, palinofácies, dentre outras) realizadas ao longo dos testemunhos de sondagem permitiram uma boa caracterização paleoambiental da porção central do CDRPS, algo imprescindível à correlação estratigráfica e ao entendimento da evolução da área de estudo.

A correlação entre os poços 2-BG-1-RJ e 2-TO-1-RJ deixa claro que existe um escalonamento do embasamento em direção à costa. Sabe-se que todo o Sudeste brasileiro é caracterizado pela presença de estruturas de direção NE-SW herdadas da Faixa Ribeira. No litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, estas estruturas foram reativadas durante o processo de estiramento e ruptura da crosta continental (esforços distensivos de orientação E-W) que culminou com a abertura do oceano Atlântico Sul, a formação da bacia de Campos e o escalonamento do embasamento cristalino pré-cambriano (formando *semi-grabens*) em direção à plataforma continental (Heilbron *et al.*, 2004; Stanton *et al.*, 2010).

Assim como em todo o Sudeste brasileiro, admite-se que a área do CDRPS tenha sido afetada pela atividade tectônica do Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (RCSB) e, possivelmente, estas estruturas de direção NE-SW foram novamente reativadas em um regime tectônico distensivo NNW-SSE que perdurou do Eoceno ao Oligoceno e resultou em falhamentos lítricos com caimento para o Oceano Atlântico (Riccomini, 1989).

Apesar de rochas vulcânicas eocretácicas (Formação Cabiúnas) e rochas sedimentares neocretácicas terem sido identificadas no poço 2-CST-1-RJ (Cabo de São Tomé), localizado na porção emersa da bacia de Campos, contudo, bem próximo ao litoral (Lana, 2011), as mesmas não foram identificadas neste estudo. Dispostos discordantemente sobre o embasamento cristalino pré-cambriano ocorrem rochas sedimentares de idade oligocênica-pleiocênica (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977) atribuídas ao Membro São Tomé da Formação Emborê, unidade não aflorante, caracterizada apenas em amostras do testemunho do poço 2-CST-1-RJ (Lana, 2011) e na porção basal do testemunho do poço 2-JU-1-RJ (Vilela *et al.*, 2016).

Depósitos da Formação Barreiras, que afloram em áreas adjacentes ao CDRPS e foram descritos para o testemunho do poço 2-JU-1-RJ (Vilela *et al.*, 2016), também não foram encontrados na área de estudo. A ausência destes depósitos pode ser

explicada tanto pela não deposição, quanto pela erosão causada pelas sucessivas quedas do nível de base (regressão forçada).

Assume-se que a evolução da porção central do CDRPS iniciou-se com a regressão responsável por erodir depósitos pretéritos, expor e escavar vales nos depósitos da Formação Emborê. Este evento regressivo pode ser correlacionado com o terceiro estágio evolutivo de Martin *et al.* (1993) que se refere à instalação de uma fase regressiva subsequente ao máximo da antepenúltima transgressão marinha (210.000 anos A.P.), o que levou a sedimentação de depósitos essencialmente continentais. Esta superfície regressiva (SR-1 – **Figura 20**) marca uma importante discordância na área de estudo, visto que coloca sedimentos pleistocênicos (pós 210.000 anos A.P. – Pleistoceno Médio) em contato abrupto com sedimentos da Formação Emborê, de idade oligocênica-pliocênica (Shaller, 1973; Gama Jr., 1977).

A partir deste evento regressivo, a área evolui segundo as oscilações de alta frequência do nível do mar. A instalação de um estuário dominado por ondas, conforme o modelo de Dalrymple *et al.*, (1992 – **Figura 23**), marca o primeiro evento transgressivo da área, em que as incursões marinhas iniciaram-se pelo vale principal e, posteriormente, abarcaram todo o vale inciso. Esta fase transgressiva é caracterizada pela instalação de um sistema de deltas de cabeceira de estuário nas porções com maior influência do sistema fluvial alimentador e pela instalação de extensas planícies de maré, com alta taxa de produção carbonática, principalmente no pico da maré alta (Augustinus, 1995), nas porções com maior circulação de águas marinhas.

Posteriormente, há uma nova fase de destruição e criação de espaço de acumulação (fase regressiva-transgressiva). Esta transgressão inicia-se pelo vale escavado na regressão precedente, recobrando fácies fluviais, e, com o progressivo aumento da lâmina de água, atinge condições marinhas francas, com deposição de sedimentos ricos em carbonatos (matriz margosa / carbonática rica em nanofósseis calcários e bioclastos diversos), que marcam a superfície de inundação máxima (SIM). Estes sucessivos eventos de destruição e criação de espaço de acumulação, que culminaram com a instalação de uma SIM e apresentam depósitos de idade pleistocênica, podem ser correlacionados ao quarto estágio evolutivo de Martin *et al.* (1993), que corresponde ao máximo da penúltima transgressão marinha (123.000 anos A.P.), período em que o nível do mar esteve $8\text{m} \pm 2\text{m}$ acima do atual.

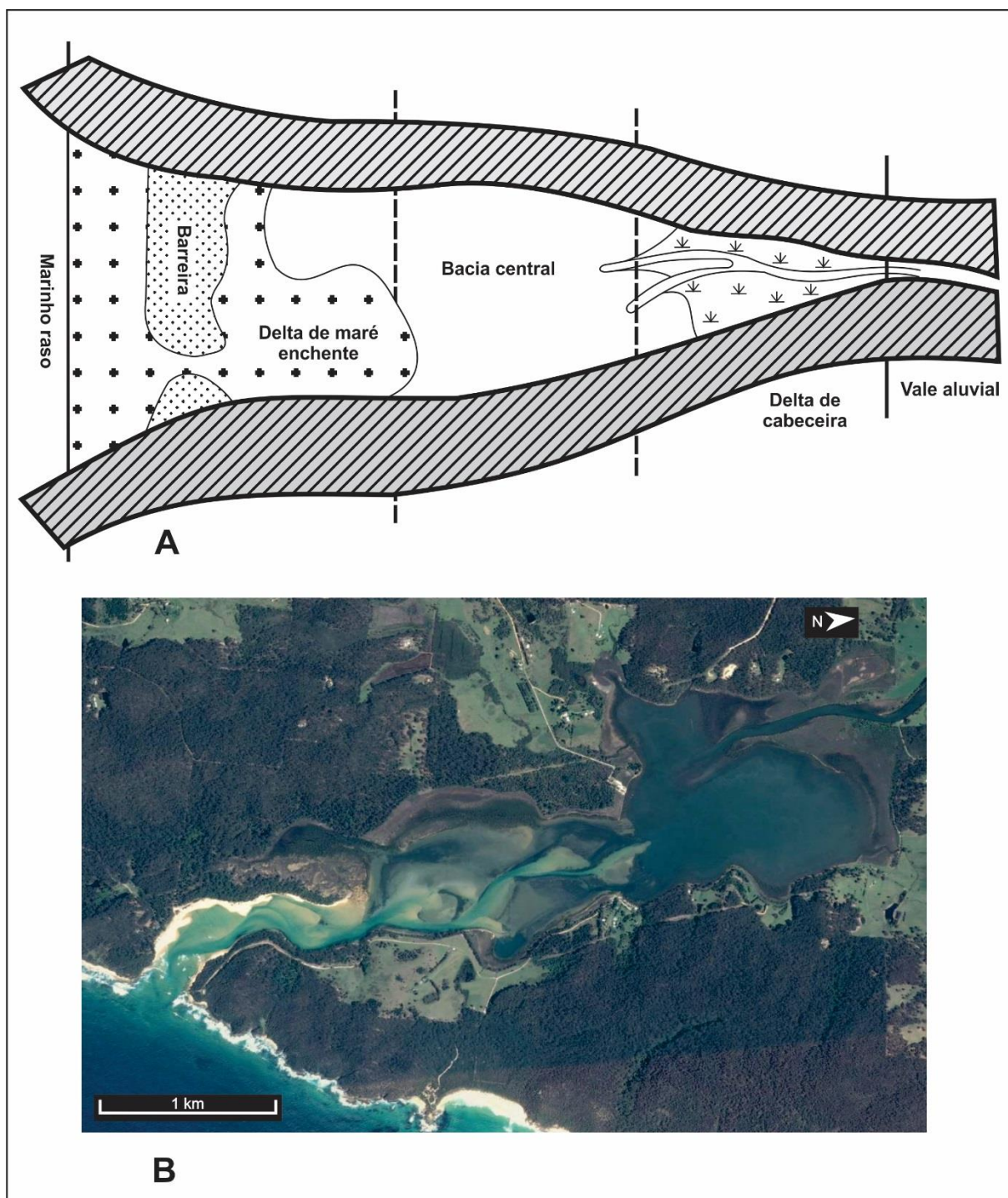


Figura 23 – Estuário dominado por ondas (A) Componentes morfológicos de um estuário dominado por ondas segundo o modelo de Dalrymple *et al.* (1992) e (B) Estuário dominado por ondas de Wapengo, costa Sul da Austrália.

De modo geral, a transgressão de 123.000 anos A.P. foi responsável por retrabalhar as falésias esculpidas nos depósitos da Formação Barreiras e em parte do embasamento cristalino (Martin *et al.*, 1993; Martin *et al.*, 1997), deixando como registro sedimentar depósitos estuarinos que marcam a superfície transgressiva, bem

como marinhos, caracterizados pela presença de bioclastos, nano- e microfósseis carbonáticos, que representam a SIM.

Uma nova fase regressiva é caracterizada na porção mais interior do CDRPS (área do poço 2-TO-1-RJ), onde ocorre a instalação de um sistema fluvial sobre os depósitos marinhos da SIM. Este sistema fluvial coexistiu lateralmente a uma extensa paleolaguna de idade pleistocênica (Gatto, 2016) instalada na porção mais exterior do CDRPS, mais próxima a linha de costa atual, sendo ele o responsável pelo grande aporte de terrígenos e pelo elevado teor de matéria orgânica continental identificados no sistema lagunar.

Posteriormente ou concomitantemente à existência desta paleolaguna pleistocênica, houve a reativação de estruturas NW-SE responsável por soerguer o bloco mais a W da área de estudo (poço 2-BG-1-RJ). A presença de um bloco alto, controlado por estruturas NW na porção central do CDRPS, foi aventada por Caetano (2000) e Tomaz (2003), que relacionam a presença de falhas normais e normais dextrais NW a WNW a um regime tectônico de transcorrência dextral E-W, correlacionável ao terceiro evento tectônico proposto por Riccomini (1989) para o RCSB, contudo de idade pleistocênica (>80.000 anos A.P.).

Assume-se que esta reativação neotectônica seja responsável pela forte segmentação topográfica de direção NW, observada principalmente na porção central do CDRPS, pela erosão dos depósitos lagunares no testemunho do poço 2-BG-1-RJ e pela mudança na desembocadura do rio Paraíba do Sul.

A presença de cordões arenosos dispostos sobre depósitos híbridos / carbonáticos de origem marinha sugere uma nova fase transgressiva-regressiva. As areias orgânicas, descritas apenas no testemunho do poço 2-BG-1-RJ, podem ser correlacionadas aos depósitos marinhos pleistocênicos descritos por Martin *et al.* (1997) para a região próxima à Lagoa Feia. Depósitos com características semelhantes são relatados por Silva (2011) para a planície costeira de Maricá (RJ), onde são associados a uma barreira arenosa de idade pleistocênica e, também por Vilela *et al.* (2016) para os depósitos de cordões arenosos pleistocênicos localizados na parte sul CDRPS.

Diferentemente do proposto Martin *et al.* (1997), admite-se que a formação destes depósitos esteja relacionada a uma fase transgressiva posterior a de 123.000 anos A.P., algo corroborado pelas datações realizadas por Rocha *et al.* (2013) em amostras dos cordões arenosos da porção sul do CDRPS, que apresentaram idades

próximas a 80.000 anos A.P., período em que, segundo a curva global de variação do nível do mar, havia uma tendência transgressiva (de menor ordem) em um contexto geral de queda do nível de base. Assume-se que esta ampla planície de cordões arenosos se formou em contexto regressivo (regressão normal) sob forte influência da ação de ondas e de correntes de deriva litorânea.

Ainda de acordo com a curva global de variações do nível do mar, em torno de 18.000 anos A.P. (Pleistoceno superior) o nível do mar experimentou uma queda expressiva, atingindo aproximadamente 100m abaixo do nível atual. Esta regressão certamente erodiu importantes depósitos da área de estudo, contudo não foram encontradas feições capazes de identificá-la, sugere-se, então, que seja uma superfície amalgamada a SR-4 (**Figura 20**), onde é possível observar uma discordância marcada pelo contato abrupto entre sedimentos pleistocênicos de no máximo 80.000 anos A.P. e sedimentos holocênicos de idades iguais ou superiores a 7.500 anos A.P.

Em relação à sedimentação holocênica do CDRPS, Martin *et al.* (1997) assumem que uma ampla laguna existia por volta de 7.000 anos A.P. e que a partir do momento em que a laguna passou a existir, o rio Paraíba do Sul iniciou a construção de um delta intralagunar. Os autores afirmam que o máximo da transgressão marinha holocênica (última transgressão) ocorreu em 5.100 anos A.P., período em que o nível do mar teria atingido $5\text{m} \pm 2\text{m}$ acima do atual, e que um braço do Paraíba do Sul teria atingido o oceano em posição semelhante a atual entre 5.100 e 4.200 anos A.P.

Ao contrário do proposto por Martin *et al.* (1997), sugere-se que o rio Paraíba do Sul já alcançava o mar em posição bastante semelhante à atual, antes mesmo das primeiras incursões marinhas holocênicas. A mudança na desembocadura do rio Paraíba do Sul teve causa tectônica e está associada à reativação de estruturas NW-SE que ocorreu no Pleistoceno. O soerguimento do bloco mais a W da área de estudo (bloco do poço 2-BG-1-RJ) ocasionou a inflexão do rio, que antes fluía para o sul e, foi desviado e capturado por estrutura NE, passando a correr segundo esta direção.

Com o rio na atual posição, a transgressão iniciou-se por ele, sendo responsável pela formação de uma paleolaguna, posteriormente colmatada por sedimentos fluviais. A transgressão holocênica não alcançou extensas áreas, sendo seu registro na porção central do CDRPS restrito a delgadas camadas de sedimentos lagunares, presentes nas porções mais internas (área do poço 2-TO-1-RJ – **Figura 22B**). Admite-se que esta laguna foi sendo paulatinamente preenchida e aos poucos foi perdendo

sua conexão com o mar, deixando a Lagoa Feia como vestígio de sua existência, e permitindo a instalação de uma planície fluvial recente, possivelmente controlada por estruturas NW. O sistema fluvial que se instala na área, provavelmente, está associado com o rio Paraíba do Sul, podendo ser fruto de um arrombamento do canal principal em período de cheia.

A delgada seção sedimentar holocênica e, por vezes, a baixa recuperação no topo dos testemunhos dificultam a interpretação das superfícies estratigráficas e o entendimento de como estes depósitos estão relacionados no tempo e no espaço.

Estudos recentes (Castro *et al.*, 2014; Jesus *et al.*, 2017) realizados na Região dos Lagos, costa Norte do Estado do Rio de Janeiro, admitem que o nível do mar na última transgressão marinha teria atingido níveis bastante inferiores aos $5\text{m} \pm 2\text{m}$ acima do atual proposto por Martin *et al.* (1997).

A curva de variação do nível do mar para os últimos 12.000 anos A.P. sugerida por Castro *et al.* (2014) indica uma subida constante desde 4,5m abaixo do atual, em 11.910 anos A.P., atingindo o nível atual em torno de 7.500 anos A.P. e alcançando o máximo de 2,5m acima do atual, em 4.770-4.490 anos A.P., idade sugerida para o máximo da última transgressão marinha. A curva construída por Jesus *et al.* (2017) para os últimos 7.000 anos A.P. sugere que o nível atual tenha sido atingido em torno de 6.300 anos A.P. e o máximo da última transgressão tenha ocorrido entre 4.700-4.500 anos A.P., atingindo 2,4m acima do nível do mar atual.

Entretanto, Angulo *et al.* (2015), ressaltam que, apesar de Castro *et al.* (2014) utilizarem um banco de dados extenso e diversificado, cometem alguns equívocos, e afirmam que a correta interpretação destes dados permite concluir apenas que: (i) os paleoníveis marinhos inferidos a partir de vermitídeos mostram que o nível do mar vem caindo nos últimos 4.400 anos A.P.; (ii) os *beach rocks* de Jaconé (Saquarema / RJ) mostram que o nível do mar estava próximo ao atual entre 8.198-5.786 anos A.P. e; (iii) conchas de outros *beach rocks* foram depositadas, provavelmente, milhares de anos depois de sua morte, não permitindo reconstruções precisas.

Com isto, nota-se a ausência de trabalhos consistentes que tratem das variações holocênicas do nível do mar no Sudeste Brasileiro. Com base nos dados obtidos neste trabalho, admite-se que a transgressão holocênica não seja tão expressiva quanto o proposto por Martin *et al.* (1997), a ausência de depósitos essencialmente marinhos, associada à pequena espessura e à ocorrência restrita dos depósitos parálicos sugerem uma menor elevação do nível do mar.

As flutuações marinhas mais recentes (transgressões de 3.900-3.600 anos A.P. e de 2.700-2.500 anos A.P.) são de menor magnitude (alcançando em torno de 3m e 2m, respectivamente, acima do nível do mar atual – Martin *et al.*, 1997), e, por isto, não deixaram registros na porção central do CDRPS, mas foram fundamentais à construção e evolução do delta, feição geomorfológica recente que se desenvolve na atual desembocadura do rio Paraíba do Sul.

7 CONCLUSÕES

A partir das análises sedimentológicas e estratigráficas realizadas no decorrer deste estudo é possível afirmar que as variações relativas no nível do mar e, secundariamente, a atividade neotectônica exerceram forte controle sobre o tipo de depósito presente e sobre sua distribuição ao longo da área de estudo. Com isto, estes dois podem ser considerados os principais fatores responsáveis pela construção e evolução da porção central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul.

A espessa sucessão sedimentar recuperada na porção central do CDRPS permite contar a história evolutiva da região ao longo de praticamente todo o Cenozoico, desde o Oligoceno, com a sedimentação da Formação Emborê, até o Holoceno. O padrão de distribuição das unidades mostra uma sedimentação espacialmente contínua, as discordâncias observadas são atribuídas aos eventos regressivos e, secundariamente, à atividade neotectônica, principais responsáveis pela geometria e disposição dos depósitos.

A imprecisão quanto ao posicionamento cronoestratigráfico do material estudado dificulta a correlação dos eventos identificados com aqueles descritos na literatura. A presença de sedimentos da Formação Emborê, de idade oligocênica-pleiocênica (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977), e de uma seção sedimentar (64,35m-13,10m) do testemunho do poço 2-MU-1-RJ em que a bioestratigrafia, com base em nanofósseis calcários, apesar de pouco precisa, indica idade pleistocênica (Gatto, 2016) permitem fazer algumas considerações.

Assume-se que a construção da porção central do CDRPS iniciou-se a partir da regressão subsequente ao máximo da antepenúltima transgressão (210.000 anos A.P.), responsável por erodir, inclusive, os depósitos da Formação Emborê. Grande parte da sucessão sedimentar descrita formou-se graças aos eventos regressivos e transgressivos de menor ordem associados à transgressão pleistocênica de 123.000 anos A.P. (penúltima transgressão marinha), período em que o nível do mar esteve mais alto durante todo o Quaternário (8m ± 2m acima do atual).

A delgada cobertura sedimentar holocênica dificulta a interpretação das superfícies estratigráficas e o entendimento de como os diferentes paleoambientes estão relacionados. Os depósitos presentes evidenciam apenas a instalação de uma

laguna restrita as porções interiores da área de estudo e sugerem o estabelecimento de um sistema fluvial recente colmatando o sistema lagunar.

A atividade tectônica pleistocênica promove a movimentação de estruturas NW-SE e é responsável, não só por soerguer o bloco mais a W da área de estudo, mas também, pela mudança na desembocadura do rio Paraíba do Sul. O rio que fluía para S, passa para uma posição bastante semelhante a atual, reestruturando o CDRPS e influenciando toda a sedimentação holocênica.

Não há um consenso sobre o quanto o nível do mar teria alcançado no máximo transgressivo holocênico (5.100 anos A.P.), sendo possível afirmar somente que o mesmo atingiu níveis mais baixos do que aqueles registrados na penúltima transgressão, não sendo suficiente para afogar todo o CDRPS. Propõe-se que a última transgressão marinha iniciou-se pelo rio Paraíba do Sul e, através dele, alcançou as porções mais interiores da área de estudo.

Os diversos pacotes sedimentares tipicamente fluviais descritos ao longo dos testemunhos não podem ser atribuídos exclusivamente à depósitos do Paraíba do Sul, visto que eventos regressivos atuam rejuvenescendo e conferindo potencial erosivo à toda a rede de drenagem da área de estudo. Dentre os depósitos fluviais identificados, destaca-se a planície fluvial holocênica, que, segundo informações geomorfológicas, instala-se na porção central do CDRPS segundo a direção NW e apresenta canais de pequeno porte, podendo ser entendida como o registro de um segmento do rio Paraíba do Sul formado graças a ruptura do canal principal em um período de cheia.

De modo geral, os resultados deste estudo corroboram e refinam as interpretações de Araújo & Beurlen (1975), Martin *et al.* (1993) e Martin *et al.* (1997) para a formação e evolução do CDRPS. Estes autores atribuem a formação do CDRPS a um evento transgressivo que promove o afogamento de vales incisos esculpidos na regressão anterior, formando estuários e lagunas, que, como mostrado no presente trabalho, podem evoluir para condições marinhas francas conforme ocorre a subida do nível relativo do mar.

Não há, em nenhum dos modelos evolutivos propostos até então, o detalhamento dos diversos eventos regressivos e transgressivos associados à evolução da área de estudo. Muito se fala nas subidas do nível relativo do mar, mas não é dada a devida importância aos eventos regressivos, principalmente as regressões forçadas, responsáveis pela erosão dos depósitos pretéritos e pela conformação do relevo.

Além disso, os modelos, na grande maioria dos casos, são generalizados para toda a costa leste brasileira e baseados em informações geomorfológicas, carecendo de informações litológicas. Ao contrário, este trabalho trata exclusivamente da porção central do CDRPS e uma de suas principais contribuições é a caracterização litológica e faciológica dos depósitos presentes em subsuperfície nesta região.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alheiros, M.M.; Lima Filho, M.F.; Monteiro, F.A.J. & Oliveira Filho, J.S. 1988. Sistemas Depositionais na Formação Barreiras no Nordeste Oriental. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Resumos, Belém, SBG, 63p.
- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth Science Rev.*, 17: 1–29.
- Angulo, R.J.; Giannini, P.C.F.; Souza, M.C. & Lessa, G.C. 2015. Holocene Paleo-Sea Level Changes Along the Coast of Rio de Janeiro, Southern Brazil: Comment on Castro et al. (2014). *Anais da Academia Brasileira de Ciências, Edição Especial*: 1-7.
- Arai, M.; Uesugui, N.; Rossetti, D.F. & Góes, A.M. 1988. Considerações sobre a Idade do Grupo Barreiras no Nordeste do Estado do Pará. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Resumos, Belém, SBG, 2: 738-751.
- Araújo, M.B. & Beurlen, G. 1975. Projeto rio Paraíba do Sul: Sedimentação Deltaica Holocênica. *Boletim técnico da Petrobrás. PETROBRAS/RPBa, DIREX*, Rio de Janeiro, v.1, n. 1649, 37p.
- Argento, M.S.F. 1979. A Planície Deltaica do rio Paraíba do Sul: um Sistema Ambiental. Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 225p.
- Augustinus, P.G.E.F. 1995. Geomorphology and Sedimentology of Mangroves. In: PERRILLO, G.M.E. (ed.). *Geomorphology and Sedimentology of estuaries*, p. 333-357.
- Bacoccoli, G. 1971. Os Deltas Marinhos Holocênicos Brasileiros – uma Tentativa de Classificação. *Boletim Técnico da Petrobras. PETROBRAS, DIVEX/DEXPRO*, Rio de Janeiro, 14: 5-38.
- Baker, R.A. 1968. Kurtosis and Peakedness. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38(2): 679-680.
- Benthan, P.A.; Talling, P.J. & Douglas, W.B. 1993. Braided Stream and Flood-Plain Deposition in a Rapidly Aggrading Basin: the Escanilla Formation, Spanish Pyrenees. In: BEST, J.L. & BRISTOL, C.S. (eds.). *Braided Rivers*, p. 177-194.
- Bernner, R.A. 1995. Sedimentary Organic Matter Preservation: an Assessment and Speculative Synthesis - a Comment. *Marine Chemistry*, 49: 121-122.
- Bhattacharya, J.P. 2006. Deltas. In: POSAMENTIER, H.W. & WALKER, R.G. (eds.). *Facies Models revisited*, p. 237-292.
- Blott, S.J. & Pye, K. 2001. Gradistat: a Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26: 1237-1248.
- Boggs, S. 1992. *EUA: Petrology of Sedimentary Rocks*. New York, Macmillan Publishing Company, 707p.

- Borghi, L. 2000. Visão Geral da Análise de Fácies Sedimentares do Ponto de Vista da Arquitetura Depositional. Boletim do Museu Nacional (Nova Série, Geologia), 53: 1-26.
- Borrego, J.; Lopez, M.; Pedon, J.G. & Morales, J.A. 1998. C/S Ratios in Estuarine Sediments of the Odiel River-mouth, SW Spain. *Journal of Coastal Research*, 14(4): 1276-1286.
- Boyd, R. 2010. Transgressive Wave-Dominated Coasts. In: JAMES, N.P. & DALRYMPLE, R.W. (eds.). *Facies Models* 4, p. 184-209.
- Brêda, T.C. 2012. Análise Multiescalar da Formação Barreiras na Área Emersa da Bacia de Campos, entre Búzios e Campos dos Goytacazes (RJ). Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 117p.
- Caetano, L.C. 2000. Água Subterrânea no Município de Campos dos Goytacazes (RJ): uma Opção para o Abastecimento. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Estadual de Campinas, Dissertação de Mestrado, 152p.
- Carelli, T.G.; Plantz, J.B. & Borghi, L. submetido. Fácies e ambientes deposicionais do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, Região Norte do Estado do Rio de Janeiro. Submetido a revista *Geologia USP. Série Científica*. São Paulo, Brasil – ISSN: 2316-8986.
- Castro, J.W.A.; Suguio, K.; Seoane, J.C.S.; Cunha, A.M. & Dias, F.F. 2014. Sea-Level Fluctuations and Coastal Evolution in the State of Rio de Janeiro, Southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 86(2): 671-683.
- Dalrymple, R.W.; Zaitlin, B.A. & Boyd, R. 1992. Estuarine Facies Models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications. *Sediment Petrol.*, 62: 1130-1146.
- Davis Jr., R.A. & Fitzgerald, D.M. 2004. UK: *Beaches and Coasts*. Oxford, Blackwell Publishing, 419p.
- Dias, J.L.; Scarton, J.C.; Esteves, F.R.; Carminatti, M. & Guardado, L.R. 1990. Aspectos da Evolução Tectono-sedimentar e a Ocorrência de Hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: GABAGLIA, G.P.R. & MILANI, E.J. (eds.). *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, p. 333-360.
- Dominguez, J.M.L. 1990. Delta Dominado por Ondas: Críticas às Ideias Atuais com Referência Particular ao Modelo de Coleman & Wright. *Revista Brasileira de Geociências*, 20: 352-361.
- Folk, R.L. 1954. The Distinction between Grain Size and Mineral Composition in Sedimentary Rocks. *Journal of Geology*, 62: 344-359.
- Folk, R.L. & Ward, W.C. 1957. Brazos River Bar: a Study in the Significance of Grain Size Parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27: 3-26.
- Folk, R.L. 1968. *EUA: Petrology of Sedimentary Rocks*. Austin (Texas), Hemphill's, 182p.

- Friedman, G.M. 1961. Distinction between Dune, Beach and Rivers Sands from their Textural Characteristics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31: 514-529.
- Gabaglia, G.P.R. & Milani, E.J. 1991. *Brasil: Origem e Evolução de Bacias Sedimentares* (2ª edição). Rio de Janeiro, Petróleo brasileiro S.A., 415p.
- Gama Jr., E.G. 1977. *Sistemas Depositionais e Modelos de Sedimentação das Formações Campos e Emborê, Bacia de Campos, Rio de Janeiro, Brasil*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 104p.
- Gatto, A.L. 2016. *Bioestratigrafia e Paleoceanografia de uma Sucessão Estratigráfica Quaternária com Base em Nanofósseis Calcários (Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul, Bacia de Campos – RJ)*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 93p.
- Girard, F.; Ghienne, J.F. & Rubino, J.L. 2012. Occurrence of Hyperpycnal Flows and Hybrid Event Beds Related to Glacial Outburst Events in a Late Ordovician Proglacial Delta (Murzuq Basin, SW Libya). *Journal of Sedimentary Research*, 82: 688-708.
- Góes, A.M. & Truckenbrodt, W. 1980. Caracterização Faciológica e Interpretação Ambiental dos Sedimentos Barreiras da Região Bragantina, Nordeste do Pará. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, 1980. Resumos, Balneário de Camboriú, SBG, 2: 766-771.
- Grassi, A.D.A.; Castro, A.H.A. & Albertão, G.A. 2004. Bacia de Campos. PHOENIX, 65: p.1-6.
- Guardado, L.R.; Gamboa, L.A.P. & Lucchesi, C.T. 1990. Petroleum Geology of the Campos Basin, Brazil, a Model for a Producing Atlantic Type Basin. In: EDWARDS, J.D. & SANTOGROSSI, P.A. (eds.). *Divergent / Passive Margin Basins (Memoir)*, 48: 3-79.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Campos Neto, M.C.; Silva, L.C.; Trouw, R.A.J. & Janasi, V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; DAL RÉ, C.; CARNEIRO, C. & BRITO NEVES, B.B. (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 203-235.
- Jesus, P.B.; Dias, F.F.; Muniz, R.A.; Macário, K.C.D.; Seoane, J.C.S.; Quattrociochi, D.G.S.; Cassab, R.C.T.; Aguilera, O.; Souza, R.C.C.L.; Alves, E.Q.; Chanca, I.S.; Carvalho, C.R.A. & Araujo, J.C. 2017. Holocene Paleo-Sea Level in Southeastern Brazil: an Approach Based on Vermetids Shells. *Journal of Sedimentary Environments*, 2(1): 35-48.
- Krumbein, W.C. & Pettijohn, F.J. 1938. *EUA: Manual of Sedimentary Petrography*. New York, D. Appleton-Century Company, 549p.
- Lamego, A.R. 1944. *Brasil: Geologia Litorânea do Petróleo*. Rio de Janeiro, Div. Geol. Min., DNPM, 147p.
- Lamego, A.R. 1955. *Brasil: Geologia das Quadrículas de Campos, São Tomé, Lagoa Feia e Xexé*. Rio de Janeiro, Div. Geol. Min., DNPM, 154p.

- Lana, C.C. 2011. Dinoflagelados como Indicadores Paleoambientais durante a Sedimentação Eocretácea da Porção Terrestre da Bacia de Campos. In: CARVALHO, I.S.; SRIVASTAVA, N.K.; STROHSCHOEN, O. & LANA, C.C. (eds.). *Paleontologia: cenários de vida*, 3: 211-219.
- Lopes, A.L.M. 2004. *Análise da Evolução Sedimentar Quaternária da Plataforma Continental Sul da Bacia de Campos com Base em Estratigrafia Sísmica e Sonografia*. Programa de Pós-graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, Dissertação de Mestrado, 66p.
- Mabesoone, J.M.; Campos, E.; Silva, A. & Beurlen, K. 1972. Estratigrafia e Origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geociências*, 2: 173-190.
- Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J.M.; Dominguez, J.M.L & Azevedo, A.E.G. 1984. Evolução da Planície Costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: Influência das Variações do Nível do Mar. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Resumos, Rio de Janeiro, SBG, 1: 84-97.
- Martin, L. & Suguio, K. 1989. Excursion Route along the Brazilian Coast between Santos (State of São Paulo) and Campos (North of State of Rio de Janeiro). In: International Symposium of Global Changes in South America during the Quaternary, 1, São Paulo, 1989. Proceedings of International Symposium of Global Changes in South America during the Quaternary, São Paulo, INQUA, 1: 68-121.
- Martin, L.; Suguio, K. & Flexor, J.M. 1993. As Flutuações de Nível do Mar Durante o Quaternário Superior e a Evolução Geológica de "Deltas" Brasileiros. *Boletim de Geociências-USP, Publicação Especial*, 15: 1-186.
- Martin, L.; Suguio, K; Dominguez, J.M.L. & Flexor, J.M. 1997. *Brasil: Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo*. Belo Horizonte, CPRM, 112p.
- Martins, L.R. 1965. Significance of Skewness and Kurtosis in Environmental Interpretation. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35(1): 768-770.
- Martins, L.R. 2003. Recent Sediments and Grain Size Analysis. *Revista Gravel*, 12: 90-105.
- Mendonça Filho, J.G.; Menezes, T.R.; Mendonça, J.O.; Oliveira, A.D.; Carvalho, M.A.; Sant'anna, A.J. & Souza, J.T. 2010. Palinofácies. In: CARVALHO, I.S. (ed.). *Paleontologia*, p. 283-317.
- Miall, A.D. 1996. *EUA: The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. New York, Springer, 582p.
- Moraes, M.A.S. 1989. Diagenetic Evolution of Cretaceous-Tertiary Turbidite Reservoirs, Campos Basin, Brazil. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73(5): 598-612.
- Morais, R.M.O. 2001. *Estudo Faciológico da Formação Barreiras na Região entre Maricá e Barra de Itabapoana, Estado do Rio de Janeiro*. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 113p.

- Morais, R.M.O.; Mello, C.L.; Costa, F.O. & Santos, P.F. 2006. Fácies Sedimentares e Ambientes Depositionais Associados aos Depósitos da Formação Barreiras no Estado do Rio de Janeiro. *Geologia USP (Série Científica)*, 6(2): 19-30.
- Morais, R.M.O. 2007. Sistemas Fluviais Terciários na Área Emersa da Bacia do Espírito Santo (Formações Rio Doce e Barreiras). Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 139p.
- Nascimento, M.C. & Lima Filho, M. 2005. Fácies da Formação Maceió (Aptiano – Albiano) na Porção Norte da Bacia Alagoas. *Estudos Geológicos*, 13: 217-233.
- Neves, R.A.F.; Echeverría, C.A. & Pessoa, L.A. 2011. Resposta da Espécie *Heleobia australis* (Gastropoda: Hydrobiidae) a Variações de Salinidade e Exposição a Hidrocarbonetos. *Boletim do Laboratório de Hidrobiologia*, 24(2): 19-25.
- Nimnate, P.; Chutakositkanon, V.; Choowong, M.; Pailoplee, S. & Phantuwoongraj, S. 2014. Evidence of Holocene Sea Level Regression from Chumphon Coast of the Gulf of Thailand. *Science Asia*, 41: 55-63.
- Oliveira, J.P.M. 2015. Caracterização Sismoestrutural do Embasamento do Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 125p.
- Plantz, J.B. 2014. Análise de Fácies e Interpretação Paleoambiental em um Testemunho de Sondagem do Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul (RJ). Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Trabalho de conclusão de curso, 92p.
- Poester, O.C. 2015. Modelo Depositional, Arquitetura de Fácies e Evolução Estratigráfica dos Sistemas Deltaicos do Grupo Ilhas na Bacia do Tucano Central – BA. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 59p.
- Ramos, R.R.C.; Mello, C.L. & Sanson, M.S.R. 2006. Revisão Estratigráfica da Bacia de Resende, Rift Continental do Sudeste do Brasil, Estado do Rio de Janeiro. *Geociências UNESP*, 25: 59-69.
- Rangel, H.D.; Martins, F.A.; Esteves, F.R. & Feijó F.J. 1994. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1): 203-217.
- Rangel, H.D. & Martins, C.C. 1998. Principais Compartimentos Exploratórios, Bacia de Campos. In: *SEARCHING FOR OIL AND GAS IN THE LAND OF GIANTS*, Rio de Janeiro, 1998. Resumos, Rio de Janeiro, Schlumberger-PETROBRAS, 32-40.
- Riccomini, C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 256p.
- Rocha, T.B.; Fernandez, G.B.; Peixoto, M.N.O. & Rodrigues, A. 2013. Arquitetura Depositional e Datação Absoluta das Cristas de Praia Pleistocênicas no Complexo Deltaico do rio Paraíba do Sul (RJ). *Brazilian Journal of Geology*, 43(4): 711-724.
- Rodrigues, A.G.; De Ros, L.F.; Neumann, R. & Borghi, L. 2015. Paleoenvironmental Implications of Early Diagenetic Siderites of the Paraíba do Sul Deltaic Complex, Eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 323: 15-30.

- Rossetti, D.F. 2006. Evolução Sedimentar Miocênica nos Estados do Pará e Maranhão. *Geologia USP (Série Científica)*, 6: 7-18.
- Salvador, E.D. & Riccomini, C. 1995. Neotectônica da Região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 25(3): 151-164.
- Schaller, H. 1973. Estratigrafia da Bacia de Campos. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Aracaju, 1973. Resumos, Aracaju, SBG, 3: 247-258.
- Schemiko, D.C.B.; Vesely, F.F.; Fernandes, L.A. & Soweck, G.A. 2014. Distinção dos Elementos Depositionais Fluviais, Eólicos e Lacustres do Membro Morro Pelado, Permiano Superior da Bacia do Paraná. *Geologia USP (Série Científica)*, 14(3): 29-46.
- Selley, R.C. 1970. *England: Ancient sedimentary environments*. London, Chapman & Hall, 237p.
- Silva, A.L.C. 2011. *Arquitetura Sedimentar e Evolução Geológica da Planície Costeira Central de Maricá (RJ) ao longo do Quaternário*. Programa de Pós-graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Universidade Federal Fluminense, Tese de Doutorado, 185p.
- Silva, C.G. 1987. *Estudo da Evolução Geológica e Geomorfológica da Região da Lagoa Feia, RJ*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 160p.
- Silva, L.C. 2001. *Brasil: Geologia do Estado do Rio de Janeiro: Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:400.000, e Texto Explicativo*. Brasília, CPRM, CD-ROM.
- Silva, T.P. & Mello, C.L. 2011. Reativações Neotectônicas na Zona de Cisalhamento do rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil). *Geologia USP (Série Científica)*, 11(1): 95-111.
- Stanton, N.; Schmitt, R.; Maia, M. E. & Galdeano, A. 2010. Mesozoic Rifting Structures between Campos and Santos basin, Cabo Frio, Brazil: Magnetic and Structural Analysis. *Trabajos de Geología (Universidade de Oviedo)*, 30: 253-260.
- Suguio, K. 1973. *Brasil: Introdução à Sedimentologia*. São Paulo, Edgard Blücher Ltda. / EDUSP, Ed. da Universidade de São Paulo, 317p.
- Suguio, K. & Nogueira, A.C.R. 1999. Revisão Crítica dos Conhecimentos Geológicos sobre a Formação (ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu possível Significado como Testemunho de alguns Eventos Geológicos Mundiais. *Geociências UNESP*, 18(2): 461-479.
- Suguio, K. 2003. *Brasil: Geologia Sedimentar*. São Paulo, Edgard Blücher Ltda. / EDUSP, Ed. da Universidade de São Paulo, 400p.
- Winter, W.R.; Jahnert, R.J. & Fança, A.B. 2007. Bacia de Campos. In: MILANI, E.J. (coord.); RANGEL, H.D.; BUENO, G.V.; STICA, J.M.; WINTER, W.R.; CAIXETA, J.M. & PESSOA NETO, O.C. (eds.). *Cartas Estratigráficas, Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 511-529.

Talbot, M.R. & Allen, P.A. 1996. Lakes. In: READING, H.G. (ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, 83-124.

Tomaz, E.A. 2003. Integração de Dados Estruturais ao Longo da Margem Continental da Bacia de Campos, Região da Planície Costeira do rio Paraíba do Sul. Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Trabalho de conclusão de curso, 50p.

Truckenbrodt, W.; Nogueira, A.C.R.; Góes, A.M. & Arai, M. 1994. Conteúdo Fossilífero e Estruturas Sedimentares nos Sedimentos Barreiras, NE do Pará. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú, 1994. Resumos, Balneário de Camboriú, SBG, 1: 210-211.

Tyson, R.V. 1995. *Holland: Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Dordrecht, Kluwer Academic, 615p.

Vilela, P.C. 2015. Aspectos Faciológicos e Estratigráficos das Formações Emborê e Barreiras no Testemunho do Poço 2-JU-1-RJ – Quissamã (RJ), Área Emersa da Bacia de Campos. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 42p.

Vilela, P.C.; Mello, C.L.; Carelli, T.G. & Borghi, L. 2016. Caracterização Litológica do Testemunho do Poço 2-JU-1-RJ, na Porção Emersa da Bacia de Campos. *Geociências UNESP*, 35(3): 346-358.

Apêndice A – Artigo submetido à Revista Pesquisa em Geociências (UFRGS)

COMPROVANTE DE SUBMISSÃO (14 de junho de 2017)

Submissão de manuscrito



Josiane Plantz <josianeplantz@g

14 de jun (Há 6 dias) ★



para pesqgeoc

Bom dia.

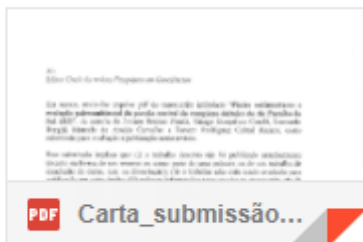
Prezados, venho por meio deste submeter meu manuscrito intitulado "Fácies sedimentares e evolução paleoambiental da porção central do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul (RJ)" para avaliação e publicação na Revista Pesquisas em Geociências.

Conforme as orientações do site, segue em anexo a carta de submissão e o manuscrito, ambos em .pdf.

Aguardo retorno.
Grata!

...

2 anexos



Fácies sedimentares e evolução paleoambiental da porção central do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul (RJ).

Sedimentary facies and paleo-environmental evolution in the central portion of Paraíba do Sul deltaic complex (RJ)

Josiane Branco PLANTZ¹; Thiago Gonçalves CARELLI¹; Leonardo BORGHI¹; Marcelo de Araújo CARVALHO² & Renato Rodriguez Cabral RAMOS²

- ⁽¹⁾ Departamento de Geologia - Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed), Universidade Federal do Rio de Janeiro. Av. Athos da Silveira Ramos, 274, sala J1-011. Cidade Universitária da UFRJ (Ilha do Fundão), CEP 21.941-916, Rio de Janeiro – RJ, Brasil. E-mail: josianeplantz@gmail.com; carelli@geologia.ufrj.br; lborghi@geologia.ufrj.br
- ⁽²⁾ Departamento de Geologia e Paleontologia, Museu Nacional da Universidade Federal do Rio de Janeiro. Quinta da Boa Vista s/n, São Cristóvão, CEP 20.940-040, Rio de Janeiro – RJ, Brasil. E-mail: mcarvalho@mn.ufrj.br; rramos@mn.ufrj.br

Resumo. O complexo deltaico do rio Paraíba do Sul (CDRPS), localizado no litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, é uma importante planície costeira de idade quaternária que engloba toda a porção emersa da bacia de Campos e representa sua sedimentação mais recente. Embora seja alvo de estudos sedimentológicos e estratigráficos desde a década de 1940, os trabalhos envolvendo amostragens subsuperficiais contínuas e de alcance profundo são recentes e ainda pouco numerosos. Com base nisto, o presente estudo busca contribuir através de informações litológicas, faciológicas e paleoambientais advindas da testemunhagem contínua do poço 2-TO-1-RJ (181 metros) e subsidiar futuras discussões acerca da evolução do CDRPS. Análises de difração de raios-X de argilominerais, carbono orgânico total (COT), palinofácies e datação foram realizadas para auxiliar na caracterização dos paleoambientes deposicionais e na correlação com os modelos evolutivos existentes. Foram identificadas 12 fácies sedimentares, dentre as quais uma rudítica, cinco areníticas, uma heterolítica, duas híbridas e três lutíticas, agrupadas em sete sucessões de fácies, indicativas de diferentes estágios de sedimentação no CDRPS. Os resultados apontam para uma sedimentação basal típica de porções medianas a distais de leques aluviais sucedida por deposição em ambiente fluvial. Estes depósitos foram parcialmente erodidos pela escavação de um vale inciso, que, em um momento seguinte, foi preenchido por depósitos transgressivos estuarinos e marinhos, provavelmente pleistocênicos (mais antigos que 40.000 anos A.P.). O registro holocênico é caracterizado pela instalação de uma paleolaguna, posteriormente colmatada por um sistema fluvial.

Palavras-chave. Bacia de Campos, Complexo deltaico do rio Paraíba do Sul, Fácies sedimentares, Quaternário

Abstract. The Paraíba do Sul deltaic complex, located on the northern coast of Rio de Janeiro, is an important quaternary coastal plain that encompasses the entire portion of the Campos basin and represents its recent sedimentation. Although it has been the

subject of sedimentological and stratigraphic studies since the 1940s, the work involving continuous subsurface sampling and deep-range sampling is recent and still few in number. Based on this, the present study seeks to contribute through lithological, faciological and paleoenvironmental information from the continuous sampling (core) of well 2-TO-1-RJ (181 meters) and to support future discussions about the evolution of the area. Analysis of X-rays diffraction (XRD) in clay minerals, total organic carbon (TOC), palynofacies and radiocarbon dating was used to support the characterization of depositional paleoenvironments and correlation with existing evolutionary models. Twelve sedimentary facies were identified, among them one conglomerate, five sandstone, one heterolithic, two hybrids and three mudstones, grouped in seven facies successions indicative of different stages of sedimentation in the study area. The results point to a basal sedimentation in a typical medium to distal portions of alluvial fans succeeded by deposition in a river environment. These deposits were partially eroded by the excavation of an incised valley, which, at a later moment, was filled by transgressive deposits (estuarine bay-head deltas and marine), probably Pleistocene (older than 40,000 years B.P.). The Holocene record is characterized by the installation of a paleolagoon, filled by a fluvial system.

Keywords. Campos basin, Paraíba do Sul deltaic complex, Sedimentary facies, Quaternary

1 Introdução

Planícies costeiras são extensas áreas de terras baixas e planas situadas ao longo do litoral que abrigam uma ampla variedade de ambientes de sedimentação (deltas, rias, estuários, campo de dunas e manguezais, dentre outros), os quais tendem a preservar importantes registros referentes à evolução da paisagem (Boyd *et al.*, 1992; Davies Jr. e Fitzgerald, 2004; Boyd, 2010)

O conhecimento acerca das planícies costeiras brasileiras advém de análises estratigráficas e datações de ^{14}C que permitiram um avanço significativo no entendimento das variações climáticas e, principalmente, das oscilações do nível do mar ocorridas durante o Quaternário. Entretanto, são áreas ainda carentes de estudos sedimentológicos e estratigráficos realizados a partir de dados de subsuperfície, sobretudo os de maior alcance, que permitam caracterizar toda sucessão sua sedimentar.

Neste contexto, destaca-se o Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS), uma ampla planície costeira de idade Quaternária localizada no litoral norte do Estado do Rio de Janeiro. Os estudos pioneiros realizados na área do CDRPS (e.g. Lamego, 1944, 1955; Bacocoli, 1971; Araújo & Beurlen, 1975; Martin *et al.*, 1984; Silva, 1987; Dominguez, 1990; Martin *et al.*, 1993; Martin *et al.*, 1997), basearam-se exclusivamente em informações superficiais advindas de mapeamentos geológicos e geomorfológicos, sondagens rasas

(<40m) e datações por radiocarbono. Dados de subsuperfície profundos são escassos e constituem-se de testemunhos com amostragem descontínua, perfis de poços e seções sísmicas executadas próximas ao litoral (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977).

Pesquisas recentes realizadas na área do CDRPS a partir de testemunhos contínuos (Vilela *et al.*, 2016; Plantz *et al.*, submetido) revelaram uma grande variação litológica e paleoambiental entre as suas porções sul e central, indicando uma evolução mais complexa do que o historicamente proposto para a região. A ocorrência de fácies heterolíticas e híbridas (mistura entre sedimentos siliciclásticos e carbonáticos de origem distintas), associadas a paleoambientes de planície de maré e marinho-lagunar de idade pleistocênica (Plantz *et al.*, submetido; Gatto, 2016), reportadas apenas para a porção central do CDRPS, caracterizada geomorfologicamente como uma extensa planície fluvio-lagunar holocênica (Martin *et al.*, 1993), fomenta novas pesquisas na região.

A possibilidade de estudo sedimentológico, sob enfoque da análise de fácies, de um testemunho contínuo e profundo (181m) localizado na porção central da planície costeira do CDRPS, a aproximadamente 15km à NW do testemunho analisado por Plantz *et al.* (submetido), permite complementar e expandir o conhecimento da região e abre uma nova oportunidade para a discussão da evolução paleoambiental do CDRPS através da interpretação estratigráfica das sucessões de fácies identificadas – objetivo do presente estudo.

2 Área de estudo, material e métodos

2.1 Localização da área e contextualização geológica

O Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, localizado no litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, apresenta uma superfície de aproximadamente 3.000 km², possuindo 120 km de comprimento na direção Norte-Sul e uma largura máxima de 60 km. A área é recoberta por sedimentos marinhos, parálicos e continentais de idade pleistocênica-holocênica, abrangendo parte da porção emersa da bacia de Campos e os seus depósitos mais recentes.

Para a área emersa da bacia de Campos encontra-se relatada a presença de rochas do embasamento pré-cambriano, rochas vulcânicas eocretácicas (Formação Cabiúnas), rochas sedimentares neocretácicas, bem como depósitos cenozoicos (Lopes, 2004; Lana, 2011; Oliveira, 2015). A espessa seção cenozoica é constituída por: (i) depósitos areno-lamosos conglomeráticos de coloração cinza-esverdeada dos sistemas de leques aluviais e fluviais do

Membro São Tomé (Formação Emborê), de idade oligocênica-pleiocênica (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977; Vilela *et al.*, 2016); (ii) arenitos e arenitos lamosos intercalados com lamitos e conglomerados, normalmente oxidados, por vezes ferruginizados, relacionados à um ambiente fluvial entrelaçado de alta energia, com contribuição de fluxos gravitacionais atribuídos a Formação Barreiras (Morais, 2001; Brêda, 2012; Vilela *et al.*, 2016), cuja idade atualmente aceita está compreendida entre o Mioceno e o Plioceno (Suguio & Nogueira, 1999); e (iii) por depósitos quaternários que encontram-se intimamente associados a construção e evolução do CDRPS.

A sedimentação quaternária historicamente descrita para o CDRPS inclui: (i) terraços marinhos pleistocênicos constituídos por alinhamentos de cordões arenosos brancos em superfície e acastanhados em profundidade, com estratificação de ângulo baixo, encontrados preferencialmente ao sul do Cabo de São Tomé; (ii) terraços marinhos holocênicos constituídos por alinhamentos de cordões arenosos brancos, podendo conter grandes quantidades de conchas, situados ao norte, próximos a desembocadura do rio Paraíba do Sul; e (iii) depósitos aluviais e coluviais holocênicos correspondem a sedimentos areno-síltico-argilosos bem desenvolvidos em vales fluviais e depósitos lagunares holocênicos correspondem a sedimentos sílticos/areno-argilosos ricos em matéria orgânica, podendo conter conchas de moluscos. Estes depósitos possuem maior abrangência na porção central do CDRPS e separam os terraços arenosos pleistocênicos dos terraços holocênicos (Silva, 1987; Martin *et al.*, 1997; Rocha *et al.*, 2013 – Fig. 1).

Destoando do proposto através de mapeamentos geológicos, dados de subsuperfície mostram uma grande diversidade litológica para a porção central do CDRPS, englobando rochas com acamamento heterolítico e rochas híbridas (termo usado para descrever rochas caracterizadas pela mistura entre sedimentos siliciclásticos e carbonáticos, incluindo bioclastos diversos, nano- e microfósseis calcários), que sugerem uma sedimentação estuarina sucedida por um ambiente marinho franco (desconfinado) com posterior instalação de uma paleolaguna. A estes depósitos atribui-se uma idade pleistocênica, sendo admitido que se trata do registro da transgressão de 123.000 anos A.P., através da qual se iniciou a construção e evolução da área de estudo (Plantz *et al.*, submetido).

2.2 Material de estudo

O material de estudo consiste do testemunho de sondagem do poço 2-TO-1-RJ (coordenadas geográficas: 21°51'33,36"S/41°16'05,61" W, datum WGS 84), localizado no

distrito de Tócos, Município de Campos dos Goytacazes, Estado do Rio de Janeiro (Fig. 1). A sondagem alcançou 181m de profundidade, atingindo o embasamento cristalino em torno de 173m, e apresenta recuperação aproximada de 84% (~152m).

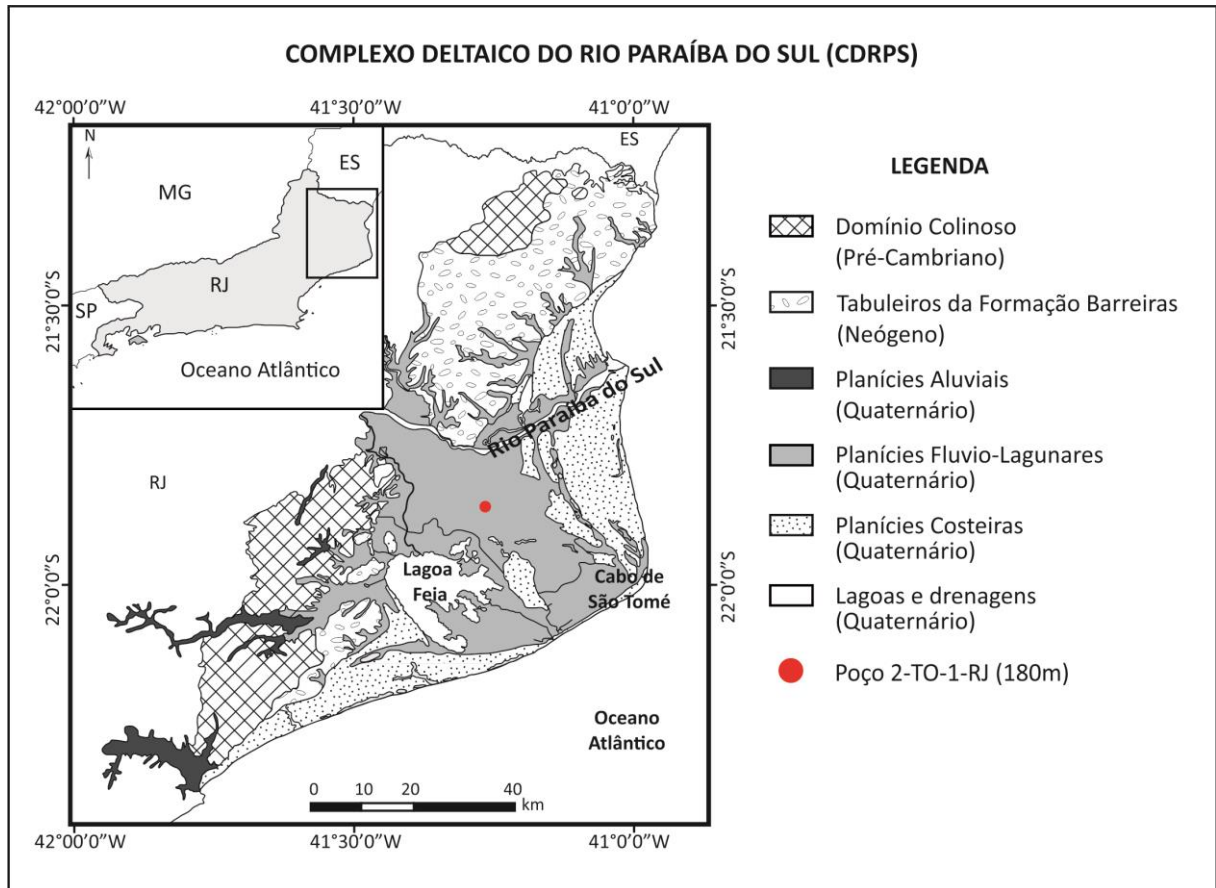


Figura 1. Mapa de localização do poço 2-TO-1-RJ (Tócos) na porção central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS), com indicação das rochas e depósitos presentes no CDRPS e áreas adjacentes (modificado de Silva, 2001).

Figure 1. Location map of the 2-TO-1-RJ (Tócos) well in the central portion of Paraíba do Sul Deltaic Complex (PSDC), with indication of the rocks and deposits present in PSDC and adjacent areas (modified from Silva, 2001).

2.3 Métodos de análise

O testemunho do poço 2-TO-1-RJ (Tócos) foi descrito em escala de detalhe (1:40), baseado na proposta de Selley (1968), levando em consideração litologias, aspectos texturais (granulometria, seleção, arredondamento dos grãos e argilosidade), composição (mineralogia), estruturas sedimentares, fósseis (bioclastos) e cores. A descrição foi feita

macroscopicamente com o auxílio de estereomicroscópio (Zeiss Stemi 2000-C) e de um conjunto de peneiras (com aberturas de 2,00; 1,00; 0,50; 0,25; 0,125 e 0,062mm) que permitiram a identificação expedita dos aspectos texturais.

Para complementar a descrição macroscópica foram realizadas: (i) análises granulométricas em 82 amostras através do método de tamisação e pipetagem (*sensu* Folk, 1954; 1968); e (ii) imageamento por raio-X em seis amostras através do equipamento de raio-X Yxlon, modelo Y.TU160-D05 do Laboratório de Instrumentação Nuclear (LIN) da UFRJ. As imagens foram processadas no software Ic vision 10.2® para destacar as variações de densidade e auxiliar a identificação de estruturas sedimentares.

A partir da descrição, análises granulométricas e imageamento por raio-X, foi elaborado um perfil estratigráfico simplificado (escala 1:800) no software CorelDraw® (Fig. 2) que auxiliou na identificação das fácies e sucessões de fácies. As fácies sedimentares foram definidas segundo os critérios de Borghi (2000) e apoiada por descrições petrográficas qualitativas em 20 lâminas delgadas realizadas por meio de microscópio petrográfico de luz transmitida / polarizada, modelo Carl ZEISS Axio Imager A2m. As fácies foram interpretadas em termos de processos deposicionais, e, posteriormente, agrupadas em sucessões de fácies para a interpretação paleoambiental.

Para auxiliar na interpretação e caracterização paleoambiental, foram realizadas análises de: (i) difração de raios-X (DRX) de argilominerais em sete amostras; (ii) carbono orgânico total em razão com enxofre (COT/S) em 25 amostras; e (iii) palinofácies em 26 amostras.

As análises de DRX foram realizadas através do equipamento Bruker-D4 Endeavor no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) e as interpretações qualitativas do espectro determinadas por comparação com padrões contidos no banco de dados do CETEM.

As determinações do carbono orgânico total (% COT) e do enxofre (% S) foram realizadas pelo equipamento SC 144 da LECO pertencente ao Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânicas (LAFO) da UFRJ. A partir dos valores de COT e S obteve-se a razão COT/S, importante indicadora de condições físico-químicas do ambiente, que quando >3 indica condições oxidantes e quando <3 indica condições redutoras (Bernner, 1995; Borrego *et al.*, 1998).

A preparação de amostras para identificação das partículas orgânicas e análise de palinofácies seguiu o método descrito por Tyson (1995) e Mendonça Filho *et al.* (2010). As lâminas palinológicas foram analisadas quantitativa e qualitativamente através do microscópio Carl ZEISS Axioskop 40 em luz transmitida e fluorescente. Foi feita a contagem de 300

pontos e o agrupamento da matéria orgânica particulada (MOP) em quatro associações de palinofácies (elementos aquáticos, palinomorfos terrestres, fitoclastos não-opacos e matéria orgânica amorfa).

Datações por radiocarbono (^{14}C) foram realizadas em duas amostras através de espectrometria de massa com aceleradores (método AMS - *Accelerator Mass Spectrometry*) no laboratório Beta Analytic Inc. e complementam o estudo na tentativa de contextualização cronoestratigráfica.

3 Resultados

A partir das análises granulométricas e da classificação proposta por Folk (1954), afirma-se que o testemunho do poço 2-TO-1-RJ apresenta predomínio de rochas essencialmente arenosas, sendo muito frequente a ocorrência de rochas arenosas com contribuição de finos maior que 10%, classificadas como arenitos lamosos (Fig. 3). A proporção de grânulos e seixos (cascalho) é relativamente baixa, as maiores concentrações encontram-se na porção basal do testemunho (entre 173m e 137,60m) e apenas a amostra de 99,10m pode ser classificada como um conglomerado (cascalho arenoso, segundo Folk, 1954), que, por definição, deve apresentar proporção de cascalho superior a 30%.

As amostras com mais de 50% de finos são classificadas como lamitos arenosos (50-90% de finos) e lamitos (>90% de finos) e ocorrem em três intervalos bem marcados (21,20m-33,40m; 47,80m-84,10m e 129,60m-137,20m).

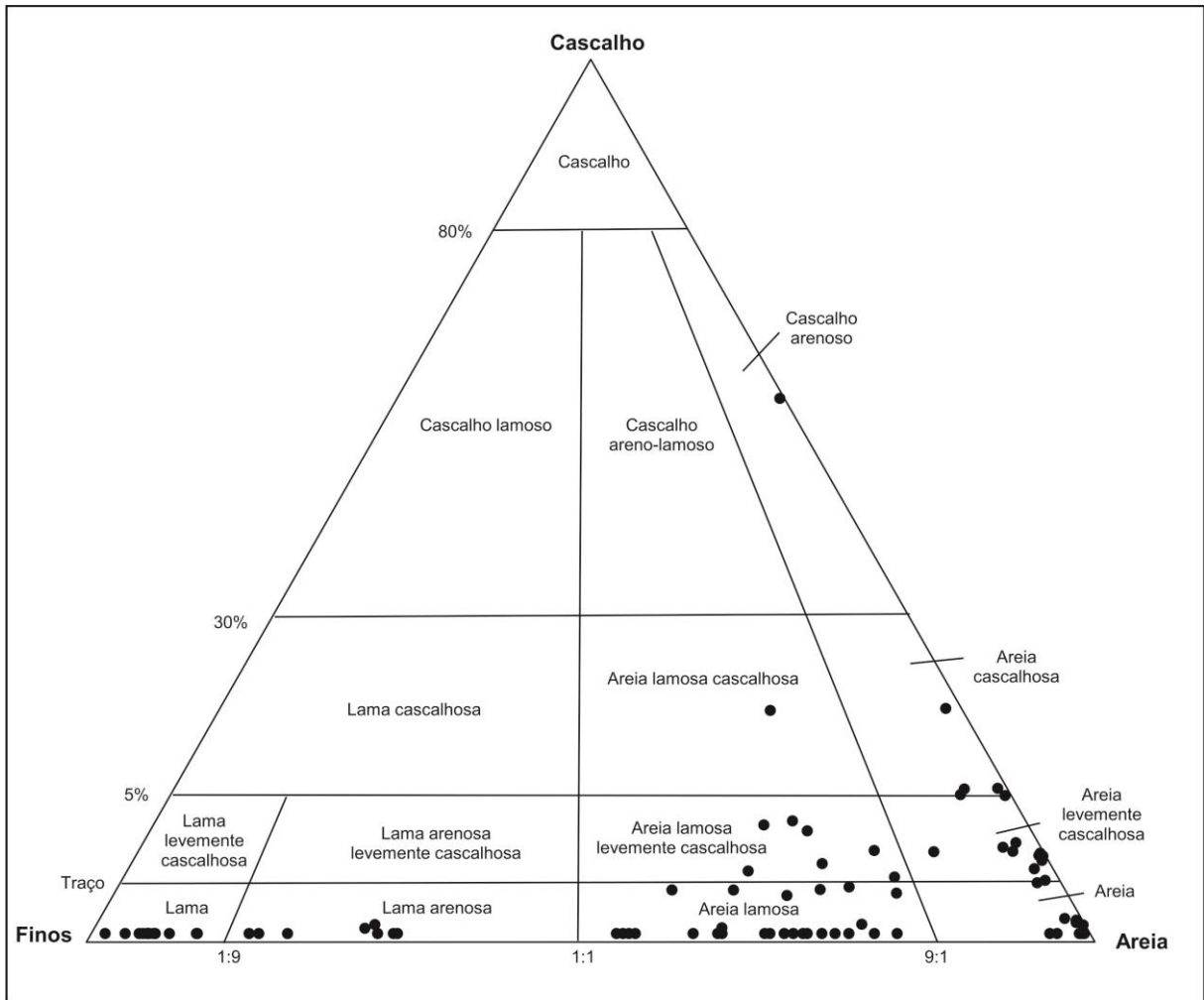


Figura 3. Diagrama ternário de Folk (1954) com a classificação textural das amostras coletadas para análise granulométrica ao longo do testemunho do poço 2-TO-1-RJ.

Figure 3. Ternary diagram of Folk (1954) with textural classification of the samples collected for grain size analysis along the well core 2-TO-1-RJ.

Baseado em aspectos texturais e composicionais, a seção sedimentar do testemunho do poço 2-TO-1-RJ pode ser dividida em quatro intervalos que guardam relação com as sucessões de fácies definidas neste estudo. O primeiro intervalo (172,70m-137,60m), disposto sobre o embasamento, é caracterizado por arenitos e arenitos lamosos maciços, ricos em grânulos, compostos essencialmente por quartzo e feldspato, que ocorrem associados a arenitos conglomeráticos maciços e delgadas camadas de lamitos e lamitos arenosos maciços; o segundo (137,60m-84,10m), caracteriza-se pela presença de lamitos e lamitos arenosos maciços sobrepostos por areias, arenitos e arenitos lamosos, por vezes com estratificação, normalmente grossos, ricos em grânulos e oxidados; no terceiro (84,10m-47,80m) ocorre quase que exclusivamente lamitos de coloração cinza escuro e ricos em fitoclastos; já o quarto

(47,80m-0,00m) é caracterizado pela presença de lamitos maciços oxidados que, por vezes, apresentam conchas bem preservadas, sobrepostos por depósitos arenosos (areias e arenitos) de composição essencialmente quartzosa.

A porção basal do testemunho (181m-172,70m) é caracterizada por rochas granito-gnáissicas do embasamento cristalino que apresentam foliação marcada pela orientação dos minerais máficos, normalmente encontram-se cortadas por diques graníticos e, por vezes, milonitizadas e com estruturas indicadoras de deformação em zona de cisalhamento (sigmas, deltas e dobras incipientes).

3.1 Fácies sedimentares e sucessões de fácies

Doze fácies sedimentares foram descritas para o testemunho do poço 2-TO-1-RJ, dentre as quais uma rudítica (Ccm), cinco areníticas (ACm, Am, Amf, Ae e ALm), uma heterolítica (IF), duas híbridas (Ab e Lh) e três lutíticas (Lm, Ll e LAm), sintetizadas no Quadro 1. De acordo com o padrão de empilhamento sedimentar e a relação de fácies, formam caracterizadas sete sucessões de fácies (SF-LA, SF-F1, SF-Dc, SF-M, SF-F2, SF-Lg e SF-F3), que representam diferentes estágios de sedimentação no CDRPS (Fig. 2).

Quadro 1. Síntese das fácies sedimentares descritas para o testemunho do poço 2-TO-1-RJ.

Chart 1. Synthesis of the sedimentary facies described for the well core 2-TO-1-RJ.

	CÓDIGO	DIAGNOSE	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
Fácies Rudítica	Ccm	Conglomerado sustentado pelos clastos maciço	Conglomerado fino sustentado pelos clastos, maciço, constituído essencialmente por grânulos e seixos subangulosos a subarredondados de quartzo e feldspato. Argilosidade inferior a 10% e coloração acinzentada	Fluxo trativo subaquoso de alta energia
Fácies Areníticas	ACm	Arenito conglomerático maciço	Arenito conglomerático maciço, feldspático, muito grosso, anguloso, mal selecionado. Grânulos e seixos são abundantes, litoclastos graníticos podem estar presentes. Argilosidade inferior a 25% e coloração acinzentada, podendo conter manchas amareladas. Por vezes, os grãos apresentam sutil alinhamento sugerindo a presença de estratificação.	Fluxo trativo subaquoso de alta energia
	Am	Arenito maciço com alteração pós-deposicional	Arenito e arenito argiloso maciço ou sem estrutura aparente, quartzoso, fino a grosso, subanguloso, moderado a mal selecionado. Grânulos e seixos, marcas de raízes e bioturbações podem estar presentes. Argilosidade inferior a 30% e coloração principal é amarelada	Modificação pós-deposicional de depósitos gerados por fluxo trativo subaquoso
	Amf	Areia micácea e/ou feldspática	Areia micácea e/ou feldspática, fina a grossa, subangulosa, moderada a mal selecionada. Grânulos podem estar presentes. Argilosidade inferior a 5% e coloração levemente amarronzada / amarelada	Fluxo trativo subaquoso
	Ae	Arenito estratificado	Arenito e arenito argiloso estratificado, feldspático, muito fino a grosso, subanguloso, moderado a mal selecionado. Grânulos e seixos, intraclastos e fitoclastos podem estar presentes. Argilosidade inferior a 30% e coloração acinzentada	Fluxo trativo unidirecional subaquoso, associado a migração de megaondulações
	ALm	Arenito lamoso maciço	Arenito lamoso maciço, feldspático, fino a grosso, por vezes conglomerático, anguloso, mal selecionado. Grânulos e seixos sempre presentes. Argilosidade superior a 30% e coloração cinza-esverdeada	Fluxo de detritos de moderada a baixa energia
	Fácies Heterolítica	IF	Intercalações entre argilito e arenito ricos em fitoclastos	Intercalações entre argilito e arenito fino subanguloso, constituindo acamamento heterolítico lenticular, por vezes bioturbado e com abundantes fitoclastos. Argilosidade varia entre 60 e 70% e coloração acinzentada / amarronzada.
Fácies Híbridas	Ab	Areia rica em bioclastos	Areia quartzosa, média, subangulosa, moderada a mal selecionada, rica em bioclastos fragmentados (conchas de bivalves e de gastrópodes da espécie <i>Heleobia australis</i> com bioerosão) e fitoclastos. Argilosidade inferior a 25% e coloração cinza escura	Alternância entre fluxo trativo subaquoso e decantação, seguido de reelaboração biogénica
	Lh	Lamito híbrido rico em bioclastos	Lamito híbrido maciço, com elevada proporção de material carbonático (75-85%). Abundante matriz margosa rica em nanofósseis calcários e bioclastos diversos (foraminíferos, bivalves, equinoides, moluscos). Argilosidade superior a 80% e coloração cinza-esverdeada, com tons amarelados	Decantação de finos (siliciclásticos e carbonáticos) em suspensão, seguido de alteração pós-deposicional
Fácies Lutíticas	Lm	Lamito maciço com alteração pós-deposicional	Lamito maciço, por vezes micáceo, frequentemente bioturbado. Argilosidade superior a 70%, fração arenosa é rara. Coloração varia em tons amarronzados, acinzentados e esverdeados, contudo tons amarelados estão sempre presentes	Decantação rápida de carga em suspensão, seguido de alteração pós-deposicional
	LI	Lamito laminado	Lamito laminado, por vezes micáceo, raramente bioturbado, rico em fitoclastos. Argilosidade superior a 80%, fração arenosa ocorre em níveis bem marcados. Coloração predominantemente cinza escura	Alternância entre decantação de finos em suspensão e fluxos trativos subaquosos.
	LAm	Lamito arenoso maciço	Lamito arenoso maciço, moderado a mal selecionado. Fração arenosa grossa a muito fina, grânulos e seixos ocorrem em proporções relativamente elevadas. Argilosidade varia entre 55 e 70% e coloração cinza-esverdeada, com tons amarelados presentes	Fluxo de detritos de moderada a baixa energia (corridas de lama)

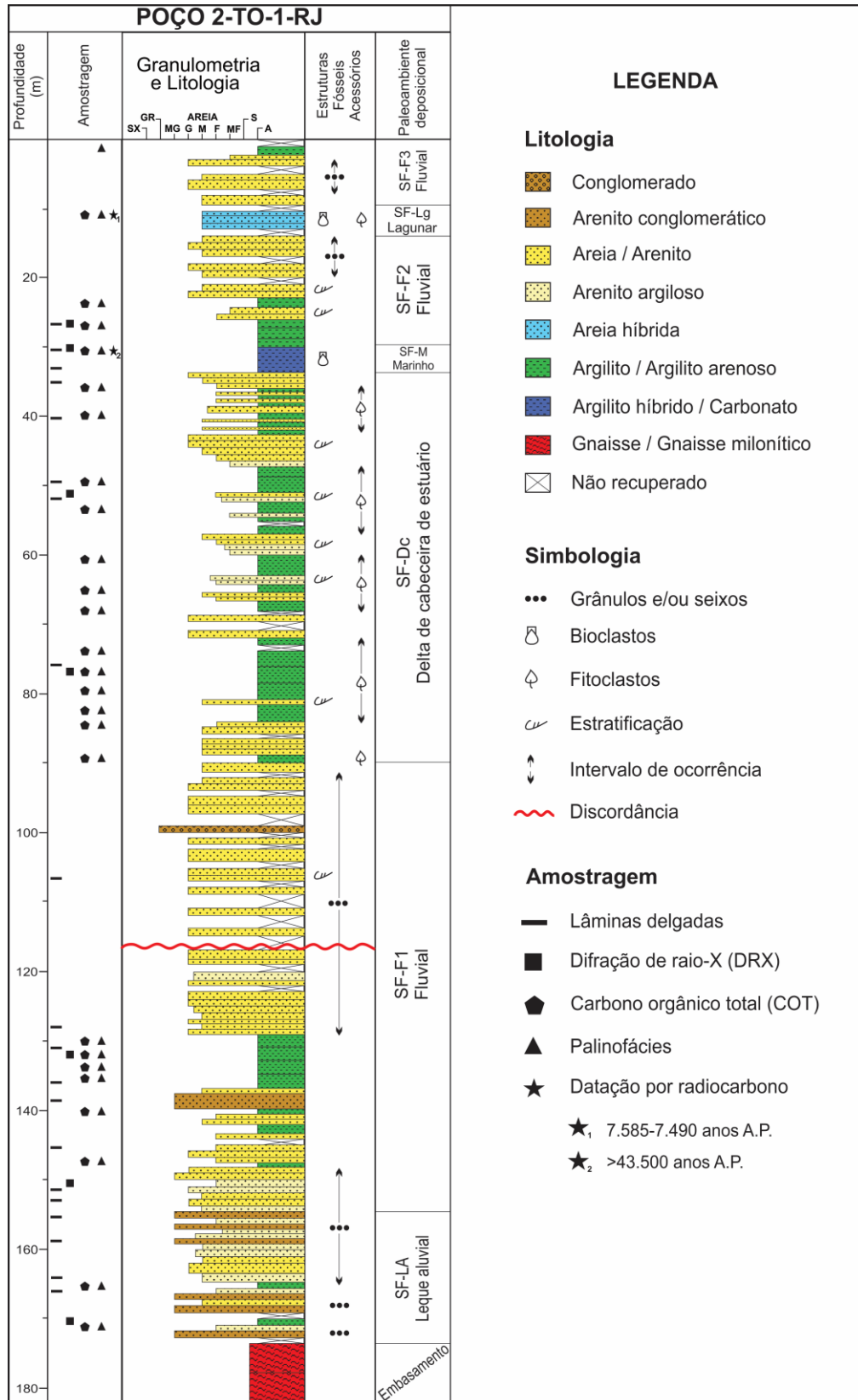


Figura 2. Perfil estratigráfico simplificado do testemunho do poço 2-TO-1-RJ, com destaque para as sucessões de fácies e paleoambientes deposicionais interpretados.

Figure 2. Simplified stratigraphic profile of the well core 2-TO-1-RJ, emphasize the facies succession and depositional paleoenvironments interpreted.

3.1.1 Sucessão de fácies LA (SF-LA)

A SF-LA ocorre entre 172,70m e 155,30m de profundidade, em contato difuso com o topo do embasamento cristalino (Fig. 2), sendo caracterizada por depósitos maciços, com indícios de atuação de processos pedogenéticos (oxidação e argila infiltrada), baixo grau de seleção, composição arcoseana e coloração cinza-esverdeada. É constituída pelas fácies ACm, ALm, Am e LAm, organizadas em ciclos métricos de afinamento granulométrico (*finning upward*). A base dos ciclos é definida por arenitos muito grossos a grossos, conglomeráticos (fácies ACm – Fig. 4A) sucedidos por arenitos lamosos (fácies ALm – Fig. 4B) e/ou por arenitos (fácies Am), cuja granulometria diminui para o topo, onde pode haver camadas centimétricas de lamitos arenosos (fácies LAm – Fig. 4C).

O intervalo correspondente a SF-LA apresenta uma tendência de diminuição da variedade de minerais pesados em direção ao topo, em sua porção basal (172,70m-163,50m) há rutilo, turmalina, granada, monazita e zircão, dentre outros, enquanto que para o topo (163,50m-155,30m) observa-se apenas zircão e rutilo. As mudanças na assembleia mineralógica estão controladas por camadas de arenitos conglomeráticos da fácies ACm dispostas discordantemente sobre arenitos e arenitos lamosos e marcam diferentes pulsos tectônicos, neste caso, responsáveis pela proveniência sedimentar.

A SF-LA assemelha-se a associações de fácies descritas por Ramos *et al.* (2006) e Sanson *et al.* (2006) para a Formação Resende nas bacias de Resende e Volta Redonda e, por Vilela (2015), para a Formação Emborê, na área emersa da bacia de Campos. Estes depósitos correspondem a porções medianas a distais de leques aluviais, onde há contribuição de fluxos de detritos e de corridas de lama, mas também onde os lobos dos leques estariam retrabalhados por correntes preferencialmente desconfinadas, em um modelo de canais rasos e efêmeros, similares à canais entrelaçados (Miall, 1996), por isso, a presença de depósitos gerados por fluxos trativos.

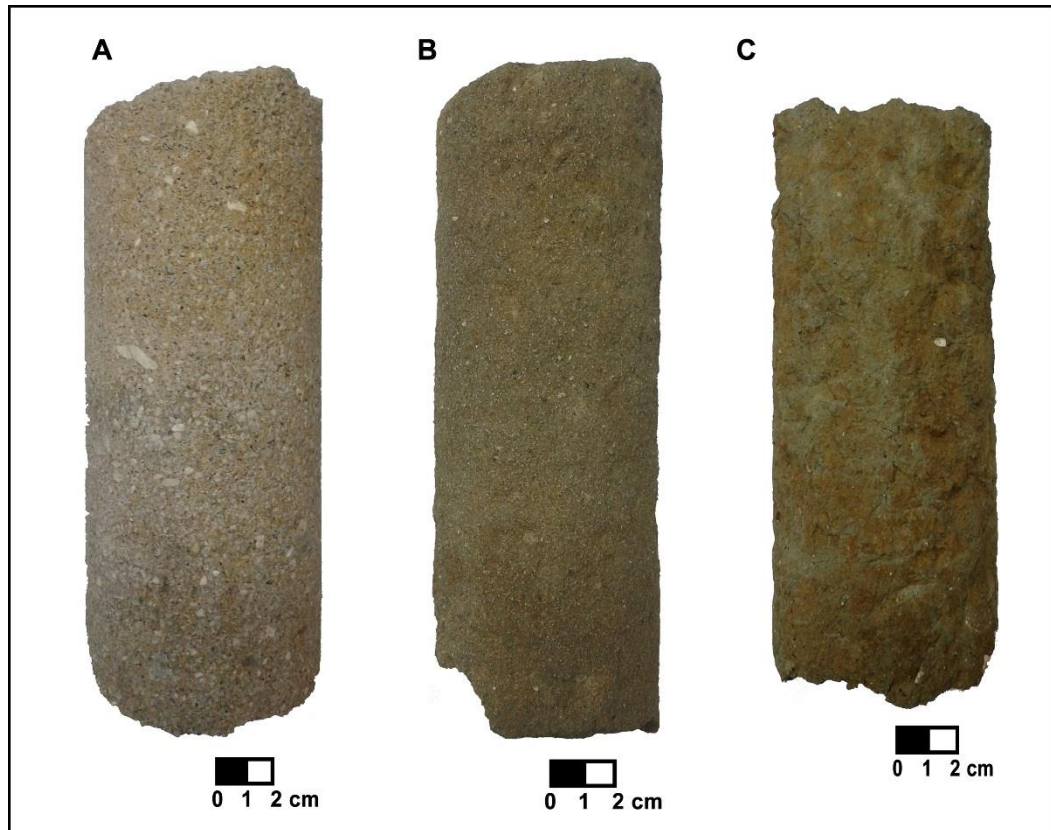


Figura 4. Fácies (A) ACm, (B) ALm e (C) LAm, típicas da sucessão SF-LA interpretada como porções medianas a distais de leques aluviais. Note o aspecto maciço e a coloração cinza-esverdeada, com manchas de oxidação atribuídas a alterações pós-deposicionais.

Figure 4. Facies (A) ACm, (B) ALm e (C) LAm, typical of de succession SF-LA interpreted as medial to distal portions of aluvial fans. Observe the massive appearance and grayish-green coloration with oxidation spots attributed to post-depositional changes.

3.1.2 Sucessão de fácies F1 (SF-F1)

A SF-F1 ocorre entre 155,30m e 90,00m de profundidade, em contato transicional com o topo da SF-LA (Fig. 2), englobando as fácies Ccm, ACm, Am, Amf, Ae, LAm e Lm. De modo geral, a sucessão é caracterizada por arenitos maciços e areia com indícios de atuação de processos pedogenéticos, principalmente ferruginização, que confere aspecto mosqueado as rochas, dificulta a identificação de estruturas sedimentares e sugere longos períodos de exposição subáerea causados por superfícies de interrupção da sedimentação (hiatos).

A porção inferior da SF-F1 (155,30m-118,40m) é caracterizada por empilhamentos de arenitos oxidados, normalmente grossos e médios, mal selecionados, subangulosos,

compostos essencialmente por quartzo (fácies Am). O elevado grau de alteração pós-deposicional impede a identificação de estruturas sedimentares, contudo grãos sutilmente alinhados sugerindo a presença de estruturas incipientes puderam ser observadas através de imageamento por raio-X (Fig. 5) e indicam deposição através de fluxos trativos unidirecionais. Por vezes ocorrem camadas centimétricas de arenitos conglomeráticos maciços (fácies ACm) evidenciando períodos de maior energia, onde se dá o início de um novo ciclo de empilhamento de arenitos, além de lamitos maciços ferruginizados bioturbados, com marcas de raízes (fácies Lm) e lamitos arenosos maciços (fácies LAm).

As características texturais, o padrão de empilhamento sedimentar e os processos interpretados para cada uma das fácies sugerem deposição em paleoambiente fluvial entrelaçado, com contribuição de fluxos gravitacionais, em que o aporte de finos advém de decantação em canais abandonados com posterior atuação de processos pedogenéticos e, principalmente, de corridas de lama (Miall, 1996).

A porção superior (118,40m-90,00m) é caracterizada por depósitos arenosos inconsolidados, nota-se um amplo predomínio de areias grossas e médias, ricas em grânulos, subangulosas, mal selecionadas e de composição quartzo-feldspática (fácies Amf). Camada centimétrica de conglomerado fino sustentado pelos clastos (fácies Ccm) marca período de maior energia no sistema.

Devido à ausência de estruturas sedimentares, que conferem informações relevantes em relação ao processo gerador da fácies e ao paleoambiente deposicional, as interpretações foram feitas a partir das características texturais e composicionais dos sedimentos e do padrão de empilhamento, indicativos de deposição próximo à área fonte, com pouco retrabalhamento, em ambiente fluvial de alta energia.

Destaca-se que os sedimentos inconsolidados que caracterizam a porção superior da SF-F1 estão dispostos sobre camadas de arenitos intensamente oxidados, com feições pedogenéticas. Este contato nítido sugere a existência de uma superfície de exposição subaérea dada pela queda do nível de base (regressão forçada) e marca uma importante discordância (Fig. 2).

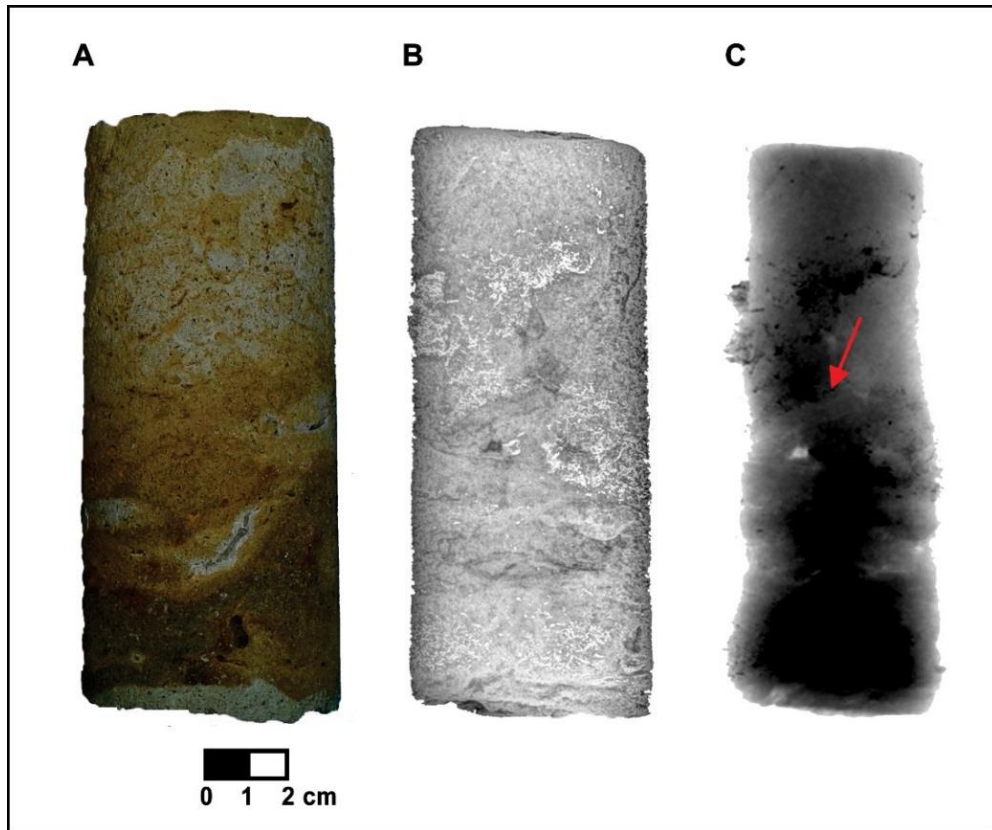


Figura 5. Imageamento por raio-x. (A) Arenito médio, mal selecionado, com modificações pós-deposicionais, incluindo ferruginização, da fácies Am, característico da SF-F1 (planície fluvial); (B) Filtro de realce de detalhes mostrando aspecto predominantemente maciço e (C) Filtros de contraste e de brilho mostrando uma incipiente orientação dos grãos (seta vermelha), sugerindo a presença de estratificação cruzada e, conseqüentemente, deposição através de fluxo trativo.

Figure 5. X-ray imaging. (A) Medium sandstone, poorly selected, with post-depositional modifications, including ferruginization (facies Am) characteristic of SF-F1 (fluvial plain); (B) Detail enhancement filter showing predominantly massive appearance and (C) Contrast and gloss filters showing an incipient orientation of the grains (red arrow), suggesting cross stratification and, consequently, deposition through tractive flow.

3.1.3 Sucessão de fácies Dc (SF-Dc)

A SF-Dc ocorre entre 90,00m e 33,40m de profundidade (Fig. 2), onde é caracterizada por espessas camadas de lamitos laminados ricos em fitoclastos (fácies Ll – Fig. 6A), arenitos maciços (fácies Am) e estratificados (fácies Ae – Fig. 6B) médios a muito finos formando ciclos centimétricos a métricos de engrossamento granulométrico para o topo (*coarsening*

upward), além de intercalações entre argilitos e arenitos produzindo acamamento heterolítico lenticular (fácies IF – Fig. 6C), restritos ao topo da sucessão.

A sedimentação essencialmente lamosa e a presença de bioclastos silicosos (radiolários?) na porção basal da sucessão (90,00m-71,85m) marca o início de uma transgressão marinha. Segundo Campbell (1954), apesar de poucas formas de radiolários apresentarem preferência por águas costeiras, alguns indivíduos podem ser transportados para estes locais em eventos de maior energia e ficarem preservados.

A ocorrência de ciclos de engrossamento granulométrico, com ritmitos adjacentes ou sotopostos e em estreita relação com sedimentos lamosos, são interpretados como depósitos progradacionais ou agradacionais de barras de desembocadura (*mouth bar*) associadas a fluxos desconfinados (fluxos hiperpicnais), que, neste contexto, marcam a estabilização do nível de base (nível do mar). Sotopostos aos ritmitos da SF-Dc ocorrem arenitos grossos com alterações pós-depositivas, associados a depósitos de fluxos confinados em canais fluviais distributários, sugerindo condições cada vez mais proximais (Girard *et al.*, 2012).

Com base nesses aspectos, a SF-Dc é interpretada como um sistema de delta de cabeceira de estuário (*bay-head delta*), componente morfológico proximal de estuários dominados por ondas, onde predominam depósitos terminais de canais fluviais, ricos em micas e fragmentos carbonosos e com pouca influência marinha. (Dalrymple *et al.*, 1992). A sucessão marca duas fases evolutivas distintas, a primeira, transgressiva, com a formação de um estuário e, a segunda, um período de estabilização do nível do mar, que permitiu a progradação de um sistema deltaico.

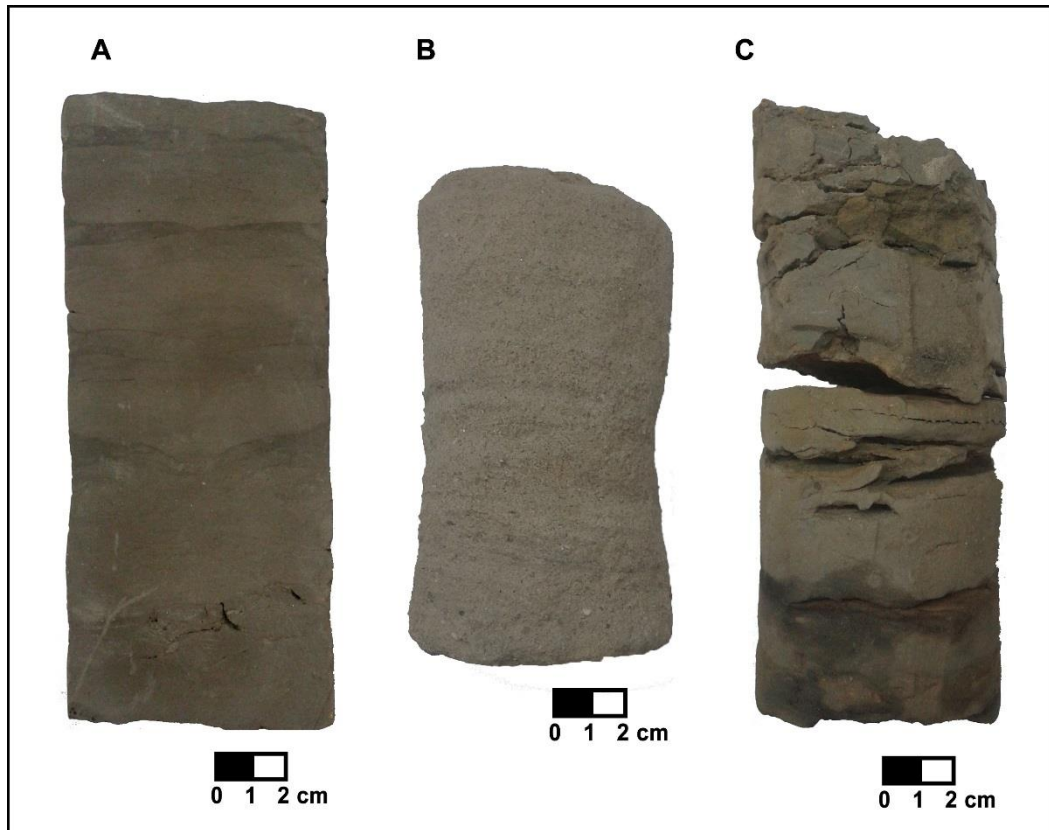


Figura 6. Fácies (A) L1, (B) Ae e (C) IF, típicas da sucessão SF-Dc interpretada como um sistema de delta de cabeceira de estuário. (A) note finas laminações marcadas por níveis mais escuros, onde há maior abundância de matéria orgânica. (B) note sutil orientação, marcada pelo acúmulo de matéria orgânica, caracterizando a estratificação. (C) rocha com acamamento heterolítico lenticular rica em matéria orgânica, note que as porções arenosas se apresentam mais oxidadas.

Figure 6. Facies (A) L1, (B) Ae e (C) IF, typical of the succession SF-Dc interpreted as a bay-head delta system. (A) observe thin laminations marked by darker levels with greater abundance of organic matter. (B) observe subtle orientation marked by accumulation of organic matter, characterizing the stratification. (C) lisen bedding rich in organic matter, observe that sandy portions are more oxidized.

3.1.4 Sucessão de fácies M (SF-M)

A SF-M, restrita ao intervalo entre 33,40m e 30,00m (Fig. 2), é caracterizada por lamito híbrido (fácies Lh – Fig. 7A) rico em bioclastos diversos (foraminíferos, bivalves, equinoides e moluscos, dentre outros) frequentemente inteiros e matriz margosa composta por

nanofósseis calcários (ascídias e cocolitoforídeos), sugerindo uma sedimentação marinha de baixa energia, além de intraclastos carbonáticos indiferenciados.

A base da sucessão marca uma superfície transgressiva, responsável pelo afogamento de ambientes costeiros e pela interrupção da sedimentação continental, enquanto que o aumento na proporção de sedimentos carbonáticos, podendo chegar aos 85% no topo da sucessão, sugere um incremento da lâmina d'água e instalação de um ambiente marinho franco, associado ao máximo transgressivo.

Como os depósitos da SF-M encontram-se oxidados, sendo comum observar óxido/hidróxido de ferro substituindo a matriz carbonática, sugere-se que a mesma marque também um evento de regressão forçada. A queda relativa do nível do mar (queda do nível de base) promove a exposição subaérea dos depósitos marinhos e faz com que o sistema fluvial, anteriormente afogado, ganhe energia, o que favorece sua reinstalação e a retomada da sedimentação continental.

3.1.5 Sucessão de fácies F2 (SF-F2)

A SF-F2 ocorre entre 30,00m e 13,40m de profundidade (Fig. 2), sendo caracterizada por uma espessa seção lamosa na base (fácies Lm) sucedida por camadas centimétricas de arenitos maciços (fácies Am) e, raramente, por arenitos estratificados (fácies Ae) grossos a finos, subangulosos, mal selecionados, ricos em grânulos e com feições pedogenéticas.

A regressão marinha, responsável pela interrupção da deposição e pela exposição subaérea da SF-M, condicionou a instalação de um sistema fluvial. Aspectos texturais e composicionais sugerem deposição e soterramento rápido, próximo à área fonte, com pouco retrabalhamento em um possível sistema fluvial entrelaçado com enchentes esporádicas. A presença de feições pedogenéticas sugere longos períodos de exposição subaérea causados pela interrupção da sedimentação (Miall, 1996).

3.1.6 Sucessão de fácies Lg (SF-Lg)

A SF-Lg está compreendida entre 13,40m e 10,40m de profundidade (Fig. 2), sendo caracterizada por areias médias ricas em conchas de gastrópodes do gênero *Heleobia Australis* e fragmentos de conchas de bivalves, além de matéria orgânica (Fácies Ab – Fig. 7B). A SF-Lg marca novo evento transgressivo responsável por afogar o sistema fluvial caracterizado na SF-F2 e instalar um ambiente sob influência marinha, desta vez de mais alta

energia, com contribuição de fluxos hiperpicnais e, provavelmente, correntes de maré, responsáveis pelo elevado input de siliciclásticos e mistura com os bioclastos carbonáticos.

Os gastrópodes presentes nos depósitos da SF-Lg apontam para sedimentação em ambientes anóxicos, de regiões mixohalinas, sendo as maiores densidades populacionais encontradas em ecossistemas estuarinos e lagunas costeiras devido a chegada constante de matéria orgânica através do sistema fluvial alimentador (Fiori e Carcedo, 2011).

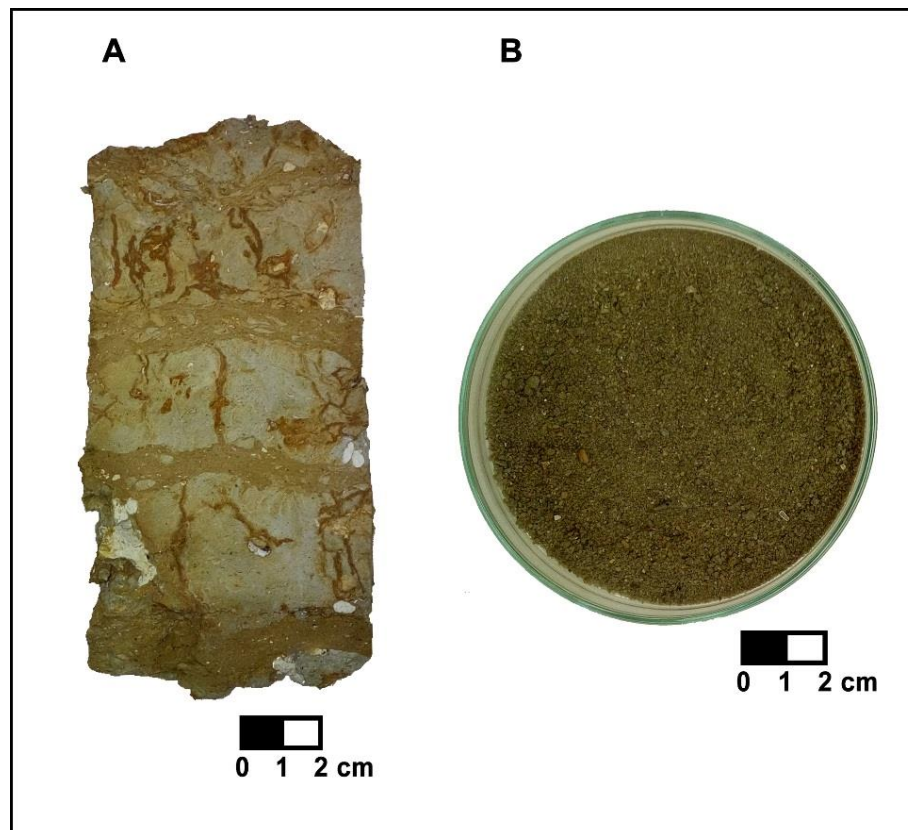


Figura 7. Fácies (A) Lh e (B) Ab, típicas das sucessões SF-M (marinho) e SF-Lg (lagunar), respectivamente. (A) note a presença de intraclastos carbonáticos indiferenciados e bioclastos imersos em uma matriz fina de composição essencialmente carbonática. A coloração amarelada indica modificação pós-deposicional. (B) areia rica em bioclastos fragmentados e de coloração escura devido a elevada proporção de matéria orgânica e fitoclastos.

Figure 7. Facies (A) Lh e (B) Ab, typical of the successions SF-M (marine) and SF-Lg (lagoon), respectively. (A) observe the undifferentiated carbonate intraclasts and bioclasts immersed in a fine carbonate matrix. The yellowish color indicate pos-depositional changes. (B) sand rich in fragmented bioclasts, color dark due to high proportion of organic matter and phytoclasts.

3.1.7 Sucessão de fácies F3 (SF-F3)

A SF-F3 ocorre entre 10,40m e 0,00m de profundidade (Fig. 2), é caracterizada por areias micáceas e/ou feldspáticas, grossas a finas, subangulosas, mal selecionadas (fácies Amf), formando ciclos métricos de afinamento granulométrico para o topo (*finning upward*). No topo da sucessão ocorre lamito maciço (fácies Lm) com modificações pedogenéticas.

O padrão de empilhamento sedimentar está associado a um sistema fluvial meandrante. Neste contexto, a fácies Amf representaria barras arenosas, enquanto os lamitos maciços pedogeneizados da fácies Lm evidenciam decantação de finos na planície de inundação em períodos de cheia (Miall, 1996). A SF-F3 está disposta sobre sedimentos lagunares, sem quaisquer evidências de regressão marinha, o que permite interpretá-la como um sistema fluvial recente que se instalou em mar alto e estável, sendo responsável pela colmatação da paleolaguna representada pela SF-Lg.

3.2 Difração de raio-X (DRX) em argilominerais

Para caracterização dos argilominerais foram analisadas amostras representativas das fácies Lh (30,50m), Ll (51,60m e 77,00m), Am (150,50m), LAm (170,90m) e Lm (27,60m e 132,00m), englobando cinco (SF-LA, SF-F1, SF-Dc, SF-M e SF-F2) das sete sucessões de fácies definidas neste estudo (Fig. 2).

As sucessões basais do testemunho (SF-LA e SF-F1) são caracterizadas pela presença de caulinita e esmectita. Esmectitas ocorrem preferencialmente em regiões de clima seco, enquanto que a formação de caulinita é favorecida em regiões de clima quente e úmido, contudo um ambiente bem drenado com boas condições de infiltração, mesmo em regiões de clima mais seco, também propicia a formação de caulinita, visto que intensifica o processo de lixiviação dos cátions básicos e as perdas parciais de silício (Azevedo & Vidal-Torrado, 2009).

A SF-Dc (90,00m-33,40m) apresenta, além da caulinita e da esmectita, gibbsita, sepiolita, vermiculita e muscovita. A presença de caulinita e gibbsita, argilominerais formados em ambiente de forte intemperização, com grande lixiviação de cátions básicos e acúmulo de Al^{+3} , associados com muscovita, sugerem origem detrítica com contribuição de alguma fonte fluvial próxima (Meunier, 2005). A ocorrência de vermiculita está intimamente associada ao aporte de micas e ao curto tempo de intemperismo destes minerais, enquanto que a sepiolita pode se formar por precipitação em regiões de sedimentação essencialmente lamosa desde

que o clima seja úmido e que prevaleça condições alcalinas. Além disto, a formação deste argilomineral é controlada pela concentração de Si, Mg, Al e Fe disponíveis no meio (Akbulut & Kadir, 2003).

Os argilominerais da amostra representativa da SF-M (33,40m-30,00m) diferem dos da sucessão anterior pela ausência de sepiolita e presença de calcita, indicando aumento de circulação de águas marinhas e reforçando seu caráter híbrido (siliciclástico / carbonático). Já a assembleia mineralógica da SF-F2 (30,00m-13,40m) é caracterizada essencialmente por caulinita, indicadora de deposição sob condições climáticas quentes e úmidas.

3.3 Carbono orgânico total (COT)

As 25 amostras coletadas ao longo do testemunho para determinação do carbono orgânico total (% COT) e enxofre (% S) (Fig. 2), englobam seis (SF-LA, SF-F1, SF-Dc, SF-M, SF-F2 e SF-Lg) das sete sucessões de fácies definidas. As análises forneceram valores de COT variando entre 0,03 e 2,78% e de S entre 0,01 e 1,17%, já a razão COT/S, oscilou entre 0,74 e 31,22, indicando desde condições redutoras até altamente oxidantes (Fig. 8).

A maior parte das amostras apresentou razão COT/S superior a 3, sendo os intervalos correspondentes a SF-F1 (155,30m-90,00m), SF-M (33,40m-30,00m) e SF-F2 (30,00m-13,40m) os que apresentam condições francamente oxidantes, como já sugerido pela coloração predominantemente amarelada dos depósitos e por indícios de atuação de processos pedogenéticos.

Dentre as amostras representativas da SF-LA (172,70m-155,30m), nota-se uma tendência de aumento dos valores de COT/S, passando de um potencial redutor (COT/S = 2,7) na base (170,40m), para um potencial oxidante (COT/S = 4,6) em direção ao topo (165,60m). Esse aspecto é reforçado pela presença de manchas acastanhadas, mais abundantes em direção ao topo da sucessão e pode ser explicado por um aumento na contribuição de fluxos trativos depositando e retrabalhando as porções distais deste sistema de leques aluviais.

Os valores de COT superiores a 0,5% estão compreendidos entre 82,00m e 36,80m, englobando a SF-Dc (90,00m-33,40m), caracterizada pela ampla ocorrência de lamitos laminados ricos em matéria orgânica e fitoclastos (fácies Ll). Sugere-se, a partir disto, que se trata de um ambiente de baixa energia e com grande potencial de preservação da matéria orgânica. Com exceção das duas amostras do topo (36,80m e 40,05m), os baixos valores de enxofre (% S) fazem com que as razões COT/S atinjam valores elevados, indicativos de ambiente oxidante, o que pode ser explicado pela ação de correntes hiperpicnais responsáveis

pela deposição das barras de desembocadura e por oxigenar o meio, fazendo com que predomine condições disóxicas, também favoráveis a preservação da matéria orgânica.

Por fim, a amostra correspondente a sucessão SF-Lg (13,40m-10,40m) apresenta valor de COT/S <3, indicando sedimentação em ambiente redutor e, segundo os critérios de Leventhal (1983), em paleoambiente com influência marinha.

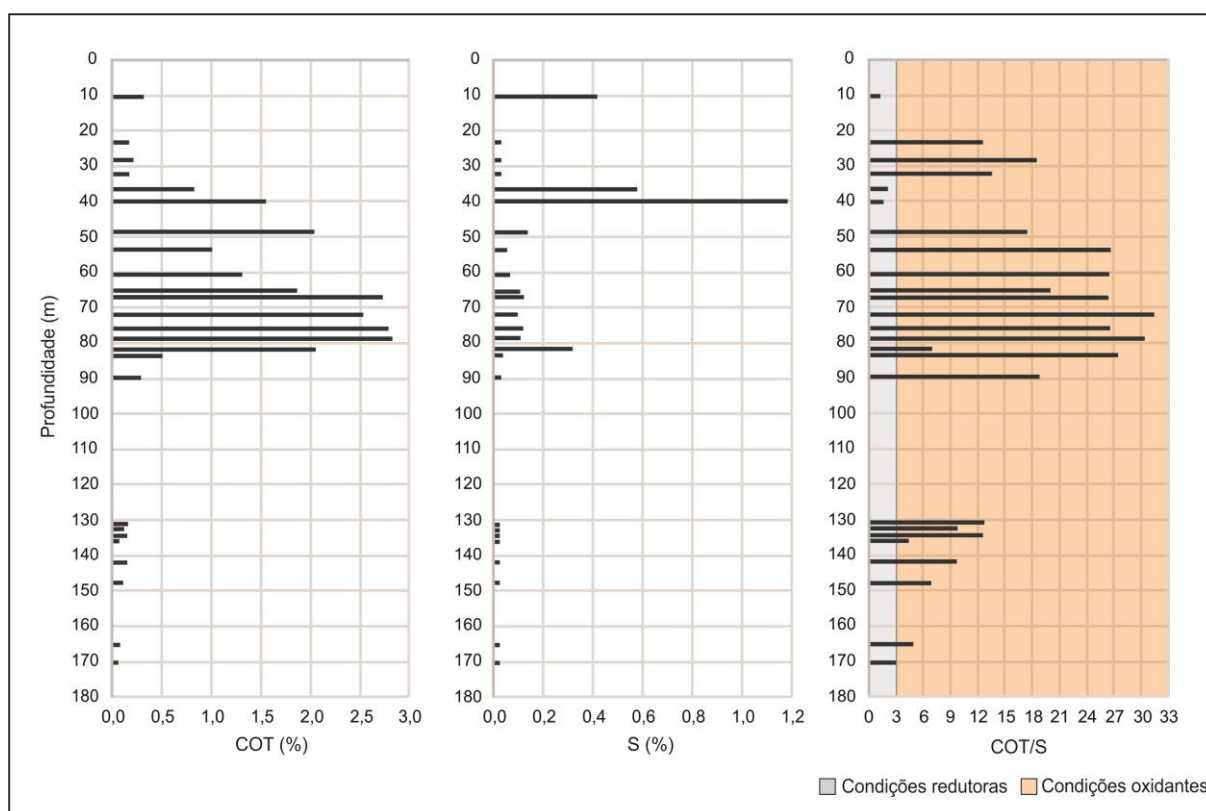


Figura 8. Valores de COT (%), S (%) e da razão COT/S obtidos para cada uma das 25 amostras analisadas ao longo do testemunho do poço 2-TO-1-RJ.

Figure 8. Values of TOC (%), S (%) and TOC/S ratio obtained for each of the 25 samples analyzed along the well core 2-TO-1-RJ.

3.4 Palinofácies

Dentre as 26 amostras coletadas ao longo do testemunho do poço 2-TO-1-RJ e preparadas para o estudo de palinofácies (Fig. 2), apenas as 13 compreendidas entre 90,00m e 33,40m e a de 10,50m apresentaram recuperação de matéria orgânica particulada (MOP). A análise permitiu a identificação dos três principais grupos de MOP e de alguns dos seus subgrupos: (i) Grupo Fitoclasto (69,8%) – subgrupos não-opacos bioestruturados e não-bioestruturados e cutículas; (ii) Grupo Amorfo (7,0%) – subgrupos matéria orgânica amorfa e

pseudoamorfa; e (iii) Grupo Palinomorfos (23,2%) – subgrupos esporos, grãos de pólen e esporos de fungos.

Os grupos e subgrupos de MOP identificados são estritamente de origem continental, além da ausência de elementos marinhos, os fitoclastos opacos, indicadores de transporte prolongado e exposição subaérea, também não foram registrados. Com base nisto, a MOP foi agrupada em quatro associações de palinofácies (palinomorfos aquáticos, palinomorfos continentais, fitoclastos não-opacos e matéria orgânica amorfa), que junto da ausência de MOP permitiram a identificação de cinco intervalos palinológicos (A, B, C, D e E) que apresentam boa correlação com as sucessões de fácies descritas para o testemunho (Fig. 9).

Os intervalos A (170,40m-131,45m), C (32,40m-23,50m) e E (~1,40m) são diagnosticados pela não recuperação de MOP, o que comumente ocorre em ambientes de alta energia, com sedimentação subaérea e/ou em depósitos de ambientes aquáticos que sofreram exposição subaérea, fazendo com que a matéria orgânica sofra completa destruição por oxidação química e/ou microbiana (Tucker, 1991).

Os intervalos B (39,70m-32,40m) e D (~10,50m) apresentam características bastante similares, sendo diagnosticados pela elevada proporção de fitoclastos não-opacos (76-56%) e presença de palinomorfos terrestres (48-13%) e matéria orgânica amorfa (MOA) (12-1%). Um alto suprimento de fitoclastos não-opacos indica deposição em estreita proximidade com um sistema fluvial alimentador e deposição em coluna d'água bem oxigenada, refletindo condições proximais de ambientes fluvio-lacustres ou, ainda, condições proximais de ambientes parálisos, como estuários e lagunas, onde o retrabalhamento e a degradação biológica são mais atuantes, não havendo transporte mecânico prolongado e tão pouco momentos de exposição subaérea (Tyson, 1995; Batten, 1996). Pontualmente, onde há aumento da proporção de palinomorfos terrestres e MOA, tem-se indicação de clima um pouco mais úmido e deposição em ambientes distais de baixa energia.

As amostras de 83,40m, 36,80m e 10,50m, pertencentes aos intervalos palinológicos A e D, apresentaram pequena proporção (máximo de 2%) de algas de água doce (palinomorfos aquáticos), o que reitera que se trata de uma sedimentação sob lâmina d'água em estreita proximidade com um sistema fluvial alimentador e sugere a existência de períodos de maior influência do sistema fluvial na sedimentação costeira. A maior ou menor intervenção fluvial neste tipo de ambiente varia, predominantemente, segundo o índice pluviométrico registrado na área da sua bacia hidrográfica.

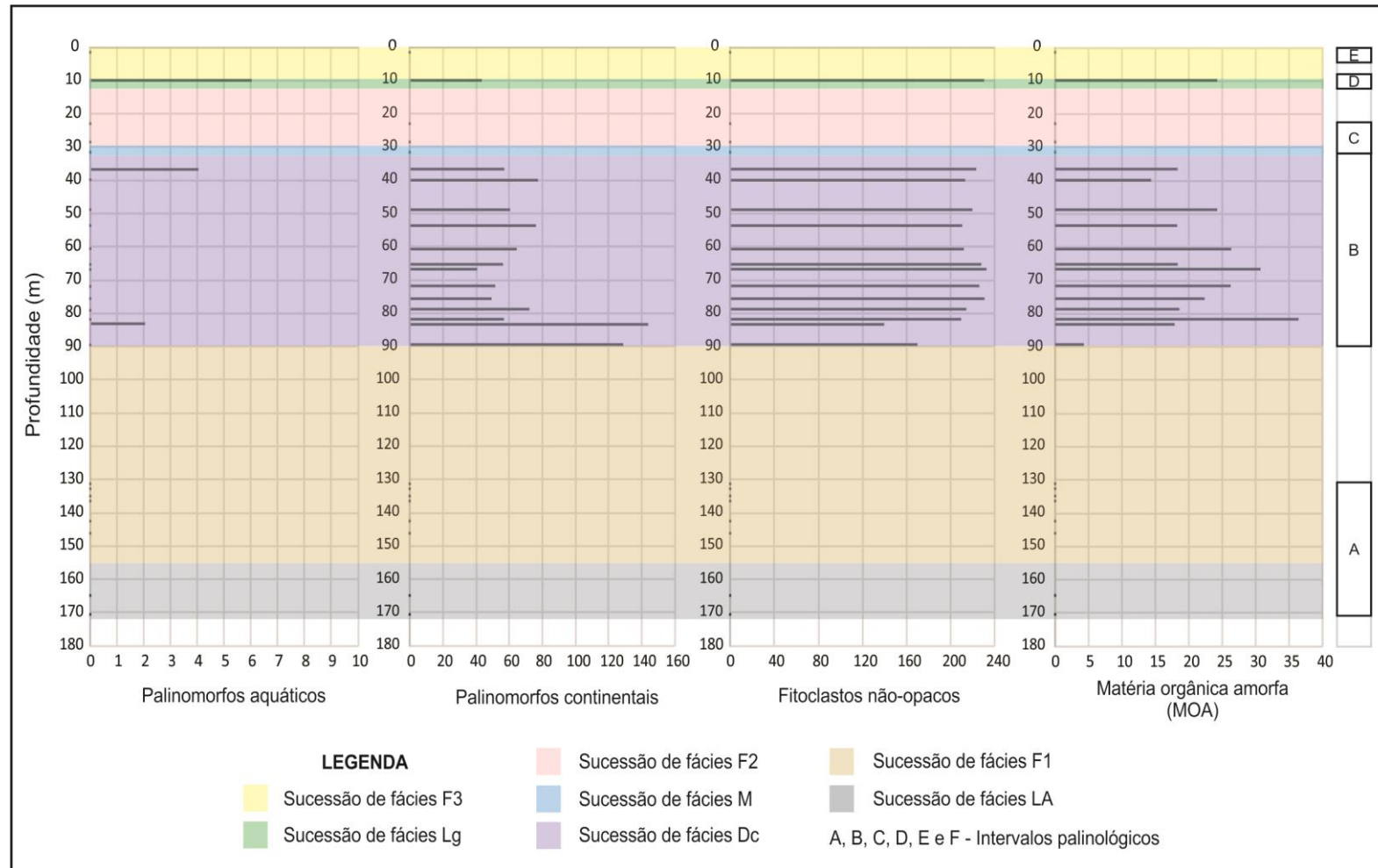


Figura 9. Correlação entre os cinco intervalos palinológicos (A, B, C, D e E) e as sete sucessões de fácies (SF-LA, SF-F1, SF-Dc, SF-M, SF-F2, SF-Lg e SF-F3) identificadas para o testemunho do poço 2-TO-1-RJ.

Figure 9. Correlation between the five palynological intervals (A, B, C, D and E) and the seven successions of facies (SF-LA, SF-F1, SF-Dc, SF-M, SF-F2, SF-Lg e SF-F3) identified for the well core 2-TO-1-RJ.

3.5 Datação por radiocarbono (^{14}C)

Na tentativa de correlacionar o material de estudo com as variações quaternárias do nível do mar, duas amostras foram datadas por radiocarbono. As amostras pertencem as fácies híbridas Ab (10,50m) e Lh (32,75m), características das SF-Lg e SF-M, respectivamente.

Para a amostra de 10,50m a datação foi feita a partir de fragmentos vegetais (fitoclastos) e calibrada através de amostras de gastrópodes coletadas em Cabo Frio (Alves *et al.*, 2015), obtendo-se assim idade convencional de 6.710 ± 30 anos A.P. e calibrada de 7.585-7.490 anos A.P., enquanto que para a amostra de 32,75m foram datadas conchas e a idade obtida foi >43.500 anos A.P. Nesta última amostra não se alcançou idade precisa, sendo possível afirmar apenas que o material é mais antigo que 40.000 anos A.P., tratando-se, provavelmente, de uma sedimentação pleistocênica.

4 Discussão dos resultados

As sete sucessões de fácies descritas para o testemunho do poço 2-TO-1-RJ permitiram a caracterização de diferentes paleoambientes deposicionais (leque aluvial, fluvial, delta de cabeceira de estuário, marinho e lagunar).

A SF-LA relaciona-se a depósitos medianos a distais de leques aluviais, com retrabalhamento fluvial, e transiciona para a SF-F1 interpretada como depósitos fluviais entrelaçados de alta energia com contribuição de fluxos gravitacionais, ambos depositados sob condições climáticas um pouco mais secas, em um local bem drenado e com boas condições de infiltração. Os valores cada vez mais altos de COT/S e a não recuperação de matéria orgânica particulada indicam ambiente oxidante / altamente oxidante, de alta energia e com deposição subaérea.

Os depósitos areno-argilosos-conglomeráticos maciços, feldspáticos e de coloração cinza-esverdeada que compõem a SF-LA e os depósitos areno-argilosos oxidados, feldspáticos e com estrutura incipiente da porção basal da SF-F1 (155,30m-118,40m) são similares ao descrito para o Membro São Tomé (Formação Emborê), cuja idade foi atribuída ao Oligoceno-Plioceno (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977; Vilela *et al.*, 2016).

Já a porção superior da SF-F1 (118,40-90,00m) é caracterizada por depósitos arenosos inconsolidados depositados sobre arenitos intensamente oxidados, que marcam uma superfície de exposição subaérea gerada por regressão forçada. Este intervalo é interpretado como um

sistema fluvial entrelaçado de alta energia, mais jovem, que representa o preenchimento inicial de um paleovale inciso, marcando uma importante discordância (Fig. 2).

Sugere-se que a porção superior da SF-F1 esteja associada ao início do preenchimento do vale escavado na regressão subsequente ao máximo da antepenúltima transgressão marinha (terceiro estágio evolutivo de Martin *et al.*, (1993)), tratando-se, portanto, de uma sedimentação fluvial pleistocênica pós 210.000 anos A.P.

Por se tratar de uma região costeira, que evolui a partir das oscilações do nível do mar, a sedimentação essencialmente lamosa com ciclos de engrossamento granulométrico da SF-Dc é interpretada como um sistema de delta de cabeceira de estuário (*bay-head delta*), instalado com o nível do mar alto (evento transgressivo), sob clima úmido e sedimentação em condições disóxicas, favoráveis à preservação de matéria orgânica. Dados de palinofácies e DRX deixam claro a contribuição de uma fonte fluvial próxima, responsável pelo aporte sedimentar e por oxigenar o meio.

Com o sucessivo aumento da lâmina d'água ocorre a instalação de um ambiente marinho franco (SF-M), provavelmente pleistocênico (>43.500 anos A.P.), caracterizado pela presença de nano- e microfósseis carbonáticos, que marcam o máximo transgressivo. Este importante evento transgressivo pode ser correlacionado à penúltima transgressão marinha, em que, em torno de 123.000 anos A.P., o nível do mar atingiu 8 ± 2 m acima do atual.

Apesar dos fortes indícios de sedimentação essencialmente marinha, a ocorrência de argilominerais detríticos sugerem a presença de um sistema fluvial próximo, em que sedimentos continentais chegariam a região marinha através de fluxos hiper- e homopícnais. A não preservação de matéria orgânica particulada e os elevados valores de COT/S da SF-M são atribuídos a uma fase regressiva, responsável por expor os depósitos marinhos à atmosfera oxidante e pela instalação de um novo sistema fluvial (SF-F2), ainda sob condições altamente oxidantes.

A SF-Lg, caracterizada por areias ricas em bioclastos e fitoclastos, aponta para sedimentação em ambiente parálico, provavelmente lagunar, que representa o evento transgressivo holocênico (última transgressão marinha). Segundo Martin *et al.* (1997), esta laguna holocênica já existia há cerca de 7.000 anos A.P. e no momento máximo da transgressão, em 5.100 anos A.P. em que o nível do mar teria alcançado 5 ± 2 m acima do atual, as ilhas barreiras, responsáveis pelo isolamento da laguna, formavam uma grande reentrância ao norte do Cabo de São Tomé, onde encontravam-se as desembocaduras lagunares.

A deposição da SF-Lg ocorreu em ambiente redutor, com influência marinha, contudo em estreita proximidade com um sistema fluvial alimentador. Sugere-se que, com a estabilização do nível do mar, o sistema fluvial tornou-se mais efetivo e iniciou a construção de um delta intralagunar, resultando na colmatação da laguna holocênica e instalação de uma extensa planície fluvial recente, representada pela SF-F3, modelo semelhante é sugerido por Martin *et al.* (1997).

5 Conclusões

De modo geral, as análises realizadas para auxiliar na caracterização paleoambiental (DRX, COT e palinofácies) apresentaram correlação direta com as sucessões de fácies descritas para o testemunho do poço 2-TO-1-RJ e revelam a importância das variações relativas do nível do mar na construção e evolução da porção central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS).

Sugere-se que a evolução da porção central do CDRPS teve início com a regressão subsequente ao máximo da antepenúltima transgressão marinha (210.000 anos A.P.). A regressão teria sido responsável por erodir total ou parcialmente os depósitos pretéritos, gerando uma importante discordância marcada, no testemunho do poço 2-TO-1-RJ, por depósitos do Pleistoceno Médio (pós 210.000 anos A.P.) dispostos sobre depósitos oligocênicos-pleiocênicos da Formação Emborê. A regressão foi responsável pela formação de vales incisivos, através dos quais se iniciou a penúltima transgressão marinha (123.000 anos A.P.).

A transgressão de 123.000 anos A.P. foi responsável por retrabalhar as linhas de falésias esculpidas nos depósitos da Formação Barreiras e em parte do embasamento cristalino (Martin *et al.*, 1993; Martin *et al.*, 1997), deixando como registro sedimentar depósitos estuarinos, que marcam a superfície transgressiva, e marinhos, caracterizados pela presença de bioclastos, nano- e microfósseis carbonáticos, que representam a superfície de inundação máxima (SIM).

Subsequente ao máximo transgressivo de 123.000 anos A.P., ocorre um novo evento regressivo-transgressivo marcado por uma sedimentação tipicamente continental sucedida por depósitos parálicos holocênicos, registro da transgressão de 5.100 anos A.P., posteriormente colmatados por um sistema fluvial.

Os modelos evolutivos propostos para o CDRPS (q.v. Martin *et al.*, 1984; Silva 1987; Dominguez, 1990; Martin *et al.*, 1993; Martin *et al.*, 1997) contemplam, com riqueza de detalhes, apenas a evolução holocênica (pós 7.000 anos A.P.). De modo geral, afirmam que entre 7.000 e 5.100 anos A.P. instalou-se um sistema lagunar barrado por um conjunto de ilhas barreiras, o qual foi parcialmente colmatado por um sistema fluvial, deixando a Lagoa Feia como resquício desta ampla paleolaguna, o que representa somente os primeiros 13,40m do testemunho estudado (sucessões de fácies Lg e F3, respectivamente). Com uma abrangência muito maior, o presente trabalho é capaz de detalhar a sedimentação pleistocênica e as diversas fases de criação (transgressão) e destruição (regressão) de espaço de acumulação que controlam a evolução do CDRPS.

Agradecimentos: Os autores agradecem ao Projeto DELTA (“Arquitetura deposicional do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul e seu papel na transferência sedimentar para águas profundas”) financiado pela Chevron Brasil, com recursos de investimento em pesquisa e desenvolvimento para petróleo, gás natural e biocombustíveis – P&D/ANP (conv. Fundação Coppetec IGEO - 15857) pela aquisição do material de estudo e financiamento da pesquisa e ao Claudio Limeira Mello pelas discussões que em muito contribuíram para a elaboração deste trabalho.

Referências bibliográficas

- Akbulut, A. & Kadir, S. 2003. The geology and origin of sepiolite, palygorskite and saponite in Neogene lacustrine sediments of the Serinhisar-Acipayam Basin, SW Turkey. *Clays and Clay Minerals*, 51, 279-292.
- Alves, E., Macario, K., Souza, R., Pimenta, A., Douka, K., Oliveira, F., Chanca, I. & Angulo, A. 2015. Radiocarbon reservoir corrections on the Brazilian coast from pre-bomb marine shells. *Quaternary Geochronology*, 29, 30-35.
- Araújo, M.B. & Beurlen, G. 1975. Projeto Rio Paraíba do Sul: Sedimentação Deltaica Holocênica. *Boletim Técnico da Petrobras*. RPBa/DIREX, 1 (1649).
- Azevedo, A.C. & Vidal-Torrado, P. 2009. Esmectita, vermiculita, minerais com hidróxi- entre camadas e clorita. In: Melo, F.M. & Aleoni, L.R.F. (Eds.), *Química e mineralogia do solo - Parte I*. Viçosa: SBCS, p.382-426.
- Bacocoli, G. 1971. Os deltas marinhos holocênicos brasileiros – uma tentativa de classificação. *Boletim Técnico da Petrobras*. DIVEX/DEXPRO, 14, 5-38.

- Batten, D.J. 1996. Palynofacies and paleoenvironmental interpretation. *In: Jansonius, J. & Mc Gregor D.C. (Eds.), Palynology: principles and applications, v.3.* Texas: American Association of Stratigraphic Palynologists, p.1011-1064.
- Bernner, R.A. 1995. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis - a comment. *Marine Chemistry*, 49, 121-122.
- Borghi, L. 2000. Visão Geral da Análise de Fácies Sedimentares do Ponto de Vista da Arquitetura Depositional. *Boletim do Museu Nacional (Nova Série, Geologia)*, 53, 1-26.
- Borrego, J., Lopez, M., Pedon, J.G. & Morales, J.A. 1998. C/S ratios in estuarine sediments of the Odiel River-mouth, S.W. Spain. *Journal of Coastal Research*, 14(4), 1276-1286.
- Boyd, R., Dalrymple, R.W. & Zaitlin, B.A. 1992. Classification of coastal sedimentary environments. *Sedimentary Geology*, 80, 139-150.
- Boyd, R. 2010. Transgressive Wave-Dominated Coasts. *In: James, N.P. & Dalrymple R.W. (Eds.), Facies Models 4.* St. John's, Newfoundland: Geological Association of Canada, p.265-294.
- Brêda, T.C. 2012. Análise multiescalar da Formação Barreiras na área emersa da bacia de Campos, entre Búzios e Campos dos Goytacazes (RJ), 117p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Campbell, A.S. 1954. Radiolaria. *In: Moore, R.C. (Ed.), Treatise on Invertebrate Paleontology. Part D - Protista 3: Protozoa (chiefly Radiolaria and Tintinnina).* Lawrence: Geological Society of America and University of Kansas Press.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. & Boyd R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 1130-1146.
- Davis Jr., R. A. & Fitzgerald, D. M. 2004. Beaches and Coasts. UK: Blackwell Publishing, 419p.
- Dominguez, J.M.L. 1990. Delta dominado por ondas: críticas às ideias atuais com referência particular ao modelo de Coleman & Wright. *Revista Brasileira de Geociências*, 20, 352-361.
- Fiori, S.M. & Carcedo, M.C. 2011. Estado actual del conocimiento sobre *Heleobia australis* y perspectivas futuras. *In: Cazzaniga, N.J. (Ed.), El género Heleobia (Caenogastropoda Cochliopidae) en América del Sur.* Sociedad Malacológica de Chile (SMACH): Amici Molluscarum, número especial, p.28-30.

- Folk, R.L. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rocks. *Journal of Geology*, 62, 344-359.
- Folk, R.L. 1968. Petrology of sedimentary rocks. Austin (Texas): Hemphill Publishing Company, 182p.
- Gama Junior, E.G. 1977. Sistemas Depositionais e Modelos de Sedimentação das Formações Campos e Emborê, Bacia de Campos, Rio de Janeiro, Brasil. 104p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Gatto, A.L.M. 2016. Bioestratigrafia e Paleoceanografia de uma sucessão estratigráfica quaternária com base em Nanofósseis Calcários (Complexo deltaico do rio Paraíba do Sul, Bacia de Campos – RJ). 93p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Girard, F., Ghienne, J.F. & Rubino, J.L. 2012. Occurrence of hyperpycnal flows and hybrid event beds related to glacial outburst events in a late Ordovician proglacial delta (Murzuq Basin, SW Libya). *Journal of Sedimentary Research*, 82, 688-708.
- Lamego, A.R. 1944. Geologia Litorânea do Petróleo. Rio de Janeiro: DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral, 147p.
- Lamego, A.R. 1955. Geologia das Quadrículas de Campos, São Tomé, Lagoa Feia e Xexé. Rio de Janeiro: DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral, 154p.
- Lana, C.C. 2011. Dinoflagelados como indicadores paleoambientais durante a sedimentação eocretácea da porção terrestre da Bacia de Campos. *In: Carvalho, I. S., Srivastava, N. K., Strohschoen, O. & Lana C. C. (Eds.), Paleontologia: cenários de vida, v. 3.* Rio de Janeiro: Interciência, p.211-219.
- Leventhal, J.S. 1983. An interpretation of carbon and sulfur relationship in Black Sea sediments as indicators of environments of deposition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 133-137.
- Lopes, A.L.M. 2004. Análise da evolução sedimentar quaternária da plataforma continental sul da bacia de Campos com base em estratigrafia sísmica e sonografia. 66p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Departamento de Geologia e Geofísica, Universidade Federal Fluminense.
- Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Dominguez, J.M.L. & Azevedo, A.E.G. 1984. Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: influência das

- variações do nível do mar. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, v.1, p.84-97.
- Martin, L., Suguio, K. & Flexor, J.M. 1993. As flutuações do nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de “Deltas” brasileiros. *Boletim de Geociências-USP (Publicação Especial)*, 15, 1-186.
- Martin, L., Suguio, K., Dominguez, J.M.L. & Flexor, J.M. 1997. Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. Belo Horizonte: CPRM – Serviço Geológico Brasileiro, 104p.
- Mendonça Filho, J.G., Menezes, T.R., Mendonça, J.O., Oliveira, A.D., Carvalho, M.A., Sant’anna, A.J. & Souza, J.T. 2010. Palinofácies. *In: Carvalho, I.S. (Ed.), Paleontologia*. Rio de Janeiro: Interciência, p.283-317
- Meunier, A. 2005. Clays in Sedimentary Environments. *In: Meunier, A., Clays*. Potiers (França): Springer, p.295-327.
- Miall, A.D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. New York: Springer, 582p.
- Morais, R.M.O. 2001. Estudo Faciológico da Formação Barreiras na região entre Maricá e Barra de Itabapoana, Estado do Rio de Janeiro. 113p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Oliveira, J.P.M. 2015. Caracterização sismoestrutural do embasamento do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul. 125p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Ramos, R.R.C., Mello, C.L. & Sanson, M.S.R. 2006. Revisão estratigráfica da Bacia de Resende, Rift Continental do Sudeste do Brasil, Estado do Rio de Janeiro. *Geociências-UNESP*, 25, 59-69.
- Rocha, T.B., Fernandez, G.B., Peixoto, M.N.O. & Rodrigues, A. 2013. Arquitetura deposicional e datação absoluta das cristas de praia pleistocênicas no complexo deltaico do Paraíba do Sul (RJ). *Brasilian Journal of Geology*, 43(4), 711-724.
- Sanson, M.S.R., Ramos, R.R.C. & Mello, C.L. 2006. Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia de Volta Redonda. *Phoenix*, 88, 1-6.
- Schaller, H. 1973. Estratigrafia da Bacia de Campos. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 27, 1973, Aracaju. *Anais...* Aracaju, SBG, v.3, p.247-258.

- Selley, R.C. 1968. Facies profiles and other new methods of graphic data presentation: application in a quantitative study of Lybian Tertiary shorelines deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38(2), 363-372.
- Silva, C.G. 1987. Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia, RJ. 160p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia e Geofísica Marinha, Departamento de Geologia e Geofísica, Universidade Federal Fluminense.
- Silva, L.C. 2001. Geologia do Estado do Rio de Janeiro: *Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:400.000, e Texto Explicativo*. Brasília, CPRM, CD-ROM.
- Suguio, K. & Nogueira, A.C.R. 1999. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. *Geociências-UNESP*, 18(2), 461-479.
- Tucker, M.E. 1991. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks* (2ª Ed.). Oxford: Blackwell Publishing, 262p.
- Tyson, R.V. 1995. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Dordrecht (Holanda): Kluwer Academic, 615p.
- Vilela, P.C. 2015. Aspectos faciológicos e estratigráficos das formações Emborê e Barreiras no testemunho do poço 2-JU-1-RJ – Quissamã (RJ), área emersa da Bacia de Campos. 42p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Vilela, P.C., Mello, C.L., Carelli, T.G. & Borghi, L. 2016. Caracterização litológica do testemunho do poço 2-JU-1-RJ, na porção emersa da Bacia de Campos. *Geociências-UNESP*, 35(3), 346-358.

Apêndice B – Artigo submetido à Revista Geociências (UNESP)

COMPROVANTE DE SUBMISSÃO (15 de março de 2017)

[Geociencias] Agradecimento pela Submissão



Entrada x



Prof. Dr. Norberto Morales <revigeoc@rc.unesp.br>

para mim ▾

Josiane Branco Plantz,

Agradecemos a submissão do seu manuscrito "EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL EM UMA SUCESSÃO ESTRATIGRÁFICA NO COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL (RJ)." para Geosciences = Geociências. Através da interface de administração do sistema, utilizado para a submissão, será possível acompanhar o progresso do documento dentro do processo editorial, bastando logar no sistema localizado em:

URL do Manuscrito:

<http://www.periodicos.rc.biblioteca.unesp.br/index.php/geociencias/author/submission/12263>

Login: josianeplantz

Em caso de dúvidas, envie suas questões para este email. Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de transmitir ao público seu trabalho.

EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL EM UMA SUCESSÃO ESTRATIGRÁFICA NO COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL (RJ).

PALEO-ENVIRONMENTAL EVOLUTION IN A STRATIGRAPHIC SUCCESSION IN PARAÍBA DO SUL DELTAIC COMPLEX (RJ).

Josiane Branco PLANTZ¹; Thiago Gonçalves CARELLI¹; Leonardo BORGHI¹; Marcelo de Araújo CARVALHO²;

¹ Universidade Federal do Rio de Janeiro. Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza – Instituto de Geociências – Departamento de Geologia. Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed).

Avenida Athos da Silveira Ramos, 274, sala J1-011. Cidade Universitária da UFRJ (Ilha do Fundão), CEP 21.941-916, Rio de Janeiro - RJ.
josianeplantz@gmail.com; carelli@geologia.ufrj.br; lborghi@geologia.ufrj.br

² Universidade Federal do Rio de Janeiro. Museu Nacional – Departamento de Geologia e Paleontologia. Laboratório de Paleoecologia Vegetal.

Quinta da Boa Vista s/n, São Cristóvão, CEP 20.940-040, Rio de Janeiro – RJ.
mcarvalho@mn.ufrj.br

Introdução

Material e método

Área de estudo

Resultados

Fácies e sucessões de fácies

Difração de raio-X (DRX)

Carbono orgânico total (COT)

Palinofácies

Datação por radiocarbono (¹⁴C)

Discussões

Conclusões

Agradecimentos

Referências Bibliográficas

RESUMO – O complexo deltaico do rio Paraíba do Sul, localizado no norte do Estado do Rio de Janeiro, é recoberto por sedimentos pleistocênicos e holocênicos e engloba toda a porção emergida da bacia de Campos. Esta região é alvo de estudos sedimentológicos e estratigráficos desde a década de 1950; contudo, a maioria dos trabalhos realizados basearam-se em dados de superfície, de testemunhagens rasas e geofísicos, havendo uma carência de amostragens de subsuperfície de alcance profundo. O presente estudo busca preencher esta lacuna de conhecimento a partir da descrição, análise de fácies e caracterização e interpretação paleoambiental das sucessões de fácies em 200 metros do testemunho de sondagem 2-MU-1-RJ. Análises de difração de raios-X, carbono orgânico total, palinofácies e de datação foram realizadas para auxiliar na caracterização dos paleoambientes e na correlação entre as sucessões estratigráficas do testemunho e os modelos evolutivos existentes. Foram identificadas 12 fácies, três híbridas, três heterolíticas, cinco areníticas e uma lutítica, e cinco sucessões de fácies. Os resultados apontam para uma sedimentação fluvial, sucedida por um paleovale preenchido

durante um evento transgressivo (estuário) mais antigo que 40.000 anos AP, sucedido por um ambiente marinho, com posterior instalação de uma paleolaguna e implantação de uma planície fluvial holocênica.

Palavras chave: Bacia de Campos; Complexo deltaico do rio Paraíba do Sul; Fácies sedimentares; Quaternário.

ABSTRACT – The Paraíba do Sul deltaic complex, located on the northern coast of Rio de Janeiro, covered by pleistocene and holocene sediments and includes all the onshore portion of the Campos basin. This area is the focus of many sedimentological and stratigraphic studies since the 1950s, however the vast majority of work in the region were based on superficial samples or shallow sampling and geophysical data, there is a lack of deeper subsurface samplings. This study aims to fill this knowledge gap from the detailed description, the facies analysis and the characterization and paleoenvironmental interpretation of the facies successions in 200 meters of a well core 2-MU-1- RJ. Analysis of X-rays diffraction (XRD) in clay minerals, total organic carbon (TOC), palynofacies and radiocarbon dating were performed to support the characterization of paleoenvironments and correlation between the stratigraphic successions of well core and existing evolutionary models. Twelve sedimentary facies were identified, three hybrids, three heterolithic, five sandstone and one mudstone, grouped into five facies successions. The results point to a fluvial sedimentation, followed by a paleoval filled during a transgressive event (estuary) older than 40,000 years AP, happened by a marine environment, with a later installation of a paleolagoon and implantation of Holocene fluvial plain.

Key words: Campos basin; Paraíba do Sul deltaic complex; Sedimentary facies; Quaternary.

INTRODUÇÃO

Planícies costeiras são faixas limítrofes entre os continentes e oceanos, cuja origem é atribuída à interação de processos alocíclicos (variações climáticas, eustáticas e tectônica) e autocíclicos (ventos, correntes, regime de maré, ação de ondas e aporte sedimentar) (Suguio, 2003; Davies Jr. & Fitzgerald, 2004; Boyd, 2010).

As planícies costeiras brasileiras representam importantes cenários que abrigam uma ampla variedade de ambientes deposicionais (deltas, rias, estuários, campo de dunas e manguezais, dentre outros), as quais ainda são carentes de estudos geológicos, sobretudo àqueles de cunho sedimentológico e estratigráfico realizados a partir de dados de subsuperfície, em especial os mais profundos.

Neste contexto, destaca-se o Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS), uma extensa planície costeira de idade quaternária, localizada no litoral norte do estado do Rio de Janeiro, cujo desenvolvimento foi controlado pelas variações relativas do nível do mar que ocorreram nos últimos 120.000 anos, pela interação entre processos fluviais e marinhos costeiros, pelas diferentes fases evolutivas do rio Paraíba do Sul (Martin *et al.*, 1984; Silva, 1987, Dominguez, 1990) e, possivelmente, influenciado pela atividade neotectônica na área do Rifte Continental do Sudeste Brasileiro (Riccomini, 1989; Silva & Mello, 2011).

Desde a década de 1950, diversos modelos paleoambientais foram propostos para a região do CDRPS (e.g. Lamego, 1955; Bacocoli, 1971; Araújo & Beurlen, 1975; Martin *et al.*, 1984; Silva, 1987; Dominguez, 1990; Martin *et al.*, 1993; Martin *et al.*, 1997). Tais modelos foram embasados em informações de superfície obtidas em mapeamentos geológicos e geomorfológicos, que incluíam dados de subsuperfície e datações por radiocarbono, os quais resultaram em reconstruções paleogeográficas evolutivas que se consagraram na literatura desde a década de 1980. Dentre os dados de subsuperfície, a região conta apenas com alguns poucos poços rasos (< 40 m) com testemunhagem contínua, poços profundos com amostragem descontínua e perfilagem geofísica, além de seções sísmicas próximas ao litoral (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977).

A possibilidade de estudo sedimentológico de um testemunho contínuo e mais profundo (200 m) localizado na porção central da planície costeira do CDRPS sob enfoque da análise de fácies abre uma nova oportunidade para a discussão da evolução paleoambiental desse complexo deltaico, através da interpretação estratigráfica das sucessões de fácies identificadas – objetivo e motivação do presente estudo.

MATERIAL E MÉTODO

O material de estudo consiste do testemunho de sondagem do poço 2-MU-1-RJ (coordenadas geográficas 21°55'17,02''S/41°08'24,02'' W, datum WGS 84), localizado no distrito de Mussurepe, Município de Campos dos Goytacazes, Estado do Rio de Janeiro (**Figura 1**). A sondagem alcançou 200 metros de profundidade, sem atingir o embasamento cristalino, e apresenta recuperação aproximada de 43% (~86m). A baixa recuperação é explicada pela ocorrência de rochas friáveis e depósitos inconsolidados, principalmente nos primeiros metros e na porção basal do testemunho.

O testemunho foi descrito sedimentologicamente em detalhe (escala de 1:40), levando em consideração a litologia, aspectos texturais (granulometria, seleção, arredondamento dos grãos e argilidade), composição (mineralogia), estruturas sedimentares, fósseis (bioclastos) e cores. A descrição foi feita macroscopicamente com o auxílio de estereomicroscópio (Zeiss Stemi 2000-C) e de um conjunto de peneiras (com aberturas de 2,00; 1,00; 0,50; 0,25; 0,125 e 0,062mm) que permitiram a identificação expedita dos aspectos texturais. O conteúdo fossilífero foi identificado microscopicamente por Rodrigues (2015). Posteriormente, os dados foram inseridos no *software* CorelDraw® para elaboração de um perfil estratigráfico sintético na escala de 1:800 (**Figura 2**).

As fácies sedimentares analisadas foram caracterizadas segundo Borghi (2000), interpretadas em termos de processos deposicionais, e, posteriormente, agrupadas em sucessões de fácies para a interpretação de paleoambientes deposicionais.

Em apoio à interpretação paleoambiental, foram realizadas análises de: (i) difração de raios-X (DRX) de argilominerais em 10 amostras; (ii) carbono orgânico total em razão com enxofre (COT/S) em 15 amostras; e (iii) palinofácies em 20 amostras.

As análises de DRX foram realizadas através do equipamento Bruker-D4 Endeavor no Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) e, as interpretações qualitativas do espectro, determinadas por comparação com padrões contidos no banco de dados do CETEM.

As determinações do carbono orgânico total (% COT) e do enxofre (% S) foram realizadas pelo equipamento SC 144 da LECO pertencente ao Laboratório de Palinofácies e Fácies Orgânicas (LAFO) da UFRJ. A partir dos valores de COT e S obteve-se a razão COT/S, importante indicadora de condições físico-químicas do ambiente, que quando > 3 indica condições oxidantes e quando < 3 indica condições redutoras (Bernner, 1995; Borrego *et al.*, 1998).

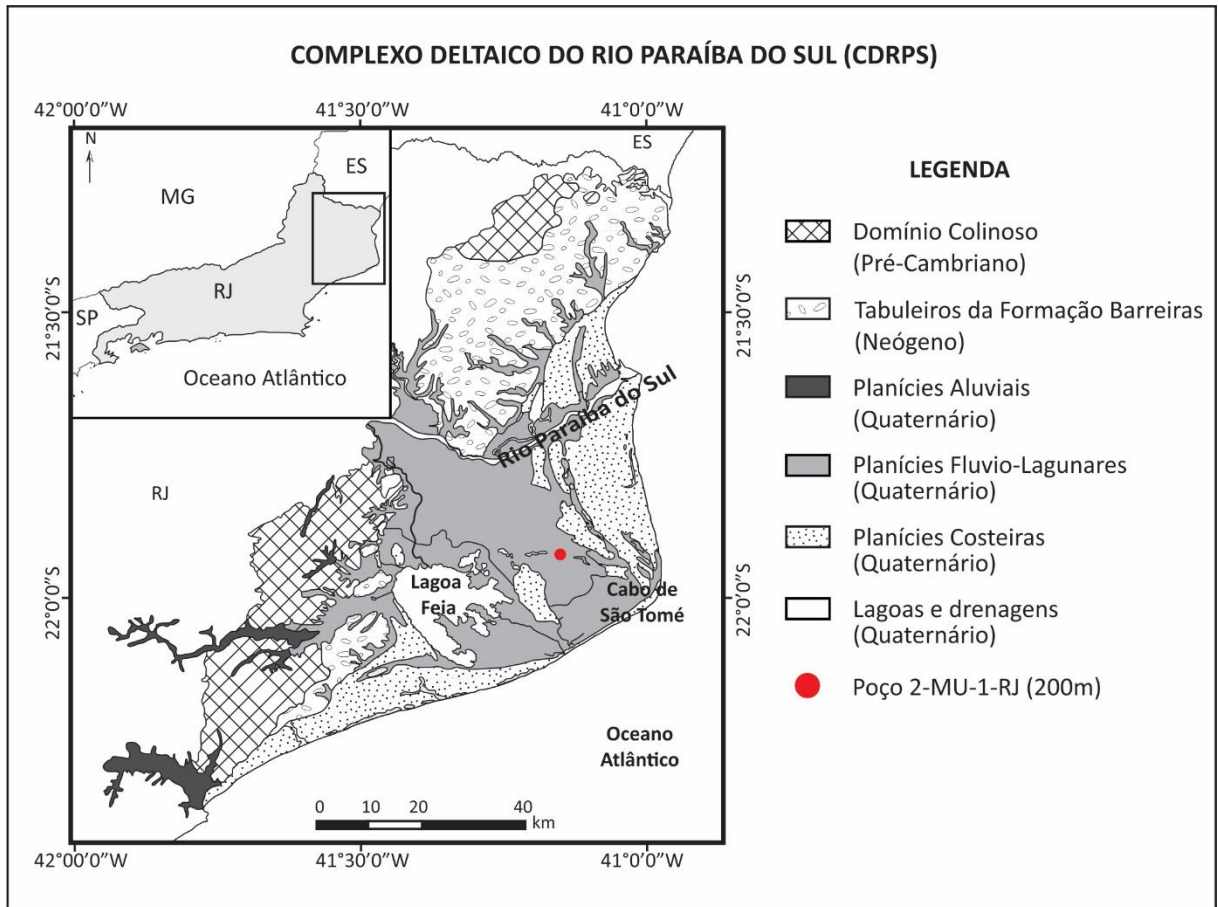


Figura 1 – Imagem de localização do poço 2-MU-1-RJ no complexo deltaico do rio Paraíba do Sul (modificado de CPRM, 2001).

A preparação de amostras para identificação das partículas orgânicas e análise de palinofácies seguiu o método descrito por Tyson (1995) e Mendonça Filho *et al.* (2010). As lâminas palinológicas foram analisadas quantitativa e qualitativamente através do microscópio Zeiss Axioskop 40 em luz transmitida e fluorescente. Foi feita a contagem de no máximo 300 pontos e o agrupamento da matéria orgânica particulada (MOP) em cinco associações de palinofácies (elementos marinhos, palinomorfos terrestres, fitoclastos não-opacos, fitoclastos opacos e matéria orgânica amorfa).

Datações por radiocarbono (^{14}C) foram realizadas em três amostras através de espectrometria de massa com aceleradores (método *AMS - Accelerator Mass Spectrometry*) no laboratório Beta Analytic Inc. e complementam o estudo na tentativa de contextualização cronoestratigráfica e correlação com os modelos evolutivos existentes para o CDRPS.

ÁREA DE ESTUDO

O Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul está localizado no litoral norte do estado do Rio de Janeiro (**Figura 1**). Apresenta uma área de aproximadamente 3.000 km² e engloba depósitos continentais, parálicos e marinhos de idade cenozoica.

Em termos geológicos, o CDRPS insere-se na parte emersa da bacia de Campos, onde abrange parte de sua coluna estratigráfica, incluindo rochas gnáissicas pré-cambrianas reelaboradas no ciclo orogênico Brasileiro (neoproterozoico), rochas vulcânicas eocretácicas (Formação Cabiúnas), rochas sedimentares neocretácicas, além de espessa seção cenozoica aflorante ou subaflorante (Lopes, 2004; Lana, 2011; Oliveira, 2015).

A seção cenozoica é composta por: (i) depósitos areno-lamosos conglomeráticos do Membro São Tomé (Formação Emborê); (ii) arenitos e arenitos lamosos, em geral bastante ferruginizados, com lamitos e conglomerados intercalados da Formação Barreiras; (iii) terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos; e (iv) depósitos colúvio-aluvionares e lagunares recentes (Martin *et al.*, 1997).

O Membro São Tomé (Formação Emborê) ocorre exclusivamente em subsuperfície e é interpretado como um sistema de leques aluviais passando para um sistema fluvial com contribuição de fluxos gravitacionais e enchentes esporádicas, cuja idade varia do Oligoceno ao Plioceno (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977). Os depósitos da Formação Barreiras são relacionados à um ambiente fluvial entrelaçado de alta energia, com contribuição de fluxos gravitacionais (Morais, 2001; Brêda, 2012), em que, atualmente, aceita-se uma idade compreendida entre o Mioceno e o Plioceno (Suguio & Nogueira, 1999).

Com base em seus depósitos superficiais a região do CDRPS pode ser dividida em três unidades geomorfológicas distintas (Martin & Suguio, 1989; Martin *et al.*, 1993): Região Serrana, Tabuleiros Terciários e Planície Quaternária.

A Região Serrana consiste em uma extensa zona colinosa com topografia uniforme e topos nivelados de baixa amplitude intercalada com alinhamentos serranos paralelos e escalonados da Serra do Mar, com direção predominante WSW-ENE.

A unidade Tabuleiros Terciários corresponde aos depósitos da Formação Barreiras que ocorrem na porção norte da planície costeira do rio Paraíba do Sul, nas proximidades de São Francisco de Itabapoana e, de modo restrito, a WNW da Lagoa Feia, próximo à Cidade de Quissamã (Martin *et al.*, 1993).

A Planície Quaternária é caracterizada por um relevo plano, com no máximo de 20 metros de altitude e leve inclinação em direção ao mar (Martin *et al.*, 1993), sendo dividida em duas

subunidades (**Figura 1**): a primeira, denominada Baixada Campista, caracteriza-se por uma extensa planície flúvio-lagunar localizada na porção central do CDRPS; a segunda subunidade, denominada Cordões Litorâneos, caracteriza-se por sucessões de cordões arenosos (*beach ridges*), uma de idade pleistocênica, localizada na região de Quissamã, porção sul do CDRPS, e outra de idade holocênica, na porção norte do CDRPS, correspondente ao atual delta do rio Paraíba do Sul.

RESULTADOS

Baseado nos aspectos texturais e composicionais, três intervalos estratigráficos distintos, os quais guardam relação com as sucessões de fácies propostas, podem ser observados no testemunho do poço 2-MU-1-RJ. O primeiro intervalo, inferior (200m-72m), é caracterizado por areias e arenitos mal selecionados, ricos em feldspato, por vezes estratificados, sobrepostos por argilitos e argilitos arenosos, normalmente oxidados; o segundo (72m-56m), caracteriza-se por intercalações de arenito e argilito em acamamento heterolítico dos tipos fláser e lenticular; já o terceiro, superior (56m-0m), é caracterizado pelo predomínio de rochas híbridas, termo usado para classificar rochas constituídas por uma mistura entre sedimentos siliciclásticos e carbonáticos de origens diversas (Zuffa, 1985; Rodrigues, 2015).

FÁCIES SEDIMENTARES E SUCESSÕES DE FÁCIES

Doze fácies sedimentares foram descritas para o testemunho do poço 2-MU-1-RJ, dentre as quais cinco são areníticas, três híbridas, três heterolíticas e uma lutítica (**Quadro I**). As fácies foram agrupadas em cinco sucessões de fácies (SF), associadas a diferentes estágios de sedimentação no CDRPS.

Sucessão de fácies F1 (SF-F1)

A SF-F1 ocorre entre 200m e 72m de profundidade (**Figura 2**) e é constituída pelas fácies Amf, Am, Ae, Aa e Lm, organizadas em ciclos métricos a decamétricos de afinamento granulométrico para o topo (*fining upward*). A base destes ciclos é caracterizada por areias (fácies Amf) e arenitos maciços (fácies Am - **Figura 3A**) feldspáticos muito grossos a grossos, angulosos, mal selecionados, ricos em grânulos e seixos e com coloração predominantemente amarelada, sucedidos por areias (fácies Amf) e arenitos maciços (fácies Am) médios a finos e, raramente, arenitos estratificados (fácies Ae - **Figura 3B**) de coloração acinzentada. As fácies areníticas são recobertas por argilitos e siltitos maciços, normalmente acastanhados (fácies Lm

- **Figura 3C**), que podem estar associados com arenitos argilosos (25-40% de argilosidade) micáceos, finos a muito finos, ricos em fitoclastos (fácies Aa).

A natureza friável dos arenitos, associada a modificações pós-deposicionais (processos pedogenéticos de transformação e translocação) evidenciadas pela coloração predominantemente amarelada dos sedimentos, dificultam a identificação de estruturas sedimentares e sugerem longos períodos de exposição subáerea causados por diversas superfícies de interrupção da sedimentação (hiatos).

Devido à baixa recuperação do intervalo correspondente a SF-F1, os ciclos de afinamento granulométrico não são de fácil visualização e, na grande maioria das vezes, não estão completos, ainda assim, as características texturais dos depósitos, as relações e o padrão de empilhamento das fácies apontam para sedimentação em um sistema fluvial meandrante de baixa sinuosidade, com planícies de inundação pouco desenvolvidas. Os arenitos argilosos (fácies Aa) que ocorrem associados aos lamitos maciços (fácies Lm) são interpretados como depósitos de extravasamento de canal (*crevasse splay*) sobre os finos da planície de inundação em eventos de alta energia (Miall, 2010).

Sucessão de fácies T (SF-T)

A SF-T ocorre entre 72m e 42m de profundidade (**Figura 2**) e apresenta três intervalos litológicos distintos. O intervalo inferior (72m-59m) é caracterizado por camadas métricas de rochas com acamamento heterolítico (fláser-lenticular), de coloração amarronzada, bioturbadas e ricas em fitoclastos (fácies IF - **Figura 4A**), sucedidas por camadas centimétricas de areias (fácies Amf) e arenitos maciços (fácies Am) grossos a médios. Trata-se de deposição em ambiente de planície de maré (intermaré), esporadicamente cortada por canais de maré, que assinala um aumento do nível de base e início da transgressão marinha.

O intervalo mediano (59m-48m) é caracterizado pela primeira ocorrência de rochas híbridas, ou seja, rochas com conteúdo carbonático variando entre 33 e 66%. A base do intervalo é constituída por camada métrica de arenito híbrido médio, rico em grânulos e bioclastos fragmentados, de coloração predominantemente amarelada (fácies Hgb) sucedido por intercalações milimétricas a centimétricas entre siltito híbrido e arenito muito fino a fino (fácies Is - **Figura 4B**). Estes depósitos sugerem um incremento na lâmina d'água marinha, porém, ainda sob forte influência continental. Neste caso, fluxos hiperpicnais são tidos como os principais responsáveis pelo *input* de sedimentos siliciclásticos. O intervalo superior (48m-42m) é caracterizado na base por camadas métricas de arenitos médios, amarelados, com nódulos de ferro e feições pedogenéticas (fácies Ao) em contato erosivo com os depósitos finos

do intervalo mediano. Discordantemente, ocorrem camadas centimétricas de arenitos grossos, médios e finos acastanhados, com nódulos de ferro e feições pedogenéticas (fácies Ao - **Figura 4C**) recobertos por lamito levemente arenoso maciço (fácies Lm) formando um ciclo de afinamento granulométrico para o topo. Diferentemente dos demais intervalos, o superior está associado a uma fase regressiva (regressão forçada), período que ocorre a instalação de um sistema fluvial sobre depósitos transgressivos com indícios de exposição subaérea.

Sucessão de fácies M (SF-M)

A SF-M ocorre entre 42m e 30m de profundidade (**Figura 2**) e é constituída pelas fácies híbridas Hgb e Hb. Sua porção basal é caracterizada por camadas métricas de arenitos híbridos ricos em grânulos e bioclastos fragmentados (fácies Hgb) que ocorrem sobre os arenitos oxidados do intervalo superior da SF-T e marcam os estágios iniciais de uma nova fase transgressiva. Estes são gradualmente sucedidos por arenitos híbridos finos a médios, constituídos predominantemente por matriz margosa rica em nanofósseis calcários (ascídias e cocolitoforídeos) e bioclastos carbonáticos diversos (foraminíferos, bivalves, equinoides, moluscos e algas) (fácies Hb - **Figura 5**).

O aumento na proporção de sedimentos carbonáticos, podendo chegar próximo aos 93% no topo da sucessão, sugere um incremento da lâmina d'água e instalação de um ambiente marinho franco, associado ao máximo transgressivo.

Sucessão de fácies Lg (SF-Lg)

A SF-Lg ocorre entre 30m e 12m de profundidade (**Figura 2**) e é caracterizada por dois ciclos decamétricos constituídos por rochas híbridas recobertas por delgadas camadas de arenitos argilosos. Estes ciclos iniciam-se por arenitos híbridos ricos em grânulos e bioclastos fragmentados (fácies Hgb - **Figura 6A**), os quais são sotopostos por intercalações entre arenitos híbridos e argilitos formando acamamento heterolítico do tipo fláser (fácies Ia - **Figura 6B**) ou arenitos híbridos muito finos, normalmente como elevada argilosidade (30-40%), bioturbados, ricos em fitoclastos e bioclastos (fácies HFb - **Figura 6C**). Na porção superior, ocorrem arenitos argilosos (argilosidade entre 25 e 40%) finos a muito finos, de cores amareladas e frequentemente oxidados (fácies Aa).

As características apresentadas, sugerem a instalação de um paleoambiente lagunar com dois ciclos de raseamento bem marcados. A fácies Hgb, está associada a períodos de maior

circulação de águas marinhas durante a fase transgressiva. Já as fácies Ia e HFb, representam uma fase de lâmina d'água relativamente mais rasa, com maior contribuição de sedimentos continentais, fato atestado pela abundância de fitoclastos, possivelmente atribuído a um sistema fluvial alimentador.

Sucessão de fácies F2 (SF-F2)

A sucessão SF-F2 ocorre entre 12m e 0m de profundidade (**Figura 2**). É caracterizada pela ocorrência de arenitos argilosos micáceos, ricos em fitoclastos, de coloração predominantemente amarelada com alterações pós-deposicionais (marcas de raízes e oxidação) e feições pedogenéticas (fácies Aa - **Figura 7A**) e areias micáceas, subangulosas e mal selecionadas (fácies Amf - **Figura 7B**).

A baixa maturidade composicional e textural dos depósitos, indicam pouco retrabalhamento (transporte) e proximidade com a área fonte, possivelmente associado a um sistema fluvial meandrante. Neste contexto, a fácies Amf poderia representar barras arenosas, enquanto os arenitos argilosos da fácies Aa evidenciam períodos de cheia em que ocorre extravasamento do canal (*crevasse splay*) e a chegada de areia fina / muito fina na planície de inundação (Miall, 2010).

Salienta-se que devido à natureza friável dos seus depósitos, este foi o intervalo com a menor recuperação (~10%) o que dificulta a interpretação paleoambiental.

Quadro I – Quadro síntese de fácies do testemunho do poço 2-MU-1-RJ.

	CÓDIGO	DIAGNOSE	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
FÁCIES ARENÍTICAS	Amf	Areia micácea e/ou feldspática	Areia micácea e/ou feldspática, média a muito grossa, com grânulos e seixos, subangulosa, mal selecionada. Coloração predominantemente amarelada e argilosidade inferior a 5%.	Fluxo trativo subaquoso.
	Aa	Arenito argiloso	Arenito argiloso micáceo, muito fino a fino, anguloso, moderadamente selecionado, bioturbado. Coloração varia entre tons alaranjados e amarronzados e argilosidade superior a 25%. Podem exibir aspecto mosqueado e fitoclastos.	Alternância entre fluxos trativos e decantação de finos em meio subaquoso, seguido de reelaboração biogênica e/ou modificação pedogenética.
	Ao	Arenito oxidado com nódulos de ferro	Arenito oxidado, fino a grosso, subanguloso, mal selecionado, com nódulos de ferro (siderita). Tons predominantemente acastanhados e minerais com capa de alteração.	Modificação pós-deposicional de depósitos gerados por fluxo trativo subaquoso.
	Ae	Arenito estratificado	Arenito estratificado, feldspático, fino a médio, com grânulos, subanguloso, mal selecionado. Coloração predominantemente acinzentada e argilosidade inferior a 30%.	Fluxo trativo unidirecional, subaquoso, associado a migração de megaondulações.
	Am	Arenito maciço	Arenito maciço, feldspático, fino a muito grosso, com grânulos e seixos, subanguloso, mal selecionado. Coloração predominantemente amarelada e argilosidade inferior a 25%.	Modificação pós-deposicional de depósitos gerados por fluxo trativo subaquoso.
FÁCIES HÍBRIDAS	Hb	Arenito híbrido / carbonático com bioclastos	Arenito híbrido fino a médio, bioturbado, com elevada proporção de material carbonático (75 - 93%). Bioclastos diversos (foraminíferos, bivalves, equinoides, moluscos, algas) e matriz margosa composta por nanofósseis calcários são abundantes. Coloração cinza e argilosidade variando entre 25 e 45%.	Alternância entre fluxos hiperpicnais e decantação de finos (siliciclástico e carbonático), seguido de reelaboração biogênica.
	HFb	Arenito híbrido com fitoclastos e bioclastos	Arenito híbrido muito fino, anguloso, bem selecionado, bioturbado, rico em fitoclastos. Bioclastos diversos (bivalves, foraminíferos, equinoides, briozoários, ostracodes) e matriz margosa composta por nanofósseis calcários são abundantes. Coloração acinzentada e argilosidade variando entre 30 e 40%.	Alternância entre fluxos hiperpicnais e decantação de finos (siliciclástico e carbonático), seguido de reelaboração biogênica
	Hgb	Arenito híbrido com grânulos e bioclastos	Arenito híbrido fino a médio, por vezes friável, anguloso, mal selecionado, com grânulos e seixos. Bioclastos diversos (bivalves, equinoides, foraminíferos, ostracodes, moluscos, coral, briozoários e algas) são abundantes. Coloração acinzentada, por vezes, amarelada e argilosidade variando entre 10 e 20%.	Fluxos hiperpicnais de alta energia com reelaboração e agregação de material de fundo.

Quadro I – Quadro síntese de fácies do testemunho do poço 2-MU-1-RJ (*continuação*).

	CÓDIGO	DIAGNOSE	DESCRIÇÃO	INTERPRETAÇÃO
FÁCIES HETEROLÍTICAS	Ia	Intercalações entre arenito híbrido e argilito	Intercalações entre argilito e arenito híbrido muito fino com bioclastos diversos (foraminíferos, ostracodes, bivalves) e matriz margosa composta por nanofósseis calcários, constituindo um acamamento heterolítico do tipo <i>flaser</i> , por vezes, bioturbado. Coloração acinzentada e argilosidade variando entre 25 e 40%.	Alternância entre fluxos hiperpicnais e decantação de finos (siliciclástico e carbonático), seguido de reelaboração biogênica intercalados a fluxos hipopicnais.
	Is	Intercalações entre siltito híbrido e arenito	Intercalações entre arenito fino e siltito híbrido com bioclastos diversos (foraminíferos, ostracodes, bivalves) e matriz margosa composta por nanofósseis calcários, constituindo um acamamento heterolítico do tipo <i>linsen</i> , por vezes bioturbado. Coloração amarelada e elevada argilosidade (~60%).	Decantação de material carbonático intercalada com fluxos hiperpicnais, seguido de reelaboração biogênica.
	IF	Intercalações entre arenito e argilito com fitoclastos	Intercalações entre argilito e arenito, variando de fino à médio, constituindo acamamento heterolítico dos tipos <i>flaser</i> e <i>linsen</i> , por vezes bioturbados e com abundantes fitoclastos. Coloração amarronzada e argilosidade variando entre 40 e 80%.	Decantação de finos alternada com fluxos trativos subaquosos.
FÁCIES LUTÍCA	Lm	Lamito argiloso maciço	Argilitos e siltitos, por vezes levemente arenosos, maciços e frequentemente bioturbados. Coloração acinzentada e argilosidade variando entre 70 e 95%. Quando oxidados, apresentam cores acastanhadas com machas avermelhadas.	Decantação rápida de carga em suspensão, por vezes, seguido de alteração pós-deposicional.

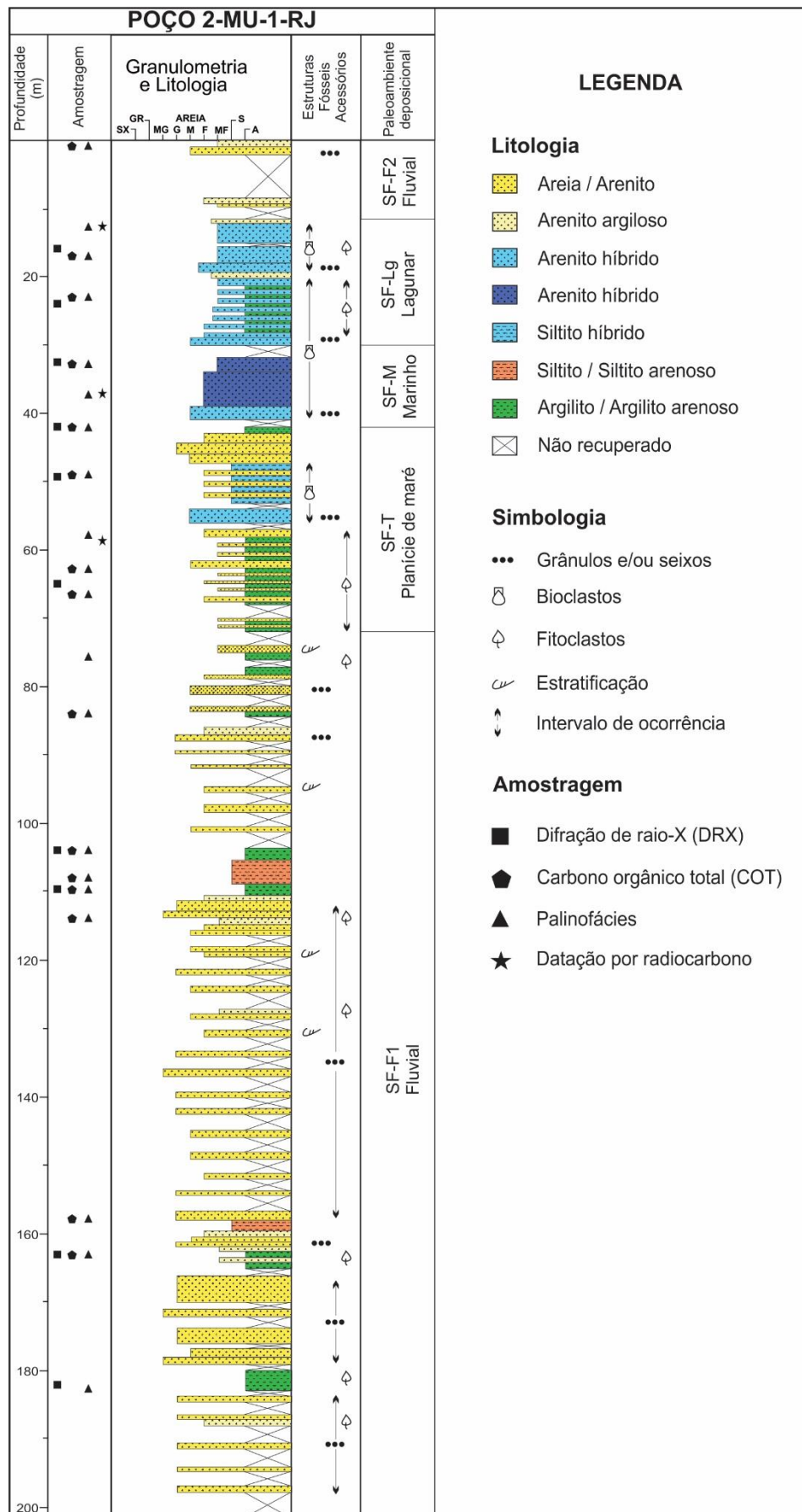


Figura 2 – Perfil estratigráfico do testemunho do poço 2-MU-1-RJ mostrando as amostragens para as análises laboratoriais executadas (DRX, COT/S, palinofácies e datação por radiocarbono) e as sucessões de fácies interpretados (ST-F1, ST-F, SF-M, SF-Lg e SF-F2).

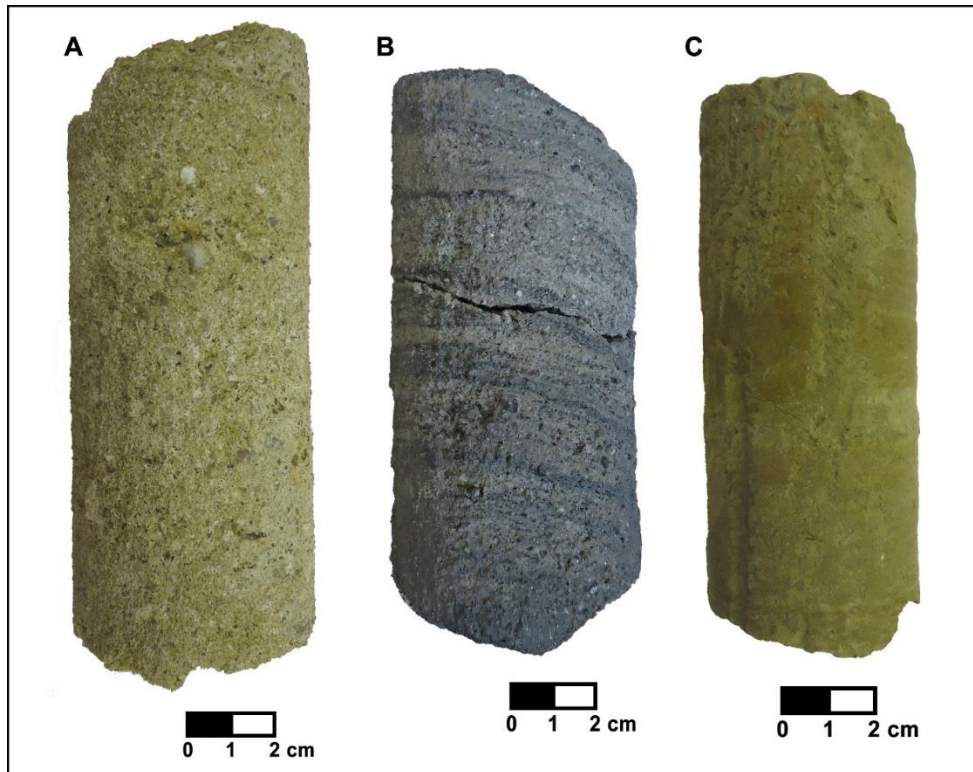


Figura 3 – Fácies (A) Am, (B) Ae e (C) Lm. Fácies típicas da sucessão SF-F1 (planície fluvial). Note a coloração amarelada das fácies Am e Lm (A e C) atribuída alteração pós-deposicional e, estratificação cruzada marcada por níveis argilosos da fácies Ae (B).

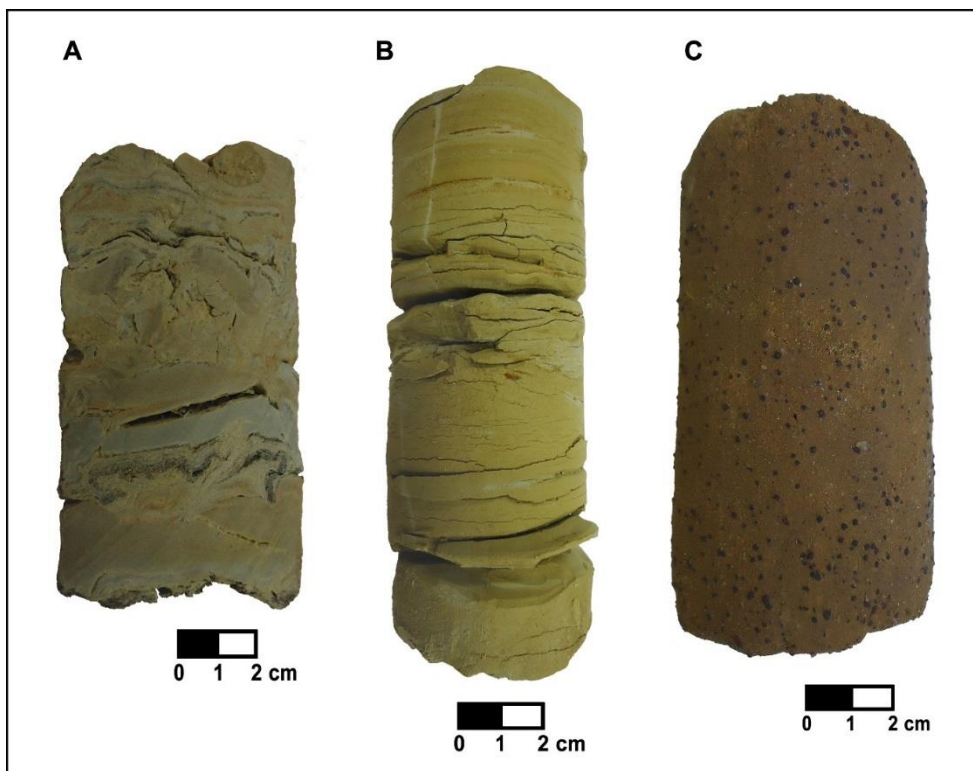


Figura 4 – Fácies (A) IF, (B) Is e (C) Ao. Fácies típicas da sucessão SF-T (planície de maré). (A) note acamamento heterolítico e acúmulo de fitoclastos na fácies IF. (B) aspecto oxidado da fácies Is. (C) siderita e coloração da fácies Ao, associada à superfície de exposição subaérea.

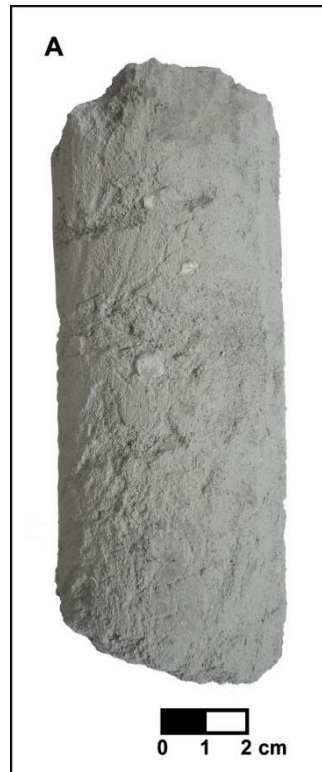


Figura 5 – Fácies Hb. Fácies típica da sucessão SF-M (marinho). Sua elevada composição carbonática, constituída principalmente por nano- e microfósseis, sugerem condições marinhas.

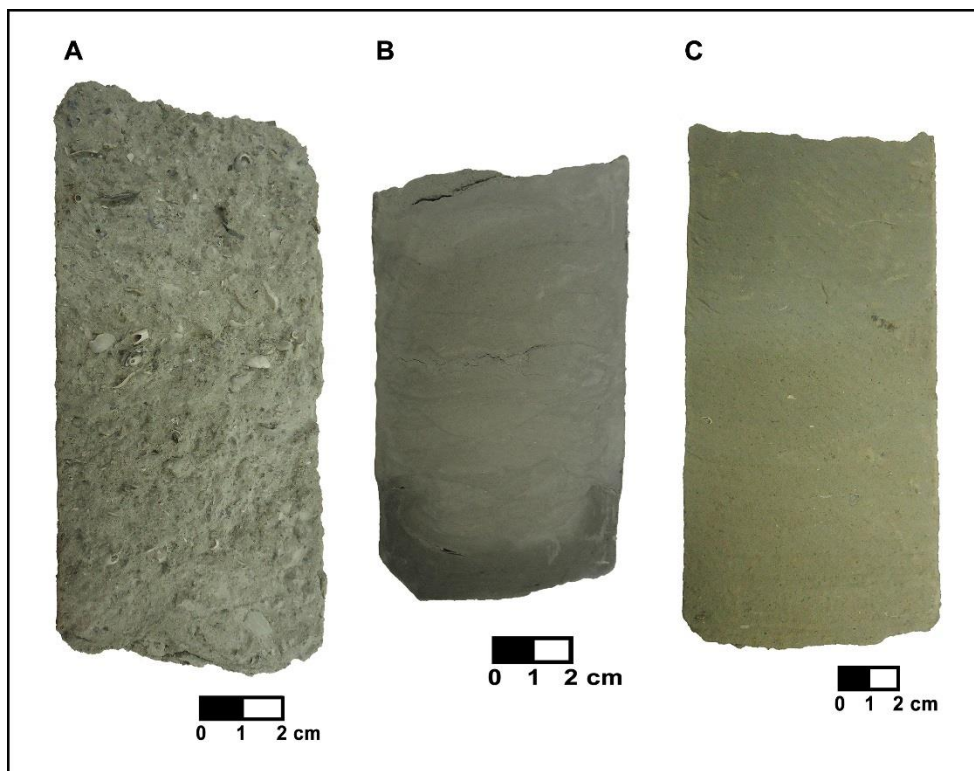


Figura 6 – Fácies (A) Hgb, (B) Ia e (C) HFb. Fácies típicas da sucessão SF-Lg (lagunar). (A) arenito híbrido rico em grânulos e bioclastos de natureza diversa (fácies Hgb). (B) intercalações entre arenito híbrido e argilito (fácies Ia). (C) arenito híbrido com fitoclastos (fácies HFb).

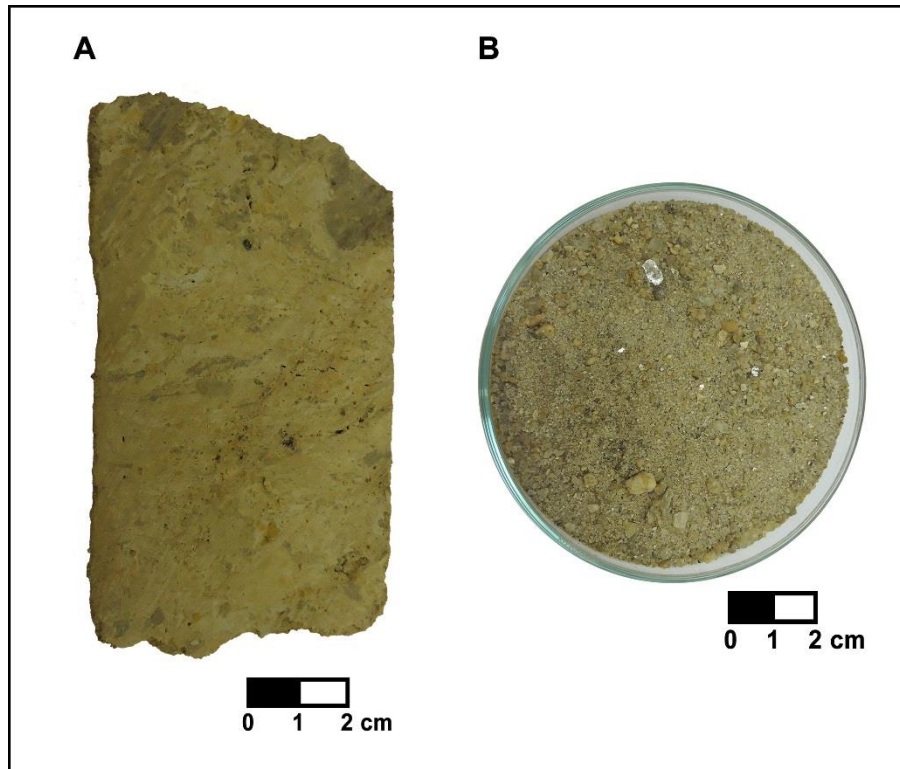


Figura 7 – Fácies (A) Aa e (B) Amf. Fácies típicas da sucessão SF-F2 (planície fluvial). (A) note o aspecto maciço e o elevado grau de oxidação, atribuído a processos pedogenéticos (fácies Aa). (B) note a presença de grânulos de quartzo, feldspato e muscovita (fácies Amf).

DIFRAÇÃO DE RAIOS-X (DRX)

Para caracterização dos argilominerais foram analisadas 10 amostras representativas das fácies HFb (16,00m), Ia (23,90m), Hb (33,10m), Is (49,40m), IF (65,70), Aa (163,60m), e Lm (42,20m; 104,35m; 110,00m e 181,70m), englobando quatro (SF-F1, SF-T, SF-M e SF-Lg) das cinco sucessões de fácies definidas neste estudo (**Figura 2**).

As amostras pertencentes a SF-F1 (200m-72m) apresentaram em seus difratogramas picos correspondentes a esmectita, caulinita, gibbsita, muscovita e albita. Em sua porção inferior, onde predominam arenitos e argilitos oxidados das fácies Am e Lm, nota-se a abundância de albita e esmectita, indicadores de soterramento rápido e pequena lixiviação. As condições gerais de ocorrência destes minerais são clima mais seco e regiões com relevo suavizado (baixada) que permita baixa taxa de fluxo de água. Em locais de alta precipitação a esmectita pode ser encontrada em regiões de drenagem imperfeita, onde o transporte lateral acumula cátions básicos lixiviados de partes bem drenadas (Azevedo & Vidal-Torrado, 2009).

Já na porção superior da SF-F1, a presença de argilitos cinzas com composição predominantemente caolinítica sugere que a deposição tenha ocorrido sob condições climáticas

quentes e úmidas, permitindo assim, maior lixiviação de cátions básicos móveis (Na^+ , K^+) e acúmulo de alumínio (Al^{+3}) (Meunier, 2005).

As amostras correspondentes a SF-T (72m-42m), são caracterizadas predominantemente pela presença de esmectita, caulinita, haloisita, gibbsita, biotita e muscovita, exceto pela fácies Is (49,40m), que apresenta calcita, o que reforça seu caráter híbrido. A associação entre caulinita, haloisita e gibbsita, sugerem condições climáticas mais úmidas do que àquelas que vigoravam durante a sedimentação da SF-F1 (Meunier, 2005).

Na SF-M (42m-30m), a amostra analisada da fácies Hb é caracterizada predominantemente por calcita, aragonita, caulinita e gibbsita, com traços de quartzo e muscovita, o que reforça seu caráter híbrido (siliciclástico/carbonático). A presença de argilominerais indicadores de grande lixiviação de cátions básicos e acúmulo de Al^{+3} associados com quartzo e muscovita em ambiente marinho indicam uma origem detrítica para os argilominerais, sugerindo contribuição de alguma fonte fluvial próxima.

Segundo Andrade (2010) a associação entre caulinita e gibbsita é comumente descrita para sedimentos da Formação Barreiras, aflorante na área do CDRPS, que quando retrabalhados por sistemas fluviais podem chegar ao ambiente marinho através de fluxos hiper- e homopícnais.

As amostras analisadas da SF-Lg (30m-12m), assim como a da sucessão SF-M (fácies Hb), são caracterizadas por expressivo conteúdo carbonático (calcita e aragonita), além de caulinita, gibbsita e pirita, indicando condições paleoclimáticas bastante similares. Diferem apenas quanto a presença de pirita, que aponta para condições redutoras, possivelmente ocasionada por uma circulação restrita na SF-Lg.

CARBONO ORGÂNICO TOTAL (COT)

Em linhas gerais, as quinze amostras coletadas ao longo do testemunho (0,30m; 17,00m; 23,20m; 32,80m; 42,20m; 49,00m; 62,65m; 66,45m; 84,00m; 104,35; 108,40m; 110,40; 114,35m; 158,20m e 163,80m) (**Figura 2**) para determinação do carbono orgânico total (% COT) e enxofre (% S) apresentaram baixos valores, variando entre 0,1 e 1,38% e 0,01 e 1%, respectivamente. Já a razão COT/S, variou entre 0,1 e 45,7, indicando desde condições redutoras até condições altamente oxidantes (**Figura 8**).

Com exceção da amostra de 158,20m, todas as demais coletadas no intervalo correspondente a SF-F1 (200m-72m), apresentaram valores de COT/S < 3 indicativa de condições redutoras, contrapondo informações advindas de observações megascópicas e de lâminas petrográficas, que indicam processos de oxidação e pedogênese em todo o intervalo. Segundo Silva *et al.*

(2011), este fato pode estar associado as baixas concentrações de carbono e enxofre nas amostras, muito próximas aos limites de detecção do método, que acabam por fornecer respostas não confiáveis.

Na SF-T (72m-42m), as amostras coletadas na base (62,65m e 66,45m) e topo (42,20m) do intervalo apontam para condições oxidantes ($COT/S > 3$), que podem ser associadas respectivamente, ao início da fase transgressiva sob condições de lâmina d'água relativamente rasa e oxigenada e à uma superfície de exposição subaérea que ocorre no topo da sucessão, gerada por um evento regressivo (regressão forçada). A amostra coletada em 49,00m indica condições redutoras ($COT/S < 3$), possivelmente relacionada ao incremento da lâmina d'água e menor circulação de fundo (condições disóxicas).

A amostra coletada em 32,80m, representativa da SF-M (42m-30m), sugere condições oxidantes, que podem estar associadas a maior circulação de águas oxigenadas durante a fase transgressiva. Já as amostras coletadas em 23,20m e 17,00m, representativas da SF-Lg (30m-12m), apontam para condições redutoras, corroborando a interpretação de um paleoambiente lagunar de baixa energia e com circulação restrita.

Na SF-F2 (12m-0m), a amostra coletada em 0,30m apresenta o mais elevado valor de COT/S, evidenciando um ambiente altamente oxidante. Esta amostra corresponde aos depósitos de planície de inundação sob intensa pedogênese e oxidação.

Os grupos e subgrupos de MOP identificados foram agrupados em cinco associações de palinofácies (elementos marinhos, palinomorfos terrestres, fitoclastos não-opacos, fitoclastos opacos e matéria orgânica amorfa), a partir das quais foram identificados cinco intervalos palinológicos (A, B, C, D e E) que apresentam boa correlação com as sucessões de fácies descritas para o testemunho (**Figura 9**).

O intervalo A (200m-85m), possui a maior média de matéria orgânica amorfa (MOA) e moderada proporção de fitoclastos opacos. Percentuais elevados de MOA são característicos de ambientes de baixa energia e alta preservação, enquanto que fitoclastos opacos são associados a ambientes oxidantes e podem indicar períodos de exposição subaérea (Tyson, 1993; Meyer *et al.*, 2005).

O intervalo B (85m-58m), é distinguido dos demais pela presença significativa de palinomorfos terrestres (esporos), marcando a maior contribuição de vegetação pteridófitas, que indica condições úmidas na área fonte e transporte por meio aquoso (Bauermann *et al.*, 2002). Entre 58 e 40 metros de profundidade (intervalo C), apenas a amostra coletada em 42,20m, apresentou recuperação de matéria orgânica particulada. A ausência de dados dificulta as interpretações, sendo possível afirmar somente que no topo do intervalo há um pico de fitoclastos opacos, indicando que se trata de um ambiente oxidante de alta energia (Meyer *et al.*, 2005).

O intervalo D (40m-24m), é caracterizado pela mistura de fitoclastos não-opacos e palinomorfos terrestres (indicadores de proximidade com uma fonte fluvial) com elementos marinhos (cistos de dinoflagelados). Já o intervalo E (24m-0m), que corresponde as amostras coletadas na parte superior do testemunho, é marcado por um aumento significativo no percentual de fitoclastos não-opacos, palinomorfos continentais e MOA, o que indica estreita proximidade com um sistema fluvial.

Os intervalos A e B, sugerem sedimentação em um ambiente continental, ou sob sua forte influência. A quebra entre os dois intervalos marca uma importante mudança nas condições climáticas, prevalece um clima mais seco na base (período em que o material é frequentemente exposto à atmosfera oxidante) e mais úmido no topo. Esta mudança pode ser associada à subida do nível relativo do mar e ao início da instalação do paleoambiente parálico (SF-T).

As condições oxidantes observadas no topo do intervalo C, corroboram a interpretação de uma fase regressiva com exposição subaérea no topo da SF-T. Enquanto que a presença de cistos de dinoflagelados associados à fitoclastos não-opacos e palinomorfos terrestres no intervalo D, ratificam a interpretação de um paleoambiente marinho para a SF-M (rica em nano- e microfósseis diversos), contudo sugere que o aporte de terrígenos seja constante.

Já o intervalo E, pode ser correlacionado as SF-Lg (lagunar) e SF-F2 (planície fluvial), onde a circulação marinha torna-se cada vez mais restrita e o aporte de sedimentos continentais provenientes de um sistema fluvial torna-se mais expressivo.

A análise das partículas orgânicas não identificou elementos diagnósticos de idade.

DATAÇÃO POR RADIOCARBONO (^{14}C)

Buscando correlacionar as sucessões de fácies aqui analisadas com as variações do nível do mar tradicionalmente descritas para o Quaternário do CDRPS, foram realizadas datações por radiocarbono (^{14}C) em amostras de conchas coletadas nas profundidades de 13,20m e 37,70m e de matéria orgânica (fragmento de lenho) coletada em 59,00m. As idades obtidas foram 43.500 A.P., 43.500 A.P. e 39.990 ± 460 A.P., respectivamente.

Nos três casos, os resultados não conferiram idade precisa para o material datado, sendo possível afirmar apenas que o material é mais antigo que 40.000 anos AP, tratando-se, provavelmente, de uma sedimentação pleistocênica, o que restringe a sedimentação holocênica aos depósitos fluviais da sucessão de fácies F2 (12m-0m).

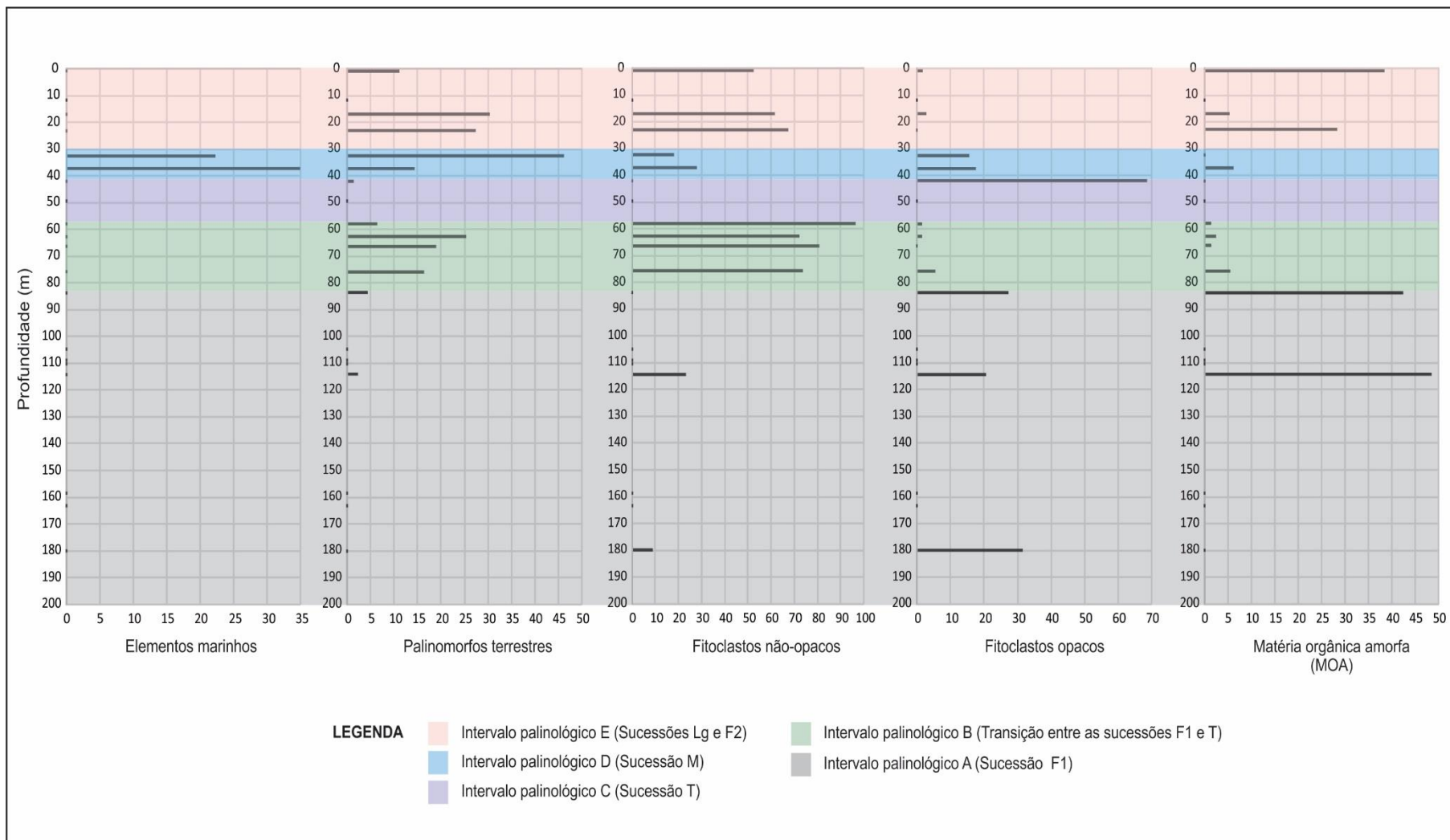


Figura 9 – Correlação entre os cinco intervalos palinológicos (A, B, C, D e E) identificados para o testemunho do poço 2-MU-1-RJ e suas sucessões de fácies (SF-F1, SF-T, SF-M, SF-Lg e SF-F2).

DISCUSSÕES

As cinco sucessões de fácies descritas neste estudo permitiram a caracterização de diferentes paleoambientes deposicionais (fluvial, planície de maré, marinho e lagunar) ao longo do testemunho do poço 2-MU-1-RJ.

A interpretação da SF-F1 como o registro de um sistema fluvial meandrante é corroborada não só pelas características faciológicas descritas, mas também por dados palinológicos, que apontam para a sedimentação de finos em uma planície de inundação com posterior exposição subaérea. Sua sedimentação ocorreu majoritariamente sob condições climáticas um pouco mais secas, com baixa taxa de fluxo de água, exceto a porção superior, onde tanto dado de DRX quanto de palinofácies sugerem condições de maior umidade. Estes depósitos areno-argilosos, podem ser correlacionáveis a porções distais do Membro São Tomé (Formação Emborê), interpretado por Gama Jr. (1977) como o registro de um sistema fluvial anastomosado ou meandrante arenoso, cuja idade é atribuída do Oligoceno ao Plioceno (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977).

A sucessão SF-T (planície de maré), registra o início de uma importante sequência transgressiva, marcada por oscilações de alta frequência. O topo desta sucessão é caracterizado pela ocorrência de arenitos oxidados (fácies Ao), atribuídos a uma fase regressiva. A deposição ocorre sob condições climáticas úmidas, o nível de oxidação do meio e o tipo de matéria orgânica presente varia segundo as oscilações do nível do mar.

Com a retomada da transgressão e sucessivo aumento da lâmina de água instala-se um ambiente marinho franco (SF-M), caracterizado pela presença de cistos de dinoflagelados, além de abundantes nano- e microfósseis carbonáticos, que marcam o máximo transgressivo. A presença de argilominerais detríticos e palinomorfos indicam a presença de um sistema fluvial próximo, em que sedimentos continentais chegariam a região marinha através de fluxos hiper- e homopícnais, responsáveis por oxigenar o meio.

Com a diminuição da subida do nível relativo do mar e estabilização do sistema em condições de mar alto, a nucleação de cordões arenosos promove o isolamento de um corpo de água com restrita conexão com o mar. Ocorre a formação de um sistema lagunar (SF-Lg), onde predominam condições redutoras e suas fácies marcam ciclos de raseamento, em que se registra a diminuição da circulação marinha e o aumento do aporte de sedimentos continentais.

Conforme observações geomorfológicas na área de estudo, a sucessão de fácies F2, corresponde a última fase evolutiva da região, caracterizada por uma extensa planície fluvial de idade holocênica.

As idades obtidas através de datação por radiocarbono (^{14}C), superiores a 40.000 A.P., sugerem que os depósitos das sucessões SF-T, SF-M e SF-Lg sejam pleistocênicos e tenham sido formados pela transgressão de 123.000 anos A.P., quando o nível relativo do mar esteve $8\text{m} \pm 2\text{m}$ acima do atual. Este evento transgressivo foi responsável por erodir total ou parcialmente os depósitos pré-existentes e retrabalhar as linhas de falésias esculpidas nos tabuleiros da Formação Barreiras e em parte do embasamento cristalino (Martin *et al*, 1993 e Martin *et al*, 1997).

Esta interpretação é corroborada por datações relativas baseadas no estudo de nanofósseis calcários que ocorrem nas sucessões SF-M e SF-Lg, realizadas por Gatto (2016), que sugere uma idade pleistocênica (Pleistoceno Médio) para o intervalo.

Os resultados da datação por radiocarbono (^{14}C) sugerem, ainda, que a cobertura holocênica da região é bastante delgada, provavelmente restrita à sucessão SF-F2 (12 -0 m).

CONCLUSÕES

As análises realizadas apresentaram correlação direta com as sucessões de fácies identificadas para o testemunho do poço 2-MU-1-RJ e revelam que as variações relativas do nível do mar, exerceram forte controle na evolução da porção central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS).

As cinco sucessões de fácies definidas neste estudo (SF-F1, SF-T, SF-M, SF-Lg e SF-F2), apoiadas em dados de DRX, COT, palinofácies e datação, indicam que a evolução do CDRPS, em sua porção central, teve origem a partir da transgressão pleistocênica (123.000 anos A.P.). Propõe-se que esta transgressão teria se iniciado a partir de um paleovale escavado na regressão anterior, responsável por erodir depósitos da Formação Emborê.

O afogamento de um vale fluvial pré-existente, propiciou a formação de um paleoambiente estuarino, o qual evoluiu até a instalação de um paleoambiente marinho (no máximo transgressivo) e de uma ampla laguna (em mar alto).

O amplo espectro de fácies sedimentares descritas no testemunho do poço 2-MU-1-RJ, que inclui a presença de rochas híbridas ricas em nano- e microfósseis calcários, aponta para uma evolução complexa, influenciada pela interação entre o sistema alimentador aluvial e as oscilações de alta frequência no nível relativo do mar.

A pronunciada perda de material na parte superior do testemunho, não permitiu estabelecer uma relação direta entre as sucessões SF-Lg (lagunar) e SF-F2 (fluvial), e nem mesmo, o reconhecimento de depósitos marinhos / lagunares de idade holocênica, atribuídos a transgressão de 5.100 A. P., documentada por Martin *et al.* (1997). Contudo, os resultados deste estudo, corroboram as interpretações de Araújo & Beurlen (1975), Martin *et al.* (1993) e Martin *et al.* (1997), para a formação do CDRPS, que segundo os autores, é atribuída a um evento transgressivo que promove o afogamento de vales fluviais e formação de estuários e lagunas.

Salienta-se apenas, que nenhum dos modelos evolutivos propostos para o CDRPS, fornece um detalhamento para os eventos ocorridos no Pleistoceno, porém, contemplam a instalação de uma paleolaguna em mar alto para o máximo transgressivo de 5.100 anos A.P., algo proposto neste trabalho para a transgressão de 123.000 anos A.P., o que sugere uma evolução paleoambiental semelhante para transgressões marinhas distintas.

A análise do testemunho 2-MU-1-RJ deixa claro a grande variedade litológica e os diversos subambientes de sedimentação que podem estar presentes em um complexo deltaico. Reitera que sua evolução está intimamente associada às variações do nível relativo do mar, sendo este um dos principais controles evolutivos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Projeto Canyon (CTPetro-FINEP / Petrobras / UFRJ) pela aquisição do material de estudo e ao Projeto Delta (IGEO - 15857), pelo financiamento da pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. ANDRADE, G.R.P. Argilominerais em solos de manguezais da costa brasileira. Dissertação de Mestrado, Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Piracicaba, SP. 187p. 2010.
2. ARAÚJO, M.B.; BEURLLEN, G. Projeto rio Paraíba do Sul: Sedimentação Deltaica Holocênica. PETROBRAS/RPBa, DIREX. Rio de Janeiro. vol.1, n. 1649. 1975.
3. AZEVEDO, A. C.; VIDAL-TORRADO, P. Esmectita, vermiculita, minerais com hidróxi-entre camadas e clorita. *In*: MELO, F. M. & ALEONI, L.R.F. (eds). Química e mineralogia do solo Parte I, SBCS. Viçosa. p. 382- 426. 2009.
4. BACOCOLI, G. Os deltas marinhos holocênicos brasileiros – uma tentativa de classificação. Boletim Técnico da Petrobras. DIVEX/DEXPRO. Rio de Janeiro. vol.14. p. 5-38. 1971.
5. BAUERMANN, S.G.; MARQUES-TOIGO, M.; BEHLING, H. & NEVES, P.C.P. Aspectos tafonômicos em palinologia de Quaternário. Pesquisas (Série Botânica), v. 52. p.223-239. 2002.

6. BERNNER, R. A. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis-a comment. *In: Marine Chemistry*, cap. 49. p. 121-122. 1995.
7. BORGHI, L. Visão Geral da Análise de Fácies Sedimentares do Ponto de Vista da Arquitetura Depositional. *Boletim do Museu Nacional, Rio de Janeiro*. v.53. 26p. (Nova Série, Geologia). 2000.
8. BORREGO, J.; LOPEZ, M.; PEDON, J. G. & MORALES, J. A. C/S ratios in estuarine sediments of the Odiel River-mouth, S.W. Spain. *Journal of Coastal Research*, v. 14(4). p. 1276-1286. 1998.
9. BOYD, R. Transgressive wave-dominated coasts. *In: JAMES, N.P. & DALRYMPLE, R.W.* (eds). *Facies Models 4*, Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland. p. 184-209. 2010.
10. BRÊDA, T.C. Análise multiescalar da Formação Barreiras na área emersa da bacia de Campos, entre Búzios e Campos dos Goytacazes (RJ). *Dissertação de Mestrado, IGeo/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ*. 117p. 2012.
11. CPRM – Serviço Geológico Brasileiro. *Geologia do Estado do Rio de Janeiro*. Brasília. 85p. 2001.
12. DAVIS JR., R. A. & FITZGERALD, D. M. *Beaches and Coasts*, Blackwell Publishing. UK. 419p. 2004.
13. DOMINGUEZ, J.M.L. Delta dominado por ondas: críticas às ideias atuais com referência particular ao modelo de Coleman & Wright. *Revista Brasileira de Geociências*, 20. p.352-361. 1990.
14. GAMA JUNIOR, E. G. *Sistemas Depositionais e Modelos de Sedimentação das Formações Campos e Emborê, Bacia de Campos, Rio de Janeiro, Brasil*. Tese de Doutorado, IGC/USP, São Paulo, SP, vol. I. 104p. 1977.
15. GATTO, A.L.M. Bioestratigrafia e Paleoceanografia de uma sucessão estratigráfica quaternária com base em Nanofósseis Calcários (Complexo deltaico do rio Paraíba do Sul, Bacia de Campos – RJ). *Dissertação de Mestrado, IGeo/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ*. 93p. 2016.
16. LAMEGO, A.R. *Geologia das Quadrículas de Campos, São Tomé, Lagoa Feia e Xexé*. Div. Geol. Min., DNPM, 154, Rio de Janeiro. 1955.
17. LANA, C.C. Dinoflagelados como indicadores paleoambientais durante a sedimentação eocretácea da porção terrestre da Bacia de Campos. *In: CARVALHO, I.S.; SRIVASTAVA, N.K.; STROHSCHOEN, O.; LANA, C.C.* (eds) *Paleontologia: cenários de vida*, Interciência. Rio de Janeiro, v.3, p.211-219. 2011.
18. LOPES, A.L.M. Análise da evolução sedimentar quaternária da plataforma continental sul da bacia de Campos com base em estratigrafia sísmica e sonografia. *Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, UFF, Rio de Janeiro, RJ*. 66p. 2004.
19. MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; DOMINGUEZ, J.M.L & AZEVEDO, A.E.G. Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33. Rio de Janeiro. *Anais. SBG*, v.1. p.84-97. 1984.

20. MARTIN, L.; SUGUIO, K. Excursion route along the Brazilian coast between Santos (State of São Paulo) and Campos (North of State of Rio de Janeiro). In: International Symposium on global changes in South America during the quaternary. São Paulo. Proceedings of International Symposium on global changes in South America during the quaternary. São Paulo: INQUA. p.68-121. 1989.
21. MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, M.J. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de "Deltas" brasileiros. *In: Boletim de Geociências-USP, São Paulo. Publicação Especial, vol. 15. p.1-186. 1993.*
22. 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. Belo Horizonte, CPRM. 112 p. 1997.
23. MENDONÇA FILHO, J.G.; MENEZES, T.R.; MENDONÇA, J.O.; OLIVEIRA, A.D.; CARVALHO, M.A.; SANT'ANNA, A.J.; SOUZA, J.T. Palinofácies. *In: CARVALHO, I.S. (ed.), Paleontologia. Interciência, Rio de Janeiro. p. 283-317. 2010.*
24. MEUNIER, A. Clays in Sedimentary Environments. *In: Clays. 1ª edição. França. Cap. 7. p.295-327. 2005.*
25. MEYER, K.E.B.; MENDONÇA FILHO, J.G.; ASHRAF, A.R.; SOUZA, P.A. & REICHHART, K. Análise de Palinofácies em sedimentos holocênicos da Lagoa dos Quadros, Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia, v. 8(1). p. 57-72. 2005.*
26. MIAL, A.D. Alluvial deposits. *In: JAMES, N.P. & DALRYMPLE, R.W. (eds). Facies Models 4, Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland. p. 105-137. 2010.*
27. MORAIS, R.M.O. Estudo Faciológico da Formação Barreiras na região entre Maricá e Barra de Itabapoana, estado do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, IGeo/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ. 113p. 2001.
28. OLIVEIRA, J.P.M. Caracterização sismoestrutural do embasamento do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul. Dissertação de Mestrado, IGeo/UFRJ, Rio de Janeiro, RJ. 125p. 2015.
29. RICCOMINI, C. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, IGC/USP, São Paulo, SP. 256p. 1989.
30. RODRIGUES, A.G. Implicações paleoambientais da siderita eodiagenética nos depósitos do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul, Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, UFRGS, Porto Alegre, RS. 80p. 2015.
31. SCHALLER, H. Estratigrafia da Bacia de Campos. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracaju (SE): SBG, v.3. p.247-258. 1973.*
32. SILVA, C.G. Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia, RJ. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, UFF, Rio de Janeiro, RJ. 160 p. 1987.
33. SILVA, F.S.; LAUT, L.L.M.; SANTOS, E.S.; LAUT, V.M.; CRAPEZ, M.A.C. & MENDONÇA FILHO, J.G. Biopolímeros, carbono e enxofre totais associados à atividade bacteriana dos sedimentos superficiais do delta do Paraíba do Sul, RJ-Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ, Rio de Janeiro, v. 34. p. 33-45. 2011.*

34. SILVA, T.P.; MELLO, C.L. Reativações neotectônicas na zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil). *Geologia USP: Série Científica*. São Paulo. v.11, n.1. p. 95-111. 2011.
35. SUGUIO, K. Tópicos de geociências para o desenvolvimento sustentável: as regiões litorâneas. *Geologia USP: Série Didática*, São Paulo, v. 2. n. 1. 40p. 2003.
36. SUGUIO, K.; NOGUEIRA, A.C.R. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. *Geociências*, São Paulo. v. 18, n. 2. p. 461-479. 1999.
37. TYSON, R.V. Palynofacies analysis. *In: D.G. Jenkins (ed.) Applied Micropaleontology*. Kluwer. p. 153-191. 1993.
38. TYSON, R.V. *Sedimentary Organic Matter: Organic Facies and Palynofacies*. Kluwer Academic. Dordrecht, Holland. 615p. 1995.
39. ZUFFA, G.G. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. *In: Zuffa, G.G. (Ed.), Provenance of Arenites*. NATO-ASI series C. D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, p. 165-180. 1985.

Apêndice C – Resumo no XVI Congresso ABEQUA (2017)



FÁCIES SEDIMENTARES E INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL DA PORÇÃO CENTRAL DO COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL (RJ) COM BASE EM DADOS DE SUBSUPERFÍCIE

Josiane Branco Plantz^{1,2}, Thiago Gonçalves Carelli^{1,2}, Leonardo Fonseca Borghi de Almeida², Renato Rodrigues Cabral Ramos³.

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia (PPGI) – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio de Janeiro

²Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed) – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio de Janeiro

³Departamento de Geologia e Paleontologia – Museu Nacional da Universidade Federal do Rio de Janeiro.

O Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS) é uma importante planície costeira quaternária localizada no litoral norte do estado do Rio de Janeiro, cuja construção e evolução foram controladas pelas variações do nível do mar ocorridas nos últimos 120.000 anos, pela dinâmica costeira e pelas diferentes fases evolutivas do rio Paraíba do Sul. Embora seja alvo de estudos desde a década de 1950, a região é carente de estudos sedimentológicos e estratigráficos que envolvam seus depósitos subsuperficiais. Sendo assim, o presente trabalho tem por objetivo a caracterização de fácies e interpretação paleoambiental no testemunho do poço 2-TO-1-RJ, localizado no distrito de Tócos (município de Campos dos Goytacazes), porção central do CDRPS, visando subsidiar novas discussões acerca da evolução da região. A sondagem alcançou 181m, atingindo o embasamento em torno de 173m, e apresenta uma recuperação aproximada de 84%. O testemunho foi descrito em escala de 1:40, observando aspectos litológicos, texturais, cores, estruturas sedimentares e contatos estratigráficos, que resultaram na elaboração de um perfil estratigráfico, a partir do qual foram caracterizadas 12 fácies sedimentares (3 lutíticas, 2 híbridas, 1 heterolítica, 5 areníticas e 1 conglomerática), posteriormente agrupadas em sete sucessões de fácies. A SF-LA (173 - 156m) é caracterizada por depósitos areno-lamosos conglomeráticos maciços (fácies Acm, ALm e LAm), típicos de porções medianas / distais de leques aluviais. A SF-F1 (156 - 90m) é constituída por empilhamentos de areias e arenitos maciços oxidados, raramente ocorrem lamitos maciços (fácies Amf, Am e Lm), padrão característico de sistemas fluviais entrelaçados. A SF-Dc (90 - 33m) é caracterizada por arenitos estratificados, lamitos argilosos laminados e rochas com acamamento heterolítico ricas em fitoclastos (fácies Ae, Ll e IF) e interpretada como um sistema de delta de cabeceira de estuário (*bay-head delta*). A partir disto, ocorrem depósitos também transgressivos das sucessões SF-M (33 - 30m) e SF-Lg (13 - 10m), caracterizados por rochas híbridas ricas em bioclastos (fácies Lh e Ab) depositadas em ambientes marinho e lagunar e depósitos regressivos das sucessões SF-F2 (30 - 13m) e SF-F3 (10 - 0m), caracterizados por areias, arenitos e lamitos (fácies Amf, Am e Lm), atribuídos a planícies fluviais recentes.

Palavras-chave: Estratigrafia; Bacia de Campos; Quaternário.

Agradecimentos: Os autores agradecem ao Projeto Delta (IGEO – 15857) pela aquisição do material de estudo e financiamento da pesquisa.

Apêndice D – Resumo no XVI Congresso ABEQUA (2017)



CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA ENTRE TESTEMUNHOS DE SONDAGEM DA PORÇÃO CENTRAL DO COMPLEXO DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL (RJ)

Josiane Branco Plantz^{1,2}, Thiago Gonçalves Carelli^{1,2}, Leonardo Fonseca Borghi de Almeida².

¹Programa de Pós-Graduação em Geologia (PPGI) – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio de Janeiro

²Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed) – Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio de Janeiro.

O Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul é uma importante planície costeira de idade quaternária localizada no norte do estado do Rio de Janeiro. Sua construção foi controlada pelas variações do nível do mar ocorridas nos últimos 120.000 anos e pela dinâmica costeira. Apesar da região ser alvo de estudos desde a década de 1950, dados de subsuperfície profundos são raros, o que dificulta a caracterização das sucessões sedimentares e da distribuição das unidades estratigráficas. Com base nisto, o presente trabalho objetiva a realização de correlação estratigráfica entre os testemunhos dos poços 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ, localizados nos distritos de Mussurepe e Baixa Grande (município de Campos dos Goytacazes), distantes cerca de 5 km na direção NE-SW. Os testemunhos foram descritos em escala de 1:40, observando aspectos litológicos, texturais, cores, estruturas sedimentares e contatos estratigráficos, que resultaram na elaboração de um perfil estratigráfico, na definição de fácies e sucessões de fácies e na interpretação paleoambiental. Para o poço 2-MU-1-RJ (200m) foram descritas cinco sucessões de fácies (F1, T, M, Lg e F2), enquanto que o poço 2-BG-1-RJ (410m) apresentou, além do embasamento gnáissico, sete sucessões de fácies (LA, F1, T, F2, M, CA e F3). Sobre o embasamento ocorrem depósitos continentais que correspondem aos sistemas de leques aluviais (SF-LA) e fluviais anastomosados / meandantes (SF-F1) do Membro São Tomé (Fm. Emborê). O topo da SF-F1, caracterizado pela ausência de depósitos lamosos e deposição sobre camadas de arenitos oxidados, marca o início do preenchimento de um vale inciso, gerado por regressão forçada, a partir do qual se inicia uma fase transgressiva com instalação de sistemas parálicos (SF-T). A SF-F2 do poço 2-BG-1-RJ e as SF-M marcam um pulso regressivo-transgressivo. O topo das SF-M é caracterizado por rochas carbonáticas, que definem a superfície de inundação máxima (SIM). Datações por ¹⁴C sugerem que se trata da SIM de 123.000 anos AP e o desnível entre os depósitos carbonáticos indica uma reativação tectônica, com soerguimento do poço 2-BG-1-RJ e instalação de uma extensa paleolaguna no 2-MU-1-RJ (SF-Lg). Um novo evento transgressivo é responsável pela deposição de cordões arenosos pleistocênicos (SF-CA) e, em discordância (lacuna), ocorre a instalação de uma planície fluvial holocênica.

Palavras-chave: Paleoambiente deposicional; Variação do nível do mar; Quaternário.

Agradecimentos: Os autores agradecem ao Projeto Delta (IGEO – 15857) pela aquisição do material de estudo e financiamento da pesquisa.

Anexo A – Artigo submetido à Revista Geologia – Série Científica (USP)

COMPROVANTE DE SUBMISSÃO (31 de março de 2017)

[GEOUSP] Agradecimento pela submissão



Entrada x



Daniel Machado <publigc@usp.br>

para mim ▾

Josiane Josiane Branco Plantz,

Agradecemos a submissão do trabalho "Fácies e ambientes deposicionais do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, Região Norte do Estado do Rio de Janeiro" para a revista Geologia USP. Série Científica.

Acompanhe o progresso da sua submissão por meio da interface de administração do sistema, disponível em:

URL da submissão:

<http://www.revistas.usp.br/guspsc/author/submission/129213>

Login: josianeplantz

Em caso de dúvidas, entre em contato via e-mail.

Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de compartilhar seu trabalho.

Fácies e ambientes deposicionais do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, Região Norte do Estado do Rio de Janeiro

*Facies and depositional environments of Paraíba do Sul Deltaic Complex,
North of Rio de Janeiro state*

Fácies e ambientes deposicionais do CDRPS

Thiago Gonçalves CARELLI^{1,2}; Josiane Branco PLANTZ¹; Leonardo BORGHI¹

¹ Universidade Federal do Rio de Janeiro. Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza – Instituto de Geociências – Departamento de Geologia. Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed).

carelli@geologia.ufrj.br; josianeplantz@gmail.com; lborghi@geologia.ufrj.br

² Autor principal: Avenida Athos da Silveira Ramos, 274, sala J1-011. Cidade Universitária da UFRJ (Ilha do Fundão), CEP 21.941-916, Rio de Janeiro - RJ. Brasil. Telefone para contato: (21) 3938-9487 / (21) 99195-5593

Número de palavras: 9.551 (nove mil quinhentas e cinquenta e uma)

Total de figuras: 5 (cinco)

Total de tabelas: 1 (uma)

RESUMO – O Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS), é uma ampla planície costeira de idade quaternária localizada na região norte do Estado do Rio de Janeiro. Embora alvo de estudos esporádicos desde a década de 1950, ainda hoje, os modelos evolutivos propostos para a região baseiam-se unicamente em observações geomorfológicas, análises sedimentológicas em amostras de superfície e testemunhos rasos, além de datações por radiocarbono, visto que dados de subsuperfície profundos são escassos. De forma a contribuir para o conhecimento da região, este trabalho objetiva a análise de fácies no testemunho do poço 2-BG-1-RJ (Baixa Grande), localizado no segmento central do CDRPS, o qual atingiu 410m de profundidade e alcançou o embasamento cristalino a 384m, tendo por finalidades a interpretação paleoambiental e a caracterização estratigráfica local. Os resultados permitiram a identificação de quatorze fácies sedimentares (quatro lutíticas, duas heterolíticas, três arenosas, quatro areníticas e uma conglomerática), agrupadas em sete sucessões de fácies (SF-LA, SF-F1, SF-T, SF-F2, SF-M, SF-CA e SF-F3). Os paleoambientes definidos pelas sucessões de fácies, revelam que a região evolui a partir de um evento transgressivo que promoveu o afogamento de um vale inciso instalado sobre os depósitos proximais do Membro São Tomé da Formação Emborê, representados pela SF-LA (leque aluvial) e parte SF-F1 (fluvial). A sedimentação pleistocênica, constituída pelo topo da SF-F1, além das SF-T (estuário), SF-F2 (fluvial), SF-M (marinho/lagunar) e SF-CA (cordões arenosos); é marcada por ciclos regressivos-transgressivos, cujo máximo transgressivo, é atribuído a parte superior da SF-M. Já a sedimentação holocênica, restringe-se a SF-F3, interpretada como uma planície fluvial, que marca a evolução mais recente da região.

Palavras chave: Quaternário; Complexo deltaico do rio Paraíba do Sul; Fácies sedimentares; Planície costeira.

ABSTRACT – The Paraíba do Sul Deltaic Complex (PSDC) is a large quaternary coastal plain located in the north region of the Rio de Janeiro State. Although subject of sporadic studies since the 1950s, the evolutionary models proposed for the region are poor and based only on geomorphological observations, surface sedimentological analyzes, shallow cores (<40m) and radiocarbon dating, due the subsurface deep data shortage (weel logs and well cores). In order to improve the knowledge about the region, this work aims the stratigraphic characterization and paleoenvironmental interpretation by facies analyses in the 410m well core (2-BG-1-RJ), located the central axis of PSDC. The results allowed the identification of fourteen sedimentary facies (four mudstones, two heterolytic, three sandy, four sandstones and one conglomerate), grouped in seven facies succession (SF-LA, SF-F1, SF-T, SF-F2, SF -M, SF-CA and SF-F3), related to different paleoenvironments. The paleoenvironments show that the region evolved from a transgressive event that promoted the drowning of an incised valley installed over the proximal deposits of the São Tomé Member (Emborê Formation), represented by the SF-LA (alluvial fan) and part of SF-F1 (fluvial) facies succession. Pleistocene sedimentation, represented by SF-T (estuary), SF-F2 (fluvial), SF-M (marine / lagoon) and SF-CA (strandplain) and the top of SF-F1 facies succession, is marked by regressive-transgressive cycles, of which maximum transgressive is attributed to the upper part of SF-M sucession. The holocene sedimentation, however, is restricted to SF-F3 facies sucession, interpreted as a fluvial plain that marks the most recent evolution of the region.

Key words: Quaternary; Paraíba do Sul deltaic complex; Sedimentary facies; Coastal plain.

INTRODUÇÃO

Na região sudeste do Brasil, delinea-se o Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS), uma ampla planície sedimentar quaternária caracterizada geomorfologicamente por um conjunto de cordões arenosos pleistocênicos ao sul, depósitos flúvio-lagunares na parte central e cordões arenosos holocênicos ao norte (Silva, 1987; Martin et al., 1997; Rocha et al., 2013).

Diferente de outras planícies costeiras que comportam feições deltaicas influenciadas por ondas, a região apresenta um desenvolvimento bastante complexo, controlado pelas variações relativas do nível do mar durante os últimos 120.000 anos (Martin et al., 1984; Dominguez, 1990; Martin et al., 1997), pela ação da dinâmica costeira (Dominguez et al., 1983; Martin et al., 1984), pela possível influência de processos compressivos e distensivos que atuaram durante o Quaternário na região do Rifte Continental do Sudeste do Brasil e áreas adjacentes (Riccomini, 1989; Silva e Mello, 2011), além das diferentes fases evolutivas do rio Paraíba do Sul (Silva, 1987; Rocha et al., 2013).

Este conjunto de fatores, propiciou o desenvolvimento de uma variada gama de ambientes sedimentares durante a evolução da região, fato evidenciado por variações litológicas e paleoambientais observadas recentemente em testemunhos de sondagem de seus segmentos sul e central (Plantz, 2014; Vilela et al., 2016), onde neste último, foram descritas rochas híbridas (mistura de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos) com micro- e nanofósseis calcários (q.v. Plantz, 2014; Rodrigues et al., 2015) pouco abordadas na literatura regional, já que grande parte dos estudos desenvolvidos no CDRPS, desde a década de 1950, tiveram por objetivo a elaboração de modelos evolutivos paleoambientais.

Esses estudos foram baseados somente em reconstruções paleogeográficas, amostragens superficiais, datações por radiocarbono, sondagens rasas (< 40m) e dados geofísicos rasos obtidos a partir de radar de penetração no solo (q.v. Lamago, 1955; Martin et al., 1984; Silva, 1987; Araújo e Beurlen, 1975; Dominguez, 1990; Martin et al., 1993; Martin et al., 1997; Rocha et al., 2013), visto que dados de subsuperfície profundos eram escassos e, quando disponíveis, constituíam-se majoritariamente de amostras de testemunhos não contínuos, perfis de poços e algumas seções sísmicas executadas próximas ao litoral (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977), dificultando assim, a caracterização de suas sucessões sedimentares em subsuperfície e a elaboração de modelos evolutivos mais fidedignos.

Distintamente, este trabalho objetiva a caracterização sedimentológica e paleoambiental de um testemunho de sondagem profundo, executado na área do Complexo Deltaico do Rio

Paraíba do Sul, tendo por finalidade compreender sua evolução em resposta as variações relativas do nível do mar durante o Quaternário.

MATERIAL MÉTODO

O material de estudo consta do testemunho de sondagem do poço 2-BG-1-RJ (coordenadas geográficas 21°57'41,53"S/41°09'14,90"W, datum WGS 84), localizado em Baixa Grande, distrito de Campos dos Goytacazes, região norte do Estado do Rio de Janeiro, Brasil (**Figura 1**). A sondagem atingiu 410,00m de profundidade, alcançando o embasamento pré-cambriano a 385,40m.

O testemunho foi descrito em escala de 1:40, observando-se aspectos litológicos, texturais, composicionais, cores (*sensu* Munsell, 1991), contatos estratiais e estruturas sedimentares, que resultaram na elaboração de um perfil estratigráfico simplificado (**Figura 2**). A descrição foi realizada com auxílio de estereomicroscópio (*Zeiss Stemi 2000-C*) e um conjunto de peneiras (com aberturas de 2,00; 1,00; 0,50; 0,25; 0,125 e 0,062mm) que permitiram a identificação expedita dos aspectos texturais. Como apoio a descrição litológica, foram realizadas análises granulométricas (*sensu* Folk, 1954; 1968) através do método de peneiramento e pipetagem em 159 amostras predominantemente areníticas coletadas ao logo do testemunho.

A caracterização de fácies sedimentares foi baseada nos conceitos de Selley (1970) e Borghi (2000), observando-se a litologia, cor, composição e estruturas sedimentares (quando possível), apoiadas por descrições petrográficas qualitativas em 24 lâminas delgadas (**Figura 2**), através do microscópio *Zeiss Imager A2m* em luz transmitida/refletida. A nomenclatura “híbrida” foi utilizada neste trabalho para caracterizar fácies que apresentam mistura de componentes carbonáticos (bioclastos, micro e- nanofósseis) e siliciclásticos em proporções diversas.

Como apoio a caracterização paleoambiental, foram coletadas seis amostras ao longo do testemunho (27,00m; 40,40m; 86,00m; 173,00m; 262,40m e 354,00m) para realização de análises mineralógicas através do método de difração de raios-X (DRX) em argilominerais da seção estudada. As análises foram realizadas no equipamento *Bruker-D4 Endeavor* do Centro de Tecnologia Mineral (CETEM) e, as interpretações qualitativas de espectro, foram efetuadas por comparação com os padrões do banco de dados do CETEM.

Datações por radiocarbono (^{14}C) em três amostras (15,25m; 70,60m e 75,70m), realizadas através de espectrometria de massa por aceleradores (*AMS – Accelerator Mass Spectrometry*) no laboratório Beta Analytic Inc., complementam o estudo (**Figura 2**).

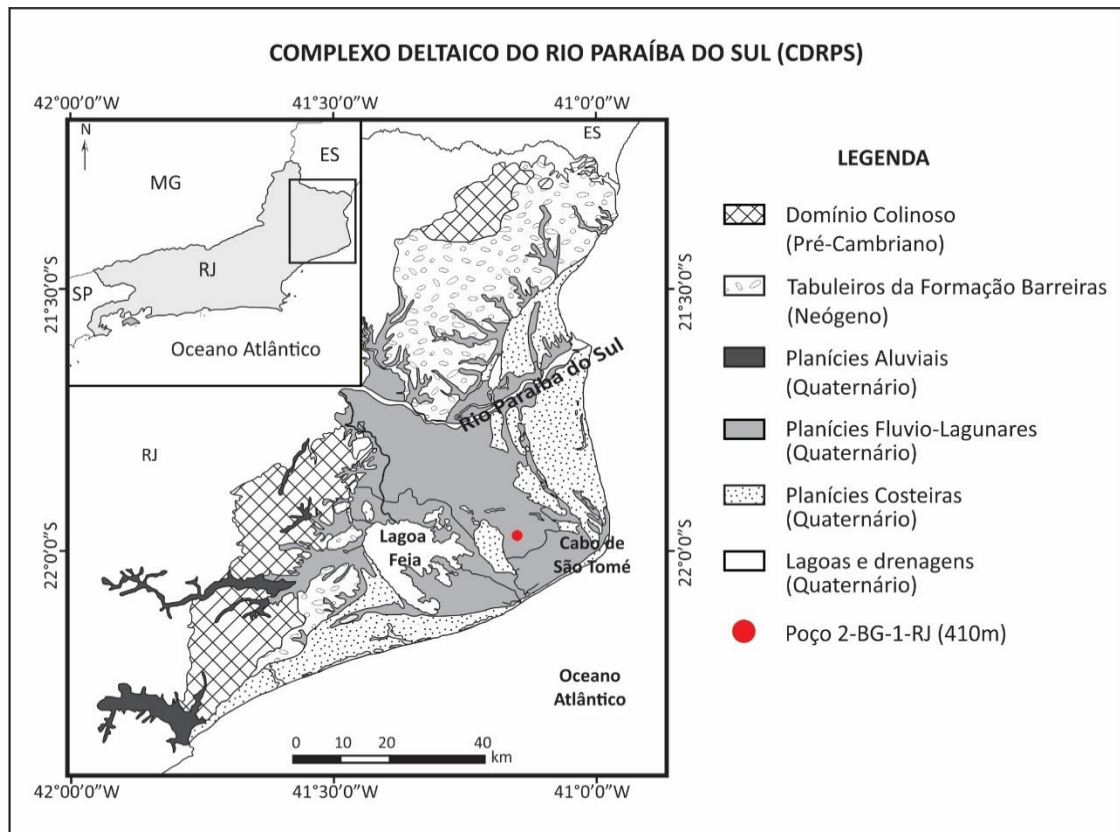


Figura 1. Localização do poço 2-BG-1-RJ no segmento central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, região norte do estado do Rio de Janeiro (modificado de Silva, 2001).

ÁREA DE ESTUDO

O Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul está localizado na parte emersa da bacia de Campos, norte do Estado do Rio de Janeiro, região sudeste do Brasil e apresenta uma área superficial de aproximadamente 3.000km², possuindo 120km de comprimento na direção Norte-Sul e uma largura máxima de aproximadamente 60km (**Figura 1**).

Seu substrato litológico inclui o embasamento pré-cambriano, composto por rochas metamórficas paleo e neoproterozóicas, suítes intrusivas neoproterozóicas e granitoides cambrianos (Silva, 2001; Heilbron et al., 2004), sobre o qual assentam-se depósitos cretáceos e cenozoicos, cujo registro sedimentar do Paleógeno e Neógeno, são representados por depósitos proximais do Grupo Campos (Membro São Tomé da Formação Emborê e Formação Barreiras) e, o registro Quaternário, corresponde aos depósitos de origem continental e parálico/marinho, incluindo colúvio-aluvionares e marinhos lagunares (Schaller, 1973; Martin et al., 1997; Silva, 2001; Lana, 2011; Winter et al., 2007).

O Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul pode ser dividido em três segmentos principais. O primeiro, denominado segmento sul, é caracterizado por um sistema de cordões arenosos de idade pleistocênica (Rocha et al., 2013) cortado por um pequeno sistema de drenagem que se

conecta a lagunas costeiras. Esses cordões representam paleolinhas de praias que progradam em direção ao mar durante episódios de regressão normal e forçada, sendo interpretado por alguns pesquisadores (Silva, 1987; Martin et al., 1993; Rocha et al., 2013) como o registro de um paleoambiente deltaico pleistocênico originado a partir de uma fase evolutiva mais antiga do rio Paraíba do Sul.

O segundo segmento, denominado segmento norte, é representado por um sistema progradante de cordões arenosos de idade holocênica (Martin et al., 1984; Martin et al., 1997) associados a evolução do Delta do Rio Paraíba do Sul, um importante delta influenciado por ondas que apresenta uma morfologia assimétrica e distintos padrões de sedimentação ao norte e ao sul de sua desembocadura fluvial.

A parte norte do delta, de menor extensão, é caracterizada pela ocorrência de cordões arenosos intercalados com baixios argilosos, onde desenvolvem-se lagos efêmeros, manguezais, pântanos e pequenas lagunas. Essa configuração seria resultado de sedimentos fluviais incorporados a costa pela ação das ondas, a partir da formação de ilhas barreiras (Dominguez et al., 1983). Já a parte sul, de maior extensão, é caracterizada por conjuntos de cordões arenosos intercalados à baixios alongados e incipientes, onde por vezes, desenvolvem-se pequenos brejos e algumas paleolagunas em seu extremo sul (e.g. Lagoa Salgada).

Estes conjuntos de cordões são separados por truncamentos e escalonamentos, interpretados como produtos de hiatos deposicionais acompanhados de erosão (Dias, 1981) ou, ainda, fases de bloqueio de sedimentos litorâneos pelo fluxo fluvial (Martin et al., 1984), que auxiliariam no desenvolvimento na porção Sul. Essas características levaram alguns pesquisadores a questionar sua classificação com um “típico” delta dominado por ondas (Martin et al., 1985; Dominguez, 1990; 1996).

O terceiro segmento, denominado segmento central, é caracterizado predominantemente por depósitos marinhos lagunares e fluviais que apresentam, em superfície, uma série de paleocanais e áreas alagadas (brejos). Segundo Martin et al. (1984), os depósitos marinhos lagunares são caracterizados por sedimentos argilo-orgânicos ricos em conchas, de idade holocênica (variando entre 7.000 e 5.000 anos A.P.) e representam um período de submersão ocasionado pela elevação do nível relativo do mar, cujo máximo transgressivo é datado em 5.100 anos A.P. Já os depósitos fluviais, caracterizados por sedimentos areno-lamosos que repousam diretamente sobre os depósitos lagunares holocênicos, são interpretados como o registro de um sistema deltaico intralagunar (associado ao rio Paraíba do Sul) que colmatou a paleolaguna gerada na fase transgressiva anterior (Martin et al., 1984; 1997).

RESULTADOS

Caracterização litológica

O testemunho apresentou recuperação aproximada de 90% (~369 metros) e registra elevado grau de alteração pós-deposicional associada a processos de oxidação e pedogênese, que muitas vezes, acabam por obliterar as características primárias dos depósitos. Baseado na textura e composição, quatro intervalos podem ser facilmente reconhecidos (**Figura 2**).

O primeiro (410,00m-385,30m), é representado pelo embasamento gnáissico, intensamente alterado entre 407,00 e 385,30m de profundidade, que apresenta granulação média e composição granítica, variando de meso- a melanocrático e frequentemente cortado por veios de quartzo. O segundo intervalo (385,30m-87,70m) é caracterizado pelo predomínio de rochas areno-lamosas (arenito lamoso, lamito e lamito arenoso) de cores cinza esverdeadas e amareladas sotopostas por sucessões de arenitos e lamitos, também de cores cinza esverdeadas e amareladas.

O terceiro intervalo (87,70m-4,40m) é caracterizado por lamitos com fitoclastos e microfósseis, areias com bioclastos carbonáticos, arenitos híbridos e areias ricas em matéria orgânica. Depósitos siliciclásticos areno-lamosos, frequentemente oxidados, ocorrem intercalados. Já o quarto intervalo (4,40m-0,00m) é caracterizado por areias, arenitos e lamitos bioturbados, que exibem feições pedogenéticas (oxidação, infiltração de finos e marcas de raízes).

A classificação textural das amostras analisadas (*sensu* Folk, 1954), revela o predomínio de arenitos lamosos e arenitos lamosos levemente cascalhosos, cujos valores de argilosidade variam entre 10% e 25%, com demais litologias ocorrendo de forma subordinada (**Figura 3**). Os altos teores de argilosidade, que podem ultrapassar 30%, observados em alguns intervalos areníticos estão associados a processos de alteração pós-deposicional, que incluem a dissolução de minerais e infiltração de finos.

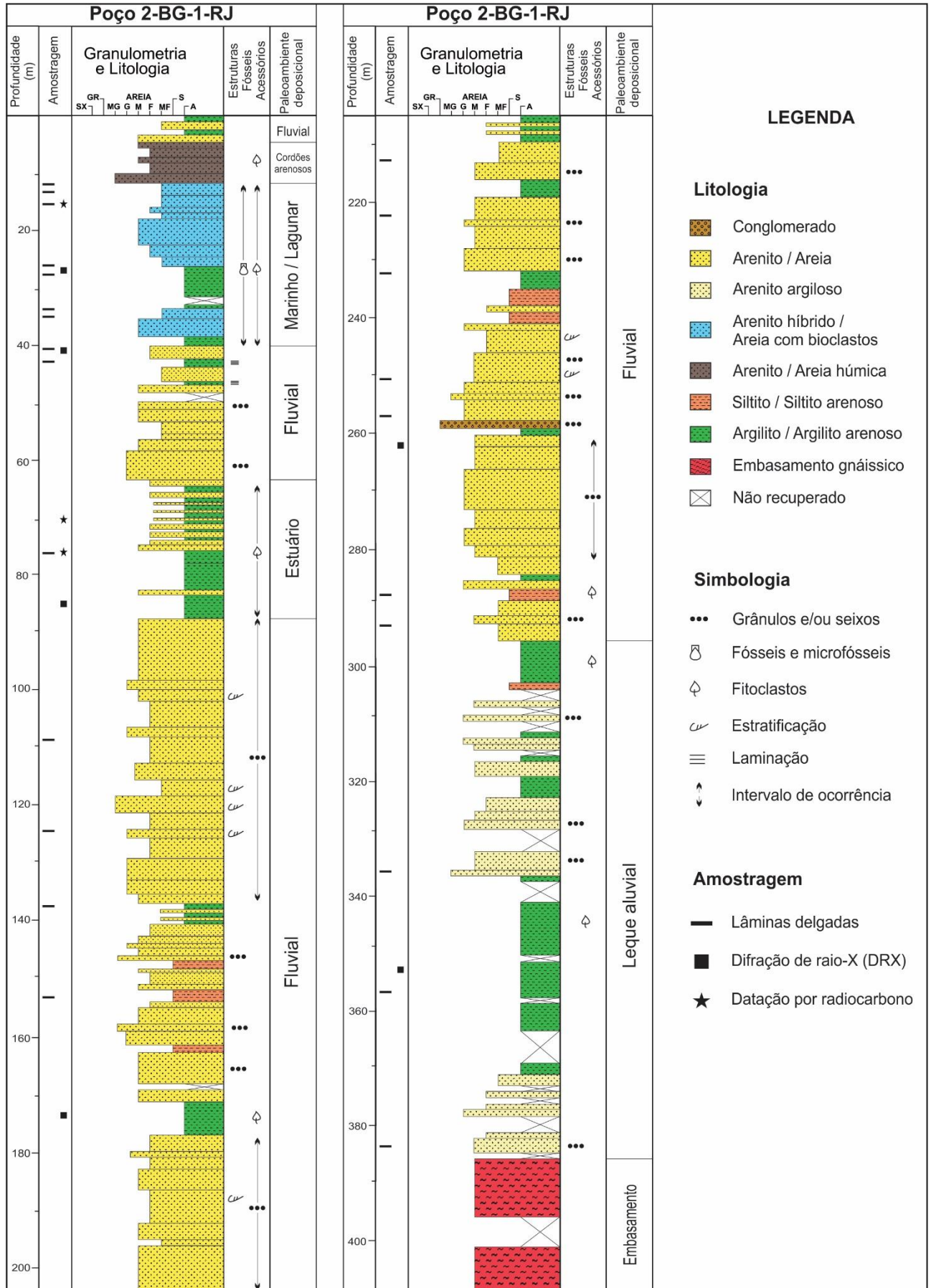


Figura 2. Perfil estratigráfico simplificado do testemunho do poço 2-BG-1-RJ (Baixa Grande) localizado no segmento central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, região norte do estado do Rio de Janeiro (escala 1:800).

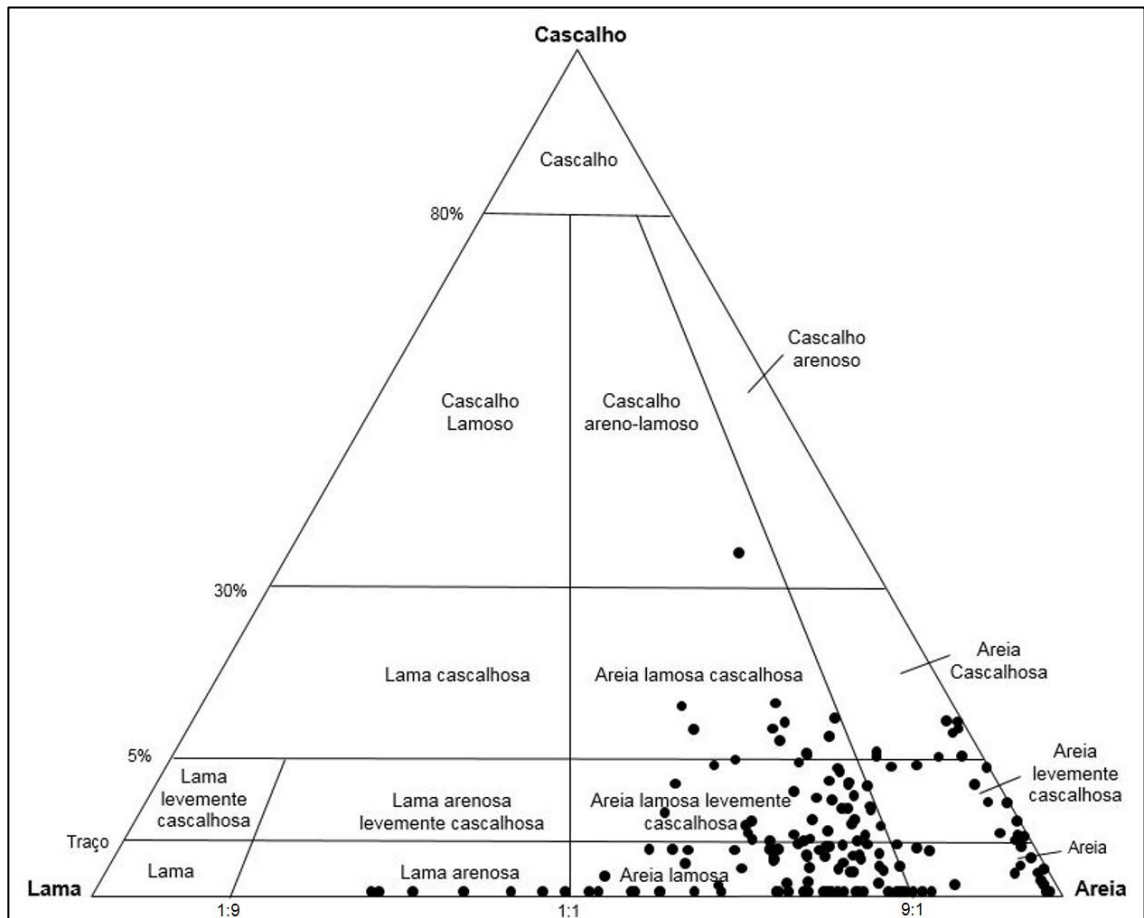


Figura 3. Classificação litológica das amostras arenosas analisadas do testemunho do poço 2-BG-1-RJ (Folk, 1954).

Fácies sedimentares

Neste estudo, quatorze fácies sedimentares foram caracterizadas no testemunho do poço 2-BG-1-RJ (**Tabela I**). Destas, quatro lutíticas (Lm, Lmc, Ll e LAm), duas heterolíticas (IF e Io), três arenosas (Ab, Amo e Amf), quatro areníticas (Ae, Am, ALm e HFb) e uma conglomerática (Ccm) (**Figuras 4 e 5**).

Tabela I. Síntese das fácies sedimentares identificadas no testemunho do poço 2-BG-1-RJ.

	FÁCIES	DIAGNOSE	INTERPRETAÇÃO
LUTÍTICAS	Lm	Lamito maciço	Decantação rápida de carga em suspensão, por vezes, seguido de alteração pós-deposicional (oxidação e pedogênese)
	Lmc	Lamito com fragmentos de conchas e/ou microfósseis	Decantação de carga em suspensão alternada com eventuais fluxos trativos de baixa energia, seguido de reelaboração biogênica
	LI	Lamito laminado	Decantação rápida de carga em suspensão alternada com eventuais fluxos trativos de baixa energia, seguido de alteração pós-deposicional (oxidação)
	LAm	Lamito arenoso maciço	Fluxos de detritos de baixa energia (corridas de lama), por vezes, seguido de alteração pós-deposicional
HETEROLÍTICAS	IF	Acamamento heterolítico do tipo <i>linsen</i> , de cor marrom, rico em detritos vegetais	Decantação de finos alternada com fluxos trativos de baixa energia
	Io	Acamamento heterolítico do tipo <i>wavy</i> e <i>linsen</i> , de cores variadas que exibem alteração por oxidação e pedogênese	Alteração pós-deposicional de depósitos gerados por decantação de finos alternada com fluxos trativos de baixa energia
ARENOSAS	Ab	Areia com bioclastos	Fluxo trativo de alta energia
	Amo	Areia de cor marrom, rica em matéria orgânica	Alteração pós deposicional (infiltração de matéria orgânica e pedogênese) de depósitos gerados por fluxos trativos
	Amf	Areia variando de fina a grossa, arcossiana ou micácea, por vezes, oxidada	Fluxos trativos, por vezes, seguido de alteração pós-deposicional (oxidação)
ARENÍTICAS	Ae	Arenito com estratificação cruzada	Fluxo trativo unidirecional em regime de fluxo inferior, associado a migração de megaondulações
	Am	Arenito maciço ou sem estrutura observável	Alteração pós-deposicional (oxidação e pedogênese) de depósitos gerados por fluxos trativos
	ALm	Arenito lamoso maciço	Fluxos de detritos coesivos, por vezes, seguido de alteração pós-deposicional (oxidação e pedogênese)
	HFb	Arenito híbrido com matriz margosa e microfósseis	Alternância de fluxos turbulentos distais e/ou hípicnais com decantação de finos, seguido de reelaboração biogênica
RUDÍTICA	Ccm	Conglomerado fino maciço, clasto suportado	Alteração pós-deposicional de depósito gerado por fluxo trativo de alta energia

*Fácies Lutíticas*Designação – Fácies Lm (**Figuras 4A e 5A**)

Diagnose – Lamito maciço.

Descrição – Trata-se de siltitos argilosos, argilitos e argilitos arenosos (>70% argilidade), maciços, variando de moderadamente a mal selecionados e frequentemente bioturbados.

Apresentam coloração predominantemente acinzentada, com tons escuros a claros (*medium gray n° 5, pale olive 10Y 6/2, light gray n° 7*), além de cores amareladas com manchas acastanhadas e avermelhadas (*yellowish brown 10YR 5/4, dark yellowish orange 10YR 6/6, yellowish gray 5Y 7/2, moderate yellowish brown 10YR5/4*), atribuídas a processos de alteração pós-deposicional (oxidação e pedogênese). Marcas de raízes e detritos vegetais ocorrem localmente. Alguns intervalos apresentam processos de substituição de argilas por óxido/hidróxido de ferro, pirita, esferulitos de siderita e sílica diagenética, conforme observações em lâminas petrográficas. Esta fácies apresenta ampla distribuição no testemunho e ocorre frequentemente associada às fácies Am, Amf, Ae, LAm e ALm.

Interpretação – Depósitos gerados por decantação rápida de carga em suspensão, por vezes, seguido de alteração pós-deposicional.

Designação – Fácies Lmc (**Figuras 4B e 5B**)

Diagnose – Lamito com microfósseis e detritos vegetais.

Descrição – Trata-se de argilitos sílticos e argilitos arenosos (75-65% de argilosidade), moderadamente selecionados, contendo microfósseis (radiolários) e detritos vegetais. Apresenta coloração cinza escura (*medium dark gray n° 4, medium gray n° 5*) e elevado nível de bioturbação, conferindo a fácies um aspecto maciço. Embora, em alguns intervalos restritos, seja possível notar a presença de laminações plano-paralelas parcialmente obliteradas por atividade biogênica. Pirita framboidal, esferulitos de sílica diagenética e, caulim lamelar substituindo muscovitas, podem ser observados em lâminas petrográficas. Esta fácies restringe-se a parte superior do testemunho (26,35m-87,70m) e ocorre associada com as fácies HFb, Ab, IF e Amf.

Interpretação – Depósitos gerados por decantação de carga em suspensão alternada com eventuais fluxos trativos de baixa energia, seguido de reelaboração biogênica.

Designação – Fácies Ll (**Figuras 4C e 5C**)

Diagnose – Lamito laminado.

Descrição – Trata-se de argilitos sílticos (> 70% argilosidade), moderadamente selecionados e com laminações incipientes, formadas por níveis de areia que variam de fina a média. Apresenta coloração cinza clara (*light gray n° 7*) com manchas amareladas, atribuídas a processos de alteração pós-deposicional (oxidação). As laminações, frequentemente difusas, são melhor observadas através de seções polidas ou lâminas petrográficas, onde nota-se a ocorrência de processos de substituição de argilas por óxido/hidróxido de ferro, siderita e pirita, além de micas

(muscovita e biotita) por caulim lamelar. Esta fácies restringe-se a parte superior do testemunho (42,40m-43,45m) e ocorre associada com as fácies Am e Amf.

Interpretação – Depósitos gerados por decantação rápida de carga em suspensão alternada com eventuais fluxos trativos de baixa energia, seguido de alteração pós-deposicional (oxidação).

Designação – Fácies LAm (**Figuras 4D e 5D**)

Diagnose – Lamito arenoso maciço.

Descrição – Trata-se de argilitos arenosos (70-51% de argilosidade), variando de mal a muito mal selecionados, maciços, constituídos predominantemente por argila e silte e, secundariamente, por areia de granulometria fina a grossa, angulosa e de composição quartzo-feldspática. Grânulos de quartzo e feldspato podem ocorrer de forma dispersa. Apresenta coloração predominantemente cinza esverdeada (greenish gray 5GY6/1, pale olive 10Y 6/2) com machas ou tonalidades amareladas (pale greenish yellow, 10Y8/2), atribuída a processos de alteração pós-deposicional (oxidação e pedogênese). Esta fácies restringe-se a parte inferior do testemunho (385,40m-295,60m) e ocorre associada com as fácies Am, ALm e Lm.

Interpretação – Depósitos gerados por fluxos de detritos de baixa energia (corridas de lama), por vezes, seguido de alteração pós-deposicional.

Fácies Heterolíticas

Designação – Fácies IF (**Figura 4E**)

Diagnose – Acamamento heterolítico de cor marrom escuro, rico em detritos vegetais.

Descrição – Trata-se de intercalações entre camadas centimétricas de arenito e argilito de cor marrom escuro (brownish black 5YR2/1), constituindo um acamamento heterolítico do tipo linsen. A fração argilosa, rica em pirita e detritos vegetais, varia de moderada a bem selecionada. A fração arenosa é caracterizada por areias finas a médias, micáceas, subangulosas e mal selecionadas. Em termos composicionais, nota-se a abundância de quartzo e muscovita, com feldspato e biotita ocorrendo subordinadamente. Laminações de espessura milimétrica (<5mm) produzidas pelo acúmulo de matéria orgânica (detritos vegetais), bioturbações preenchidas por areia micácea, marcas de raízes e manchas amareladas, possivelmente relacionadas a um processo de oxidação incipiente, podem ser observadas em intervalos restritos. Esta fácies é restrita a parte superior do testemunho (63,75m-72,10m) e ocorre associada com as fácies Lm e Amf.

Interpretação – Depósitos gerados por decantação de finos alternada com fluxos trativos de baixa energia.

Designação – Fácies Io (Figura 4F)

Diagnose – Acamamento heterolítico do tipo wavy e linsen, frequentemente oxidado.

Descrição – Trata-se de intercalações entre camadas centimétricas de arenito e argilito, constituindo acamamento heterolítico dos tipos wavy e linsen com elevado grau de alteração pós deposicional (oxidação e pedogênese). Apresenta coloração cinza esverdeada, amarelada e acastanhada (pale olive 10Y6/2, dusky yellow 5Y6/4, moderate yellow 5Y7/6, yellowish gray 5Y7/2, pale olive 10Y6/2). A fração argilosa é constituída por siltitos argilosos, argilitos e argilitos arenosos, mal selecionados, por vezes, contendo grânulos de quartzo e feldspato. A fração arenosa é constituída por areias finas a médias, por vezes micáceas, variando de angulosa a subangulosa e mal selecionadas. Manchas avermelhadas e acastanhadas, marcas de raízes e bioturbações incipientes, podem ser observadas em alguns intervalos. Esta fácies é restrita a porção mediana do testemunho (136,85m-241,35m) e ocorre associada com as fácies Am, Ae e Lm.

Interpretação – Alteração pós-deposicional de depósitos gerados por decantação de finos alternada com fluxos trativos de baixa energia.

Fácies Arenosas

Designação – Fácies Ab (**Figura 4L**)

Diagnose – Areia com bioclastos.

Descrição – Trata-se de areias finas a médias, subangulosas a subarredondadas, variando de moderada a mal selecionadas e ricas em bioclastos (conchas inteiras e fragmentadas). Em termos composicionais, observa-se a predominância de grãos de quartzo e, secundariamente, fragmentos de conchas (<25%). Micas, feldspatos e raros fitoclastos podem ser observadas em alguns intervalos. Apresenta coloração predominantemente cinza clara (medium ligh gray nº 6, ligh gray nº 7, very ligh gray nº 8). Devido à natureza inconsolidada do material, não foi observada a presença de estruturas sedimentares. Esta fácies é restrita a parte superior do testemunho (15,75m-37,80m) e ocorre associada com as fácies HFb e Lmc.

Interpretação – Depósitos gerados por fluxos trativos de alta energia.

Designação – Fácies Amo (**Figura 4M**)

Diagnose – Areia de cor marrom, rica em matéria orgânica.

Descrição – Trata-se de areias finas a grossas, subangulosas a subarredondadas, variando de moderada a mal selecionadas e ricas em matéria orgânica. Apresenta coloração predominantemente marrom escura (brownish black 5YR2/1, moderate brown 5YR4/4), devido a impregnação de matéria orgânica. Em termos composicionais, nota-se a abundância de grãos de quartzo, que apresentam frequentemente uma capa de oxidação, além de raros feldspatos e micas que ocorrem subordinadamente. Fragmentos de conchas e incipientes laminações plano-paralelas podem ser observadas. Em alguns intervalos restritos, esta fácies pode apresentar aspecto consolidado (friável) atribuído a uma cimentação incipiente por óxido/hidróxido de ferro. Esta fácies restringe-se a parte superior do testemunho (4,40m-10,50m) e ocorre sotoposta a fácies HFb.

Interpretação – Alteração pós-deposicional com infiltração de matéria orgânica e modificações pedogenéticas de depósitos gerados por fluxos trativos.

Designação – Fácies Amf (**Figura 4N**)

Diagnose – Areia micácea ou feldspática.

Descrição – Trata-se de depósitos inconsolidados, constituídos por areias finas a grossas, angulosas a subangulosas, variando de moderadamente a mal selecionadas. Em termos composicionais, nota-se a abundância de grãos de quartzo e feldspatos, com micas (muscovita e biotita) e granadas ocorrendo subordinadamente. Apresentam coloração cinza clara (light gray nº 7) ou amarelada (yellowish gray 5Y 7/2, grayish orange pink 5YR 7/2), atribuída a processos de oxidação. Esta fácies apresenta maior representatividade na porção superior do testemunho (102,50m-43,60m) e ocorre associada as fácies Am, IF, Lm e Lmc.

Interpretação – Depósito gerado por fluxo trativo, por vezes, seguido de alteração pós-deposicional.

Fácies Areníticas

Designação – Fácies Ae (**Figuras 4G e 5E**)

Diagnose – Arenito com estratificação cruzada.

Descrição – Trata-se de arenitos médios a grossos, texturalmente imaturos (<15% de argilosidade), variando de angulosos a subangulosos e mal selecionados, que apresentam estratificações cruzadas. Grânulos e segmentos finos de quartzo e feldspato podem ocorrer de forma dispersa ou concentrados próximo a base de alguns intervalos. Apresenta coloração cinza

clara (light gray n° 8, light gray n° 7) ou amarelada (yellowish gray 5Y7/2), atribuída a processos de alteração pós-deposicional. Em termos composicionais, nota-se o predomínio de quartzo, microclínio e plagioclásio, com muscovita, biotita, granada, intraclastos de argila e fragmentos de rocha plutônica, ocorrendo subordinadamente. Matriz infiltrada preenchendo poros primários e processos de dissolução de grão minerais (feldspatos), podem ser observados em lâminas petrográficas. Esta fácies ocorre na parte mediana do testemunho (102,50m-255,40m) em associação com as fácies Am, Amf, Lm e Io.

Interpretação – Depósitos gerados por fluxos trativos unidirecionais, associado a migração de megaondulações em regime de fluxo inferior.

Designação – Fácies Am (**Figura 4H**)

Diagnose – Arenito maciço.

Descrição – Trata-se arenitos maciços ou sem estrutura observável, variando de finos a grossos, por vezes conglomeráticos, angulosos a subangulosos e mal selecionados (10%-30% de argilosidade). Grânulos (<15%) de quartzo e feldspato ocorrem de forma dispersa ou na base de alguns intervalos. Apresenta coloração acinzentada (very light gray n° 8, light gray n° 7, pale olive 10Y6/2) ou amarelada (yellowish gray 5Y7/2, grayish orange pink 5YR7/2, dusky yellow 5Y6/4), atribuída a processos de alteração pós-deposicional (oxidação e pedogênese). Manchas alaranjadas e acastanhadas podem ser observadas em alguns intervalos. Em termos composicionais, nota-se a abundância de quartzo, microclínio, plagioclásio e ortoclásio, com muscovita, biotita, epidoto, turmalina, zircão e granada, ocorrendo subordinadamente. Valores elevados de argilosidade (30% a 40%) podem ser observados em alguns intervalos, estando frequentemente associados a processos de dissolução de grãos minerais (feldspatos), infiltração de finos e modificações pedogenéticas, conforme observações em lâminas petrográficas. Embora apresente ampla distribuição na seção de estudo, esta fácies é mais recorrente na porção mediana do testemunho (295,60m-102,50m) e ocorre frequentemente associada às fácies Lm, Ll, Ae, Cmm, ALm.

Interpretação – Alteração pós-deposicional (oxidação e pedogênese) de depósitos gerados por fluxos trativos.

Designação – Fácies ALm (**Figuras 4I e 5F**)

Diagnose – Arenito lamoso maciço.

Descrição – Trata-se de arenitos finos a grossos, argilosos (30%-45% de argilosidade), maciços, variando de angulosos a subangulosos, mal selecionados e, por vezes, ligeiramente

conglomeráticos. Grânulos (<10%) de quartzo e feldspato ocorrem de forma dispersa. Apresenta coloração acinzentada com predomínio de tons esverdeados (very light gray nº 8, light gray nº 7, pale olive 10Y6/2), ou amarelados (yellowish gray 5Y7/2) com manchas acastanhadas, atribuídos a processos de alteração pós-deposicional (oxidação). Em termos composicionais, nota-se a abundância de quartzo, ortoclásio, microclínio e plagioclásio, com muscovita, biotita, fragmentos de rocha plutônica, zircão e rutilo, ocorrendo subordinadamente. Esta fácies é restrita a porção basal do testemunho (385,40 e 295,60) e ocorre associada com as fácies LAm, Am e Lm.

Interpretação – Depósitos gerados por fluxos de detritos coesivos, por vezes, seguido de alteração pós-deposicional.

Designação – Fácies HFb (**Figuras 4J, 5G e 5H**)

Diagnose – Arenito híbrido com matriz margosa e microfósseis.

Descrição – Trata-se de arenitos muito finos a médios, variando de subangulosos a subarredondados, moderadamente a mal selecionados, constituídos pela mistura de sedimentos siliciclásticos e carbonáticos com pseudomatriz carbonática, constituída por nanofósseis. Apresenta coloração cinza clara (medium light gray nº 6, light gray nº 7) e bioturbações preenchidas por areia com fragmentos carbonáticos diversos. O elevado grau de bioturbação presente nesta fácies, tende a obliterar estruturas primárias, produzindo frequentemente, um aspecto maciço. Em termos composicionais, destaca-se a presença de grãos de quartzo, microclínio, plagioclásio, muscovitas, biotitas, intraclastos carbonáticos, bioclastos de bivalves, ascídias, cocolitoforídeos, gastrópodes, ostracodes, foraminíferos (bentônicos e planctônico), espículas de equinóides e detritos vegetais. Observações em lâminas petrográficas permitiram a identificação de laminações incipientes (<2mm) parcialmente obliteradas, além de processos de substituição da matriz e grãos minerais por pirita e siderita microcristalina. Esta fácies ocorre na parte superior do testemunho (10,50m-34,75m) em associação com as fácies Ab e Lmc.

Interpretação – Depósitos gerados pela alternância de fluxos turbulentos distais e/ou hiperpicnais com decantação de finos, seguido de reelaboração biogênica.

Fácies Conglomerática

Designação – Fácies Ccm (**Figura 4K**)

Diagnose – Conglomerado fino maciço, clasto suportado.

Descrição – Trata-se de conglomerado fino, clasto suportado, mal selecionado. Em termos composicionais, os clastos (grânulos e ssegmento fino) são constituídos essencialmente por quartzo, feldspato e intraclastos de argila. Apresenta coloração acinzentada (lighth gray n°7) com manchas amareladas e elevado nível de alteração pós-deposicional (pedogênese). Obsevações em lâmina petrográfica, revelam uma matriz constituída por argila e areia, variando de fina a grossa, subangulosa, constituída por quartzo, ortoclásio, microclínio, muscovita, granada e fragmentos de rocha plutônica, além de argila infiltrada. Esta fácies é restrita a profundidade de 257m e ocorre associada com as fácies Am e Ae.

Interpretação – Alteração pós-deposicional de depósito gerado por fluxo trativo de alta energia.

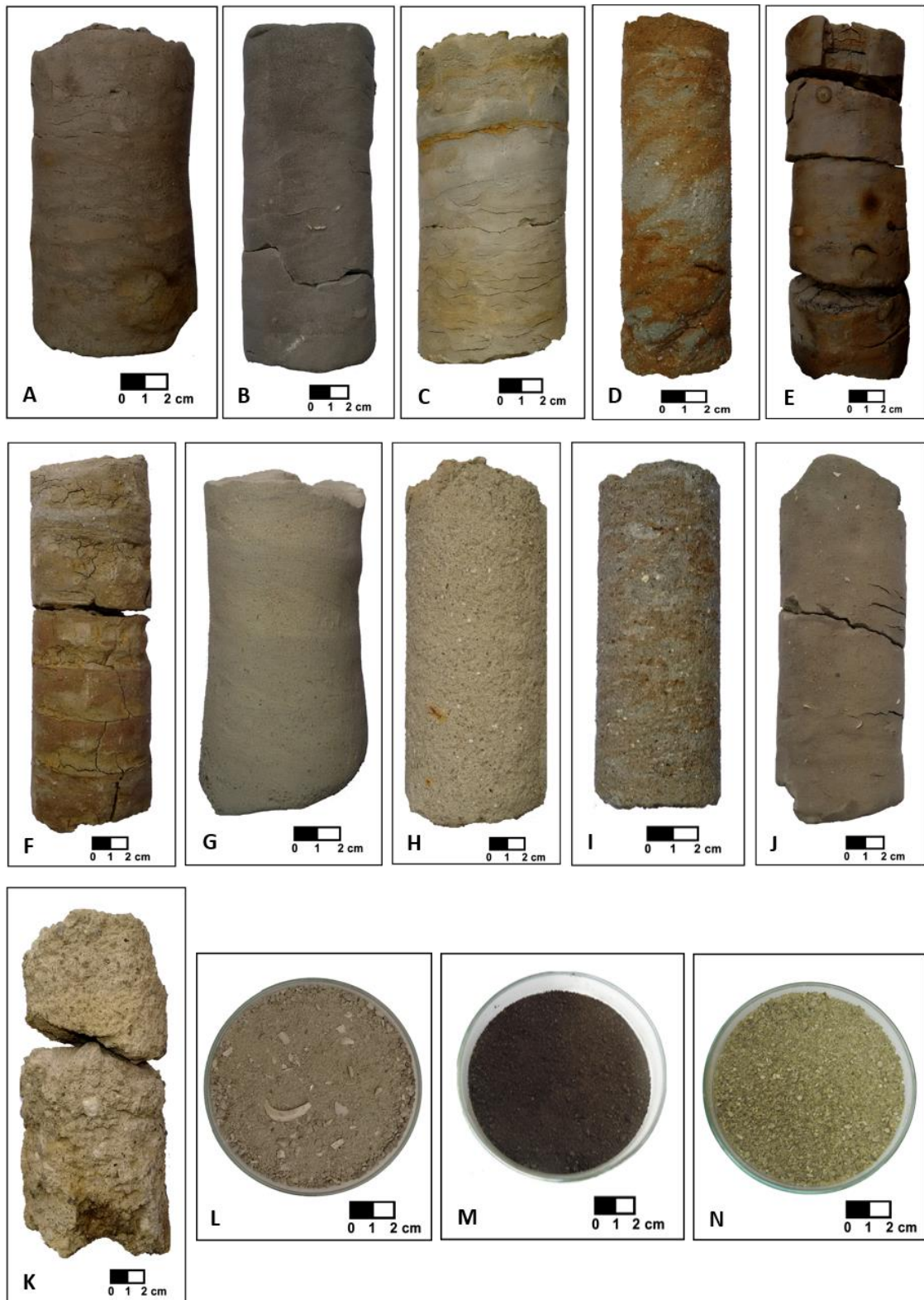


Figura 4. Fácies sedimentares identificadas no testemunho do poço 2-BG-1-RJ. A) fácies Lm (lamito maciço); B) fácies Lmc (lamito com microfósseis e detritos vegetais); C) fácies Ll (lamito laminado); D) fácies LAm (lamito arenoso maciço); E) fácies IF (Acamamento heterolítico do tipo *linsen*, de cor marrom, rico em detritos vegetais); F) fácies Io (Acamamento heterolítico com alteração por oxidação e pedogênese); G) fácies Ae (arenito estratificado), H) fácies Am (arenito maciço); I) ALm (arenito lamoso maciço); J) fácies HFb (arenito híbrido); K) fácies Ccm (conglomerado fino maciço, clasto sustentado); L) fácies Ab (areia com bioclastos carbonáticos); M) fácies Amo (areia de cor marrom rica em matéria orgânica) e; N) fácies Amf (areia média arcosiana, mal selecionada de cor amarelada).

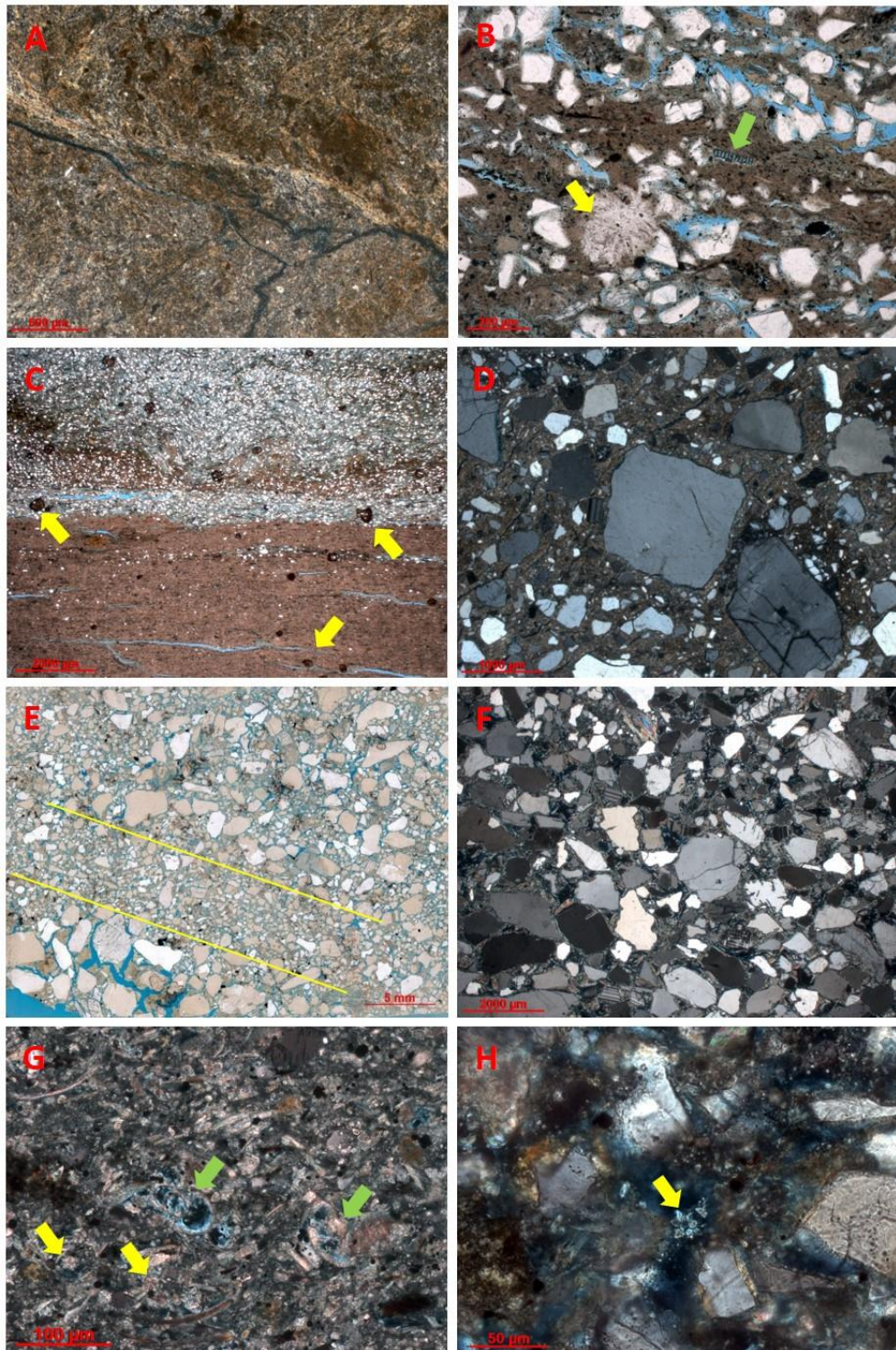


Figura 5. Aspectos petrográficos das fácies sedimentares identificadas no testemunho do poço 2-BG-1-RJ. A) Fotomicrografia da fácies Lm (356,60m). Note elevado grau de oxidação. B) Fotomicrografia da fácies Lmc (27,10m). Note esferulito de sílica (seta amarela) e radiolário (seta verde). C) Fotomicrografia da fácies Ll (42,80m). Note laminação formada por grãos de silte e areia muito fina na parte superior da lâmina e, esferulitos de siderita (setas amarelas) na base. D) Fotomicrografia da fácies ALm (383,60m). Grãos minerais de tamanhos variados ocorrem suspensos na matriz lamosa. E) Fotomicrografia da fácies Ae (124,00m). Note laminações marcadas por variações granulométricas (areia média e grossa). F) Fotomicrografia da fácies Am (108,60m). G e H) Fotomicrografias da fácies Hfb (15,00m). Note o abundante conteúdo carbonático com destaque para testas de foraminíferos preenchidas por pirita framboidal (setas verdes) e abundantes nanofósseis calcários (setas amarelas).

Sucessões de fácies

A partir do empilhamento vertical e da relação das fácies sedimentares definidas neste estudo, foi possível caracterizar sete sucessões de fácies, que representam diferentes paleoambientes no testemunho do poço 2-BG-1-RJ.

Sucessão de fácies LA (SF-LA) – Leque aluvial

Esta sucessão é constituída pelas fácies ALm, Am, LAm e Lm, e ocorre na parte inferior do testemunho, entre 385,30 e 295,60 metros de profundidade, em contato difuso com o topo do embasamento cristalino (**Figura 2**). A porção basal da sucessão é caracterizada por camadas centimétricas a métricas de arenitos lamosos (fácies ALm) que exibem uma tendência de diminuição granulométrica e aumento da argilosidade em direção ao topo. Sua baixa maturidade textural e composicional, somadas a ausência de estruturas sedimentares, sugere que estes depósitos estejam associados a sedimentação por fluxos de detritos não canalizados, comuns na porção distal de leques aluviais (Blair e McPherson, 1994; Nakayama, 1999). Recobrimo os arenitos lamosos da fácies ALm ocorre um expressivo intervalo argiloso (~371m-336m) constituído por camadas métricas de argilitos (fácies Lm) e lamitos arenosos (fácies LAm), maciços, mal selecionados e frequentemente oxidados. Este padrão sugere a existência de uma ampla planície de inundação fluvial adjacente a porção distal do leque aluvial, onde eventuais fluxos de detritos espriavam. A presença de camadas de arenitos maciços ricos em feldspatos, angulosos e mal selecionados (fácies Am e ALm), intercalados a lamitos argilosos e arenosos, também maciços (LAm e Lm) na parte superior da sucessão, sugere um novo pulso tectônico e instalação de uma fase de progradação sobre os finos da planície de inundação. Os depósitos desta sucessão exibem frequentemente manchas acastanhadas e amareladas, crostas de óxido de ferro e baixa diversidade de minerais pesados, os quais são constituídos predominantemente por zircão e rutilo.

Sucessão de fácies F1 (SF-F1) – Fluvial

Esta sucessão é constituída pelas fácies Ccm, Am, Amf, Ae, Lm e Io. Ocorre na parte mediana do testemunho, entre 295,60 e 87,70 metros de profundidade (**Figura 2**), em contato nítido com o topo da SF-LA. Caracteriza-se pela presença de fácies areníticas e argilosas, de cores cinza esverdeadas e amareladas, frequentemente oxidadas e com feições pedogenéticas, organizadas em ciclos de afinamento granulométrico para o topo. Esses ciclos apresentam espessura métrica e são constituídos na base por conglomerado fino, clasto suportado (fácies

Ccm) ou, mais comumente, por areias e arenitos, médios a grossos, por vezes conglomeráticos, ricos em feldspatos, mal selecionados, maciços (fácies Am e Amf) ou estratificados (fácies Ae), de cor cinza esverdeada e amarelada, os quais são recobertos por lamitos maciços (fácies Lm) e/ou fácies heterolíticas (fácies Io), que por vezes, exibem feições pedogenéticas (oxidação e marcas de raízes). No topo de alguns ciclos, observam-se camadas de arenito fino maciço, argiloso (25%-30% argilosidade) rico em micas e feldspatos (fácies Am), intercaladas a depósitos argilosos intensamente oxidados (fácies Lm). Na porção superior desta sucessão (102,50m-87,70m), ocorre um espesso pacote de areias médias a grossas, quartzo-feldspáticas, mal selecionadas e oxidadas (fácies Amf), depositadas sobre uma camada de arenito intensamente oxidado que exhibe feições pedogenéticas (superfície de exposição?). Os depósitos desta sucessão apresentam alta variedade de minerais pesados, com predomínio de epidoto, turmalina, zircão e diferentes tipos de granada. As características apresentadas indicam um paleoambiente fluvial meandrante (Miall, 1992, 2010).

Sucessão de fácies T (SF-T) – Estuário

Esta sucessão é constituída pelas fácies Lmc, Amf e IF. Ocorre na parte superior do testemunho, entre 87,70 e 63,75 metros de profundidade (**Figura 2**). Sua porção basal é caracterizada por uma espessa seção argilosa de cor acinzentada e bioturbada, onde ocorre siderita microcristalina, microfósseis (radiolários) e detritos vegetais (fácies Lmc), que marca uma incursão marinha sobre os depósitos continentais da SF-F1. Estas rochas são sotopostas por depósitos argilosos com acamamento heterolítico do tipo *linsen*, de cor marrom escura, frequentemente bioturbados e ricos em detritos vegetais (fácies IF). Camadas métricas de arenito fino maciço, de cor cinza, por vezes micáceo (fácies Amf), possivelmente associadas a sedimentação em canais de maré, ocorrem de forma subordinada. As características faciológicas apresentadas sugerem a instalação de um paleoambiente estuarino onde se desenvolveram planícies de maré nas porções proximais (Dalrymple, 1992; Dalrymple et al., 1992; Davies Jr. e Fitzgerald, 2004).

Sucessão de fácies F2 (SF-F2) – Fluvial

Esta sucessão é constituída pelas fácies Amf, Am, e Ll. Ocorre entre 63,75 e 39,65 metros de profundidade, em contato difuso com o topo da SF-T (**Figura 2**). Em sua porção basal, predominam areias de granulometria média a grossa, angulosas, ricas em feldspatos e mal selecionadas, de cores acinzentadas e amareladas (fácies Amf), que apresentam uma tendência de afinamento granulométrico em direção ao topo. Já sua porção superior, é caracterizada por

ciclos de afinamento granulométrico para o topo, constituídos na base, por arenitos finos a médios, variando de moderado a mal selecionados e por vezes argilosos, os quais são recobertos por argilitos laminados de cor cinza clara a amarelada, oxidados (fácies L1). Entre 50,00 e 60,00 metros de profundidade, ocorre uma camada de arenito intensamente oxidada com nódulos de siderita, que indica uma superfície de exposição subaérea. As características apresentadas indicam um paleoambiente fluvial meandrante de baixa sinuosidade (Miall, 1992, 2010).

Sucessão de fácies M (SF-M) – Marinho / Lagunar

Esta sucessão é constituída pelas fácies Lmc, Ab e HFb. Ocorre entre 39,65 e 10,50 metros de profundidade (**Figura 2**), recobrimdo os depósitos do topo da SF-F2. Em sua porção basal, predominam argilitos arenosos de cor cinza escura com microfósseis (radiolários) e detritos vegetais (fácies Lmc). Já na porção superior, ocorrem espessos depósitos de areias médias com fragmentos de conchas (fácies Ab) e arenitos híbridos, finos a muito finos, de cor cinza clara, intensamente bioturbados e ricos em detritos vegetais e nanofósseis calcários (fácies HFb). No topo da porção superior (11,50m), é possível notar uma diminuição no conteúdo carbonático dos arenitos híbridos da fácies HFb, sugerindo uma maior influência continental. Tal aspecto, poderia ser atribuído a diminuição da circulação marinha e instalação de um possível sistema lagunar (Dalrymple, 1992; Dalrymple et al., 1992; Davies Jr. e Fitzgerald, 2004; Alday et al., 2005).

Sucessão de fácies CA (SF-CA) – Planície de cordões arenosos

Esta sucessão é constituída pela fácies Amo e ocorre entre 10,50 e 4,40 metros de profundidade (**Figura 2**). É caracterizada por areias grossas a médias, variando de moderada a bem selecionadas, subangulosas a subarredondadas, de composição essencialmente quartzosa, cor marrom escuro e ricas em matéria orgânica (Fácies Amo). Fragmentos de conchas podem ser observados na base da sucessão. Em alguns intervalos, as areias podem apresentar aspecto consolidado devido uma cimentação incipiente por óxido/hidróxido de ferro e laminações incipientes. As características apresentadas, somadas as feições geomorfológicas observadas na área de estudo, sugerem um paleoambiente de planície de cordões arenosos (*strandplain*) sob ação de processos pedogenéticos (Boyd et al., 1992; Martin et al., 1997; Andrade et al., 2003; Bird, 2008).

Sucessão de fácies F3 (SF-F3) – Fluvial

Esta sucessão é constituída pelas fácies Amf, Am e Lm. Ocorre entre 4,40 a 0,00 metros de profundidade em contato nítido com as areias orgânicas da SF-CA (**Figura 2**). Caracteriza-se por ciclos de afinamento granulométrico para o topo, constituídos, na base, por areia média ou arenito fino argiloso micáceo (fácies Am), variando de moderado a mal selecionado e com grãos subangulosos a subarredondados. Apresentam cor cinza clara com manchas amareladas e aspecto maciço (ou sem estrutura observável), possivelmente decorrente da obliteração por processos de alteração pós-deposicional. Esses depósitos são recobertos por argilitos maciços de cor cinza escura e amarelada, frequentemente bioturbados, que exibem feições pedogenéticas (oxidação, além de marcas e fragmentos de raízes) (fácies Lm). As características faciológicas apresentadas, somadas as feições geomorfológicas de paleocanais descritas na área de estudo (Martin et al., 1997; Tomaz, 2005; Plantz, 2014), indicam um paleoambiente fluvial meandrante (Miall, 1992; 2010).

Caracterização mineralógica por DRX

Caulinita, esmectita e gibbsita são os argilominerais predominantes nas amostras analisadas da seção de estudo (354,00m; 262,40m; 173,00; 86,00m; 40,40m e 27,00m), onde foram reconhecidas duas assembleias mineralógicas. A primeira, denominada A, é caracterizada pela ocorrência de caulinita e esmectita, e abrange as SF-LA (354,00m) e SF-F1 (262,40m e 173,00m), onde minerais detríticos como quartzo, muscovita, biotita, microclínio, goethita e rutilo, ocorrem subordinadamente. Embora os dois últimos, restritos a SF-LA (354,00m).

A segunda, denominada B, é caracterizada pela ocorrência de caulinita e gibbsita, e abrange as sucessões SF-T (86,00m), SF-F2 (40,40m) e SF-M (27,00m). Dentre os minerais detríticos associados, observam-se quartzo, muscovita e biotita. Microclínio, hornblenda e pirita, são restritos a amostra coletada na profundidade de 27,00m, correspondente a SF-M.

Segundo Chamley (1989), os argilominerais se formam, preferencialmente, em função do intemperismo e pedogênese atuante na superfície da terra e, a assembleia mineralógica resultante desses processos, pode ser utilizada como indicador das condições paleoclimáticas que vigoravam a época. Como exemplo, podemos citar a caulinita que resulta de um intenso intemperismo químico em condições de alta temperatura e umidade, enquanto a esmectita, é associada tanto a condições áridas ou semiáridas (intemperismo alcalino) independente do material parental, ou por influência da rocha fonte (basaltos).

A associação de caulinita e esmectita observada na assembleia A, dificulta uma correlação climática direta, visto que os argilominerais indicam condições contrárias, ou mesmo,

reelaboração e mistura de sedimentos formados em condições distintas. Entretanto, a presença de gibbsita (óxido de alumínio) na assembleia B, indica maior lixiviação de íons móveis e acúmulo de alumínio (processo de alitização), sugerindo assim, uma condição climática úmida quando comparada a assembleia A.

No contexto das bacias que integram o Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), Riccomini et al. (1996), advogam que o elevado conteúdo de argilominerais do grupo das esmectitas observados nos depósitos da Formação Resende (leque aluvial distal) da bacia de Taubaté, litologicamente análoga a Formação Emborê da bacia de Campos, estaria relacionado a uma origem detrítica a partir das rochas do embasamento e condicionada essencialmente pelos fatores climáticos semiáridos da época, os quais minimizaram a influência litológica das áreas-fontes, cujo produto de alteração foi homogeneizado em escala regional.

Entretanto, para Ramos (2003) a elevada disponibilidade de finos para formação de espessas sucessões de lamitos que constituem a Formação Resende, na bacia homônima, só seria possível através de um intenso processo de intemperismo químico atuante nas rochas do embasamento, o que caracterizaria um clima quente e úmido.

Datação

Na tentativa de correlacionar as variações relativas do nível do mar (eventos transgressivos e regressivos) que ocorreram durante o Quaternário com as sucessões de fácies definidas neste estudo, foram realizadas datações através do método de radiocarbono (^{14}C) em amostras de concha (15,25m), sedimento orgânico (70,60m) e lenho (75,70m), as quais apresentaram idades iguais a 43.500, 43.210 +/- 690 e 43.500, respectivamente, ou seja, acima do limite de detecção do método.

Os resultados obtidos sugerem uma possível idade pleistocênica para as amostras analisadas do testemunho do poço 2-BG-1-RJ, restringindo a sedimentação holocênica aos depósitos fluviais da SF-F3, visto que datações obtidas por Rocha et al. (2013) para os cordões pleistocênicos na parte Sul do CDRPS (restinga de Jurubatiba), correlacionáveis a sucessão de fácies CA, apontam idades em torno de 80.000 A. P.

Esta interpretação é corroborada pela existência de depósitos híbridos e carbonáticos, correlacionáveis as SF-T e SF-M, descritos por Plantz (2014) na parte superior do testemunho do poço 2-MU-1-RJ, que também apresentaram idades superiores a 40.000 A.P., além de datações relativas baseadas no conteúdo de nanofósseis calcários, realizadas por Gatto (2016), que sugerem que estas rochas tenham sido depositadas durante o Pleistoceno.

DISCUSSÃO

As sucessões de fácies descritas neste estudo permitiram a caracterização de diferentes paleoambientes (leque aluvial, fluvial, estuário, marinho/lagunar e planície de cordões arenosos) ao longo do testemunho do poço 2-BG-1-RJ (Baixa Grande).

A SF-LA representa depósitos de leques aluviais coalescentes que ocorrem associados aos sistemas de falhas da região. Rochas com características semelhantes foram descritas por Vilela et al., (2016), na porção basal do testemunho de sondagem do poço 2-JU-1-RJ (Jurubatiba), localizado na parte sul do CDRPS e, também por Ramos et al., (2006), em afloramentos da Formação Resende (Bacia de Resende) no Estado do Rio de Janeiro. Segundo os autores, a ocorrência de conglomerados matriz suportados, arenitos lamosos e lamitos arenosos de cores cinza esverdeadas e texturalmente imaturos, assentados sobre o embasamento gnáissico, estaria relacionada a processos de sedimentação na porção proximal de sistemas de leques aluviais, onde predominam fluxos de detritos e corridas de lama. Entretanto, a ausência de fácies de granulometria grossa (brechas, conglomerados e arenitos conglomeráticos) nesta sucessão, indica que na área central do CDRPS, esses depósitos correspondem a porções medianas/distais de leques aluviais, possivelmente interdigitados com depósitos de planície de inundação de um sistema fluvial axial (Nakayama, 1999).

A SF-F1, representa depósitos fluviais, onde três relações de fácies podem ser observadas. Na primeira (295,60m-136,80m) e mais expressiva, nota-se o predomínio das fácies Am, Ae, Lm e Io, organizadas sob a forma de ciclos de afinamento granulométrico, onde fácies argilosas de planícies de inundação ocorrem bem preservadas. Este padrão é característico de sistemas fluviais meandantes (Miall, 2010) e indica deposição sob condições constantes de criação de espaço de acumulação e fornecimento de suprimento sedimentar (Wright e Marriot, 1993).

A segunda relação de fácies (136,80-102,50m) é caracterizada pela ausência de depósitos argilosos de planície de inundação (fácies Lm e Io), gerando um perfil em caixote (**Figura 2**). Esta mudança no padrão de sedimentação é atribuída a uma diminuição da criação do espaço de acumulação, resultando em maior migração do sistema fluvial e, conseqüentemente, erosão de fácies argilosas (Wright e Marriot, 1993; Miall 2010). Já a terceira relação de fácies (102,50m-87,70m), é constituída exclusivamente por depósitos inconsolidados de areias médias a grossas (fácies Amf), depositados sob uma camada de arenito intensamente oxidado com feições pedogenéticas que marca uma superfície de exposição subaérea, gerada por uma pronunciada queda no nível de base (regressão forçada). Esses depósitos arenosos, são

interpretados como o registro inicial do preenchimento de um vale inciso, sob condições de criação de espaço de acumulação.

Em linhas gerais, a sucessão LA e parte da sucessão F1 correspondem em termos litofaciológicos aos depósitos continentais proximais do Membro São Tomé da Formação Emborê. O intervalo compreendido entre 295,60 e 102,50 metros da SF-F1, pode ser correlacionado, em termos “litológicos”, aos depósitos fluviais descritos por Gama Jr. (1997), ou mais especificamente, a “ fácies de barras de distributários” do Sistema Deltaico Emborê, que são interpretados pelo autor, como o registro de um sistema fluvial alimentador anastomosado ou meandrante psamítico (arenoso).

A SF-T materializa uma importante transgressão marinha na região do CDRPS, que promove o rápido afogamento dos depósitos fluviais da SF-F1, fato sustentado pela ausência de fácies transicionais. Os abundantes detritos vegetais e raros microfósseis marinhos (radiolários) da fácies Lmc, indicam um ambiente parálico com mistura de águas doce e salgada, além de alto *input* continental (estuário). Tais características, acabam por gerar condições estressantes para ocupação e desenvolvimento da microfauna marinha (Dalrymple, 1992; Boltovskoy *et al.*, 2003; Dalrymple & Choi, 2007). Segundo Dalrymple (1992), Bokuniewicz (1995) e Dalrymple & Choi (2007), em ambientes estuarinos, depósitos predominantemente argilosos tendem a ser mais expressivos na zona de convergência, uma região de baixa energia, onde predominam processos decantativos.

Já as fácies IF e Amf, presentes na parte superior desta sucessão sobrepostas a fácies Lmc, refletem a instalação de um paleoambiente de planície de maré, associado a depósitos de manguezais. Fato corroborado pela existência de bioturbações preenchidas por areias com fragmentos de conchas, além de abundantes detritos vegetais que ocorrem de forma dispersa ou concentrados em níveis milimétricos (Augustinus, 1995; Dalrymple e Choi, 2007). Nestes ambientes, os depósitos são caracterizados pela mistura de sedimentos siliciclásticos, orgânicos (produzidos pela vegetação) e, por vezes, carbonáticos (produzidos pela fauna associada) que são acumulados no pico da maré alta, durante eventos de tempestades ou após inundações fluviais. A densa rede de raízes do manguezal, atua como um obstáculo que reduz a velocidade das correntes de maré, permitindo que os detritos vegetais sejam trapeados juntamente com outras partículas sedimentares. A ausência de conchas nesta seção, pode estar associada a processos de dissolução por ácidos húmicos (Augustinus, 1995).

A SF-F2 marca uma nova fase de destruição e criação do espaço de acumulação (fase regressiva-transgressiva), que promove a instalação de um sistema fluvial, possivelmente associado a um vale inciso, sobre os depósitos da SF-T. O elevado nível de oxidação presente

nos depósitos, pode ser atribuído a variações do freático e exposição subaérea. O padrão faciológico desta sucessão, indica um aumento gradativo na criação de espaço de acumulação, permitindo a preservação de ciclos de afinamento granulométrico para o topo na parte superior do intervalo (Wright e Marriot, 1993; Miall 2010).

A SF-M registra uma nova fase de subida do nível relativo do mar com afogamento das fácies fluviais da SF-F2. Neste intervalo, os argilitos arenosos da fácies Lmc, mostram um aumento no conteúdo carbonático (intraclastos carbonáticos e fragmentos de conchas) o que pode indicar menor influência de um sistema fluvial adjacente. Com o sucessivo aumento da lâmina d'água, ocorre o desconfinamento do sistema e instala-se um paleoambiente marinho onde predomina condições de baixa energia, como atesta a os abundantes nanofósseis da fácies HFb.

Rochas híbridas ricas em nano-e microfósseis, foram descritas por Alday et al. (2005) em um testemunho de sondagem raso (27m) localizado na planície aluvial Corgo do Porto, em Portugal e, recentemente, por Plantz (2014) em um testemunho de sondagem profundo na área central do CDRPS. Em ambos os casos, as rochas híbridas apontaram para sedimentação sob condições transgressivas em um paleoambiente que evolui de estuarino para marinho e, posteriormente, lagunar.

Uma nova fase de criação de espaço de acumulação associada a subida do nível relativo do mar, promove a erosão e reelaboração dos depósitos híbridos que ocorrem no topo da SF-M. Sob condições regressivas, tem-se a implantação de uma planície de cordões arenosos, representada pelas areias orgânicas da SF-CA, que podem ser correlacionadas aos depósitos marinhos pleistocênicos descritos por Martin et al. (1997) para a região próxima à Lagoa Feia. Depósitos com características semelhantes, são relatados por Silva (2011) para a planície costeira de Maricá (RJ), onde são associadas a uma barreira arenosa de idade pleistocênica e, também por Vilela et al. (2016) para os depósitos de cordões arenosos pleistocênicos localizados na parte sul CDRPS.

Os depósitos da SF-F3 registram a evolução mais recente do CDRPS, caracterizada pela instalação de uma planície fluvial de idade holocênica. Para Lamego (1955), Araújo & Beurlen (1975) e Martin et al. (1984), esses depósitos fluviais estariam associados a existência de deltas intralagunares que colmataram uma antiga paleolaguna, formada durante a última fase transgressiva (ocorrida em 5.100 anos A.P.), cujo registro não foi reconhecido no testemunho do poço 2-BG-1-RJ.

CONCLUSÃO

A análise de fácies se mostrou uma ferramenta eficiente na caracterização dos processos sedimentares e paleoambientes que ocorrem no CDRPS e, revela que no segmento central, sua evolução se deu a partir de um evento transgressivo que promoveu o afogamento de um vale inciso instalado sobre os depósitos proximais do Grupo Campos (Membro São Tomé da Formação Emborê), representados pela sucessão SF-LA e parte da sucessão SF-F1 (385,40m-102,50m).

A sedimentação pleistocênica, constituída pelo topo da sucessão SF-F1, além das sucessões SF-T, SF-F2, SF-M e SF-CA é marcada por ciclos regressivos-transgressivos, cujo máximo transgressivo, é atribuído a parte superior da sucessão SF-M. A falta de datações precisas, não permitiu relacionar as sucessões de fácies descritas neste trabalho a um evento transgressivo em particular. Já a sedimentação holocênica, restringe-se a SF-F3, interpretada como uma planície fluvial, que marca a evolução mais recente da região.

Depósitos marinhos/lagunares de idade holocênica, atribuídos a transgressão de 5.100 A. P., documentada por Martin et al. (1997), não foram reconhecidos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Projeto DELTA ("Arquitetura deposicional do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul e seu papel na transferência sedimentar para águas profundas"), financiado pela Chevron Brasil, com recursos de investimento em pesquisa e desenvolvimento para petróleo, gás natural e biocombustíveis – P&D/ANP (conv. Fundação Coppetec IGEO-15.857) pela aquisição do testemunho e custeio das análises e ao professor Claudio Limeira Mello, do departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro pelas discussões e sugestões.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Alday, M., Cearreta, A., Cachão, M., Freitas, M.C., Andrade, C., Gama, C. (2005). Micropaleontological record of Holocene estuarine and marine stages in the Corgo do Porto rivulet (Mira River, SW Portugal). *Estuarine, coastal and shelf Science*, 66, 532-543.
2. Andrade, A.C.S., Dominguez, J.M.L., Martin, L., Bittencourt, A.C.S.P. (2003). Quaternary evolution of the Caravelas strandplain – Southern Bahia State – Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 75, 357-382.
3. Araújo, M.B., Beurlen, G. (1975). Projeto Rio Paraíba do Sul: Sedimentação Deltaica Holocênica. *Boletim Técnico da Petrobras. RPBa/DIREX*, 1 (1649).

4. Augustinus, P.G.E.F. (1995). Geomorphology and sedimentology of mangroves. In: G.M.E. Perillo (Ed.), *Geomorphology and Sedimentology of estuaries*, 333-357. Amsterdam: Elsevier (Developments in Sedimentology).
5. Bird, E.C.F. (2008). *Coastal Geomorphology: An Introduction*. Chichester: John Wiley & Sons Ltda (segunda edição).
6. Blair, T.C., McPherson, J.G. (1994). Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, 64, 450-489.
7. Bokuniewicz, H. (1995). Sedimentary systems of coastal-plain estuaries. In: G.M.E. Perillo (Ed.), *Geomorphology and Sedimentology of estuaries*, 49-68. Amsterdam: Elsevier (Developments in Sedimentology).
8. Boltovskoy, D., Correa, N., Boltovskoy, A. (2003). Marine zooplanktonic diversity: a view from the South Atlantic. *Oceanologica Acta*, 25, 271-278.
9. Borghi, L. (2000). Visão Geral da Análise de Fácies Sedimentares do Ponto de Vista da Arquitetura Depositional. *Boletim do Museu Nacional (Nova Série, Geologia)*, 53, 1-26.
10. Boyd, R., Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. (1992). Classification of coastal sedimentary environments. *Sedimentary Geology*, 80, 139-150.
11. Chamley, H. (1989). *Clay Sedimentology*. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag.
12. Dalrymple, R.W. (1992). Tidal Depositional Systems. In: R.G. Walker, N.P. James (Eds.), *Facies Models: response to sea level change*, 195-218. St. John's, Newfoundland: Geological Association of Canada.
13. Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd R. (1992). Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62, 1130-1146.
14. Dalrymple, R.W., Choi, K. (2007). Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81, 135-174.
15. Davis Jr., R. A., Fitzgerald, D. M. (2004). *Beaches and Coasts*. UK: Blackwell Publishing.
16. Dias, G.T.M. (1981). O complexo deltaico do Rio Paraíba do Sul. IV Simpósio do Quaternário no Brasil. Publicação Especial, v. 2, 58-88. Rio de Janeiro: SBG.
17. Dominguez, J.M.L., Bittencourt, A.C.S.P., Martin, L. (1983). O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na sedimentação das planícies costeiras associadas a desembocadura dos rios São Francisco (SE/AL), Jquitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências*, 13(2), 93-105.
18. Dominguez, J.M.L. (1990). Delta dominado por ondas: críticas às ideias atuais com referência particular ao modelo de Coleman & Wright. *Revista Brasileira de Geociências*, 20, 352-361.
19. Dominguez, J.M.L. (1996). The São Francisco systrandplain: a paradigm for wave-dominated deltas? In: M. De Baptist, P. Jacobs (Eds.), *Geology of Siliciclastic Shelf Seas*, 217-231. London: Society of London, Special Publication, vol. 17.

20. Folk, R.L. (1954). The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rocks. *Journal of Geology*, 62, 344-359.
21. Folk, R.L. (1968). *Petrology of sedimentary rocks*. Austin (Texas): Hemphill Publishing Company.
22. Gama Junior, E.G. (1977). *Sistemas Depositionais e Modelos de Sedimentação das Formações Campos e Emborê, Bacia de Campos, Rio de Janeiro, Brasil*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências - USP.
23. Gatto, A.L.M. (2016). *Bioestratigrafia e Paleoceanografia de uma sucessão estratigráfica quaternária com base em Nanofósseis Calcários (Complexo deltaico do rio Paraíba do Sul, Bacia de Campos – RJ)*. Dissertação (Mestrado). Rio de Janeiro: Instituto de Geociências - UFRJ.
24. Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.C. (2004). A Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. Brito Neves (Eds.), *O Desvendar de um continente: A moderna geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, 203-234. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda.
25. Lamego, A.R. (1955). *Geologia das Quadrículas de Campos, São Tomé, Lagoa Feia e Xexé*. Rio de Janeiro: DNPM – Departamento Nacional de Produção Mineral.
26. Lana, C.C. (2011). Dinoflagelados como indicadores paleoambientais durante a sedimentação eocretácea da porção terrestre da Bacia de Campos. In: I. S. Carvalho, N. K. Srivastava, O. Strohschoen, C. C. Lana (Eds.), *Paleontologia: cenários de vida*, v. 3, 211-219. Rio de Janeiro: Interciência.
27. Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Dominguez, J.M.L., Azevedo, A.E.G. (1984). Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul (RJ) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, v. 1, 84-97. Rio de Janeiro: SBG.
28. Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M., Tesler, M.G., Eichler, B.B. (1985). Roundness in Holocene sands of the Paraíba do Sul coastal plain, Rio de Janeiro, Brazil. *Journal of Coastal Research*, 1(1), 343-351.
29. Martin, L., Suguio, K., Flexor, J.M. (1993). As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de “Deltas” brasileiros. *Boletim de Geociências-USP (Publicação Especial)*, 15, 1-186.
30. Martin, L., Suguio, K., Dominguez, J.M.L., Flexor, J.M. (1997). *Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo*. Belo Horizonte: CPRM – Serviço Geológico Brasileiro.
31. Miall, A.D. (1992). Alluvial deposits. In: R.G. Walker, N.P. James (Eds.), *Facies Models: response to sea level change*, 119-142. St. John's, Newfoundland: Geological Association of Canada.
32. Miall, A.D. (2010). Alluvial deposits. In: N.P. JAMES, R.W. DALRYMPLE (Eds.), *Facies Models 4*, 105-137. St. John's, Newfoundland: Geological Association of Canada.

33. Munsell Book of Color. (1991). *Rock Color Chart with a genuine Munsell color chips*. USA: The Geological Society of America.
34. Nakayama, K. (1999). Sand- and mud-dominated alluvial fan deposits of the Miocene Seto Porcelain Clay Formation, Japan. *Special Publication int. Ass. Sediment.*, 28, 393-407.
35. Plantz, J.B. (2014). *Análise faciológica e interpretação paleoambiental em um testemunho de sondagem do complexo deltaico do rio Paraíba do Sul (RJ)*. Monografia (Trabalho de conclusão de graduação). Rio de Janeiro: Instituto de Geociências - UFRJ.
36. Ramos, R.R.C. (2003). *Sistemas aluviais terciários da Bacia de Resende, Estado do Rio de Janeiro, Brasil: análise de fácies e revisão estratigráfica*. Tese (Doutorado). Rio de Janeiro: Instituto de Geociências - UFRJ.
37. Ramos, R.R.C., Mello, C.L., Sanson, M.S.R. (2006). Revisão estratigráfica da Bacia de Resende, Rift Continental do Sudeste do Brasil, Estado do Rio de Janeiro. *Geociências-UNESP*, 25, 59-69.
38. Riccomini, C. (1989). *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências - USP.
39. Riccomini, C., Coimbra, A.M., Sant'anna, L.G., Brandt Neto, M., Valarelli, J.V. (1996). Argilominerais do paleolago Tremembé e sistemas deposicionais relacionados (Paleógeno, Rift Continental do Sudeste do Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 26(3), 167-180.
40. Rocha, T.B., Fernandez, G.B., Psegmentoto, M.N.O., Rodrigues, A. (2013). Arquitetura deposicional e datação absoluta das cristas de praia pleistocênicas no complexo deltaico do Paraíba do Sul (RJ). *Brasilian Journal of Geology*, 43(4), 711-724.
41. Rodrigues, A.G., De Ros, L.F., Neumann, R., Borghi, L. (2015). Paleoenvironmental implications of early diagenetic siderites of the Paraíba do Sul Deltaic Complex, eastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 323, 15-30.
42. Schaller, H. (1973). Estratigrafia da Bacia de Campos. XXVII Congresso Brasileiro de Geologia, v. 3, 247-258. Aracaju: SBG.
43. Selley, R.C. (1970). *Ancient sedimentary environments*. London: Chapman & Hall.
44. Silva, A.L.C. (2011). *Arquitetura sedimentar e evolução geológica da planície costeira central de Maricá (RJ) ao longo do Quaternário*. Tese (Doutorado). Niterói: Departamento de Geologia - UFF.
45. Silva, C.G. (1987). *Estudo da evolução geológica e geomorfológica da região da Lagoa Feia, RJ*. Dissertação (Mestrado). Niterói: Departamento de Geologia - UFF.
46. Silva, L.C. (2001). *Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo e mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro*. Brasília: CPRM – Serviço Geológico Brasileiro.
47. Silva, T.P., Mello, C.L. (2011). Reativações neotectônicas na zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul (Sudeste do Brasil). *Geologia USP: Série Científica*, 11(1), 95-111.
48. Tomaz, E.A. (2005). *Mapeamento de paleocanais ao longo da planície costeira do rio Paraíba do Sul e plataforma continental da bacia de Campos e sua possível relação com a*

evolução do canyon Almirante Câmara. Dissertação (Mestrado). Rio de Janeiro: Instituto de Geociências - UFRJ.

49. Winter, R.W., Jahnert, R.J., França, A.B. (2007). Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(2), p. 511-529.

50. Vilela, P.C., Mello, C.L., Carelli, T.G., Borghi, L. (2016). Caracterização litológica do testemunho do poço 2-JU-1-RJ, na porção emersa da Bacia de Campos. *Geociências-UNESP*, 35(3), 346-358.

51. Wright, P., Marriot, S.B. (1993). The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, 86, 203-210.