



**Sequências Depositionais da Porção  
Central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (RJ, Brasil)**

**Depositional Sequences of the Central Portion of Paraíba do Sul Deltaic Complex (RJ, Brazil)**

Josiane Branco Plantz<sup>1</sup>; Thiago Gonçalves Carelli<sup>1</sup>;  
Leonardo Borghi<sup>1</sup>; Renato Rodriguez Cabral Ramos<sup>2</sup> & Claudio Limeira Mello<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Universidade Federal do Rio de Janeiro, CCMN, IGEO, Departamento de Geologia, Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed), Av. Athos da Silveira Ramos, 274, bloco J1, s/J1-011, 21.941-916, Campus Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

<sup>2</sup> Universidade Federal do Rio de Janeiro, Museu Nacional, Departamento de Geologia e Paleontologia.

Quinta da Boa Vista s/n, 20.940-040, São Cristóvão, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

<sup>3</sup> Universidade Federal do Rio de Janeiro, CCMN, IGEO, Departamento de Geologia.

Av. Athos da Silveira Ramos, 274, bloco G, 21.941-916, Campus Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, RJ, Brasil

E-mails: josianeplantz@gmail.com; carelli@geologia.ufrj.br; lborghi@geologia.ufrj.br; rramos@mn.ufrj.br; limeira@geologia.ufrj.br

Recebido em: 08/01/2018      Aprovado em: 19/03/2019

DOI: [http://dx.doi.org/10.11137/2019\\_3\\_254\\_273](http://dx.doi.org/10.11137/2019_3_254_273)

**Resumo**

O Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS), localizado no norte do Estado do Rio de Janeiro, compreende os depósitos quaternários da porção emersa da bacia de Campos. A região é caracterizada por conjuntos de cordões arenosos pleistocênicos ao sul, depósitos flúvio-lagunares no eixo central e conjuntos de cordões arenosos holocênicos ao norte e ganha evidência por atuar como uma importante área de estocagem e transferência de sedimentos para águas profundas. Os principais trabalhos desenvolvidos na região utilizam-se, principalmente, de dados de superfície e alguns poucos dados de subsuperfície rasos. A ausência de dados de subsuperfície profundos limita a interpretação dos dados e gera uma carência de estudos que permitam a caracterização da sucessão sedimentar e de sua distribuição. O presente estudo tem como objetivo a caracterização e análise estratigráfica de alta resolução das rochas recuperadas de três poços profundos (2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ), a fim de proporcionar um melhor entendimento da evolução da porção central do CDRPS. Foram reconhecidos depósitos do Membro São Tomé da Formação Emborê, unidade não aflorante na área de estudo, e depósitos quaternários do CDRPS, representados por quatro sequências deposicionais (Q100, Q200, Q300 e Q400) limitadas por superfícies discordantes. Q100 e Q200 evoluíram a partir de eventos de regressão forçada, responsáveis pela formação de vales incisivos na área de estudo. Nas fases transgressivas subsequentes, os vales incisivos foram afogados, sendo responsáveis pela formação de sistemas estuarinos tanto na Q100 quanto na Q200, nesta última, o sistema estuarino evoluiu para condições marinhas francas, sendo possível correlacionar tal evento ao máximo transgressivo de 123.000 anos AP. Q300 é caracterizada por uma nova fase de queda do nível do mar, responsável por promover uma erosão localizada na porção mais interna do CDRPS e pelo desenvolvimento de uma laguna nas porções mais distais, como pode ser observado nos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-MU-1-RJ, respectivamente. A fase transgressiva-regressiva (regressão normal) subsequente permitiu a instalação de uma extensa planície de cordões arenosos na área de estudo. A correlação entre os testemunhos de sondagem sugere uma atividade neotectônica entre as sequências deposicionais Q200 e Q300, responsável pela movimentação de estruturas NW-SE e pelo soerguimento da área do poço 2-BG-1-RJ. A Q400 representa o desenvolvimento de uma laguna holocênica (associada ao máximo transgressivo de 5.100 anos AP) e sua colmatção por sistemas fluviais. Os dados e interpretações apresentados mostram que tanto a gênese quanto a distribuição dos depósitos do CDRPS foram controladas pelas variações relativas do nível do mar e também pela movimentação neotectônica, sendo a evolução do CDRPS muito mais complexa do que os modelos existentes sugerem.

**Palavras-chave:** Porção Emersa da Bacia de Campos; Quaternário; Estratigrafia de Sequências; Modelo evolutivo

**Abstract**

The Paraíba do Sul Deltaic Complex (PSDC), located in the north of Rio de Janeiro State, comprises the Quaternary deposits of Campos basin onshore portion. The region is characterized by Pleistocene and Holocene beach ridges plains in its south and north portions, respectively, and fluvio-lagoonal deposits in its central portion, stands out for acting as an important storage and by-pass area of sediments to deep waters. The main studies developed in PSDC were based, mainly, in surface data and a few shallow subsurface data. The paucity of deep subsurface data, leading to questionable interpretations and generate a lack of studies that allow the characterization of the sedimentary succession and its distribution. The present study aims the high-resolution stratigraphic analysis and characterization of three deep drillcores (2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ and 2-BG-1-RJ), in order to provide a better understanding of the evolution of the PSDC central portion. This study allowed the characterization of Emborê Formation (São Tomé Member), a noun outcropping unit, and PSDC deposits, which is represented by four depositional sequences (Q100, Q200, Q300 and Q400) bounded by discordant erosive surfaces. Q100 and Q200 were developed as from forced regressive events, responsible for incised valleys formation in the study area. In the subsequent transgressive phases, the incised valleys were drowned giving origin to an estuarine system in Q100 and an estuarine to open marine system in Q200, which is attributed to the maximum transgressive occurred around 123,000 years BP. Q300 is characterized by a new relative sea level fall phase that promotes localized erosion landward and a lagoon development seaward, as may be observed at 2-TO-1-RJ and 2-MU-1-RJ drillcores, respectively. A following transgressive-regressive (normal regressive) phase allowed the development of extensive beach-ridges plain in the study area. The drillcores correlation suggest a neotectonic activity between Q200 and Q300 depositional sequences, which was responsible for NW-SE structures movement and uplift of the area covered by 2-BG-1-RJ drillcore. The Q400 represent the development of a Holocene lagoon (associated to the maximum transgressive occurred around 5,100 years BP) and its infill by fluvial systems. The presented data and interpretations reveal that genesis and the distribution of PSDC deposits were controlled by relative sea level changes and, also, by neotectonic movement. The depositional evolution was much more complex than the previous models suggest.

**Keywords:** Onshore Campos Basin; Quaternary; Sequence Stratigraphy; Evolutive model



## 1 Introdução

A bacia de Campos, localizada na margem sudeste do Brasil, destaca-se no cenário exploratório nacional por apresentar numerosas descobertas de petróleo associadas a depósitos turbidíticos de águas profundas, formados em eventos de queda relativa do nível do mar entre o Albiano e o Mioceno (Fetter *et al.*, 2009). Neste contexto, o Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS), que compreende os depósitos quaternários da porção emersa da bacia de Campos, ganha evidência por atuar como uma importante área de estocagem e transferência de sedimentos para águas profundas.

Para um melhor entendimento dos mecanismos de transferência sedimentar é necessário determinar a arquitetura deposicional e, sob o paradigma da Estratigrafia de Sequências, entender a evolução do CDRPS. Os modelos evolutivos existentes foram propostos a partir de estudos baseados em informações de superfície (*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) e alguns poucos dados de sub-superfície rasos (Araújo & Beurlen, 1975; Silva, 1987), o que impossibilita a caracterização dos sistemas deposicionais e da arquitetura deposicional.

Outra limitação dos modelos evolutivos propostos para a área de estudo, também associada à inexistência de dados de subsuperfície profundos,

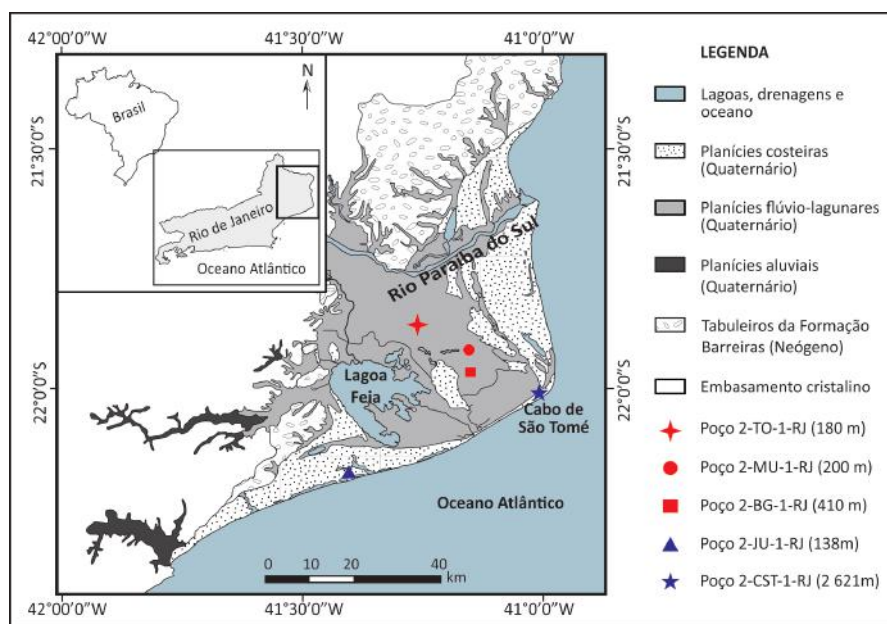
é a ausência de regressões forçadas (queda relativa do nível do mar) e de seus efeitos na construção e evolução do CDRPS. Os modelos restringem-se a discussões acerca dos estágios de progradação da linha de costa sob condições de regressão normal e de retrogradação em contextos transgressivos.

Através da compilação dos dados de sub-superfície recentemente adquiridos no eixo central do CDRPS (Carelli *et al.*, 2018; Plantz *et al.*, 2018; Plantz *et al.*, 2019), porção caracterizada em superfície por uma extensa planície flúvio-lagunar quaternária (Figura 1), o presente estudo tem como objetivo a caracterização e análise estratigráfica de alta resolução das rochas recuperadas de três poços profundos (2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ). Foram identificadas superfícies estratigráficas e definidas sequências deposicionais, com a finalidade de entender a evolução da região, em função, principalmente, das variações relativas do nível do mar durante o Quaternário.

## 2 Material e Método

O material de estudo consta de três testemunhos de sondagens rotativas profundas (2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ), continuamente amostrados no eixo central do CDRPS, no município de Campos dos Goytacazes, norte do Estado do Rio de Janeiro (Figura 1 e Tabela 1).

Figura 1 Mapa de localização dos poços de estudo (2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ) no eixo central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul, norte do Estado do Rio de Janeiro, e de poços auxiliares mencionados ao longo do trabalho (2-JU-1-RJ e 2-CST-1-RJ) (modificado de Silva e Cunha, 2001).



Poço	Localização	Coordenadas*	Pt (m)	Te (m)	Rt (%)
2-TO-1-RJ	Distrito de Tócos, Campos dos Goytacazes, RJ	21°51'33,36"S / 41°16'05,61" W	180,00	173,00	84
2-MU-1-RJ	Distrito de Mussurepe, Campos dos Goytacazes, RJ	21°55'17,02"S / 41°08'24,02"W	200,00	--	43
2-BG-1-RJ	Distrito de Santo Amaro, localidade de Baixa Grande, Campos dos Goytacazes, RJ	21°57'41,53"S / 41°09'14,90"W	410,00	385,40	92

Tabela 1 Localização dos poços e características principais dos testemunhos de sondagens utilizados no presente estudo.  
 \*Coordenadas geográficas, datum WGS-84; Pt = Profundidade total; Te = Topo do embasamento; Rt = Recuperação total.

Os testemunhos foram descritos em escala de detalhe (1:40), segundo os critérios propostos por Selley (1968). Para auxiliar na identificação expedida dos aspectos texturais (granulometria, arredondamento e seleção) utilizou-se um conjunto de peneiras de mão (com aberturas de 2,00; 1,00; 0,50; 0,25; 0,125 e 0,062 mm) e estereomicroscópio (modelo Zeiss Stemi 2000C). Os dados descritivos foram carregados no *software* CorelDraw® para elaboração de perfis estratigráficos simplificados (escala 1:800).

As fácies e sucessões de fácies sintetizadas neste estudo foram previamente estabelecidas por Carelli *et al.* (2018); Plantz *et al.* (2018); Plantz *et al.* (2019), com base, principalmente, na litologia, textura (granulometria, seleção, arredondamento e argilosidade), composição (mineralogia), estruturas sedimentares (hidrodinâmicas e biogênicas), fósseis (bioclastos), índice de icnotrama e cores.

Para as correlações e definição das superfícies estratigráficas e sequências deposicionais (*cf.* Catureanu, 2006) utilizou-se como horizonte estratigráfico (*datum*) rochas constituídas por uma mistura entre sedimentos siliciclásticos e carbonáticos, com percentual de carbonato superior a 66% (*cf.* Rodrigues *et al.*, 2015). Segundo Plantz *et al.* (2018), tais rochas representam o máximo da produção carbonática, que, na área do CDRPS, equivale à superfície de inundação máxima (SIM).

Por se tratar de uma extensa planície com pequena variação topográfica, admite-se que as cotas das bocas dos três poços utilizados neste estudo são similares.

### 3 Contexto Geológico

A bacia de Campos está inserida na margem continental leste brasileira, abrangendo a costa norte do Estado do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo, sendo delimitada ao norte pelo Alto de Vitória, ao sul pelo Alto de Cabo Frio, a leste pelo Platô de São Paulo e a oeste por um sistema de falhas NE-SW que coloca os sedimentos da bacia em contato com o embasamento cristalino (Gama Jr., 1977; Winter *et al.*, 2007).

A porção emersa da bacia 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 eo- e neocretácicas, bem como acumulações sedimentares cenozoicas (Lopes, 2004; Lana, 2011; Oliveira, 2015). A sedimentação cenozoica é representada pelos depósitos proximais do Grupo Campos (Membro São Tomé da Formação Emborê e Formação Barreiras), além dos depósitos quaternários do CDRPS (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977; Vilela *et al.*, 2016).

O Membro São Tomé da Formação Emborê, não aflorante, foi descrito pioneiramente por Schaller (1973) no poço 2-CST-1-RJ (Cabo de São Tomé) e, recentemente, por Vilela *et al.* (2016) no poço 2-JU-1-RJ (Figura 1). É caracterizado por depósitos areno-lamosos a conglomeráticos, de coloração cinza-esverdeada, que comumente apresentam manchas acastanhadas e/ou avermelhadas atribuídas a processos de modificação pós-deposicional. Tais depósitos são interpretados como sistemas de leques aluviais e fluviais de idade oligocênica-pleiocênica (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977; Vilela *et al.*, 2016).



O termo “Barreiras” tem sido empregado para designar os depósitos siliciclásticos pouco consolidados, avermelhados, por vezes mosqueados, que ocorrem de forma quase contínua ao longo da costa brasileira (Suguio & Nogueira, 1999). Na bacia de Campos, a Formação Barreiras ocorre exclusivamente em sua porção emersa, sobreposta aos depósitos do Membro São Tomé (Vilela *et al.*, 2016) ou ao embasamento pré-cambriano. Trata-se de uma unidade caracterizada pela presença de lamitos e conglomerados intercalados a espessas sucessões de arenitos e arenitos lamosos, em geral ferruginizados, depositados a partir de processos trativos de alta energia. Estes depósitos relacionam-se a sistemas fluviais entrelaçados, com contribuição de fluxos gravitacionais (Morais, 2001; Brêda, 2012), cuja idade, definida nas regiões Norte e Nordeste do Brasil, é tida como miocênica-pleiocênica (Mabesoone *et al.*, 1972; Góes & Truckenbrodt, 1980; Arai *et al.*, 1988).

O CDRPS abrange praticamente toda a porção emersa da bacia de Campos, englobando sedimentos marinhos, parálicos e continentais de idade pleistocênica e holocênica (Martin *et al.*, 1997; Gatto, 2016) (Figura 1). De acordo com a origem e/ou idade dos depósitos descritos em superfície, o CDRPS pode ser dividido em três eixos principais (sul, norte e central).

O eixo sul do CDRPS é caracterizado por terraços marinhos pleistocênicos, constituídos por alinhamentos de cordões arenosos brancos em superfície e acastanhados em profundidade, com estratificação de ângulo baixo e presença de icnofósseis que evidenciam sua origem marinha rasa (Martin *et al.*, 1997). O eixo norte corresponde aos terraços marinhos holocênicos, constituídos por alinhamentos de cordões arenosos brancos, que normalmente contém conchas e atingem vários quilômetros de largura próximo à desembocadura do rio Paraíba do Sul (Martin *et al.*, 1997). Já o eixo central do CDRPS, objeto do presente estudo, é constituído em superfície por depósitos aluviais holocênicos, que correspondem a sedimentos areno-siltico-argilosos bem desenvolvidos em vales fluviais, e por depósitos lagunares holocênicos, que correspondem a sedimentos silticos/areno-argilosos ricos em matéria orgânica. Esses depósitos lagunares, juntamente com os depósitos fluviais holocênicos, separam os terraços arenosos pleistocênicos dos terraços holocênicos (Silva, 1987; Martin *et al.*, 1997; Rocha *et al.*, 2013).

## 4 Resultados

### 4.1 Fácies Sedimentares

As fácies sedimentares previamente definidas para os testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ (Plantz *et al.*, 2019), 2-MU-1-RJ (Plantz *et al.*, 2018) e 2-BG-1-RJ (Carelli *et al.*, 2018) foram agrupadas e sintetizadas em 17 fácies sedimentares (Tabela 2 e Figura 2), das quais uma rudítica, nove areníticas, duas heterolíticas e cinco lutíticas. O termo “híbrido”, que acompanha a diagnose de algumas fácies, foi empregado para destacar a presença de constituintes carbonáticos extra- e intrabacinais misturados em proporções variáveis com constituintes siliciclásticos (*cf.* Rodrigues *et al.*, 2015).

### 4.2 Sucessões de Fácies

As sucessões de fácies definidas para os testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ (Plantz *et al.*, 2019), 2-MU-1-RJ (Plantz *et al.*, 2018) e 2-BG-1-RJ (Carelli *et al.*, 2018) foram reanalisadas e agrupadas em 12 sucessões de fácies (Tabelas 3 e 4 Figuras 3 e 4) que representam diferentes paleoambientes deposicionais, de idades distintas, dentre os quais: leque aluvial, fluvial, estuarino, planície de maré, marinho, lagunar e planície de cordões arenosos.

Apesar da imprecisão quanto ao posicionamento cronoestratigráfico dos depósitos estudados, as idades foram inferidas (Tabela 3) com base em: (i) correlação das sucessões de fácies SF-LA e SF-F1 com depósitos do Membro São Tomé da Formação Emborê, que se estende do Paleógeno ao Neógeno (*q.v.* Schaller, 1973; Gama Jr., 1977); (ii) datação relativa feita com base no conteúdo de nanofósseis carbonáticos presentes nas sucessões SF-PM, SF-M e SF-L1 do testemunho do poço 2-MU-1-RJ, que indica sedimentação pleistocênica (*q.v.* Gatto, 2016); (iii) datações por radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) realizadas em amostras das sucessões SF-M do testemunho do poço 2-TO-1-RJ; SF-PM, SF-M e SF-L1 do testemunho do poço 2-MU-1-RJ; e SF-PM e SF-M do testemunho do poço 2-BG-1-RJ, que apresentaram idades superiores a 40.000 anos AP (*q.v.* Plantz *et al.*, 2019; Plantz *et al.*, 2018; Carelli *et al.*, 2018, respectivamente); (iv) correlação da sucessão SF-CA com os cordões arenosos do eixo sul do CDRPS datados em aproximadamente 80.000 anos AP (*q.v.* Rocha *et al.*, 2013); e (v) datação por radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) realizada em amostra da sucessão SF-L2 do testemunho do poço 2-TO-1-RJ, que apresentou idade de 7.585 - 7.490 anos AP cal (*q.v.* Plantz *et al.*, 2019).

**Seqüências Depositionais da Porção Central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (RJ, Brasil)**  
*Josiane Branco Plantz; Thiago Gonçalves Carelli; Leonardo Borghi; Renato Rodriguez Cabral Ramos & Claudio Limeira Mello*

<b>Código - Diagnose</b>	<b>Interpretação</b>	<b>Ocorrência</b>
Ccm - Conglomerado fino, sustentado pelos clastos, maciço (Figura 2A)	Fluxos trativos subaquosos de alta energia em canais fluviais, constituindo a porção mais basal de barras de acreção, podendo apresentar pedogênese incipiente	2-TO-1-RJ 2-BG-1-RJ
ACm - Arenito conglomerático maciço (Figura 2B)	Fluxos trativos subaquosos de alta energia em canais fluviais, constituindo a porção basal de barras de acreção, podendo apresentar pedogênese incipiente	2-TO-1-RJ
ALm - Arenito lamoso maciço (Figura 2C)	Fluxos de detritos de moderada a baixa energia, em porções medianas a distais de leques aluviais, podendo apresentar pedogênese incipiente	2-TO-1-RJ 2-BG-1-RJ
Am - Areia/Arenito maciço ou sem estrutura observável (Figuras 2D e 2E)	Fluxos trativos subaquosos em canais fluviais, constituindo barras de acreção, que normalmente apresentam pedogênese capaz de obliterar características primárias do depósito	2-TO-1-RJ 2-MU-1-RJ 2-BG-1-RJ
Ae - Arenito com estratificação cruzada (Figura 2F)	Fluxos trativos subaquosos unidirecionais em regime de fluxo inferior, associados à migração de megaondulações em canais fluviais, constituindo barras de acreção	2-TO-1-RJ 2-MU-1-RJ 2-BG-1-RJ
Amo - Areia/Arenito friável com matéria orgânica (Figura 2G)	Fluxos combinados (ação de ondas e correntes) associados à formação de planícies de cordões arenosos, com posterior pedogênese e formação de solo húmico	2-BG-1-RJ
Ab - Areia/Arenito friável com bioclastos (Figura 2H)	Fluxos trativos subaquosos de moderada a baixa energia alternados com decantação de bioclastos carbonáticos e, por vezes, de finos em suspensão, seguidos por reelaboração biogênica em ambientes costeiros a marinho raso	2-TO-1-RJ 2-BG-1-RJ
Ah - Arenito híbrido/carbonático maciço (Figura 2I)	Fluxos hiperpicnais esporádicos alternados com decantação de bioclastos carbonáticos e, por vezes, de finos em suspensão, seguidos por reelaboração biogênica em ambiente marinho raso de baixa energia	2-MU-1-RJ
Ahf - Arenito argiloso híbrido, maciço ou laminado, com fitoclastos (Figura 2J)	Fluxos hiperpicnais alternados com decantação de bioclastos carbonáticos e de finos em suspensão, por vezes, seguidos de reelaboração biogênica em ambientes costeiros (e.g. lagunas e estuários)	2-MU-1-RJ 2-BG-1-RJ
Ahg - Arenito híbrido maciço, com grânulos (Figura 2K)	Fluxos hiperpicnais de alta energia com reelaboração e incorporação de material carbonático previamente depositado, normalmente marca as primeiras incursões marinhas em ambientes costeiros a marinho raso	2-MU-1-RJ
If - Intercalações entre argilitos e arenitos ricos em fitoclastos (Figura 2L)	Decantação de carga em suspensão alternada com fluxos trativos subaquosos de baixa a moderada energia em planícies de maré (intermaré)	2-TO-1-RJ 2-MU-1-RJ 2-BG-1-RJ
Ih - Intercalações entre lamito híbrido maciço e arenito (Figura 2M)	Decantação de carga em suspensão alternada com fluxos hiperpicnais, seguida de incipiente reelaboração biogênica e pedogênese em ambientes costeiros a marinho raso de baixa energia	2-MU-1-RJ
LAm - Lamito arenoso maciço (Figura 2N)	Fluxos de detritos de baixa energia (corridas de lama) em porções medianas a distais de leques aluviais, podendo apresentar pedogênese incipiente	2-TO-1-RJ 2-BG-1-RJ
Lm - Lamito maciço (Figura 2O)	Decantação rápida de carga em suspensão em planícies de inundação ou canais abandonados, podendo apresentar pedogênese incipiente	2-TO-1-RJ 2-MU-1-RJ 2-BG-1-RJ
LI - Lamito laminado (Figura 2P)	Decantação de carga em suspensão alternada com eventuais fluxos trativos subaquosos de baixa energia, em lagos e baías ou, ainda, em planícies de inundação, podendo apresentar pedogênese incipiente	2-TO-1-RJ 2-BG-1-RJ
Lb - Lamito maciço ou laminado com bioclastos (Figura 2Q)	Decantação de carga em suspensão, alternada com eventuais fluxos trativos subaquosos de baixa energia, seguida ou não por reelaboração biogênica em ambientes costeiros (e.g. lagunas e estuários)	2-BG-1-RJ
Lh - Lamito híbrido/carbonático maciço (Figura 2R)	Decantação de carga em suspensão seguida por reelaboração biogênica em ambiente marinho raso de baixa energia, podendo apresentar pedogênese incipiente	2-TO-1-RJ

Tabela 2 Síntese das fácies sedimentares identificadas nos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ.



Figura 2 Principais aspectos das fácies sedimentares sintetizadas para os testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ. (A) Fácies Cm (conglomerado fino, sustentado pelos clastos, maciço); (B) Fácies ACm (arenito conglomerático maciço); (C) Fácies ALm (arenito lamoso maciço); (D e E) Fácies Am (arenito maciço). Em (E) destaca-se um arenito maciço intensamente oxidado com siderita eodiagenética, sua ocorrência marca um desenvolvimento incipiente de paleossolos associados a episódios de exposição subaérea; (F) Fácies Ae (arenito com estratificação cruzada); (G) Fácies Amo (areia com matéria orgânica); (H) Fácies Ab (areia com bioclastos); (I) Fácies Ah (arenito carbonático maciço); (J) Fácies Ahf (arenito argiloso híbrido, maciço, com fitoclastos); (K) Fácies Ahg (arenito híbrido maciço, com grânulos); (L) Fácies If (intercalações entre argilito e arenito ricos em fitoclastos); (M) Fácies Ih (intercalações entre lamito híbrido e arenito); (N) Fácies LAm (lamito arenoso maciço); (O) Fácies Lm (lamito maciço); (P) Fácies LI (lamito laminado); (Q) Fácies Lb (lamito maciço com bioclastos); e (R) Fácies Lh (lamito carbonático maciço), observe o grau de oxidação e a presença de marcas de raízes, sugerindo o desenvolvimento incipiente de paleossolos associados a episódios de exposição subaérea.



**Sequências Depositionais da Porção Central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (RJ, Brasil)**  
 Josiane Branco Plantz; Thiago Gonçalves Carelli; Leonardo Borghi; Renato Rodriguez Cabral Ramos & Claudio Limeira Mello

Sucessão de Fácies	Fácies diagnósticas	Paleoamb	Idade inferida	Ocorrência
SF-F5	Fácies Am e Lm exibem sutis tendências de afinamento granulométrico para o topo ( <i>finning up</i> )	Fluvial	Holoceno (pós 7.500 anos AP)	2-TO-1-RJ 2-MU-1-RJ 2-BG-1-RJ
SF-L2	Sucessão caracterizada exclusivamente pela fácies Ab	Lagunar		2-TO-1-RJ
SF-CA	Sucessão caracterizada exclusivamente pela fácies Amo	Planície de cordões arenosos	Pleistoceno (~80.000 anos AP)	2-BG-1-RJ
SF-F4	Fácies Lm ocorre em espessas camadas representando a planície de inundação fluvial, sendo sucedida pelas fácies Am e Ae, formando perfis em forma de caixote	Fluvial	Pleistoceno (pós 123.000 – pré 80.000 anos AP)	2-TO-1-RJ
SF-L1	Ciclos de raseamento em que a fácies Ahg ocorre na base, sendo sobreposta pela fácies Ahf; no topo dos ciclos ocorrem delgadas camadas da fácies Am	Lagunar		2-MU-1-RJ
SF-M	Fácies Ah, Ahf, Ahg e Lh ocorrem a depender da energia e da frequência de fluxos hiperpicnais. Fácies Ah e Lh marcam a SIM por exibir os maiores percentuais de carbonato. No 2-BG-1-RJ as fácies Ab e Lb ocorrem em espessas camadas, apenas na base da sucessão.	Marinho raso	Pleistoceno (123.000 anos AP)	2-TO-1-RJ 2-MU-1-RJ 2-BG-1-RJ
SF-F3	Fácies Am e Ll exibem sutis tendências de afinamento granulométrico para o topo ( <i>finning up</i> )	Fluvial	Pleistoceno (pós 210.000 – pré 123.000 anos AP)	2-BG-1-RJ
SF-DC	Fácies Ll ocorre em espessas camadas, enquanto as fácies Am e Ae encontram-se organizadas em ciclos de engrossamento granulométrico para o topo ( <i>coarsening up</i> ) e a fácies lf restrita ao topo da sucessão	Delta de cabeceira de estuário		2-TO-1-RJ
SF-PM	Fácies lf e Am são as mais recorrentes e ocorrem associadas. No 2-BG-1-RJ a fácies Lb ocorre em espessas camadas, restritas a base da sucessão, já no 2-MU-1-RJ a fácies lh está presente no topo, marcando condições mais marinhas	Planície de maré		2-MU-1-RJ 2-BG-1-RJ
SF-F2	Fácies Ccm, Am, Ae ocorrem sobre uma superfície de exposição subaérea, mostrando perfis em forma de caixote ou exibindo sutis tendências de afinamento granulométrico para o topo ( <i>finning up</i> )	Fluvial		2-TO-1-RJ 2-BG-1-RJ
SF-F1	Fácies Ccm, ACm, Am, Ae, Lm organizadas em ciclos de afinamento granulométrico para o topo ( <i>finning up</i> ). Locais com predomínio de fácies Am no 2-TO-1-RJ mostram perfis em caixote	Fluvial	Paleógeno-Neógeno  (Formação Emborê)	2-TO-1-RJ 2-MU-1-RJ 2-BG-1-RJ
SF-LA	Fácies ACm, Am, ALm, LAm organizadas em ciclos de afinamento granulométrico para o topo ( <i>finning up</i> ). Em porções mais distais observa-se, também, a fácies Lm	Leque aluvial		2-TO-1-RJ 2-BG-1-RJ

Tabela 3 Síntese das sucessões de fácies identificadas nos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ, com destaque para a interpretação paleoambiental e idades inferidas.

Tabela 4 Relação entre a síntese das sucessões de fácies realizada no presente trabalho e aquelas identificadas nos trabalhos de referência.

Sucessão de Fácies	Sinonímia (Plantz <i>et al.</i> , 2019)	Sinonímia (Plantz <i>et al.</i> , 2018)	Sinonímia (Carelli <i>et al.</i> , 2018)	Paleoambiente
SF-F5	SF-F3	SF-F2	F-II	Fluvial
SF-L2	SF-Lg	--	--	Lagunar
SF-CA	--	--	BR	Planície de cordões arenosos
SF-F4	SF-F2	--	--	Fluvial
SF-L1	--	SF-Lg	--	Lagunar
SF-M	SF-M	SF-M	FE-II	Marinho raso
SF-F3	--	--		Fluvial
SF-DC	SF-Dc	--	--	Delta de cabeceira de estuário
SF-PM	--	SF-T	FE-I	Planície de maré
SF-F2	SF-F1	--		Fluvial
SF-F1		SF-F1	F-I	Fluvial
SF-LA	SF-LA	--	DAF	Leque aluvial

### 4.3 Membro São Tomé (Formação Emborê)

Comparando as fácies e sucessões de fácies (Tabelas 2 e 3) com o descrito e interpretado por Schaller (1973), Gama Jr. (1977) e, mais recentemente, por Vilela *et al.* (2016), foi possível distinguir os depósitos do Membro São Tomé da Formação Emborê, de idade oligocênica-pliocênica (Schaller, 1973; Gama Jr., 1977), dos depósitos quaternários do CDRPS.

A correlação entre os testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-BG-1-RJ mostra o padrão de escalonamento do embasamento em direção à plataforma continental, controlado por estruturas de direção NE-SW (Figuras 4 e 5A). Dispostos sobre o embasamento cristalino ocorrem depósitos areno-lamosos, por vezes conglomeráticos, atribuídos aos sistemas de leques aluviais (SF-LA) e fluviais (SF-F1) do Membro São Tomé.

A estruturação do embasamento favoreceu a instalação de leques aluviais e controlou o estilo fluvial, influenciando toda a sedimentação do Membro São Tomé na área de estudo. Em relação aos seus depósitos fluviais (SF-F1), a porção mais interna e elevada da área de estudo, abrangida pelo testemu-

nho do poço 2-TO-1-RJ (Figura 1), apresenta uma seção sedimentar menos espessa, onde se observa um padrão de empilhamento em caixote (Figuras 3 e 4), caracterizando um sistema fluvial entrelaçado. Já a porção mais próxima à linha de costa atual, representada pelos testemunhos dos poços 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ (Figura 1), possui uma seção sedimentar bastante espessa, caracterizada pela ocorrência de ciclos de afinamento granulométrico para o topo, com preservação restrita de fácies lamosas (Figuras 3 e 4), o que indica sedimentação em um sistema fluvial meandrante com baixa sinuosidade ou em um sistema fluvial do tipo *wandering* (Miall, 1996; 2010).

### 4.4 Superfícies Estratigráficas no CDRPS

A correlação estratigráfica entre os testemunhos analisados (Figuras 3 e 4) permitiu reconhecer, no intervalo correspondente ao CDRPS, quatro superfícies associadas a regressões forçadas (SR-1, SR-2, SR-3 e SR-4), que marcam eventos erosivos importantes para o entendimento da construção e evolução do intervalo de estudo. Distingue-se ao menos um evento de regressão normal, responsável pela deposição da planície de cordões arenosos (SF-CA), quatro superfícies transgressivas (ST-1,



ST-2, ST-3 e ST-4) e uma superfície de inundação máxima (SIM), caracterizada pelo máximo da produção carbonática.

#### 4.4.1 Superfícies Regressivas

As superfícies estratigráficas regressivas de natureza erosiva SR-1 e SR-2 são facilmente identificadas por envolver incisão de vales fluviais. A SR-1 é reconhecida nas cotas de 118,40 m, 72,00 m e 136,80 m dos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ, respectivamente (Figuras 3 e 4), e marca o início da construção do CDRPS, sendo responsável por colocar os depósitos paleógenos/neógenos atribuídos ao Membro São Tomé da Formação Emborê (SF-LA e SF-F1) em contato com sedimentos pleistocênicos (Pleistoceno Médio) do CDRPS.

Nos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-BG-1-RJ a SR-1 é definida pela mudança no padrão do empilhamento sedimentar observada entre as sucessões de fácies fluviais SF-F1 e SF-F2 (Figuras 3 e 4). Tal mudança é acompanhada por uma significativa variação no grau de consolidação das rochas, mostrando que a diagênese foi mais atuante nos depósitos atribuídos ao Membro São Tomé da Formação Emborê (SF-LA e SF-F1) do que nos depósitos sobrejacentes. A diagênese diferenciada sugere que o lapso temporal existente entre estes depósitos seja superior aos cerca de dois milhões de anos estimados com base nas idades que Schaller (1973) e Gama Jr. (1977) atribuíram ao Membro São Tomé.

A superfície SR-2, bem como a SR-3 e a SR-4, representa eventos regressivos de menor magnitude temporal, e estão associadas à evolução do CDRPS. A SR-2 é identificada no testemunho do poço 2-BG-1-RJ na cota de 63,75 m (Figuras 3 e 4), onde se observa arenitos tipicamente fluviais da SF-F3 dispostos sobre depósitos de planície de maré (SF-PM). Já nos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-MU-1-RJ a SR-2, definida nas cotas de 33,40 m e 42,00 m, respectivamente (Figuras 3 e 4), é caracterizada pela presença de arenitos oxidados, com siderita eodiagenética e marcas de raízes (Figura 2E) sugerindo o desenvolvimento incipiente de

paleossolos entre a sucessão parálica (SF-DC e SF-PM, respectivamente) e a sucessão marinha (SF-M).

A SR-3 é identificada no testemunho do poço 2-TO-1-RJ na cota de 30,00 m (Figuras 3 e 4), onde depósitos de planície de inundação da SF-F4 encontram-se dispostos sobre depósitos híbridos/carbonáticos oxidados e com marcas de raízes (Figura 2R) da SF-M e expandida por correlação para os demais testemunhos, onde se observa apenas a reelaboração de depósitos híbridos da SF-M (Figuras 3 e 4).

Já a SR-4 é posicionada nas cotas de 13,40 m, 12,00 m e 4,40 m dos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ, respectivamente (Figuras 3 e 4), com base na discordância temporal existente entre os depósitos. Tal superfície marca o limite entre o fim da sedimentação pleistocênica (sedimentos com no máximo ~80.000 anos AP), representada pelas sucessões SF-F4, SF-L1 e SF-CA e os primeiros depósitos holocênicos (com idades iguais ou superiores a 7.500 anos AP), representados pelas sucessões SF-L2 e SF-F5.

Além destas quatro superfícies regressivas discordantes (regressão forçada), a presença de depósitos arenosos ricos em matéria orgânica da SF-CA entre as cotas de 10,50 e 4,40 m do testemunho do poço 2-BG-1-RJ (Figuras 3 e 4) indica a existência de uma superfície de regressão normal, responsável pela construção da planície de cordões arenosos e, conseqüentemente, pela progradação da linha de costa. Uma segunda superfície de regressão normal é interpretada a partir da disposição de depósitos fluviais da SF-F5 sobre sedimentos lagunares da SF-L2, na cota de 10,40 m no testemunho do poço 2-TO-1-RJ (Figuras 3 e 4).

#### 4.4.2 Superfícies Transgressivas

Foram identificadas quatro superfícies transgressivas (ST-1, ST-2, ST-3 e ST-4), que marcam diferentes estágios de sedimentação sob a influência marinha. A ST-1 é identificada nas cotas de 90,00 m e 87,70 m dos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-BG-1-RJ, respectivamente (Figuras 3 e 4), onde rochas com indicadores marinhos (dentre estes, radiolários e cistos de dinoflagelados), associadas

a um paleoambiente parálico (SF-DC e SF-PM), encontram-se dispostas sobre depósitos fluviais (SF-F2). Já no testemunho do poço 2-MU-1-RJ, a ST-1 encontra-se na profundidade de 72,00 m, justaposta a superfície regressiva SR-1 (Figuras 3 e 4).

A ST-2 é identificada na cota de 40,65 m do testemunho do poço 2-BG-1-RJ (Figuras 3 e 4), onde rochas híbridas, ou seja, rochas constituídas por sedimentos carbonáticos extra- e intrabaciais misturados em proporções variáveis com constituintes siliciclásticos (cf. Rodrigues *et al.*, 2015) da SF-M encontram-se sobre os depósitos fluviais da SF-F3. Nos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-MU-1-RJ tais rochas são identificadas sobre paleossolos incipientes, nas profundidades de 33,40 m e 42,00 m, respectivamente (Figuras 3 e 4), marcando, nestes testemunhos, a justaposição entre a SR-2 e a ST-2.

Nas cotas de 30,00 m dos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-MU-1-RJ e de 10,50 m do testemunho do poço 2-BG-1-RJ (Figuras 3 e 4) tais rochas apresentam percentual de constituintes carbonáticos superior a 66%, caracterizando o máximo da produção carbonática que, na área de estudo, representa uma superfície de inundação máxima (SIM) (q.v. Plantz *et al.*, 2018).

As outras duas superfícies transgressivas (ST-3 e ST-4) deixaram como registro depósitos pouco espessos e de ocorrência restrita. A ST-3 é identificada na cota de 10,50 m do testemunho do poço 2-BG-1-RJ, onde ocorre justaposta a SR-3. A ausência de depósitos correlatos a SF-CA nos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-MU-1-RJ, seja por não deposição ou por erosão, impede o mapeamento da ST-3 nos demais poços (Figuras 3 e 4).

A ST-4 é reconhecida exclusivamente na cota de 13,40 m do testemunho do poço 2-TO-1-RJ (Figuras 3 e 4), localizado na porção mais interna do CDRPS (Figura 1). Tal superfície ocorre justaposta a SR-4 e é definida pela presença de depósitos arenosos ricos em fitoclastos e bioclastos diversos, dentre eles gastrópodes do gênero *Heleobia australis*, importantes indicadores de águas salobras, da SF-L2, dispostos sobre depósitos fluviais da SF-F4 (Figuras 3 e 4). A ausência de depósitos atribuídos a SF-L2 ou correlatos a eles nos testemunhos dos

poços 2-MU-1-RJ e 2-BG-1-RJ, mais distais em relação ao 2-TO-1-RJ (Figura 1), pode ser atribuído a paleografia do CDRPS (ver item 4.5.4 - Figura 5B).

#### 4.5 Sequências Depositionais do CDRPS

A identificação de superfícies estratigráficas (regressivas e transgressivas) no intervalo correspondente ao CDRPS (Figuras 3 e 4) permitiu o reconhecimento de quatro sequências deposicionais (Q100, Q200, Q300 e Q400), limitadas na base e no topo pelas superfícies discordantes SR-1, SR-2, SR-3 e SR-4 (cf. Catuneanu, 2006).

##### 4.5.1 Sequência 100 do CDRPS (Q100)

A sequência Q100 é delimitada em sua base pela superfície discordante SR-1, responsável por erodir 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. Sob condições de criação de espaço de acumulação, o segmento principal do vale inciso começa a ser preenchido por depósitos fluviais, representados pela sucessão SF-F2 (Figura 4).

A ocorrência de rochas sedimentares com indicadores marinhos (dentre estes, radiolários e cistos de dinoflagelados) das sucessões de fácies SF-DC e SF-PM dos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-BG-1-RJ, respectivamente, dispostas sobre depósitos fluviais, marca o rápido afogamento do vale inciso em um importante evento transgressivo na região (ST-1). A transgressão iniciou-se pelo segmento principal do vale, depositando espessas camadas de sedimentos lamosos, caracterizados pela abundância de detritos vegetais e microfósseis silicosos (radiolários). Com o contínuo aumento do nível relativo do mar, ocorreu o desconfinamento do segmento principal e instalação de amplas planícies de maré, associadas a depósitos de manguezais, abrangendo, inclusive, regiões de interflúvio, como a representada pelo testemunho do poço 2-MU-1-RJ (Figura 3).

Com a diminuição da taxa de criação de espaço de acumulação, na área do poço 2-TO-1-RJ, mais interna em relação aos demais poços, instalou-se um delta de cabeceira de estuário (SF-DC), cuja sedimentação praticamente não sofreu influência mari-

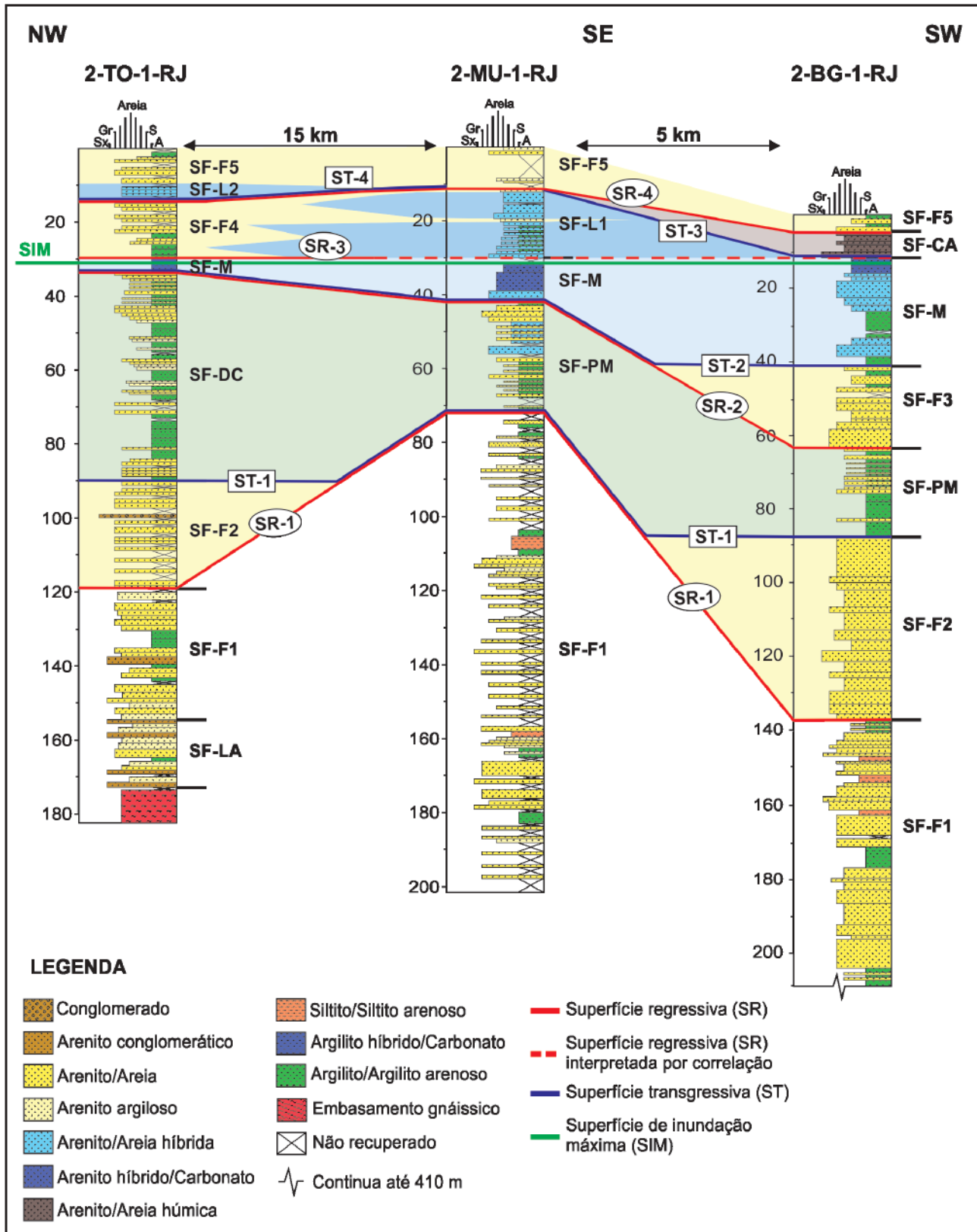


Figura 3 Correlação estratigráfica entre os testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ, 2-MU-1-RJ e os primeiros 210 m do 2-BG-1-RJ (ver localização na Figura 1). Destaca-se as sucessões de fácies (SF) identificadas ao longo dos testemunhos e as superfícies estratigráficas (SR, ST e SIM) reconhecidas para os depósitos quaternários da porção central do CDRPS.

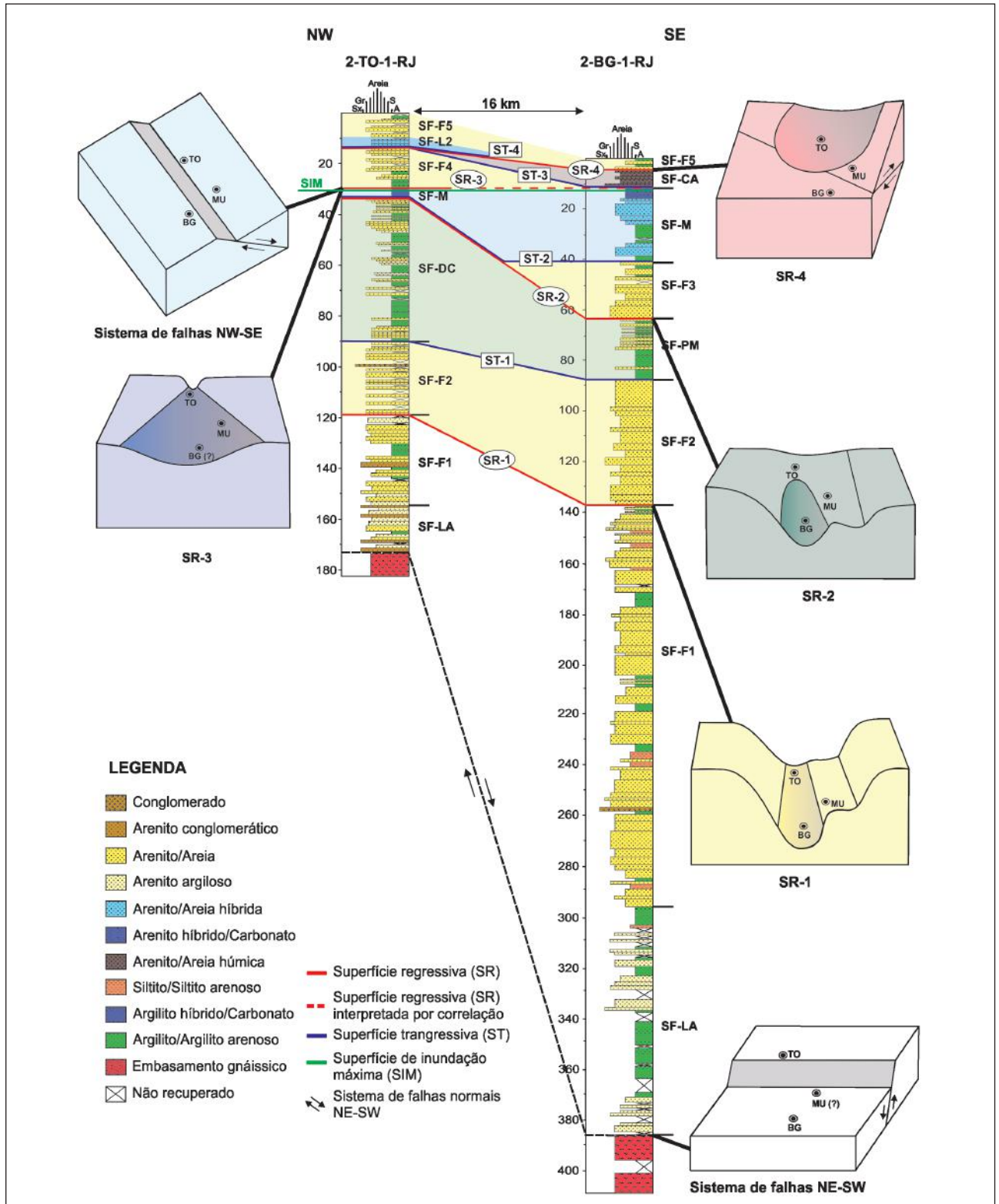


Figura 4 Correlação estratigráfica entre os testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-BG-1-RJ (ver localização na Figura 1). Observa-se, além dos depósitos quaternários da porção central do CDRPS e suas superfícies estratigráficas (SR, ST e SIM), os depósitos atribuídos ao Membro São Tomé da Formação Emborê (SF-LA e SF-F1), a disposição do embasamento cristalino e blocos diagramas simplificados ilustrando a configuração do embasamento e o relevo, que ocorreu como resposta aos diferentes eventos de regressão forçada e à reativação neotectônica.



na. Para o topo da sucessão observa-se depósitos de fluxos confinados em canais fluviais distributários, indicativos de condições cada vez mais proximais (*q.v.* Plantz *et al.*, 2019). Já na área do poço 2-MU-1-RJ, a presença de rochas híbridas no topo da SF-PM evidencia uma sedimentação com significativa influência marinha, que é associada a um evento transgressivo de alta frequência (*q.v.* Plantz *et al.*, 2018) e baixa magnitude, que não afeta as porções mais internas do CDRPS. A ausência de rochas híbridas preservadas na sucessão homônima do testemunho do poço 2-BG-1-RJ é atribuída ao evento erosivo caracterizado pela superfície discordante SR-2, que define o topo da sequência Q100 e a base da Q200.

#### 4.5.2 Sequência 200 do CDRPS (Q200)

A sequência Q200 é definida por um evento de regressão forçada (SR-2) responsável pela erosão e exposição de parte dos depósitos da sequência Q100. A ausência de depósitos híbridos na sucessão de fácies SF-PM do testemunho do poço 2-BG-1-RJ é atribuída a essa fase erosiva, bem como o desenvolvimento incipiente de paleossolos no topo da Q100 nos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-MU-1-RJ (Figura 2E). Além disso, a espessura da sucessão de fácies SF-DC do testemunho do poço 2-TO-1-RJ, quando comparada com a espessura da SF-PM, cronocorrelata, evidencia que a erosão foi mais acentuada em direção à região litorânea, escavando um vale na área do poço 2-BG-1-RJ (Figuras 3 e 4).

O preenchimento inicial do referido vale inclui camadas de arenitos organizadas em ciclos de afinamento granulométrico para o topo e recobertas por sedimentos lamosos, típicos de depósitos fluviais. Os primeiros depósitos associados ao novo evento transgressivo (ST-2), caracterizado pela presença de rochas híbridas, também estão associados ao preenchimento do vale escavado, ou seja, são encontrados apenas no testemunho do poço 2-BG-1-RJ, onde a seção sedimentar atribuída a SF-M é mais espessa e observa-se maior mistura entre sedimentos intra- e extrabaciais (Figuras 3 e 4).

Com o progressivo aumento da lâmina d'água, ocorre o extravasamento do vale escavado e inicia-se uma sedimentação tipicamente marinha que abrange toda a porção central do CDRPS. Admite-se que o máximo da produção carbonática (fácies Ah e Lh) marque, na área de estudo, a superfície de

inundação máxima (SIM), observada, inclusive, nas porções mais internas do CDRPS (Figuras 3 e 5A). Em termos de idade, datações por radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) indicam que se trata de uma sedimentação mais antiga que 40.000 anos AP (Carelli *et al.*, 2018; Plantz *et al.*, 2018; Plantz *et al.*, 2019) e datação relativa, baseada no conteúdo de nanofósseis calcários do testemunho do poço 2-MU-1-RJ, sugere idade pleistocênica (Gatto, 2016).

#### 4.5.3 Sequência 300 do CDRPS (Q300)

A sequência Q300 é definida, em sua porção basal, pela superfície discordante SR-3. Na área do poço 2-TO-1-RJ ocorre a instalação de um sistema fluvial sobre os depósitos híbridos/carbonáticos da SIM, marcando uma nova fase regressiva no CDRPS (Figuras 3 e 4). Diferentemente das demais fases regressivas, formou-se uma região ampla e plana, onde, sob altas taxas de criação de espaço de acumulação o processo de avulsão de canal é mais frequente do que o de migração lateral, permitindo a preservação dos finos da planície de inundação (*q.v.* Plantz *et al.*, 2019). Na área representada pelo testemunho do poço 2-MU-1-RJ, instalou-se uma laguna, com ciclos de raseamento bem marcados (*q.v.* Plantz *et al.*, 2018), onde se observa a deposição de rochas híbridas (Figura 3), também de idade pleistocênica (Gatto, 2016), que requerem uma grande circulação de águas marinhas e uma influência restrita do sistema fluvial adjacente. Em períodos de lâmina d'água marinha mais rasa, observa-se uma maior contribuição de sedimentos continentais oriundos do sistema fluvial instalado na porção mais interna do CDRPS, formando delgadas camadas de arenito/arenito argiloso (Figura 3).

Para que se alcance as condições ideais para a formação de rochas híbridas, admite-se que tal laguna tenha sido extensa e abrangido grande parte do eixo central do CDRPS, além de, possivelmente, porções dos eixos sul e norte, logo os cordões arenosos responsáveis por barrar a laguna estariam em posição mais distal, já na plataforma continental.

No testemunho do poço 2-BG-1-RJ, a Q300 é caracterizada pela presença de cordões arenosos da sucessão SF-CA dispostos sobre depósitos marinhos da Q200. Considerando o posicionamento geográfico dos poços e partindo do pressuposto que

os cordões arenosos da SF-CA apresentam orientação NNW-SSE, similar à orientação do sistema de cordões arenosos presente nas proximidades do poço 2-BG-1-RJ (Figura 1), afirma-se que tais cordões não podem ser cronocorrelatos aos depósitos flúvio-lagunares identificados nos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-MU-1-RJ. A partir disto, admite-se uma terceira fase transgressiva (ST-3) na área de estudo (Figuras 3 e 4).

Tal evento transgressivo, de menor expressão quando comparado aos demais de mesma natureza, pode ser interpretado exclusivamente no testemunho do poço 2-BG-1-RJ, justaposto a superfície regressiva SR-3. Posteriormente, sob condições regressivas (regressão normal), ocorre a implantação da planície de cordões arenosos (SF-CA).

Dadas as características texturais e composicionais dos depósitos da SF-CA recuperados no testemunho do poço 2-BG-1-RJ, assume-se que os mesmos sejam correspondentes às cristas de praia pleistocênicas descritas nos eixos sul e central do CDRPS por Martin *et al.* (1997). Mais recentemente, Rocha *et al.* (2013) estudaram a planície de cordões arenosos do eixo sul do CDRPS e obtiveram, através do método de datação por termoluminescência (LOE), idades de aproximadamente 80.000 +/- 10.000 anos AP para os cordões arenosos pleistocênicos localizados mais próximos à linha de costa atual.

A ausência de depósitos flúvio-lagunares da sequência deposicional Q300, como os que ocorrem nos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-MU-1-RJ, ou mesmo, depósitos cronocorrelatos a eles no testemunho do poço 2-BG-1-RJ (Figuras 3 e 4) pode ser entendida como consequência de uma movimentação neotectônica. A cota de ocorrência da SIM (*datum*), 30,00 m nos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-MU-1-RJ e 10,50 m no testemunho do poço 2-BG-1-RJ (Figura 3), reitera a ocorrência de uma movimentação neotectônica, responsável pela reativação de estruturas NW-SE (Figura 5A) e pelo soerguimento da área aqui representada pelo poço 2-BG-1-RJ, onde passou a predominar os processos de intemperismo e erosão, deixando os depósitos flúvio-lagunares restritos ao bloco baixo.

#### 4.5.4 Sequência 400 do CDRPS (Q400)

De forma semelhante às demais sequências, a Q400 é limitada em sua porção basal por uma superfície discordante (SR-4). Os depósitos da Q400 são restritos aos primeiros 13,00 m da sucessão descrita e caracterizados por: (i) areias ricas em fitoclastos e bioclastos diversos, dentre eles gastrópodes indicadores de mistura de águas, da SF-L2 no testemunho do poço 2-TO-1-RJ; e (ii) areias quartzosas organizadas em ciclos de afinamento granulométrico recobertas por arenitos argilosos ou lamitos da SF-F5 presentes em todos os testemunhos analisados (Figuras 3 e 4).

Na área do poço 2-TO-1-RJ a ocorrência de depósitos da SF-L2 sobrepostos a depósitos da SF-F4 permite definir, justaposta a superfície regressiva SR-4, uma superfície transgressiva, a ST-4. Datação por radiocarbono ( $^{14}\text{C}$ ) realizada em amostra de areia rica em fitoclastos e bioclastos diversos da SF-L2 apresentou idade de 7.585-7.490 anos AP cal (Plantz *et al.*, 2019) o que permite afirmar que a ST-4 marca o início da sedimentação holocênica na área de estudo.

Os depósitos transgressivos da SF-L2 ocorrem exclusivamente no testemunho do poço 2-TO-1-RJ, porção mais interna do CDRPS quando comparada aos demais poços (Figura 1). Para que a transgressão alcance porções mais internas do CDRPS sem atingir a região mais próxima à 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 nordeste, em posição semelhante à atual, e que a transgressão se iniciou a partir dele. De modo similar às fases transgressivas pretéritas, aventa-se a formação de um estuário que, com a estabilização do nível de base e nucleação de ilhas barreira, evolui para uma laguna, como mostra a Figura 5B.

A sedimentação mais recente da área de estudo é caracterizada por depósitos tipicamente fluviais (Figuras 3 e 4). A baixa recuperação, normalmente observada na parte superior dos testemunhos, é associada à natureza inconsolidada/friável dos depósitos e dificulta o entendimento da relação estratigráfica entre os depósitos lagunares e fluviais holocênicos. Com base em feições geomorfológicas, sugere-se que, após a inflexão e mudança da desembocadura do rio Paraíba do Sul, houveram, em episódios de cheia, arrombamentos do seu canal principal, fa-

zendo com que um segmento do rio passasse a fluir para sul, colmatando a paleolaguna holocênica, o que apresenta similaridade com o proposto por Martin *et al.* (1997).

## 5 Discussões

Estruturas de direção NE-SW, herdadas da Faixa Ribeira, são amplamente reconhecidas no Sudeste brasileiro e, na área do CDRPS, controlaram o escalonamento do embasamento em direção à plataforma continental. No litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, essas estruturas foram reativadas durante o processo de estiramento e ruptura da crosta continental que culminou com a abertura do Oceano Atlântico Sul (Heilbron *et al.*, 2004; Stanton *et al.*, 2010). Posteriormente, a região do CDRPS foi afetada pela atividade tectônica do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), 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 eocretácicas terem sido identificadas no poço 2-CST-1-RJ, localizado na porção emersa da bacia de Campos, nas proximidades do Cabo de São Tomé (Lana, 2011), as mesmas não foram identificadas neste estudo. Com base nos testemunhos analisados, afirma-se que sobre o embasamento cristalino pré-cambriano ocorrem rochas sedimentares do Membro São Tomé da Formação Emborê, tais rochas foram caracterizadas anteriormente apenas nos testemunhos dos poços 2-CST-1-RJ (Lana, 2011) e 2-JU-1-RJ (Vilela *et al.*, 2016) (ver Figura 1).

Depósitos da Formação Barreiras, que afloram em áreas adjacentes ao CDRPS e foram descritos no 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 (regressões forçadas).

De acordo com a interpretação estratigráfica apresentada neste estudo, admite-se que a construção da porção central do CDRPS iniciou-se com uma regressão forçada (SR-1) responsável por es-

cavar vales nos depósitos da Formação Emborê. A imprecisão quanto ao posicionamento cronoestratigráfico dificulta a correlação dos eventos aqui identificados com as curvas de variação do nível do mar e, também, a comparação com os estágios evolutivos descritos na literatura. Mesmo com tais limitações, sugere-se que o evento regressivo marcado pela SR-1 seja correlato à fase regressiva subsequente ao máximo da antepenúltima transgressão marinha (210.000 anos AP).

Segundo a curva de variação do nível do mar construída para o Quaternário, após o máximo da antepenúltima transgressão marinha houve a maior queda do nível de base registrada no período. O mar chegou a mais de 120 m abaixo do nível atual e, na área de estudo, a SR-1 marca a mais importante discordância observada, visto que coloca sedimentos pleistocênicos (pós 210.000 anos AP) em contato abrupto com sedimentos da Formação Emborê, de idade oligocênica-pleistocênica (Shaller, 1973; Gama Jr., 1977). Com base nos aspectos texturais observados, tal discordância pode englobar um lapso temporal ainda maior, como sugerido no item 4.4.1.

A partir deste evento regressivo, a área evoluiu 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), marca o primeiro evento transgressivo da área, em que as incursões marinhas iniciaram-se pelo vale principal e, posteriormente, abarcaram toda a região. Essa fase transgressiva é caracterizada pela instalação de um sistema de deltas de cabeceira de estuário (*bay head delta*) nas porções com maior influência do sistema fluvial e pela instalação de extensas planícies de maré, com alta taxa de produção carbonática, nas porções com maior circulação de águas marinhas (*central basin*).

Na fase regressiva-transgressiva subsequente (sequência Q200), a porção central do CDRPS experimentou condições marinhas francas, com deposição de sedimentos ricos em carbonatos, de idade pleistocênica (Gatto, 2016). Tal fase corresponde ao máximo da penúltima transgressão marinha (SIM de 123.000 anos AP), período em que, segundo Martin *et al.* (1993), o nível do mar esteve mais alto ao

longo do Quaternário, atingindo aproximadamente  $8 \pm 2$  m acima do atual (Figura 5A).

Uma nova fase regressiva (SR-3) é caracterizada na porção interior do CDRPS, onde ocorre a instalação de um sistema fluvial sobre os depósitos marinhos da SIM. Esse sistema fluvial coexistiu lateralmente a uma extensa laguna de idade pleistocênica (Gatto, 2016), instalada mais próxima à linha de costa atual, sendo ele o responsável pelo aporte de terrígenos e pelo teor de matéria orgânica continental identificado no sistema lagunar (*q.v.* Plantz *et al.*, 2018).

Entre as sequências Q200 e Q300 ocorreu a reativação de estruturas NW-SE responsável por soerguer a área onde está localizado o 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). Tomaz (2003) relaciona a presença de falhas normais e normais dextrais NW a WNW a um regime tectônico de transcorrência dextral E-W, comparável ao terceiro evento tectônico proposto por Riccomini (1989) para o RCSB. De modo similar ao proposto por Riccomini (1989) para o RCSB, na porção central do CDRPS, tal evento tectônico seria efetivo no Pleistoceno, mais especificamente, entre 123.000 e 80.000 anos AP.

A reativação neotectônica foi responsável não só pela segmentação topográfica de direção NW observada na porção central do CDRPS, mas também pela erosão dos depósitos flúvio-lagunares da Q300 no testemunho do poço 2-BG-1-RJ e pela mudança na desembocadura do rio Paraíba do Sul.

A partir da integração de dados de subsuperfície e de feições geomorfológicas, interpreta-se uma nova fase transgressiva (ST-3) na porção central do CDRPS (ver item 4.5.3). Sob condições regressivas (regressão normal) instala-se uma planície de cordões arenosos, cujo registro está preservado apenas no testemunho do poço 2-BG-1-RJ (SF-CA).

Admite-se que os alinhamentos de cordões arenosos da SF-CA sejam pleistocênicos, bem como aqueles estudados por Martin *et al.* (1997) e por Rocha *et al.* (2013). Segundo Rocha *et al.* (2013), os cordões arenosos pleistocênicos do eixo sul do CDRPS localizados mais próximos a linha de costa

atual, possuem idades de 80.000 +/- 10.000 anos AP, período em que, de acordo a curva global de variação do nível do mar, havia uma tendência transgressiva de menor ordem, associada ao estágio isotópico 5a, em um contexto geral de queda do nível de base (regressão forçada). No presente estudo, esta tendência transgressiva de menor ordem pode ser correlacionada à ST-3 (Figuras 3 e 4).

De acordo com Martin *et al.* (1997), que propõem o modelo evolutivo mais recente para a área de estudo, os cordões arenosos pleistocênicos teriam sido formados imediatamente após o máximo transgressivo de 123.000 anos AP. Diferentemente do colocado pelos referidos autores, o presente estudo assume que a formação dessa ampla planície de cordões arenosos envolva uma história evolutiva mais longa, estando relacionada a um evento de regressão forçada (SR-3), que ocorre posteriormente ao máximo transgressivo (SIM) de 123.000 anos AP; um evento transgressivo (ST-3) e, finalmente, o evento regressivo (regressão normal), responsável pela construção dos cordões arenosos. Tal construção ocorreu sob forte ação de ondas e de correntes de deriva litorânea em torno de 80.000 anos AP. O período compreendido entre 123.000 e 80.000 anos AP envolve, além das referidas oscilações do nível do mar, uma reativação neotectônica de estruturas NW-SE.

De acordo com a curva global de variações do nível do mar, em torno de 18.000 anos AP (Pleistoceno Final) o nível do mar atingiu aproximadamente 100 m abaixo do nível atual. Nos testemunhos, este evento pode ser associado à superfície regressiva SR-4, que corresponde à discordância marcada pelo contato abrupto entre sedimentos pleistocênicos, com no máximo ~80.000 anos AP, e sedimentos holocênicos de idades iguais ou superiores a 7.500 anos AP. A formação de solo húmico ( fácies Amo da SF-CA) sugere um longo período de exposição subaérea, o que indica que a área do poço 2-BG-1-RJ, que antes concentrava as principais escavações de vales incisivos, passou a figurar como um interflúvio.

Sugere-se que, antes mesmo das primeiras incursões marinhas da transgressão holocênica (aqui representada pela ST-4), que ocorreram por volta de 8.000 - 7.000 anos AP, alcançando o máximo transgressivo em torno de 5.100 anos AP, o rio Paraíba do Sul já alcançava o mar em posição bastante seme-



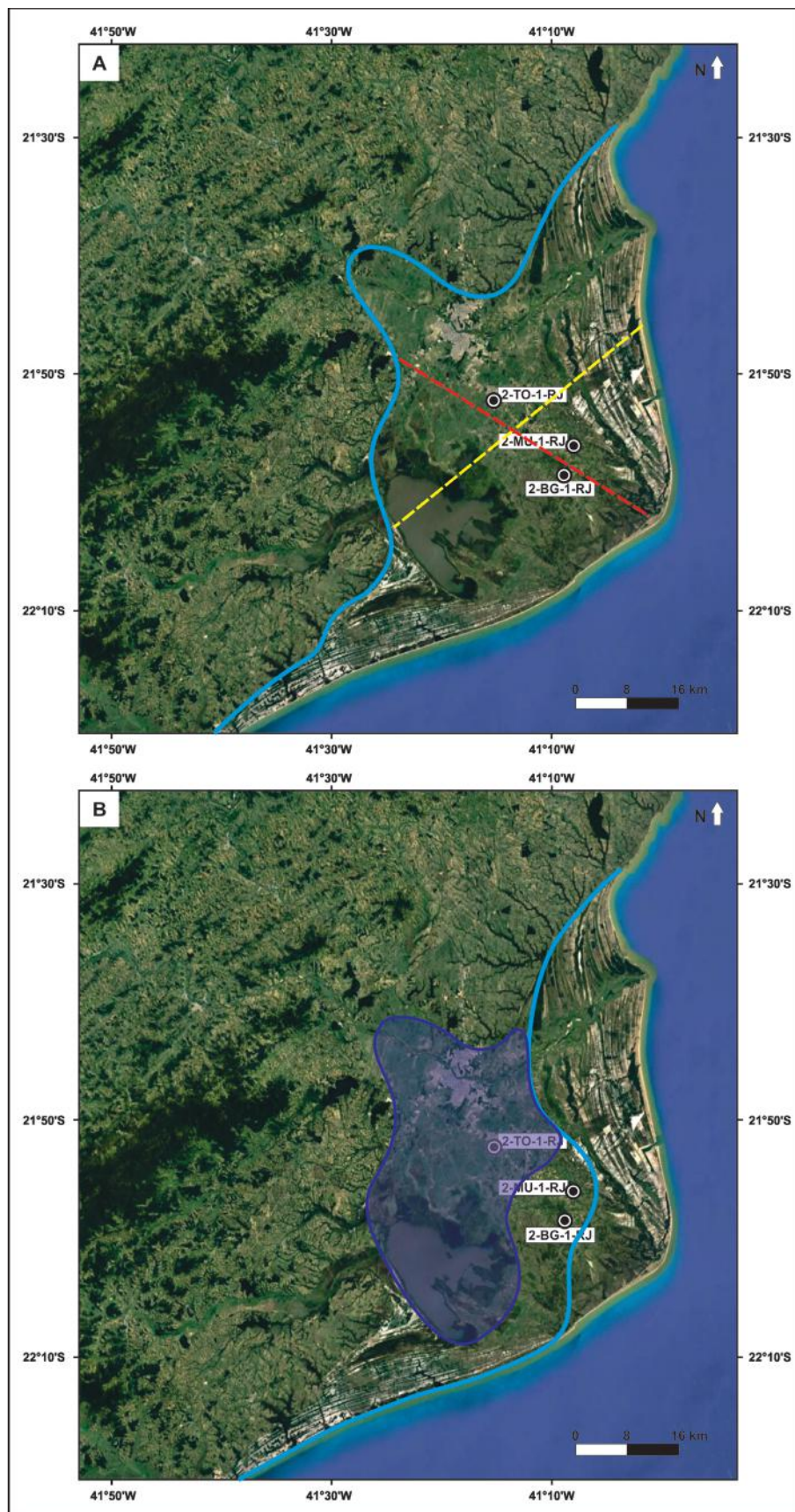


Figura 5 Interpretação paleogeográfica do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (CDRPS) durante os máximos transgressivos de 123.000 anos AP e de 5.100 anos AP. (A) Note em azul claro a linha de costa durante a SIM pleistocênica (123.000 anos AP); as linhas tracejadas sugerem a presença de estruturas de orientação NE (em amarelo), responsável pelo escalonamento do embasamento, e de orientação NW (em vermelho), cuja reativação soergueu o bloco onde está localizado o poço 2-BG-1-RJ. (B) Observe em azul claro uma sugestão para o posicionamento da linha de costa durante a SIM holocênica (5.100 anos AP) e o polígono azul escuro que limita a laguna formada durante essa transgressão.

lhante à atual. Admite-se que 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 (entre aproximadamente 123.000 e 80.000 anos AP), com isto, assume-se que os vales incisivos associados a queda do nível do mar de 18.000 anos AP foram escavados, preferencialmente, na porção norte do CDRPS. Já os modelos evolutivos existentes, dentre eles o de Martin *et al.* (1997), assumem que um braço do rio Paraíba do Sul só teria alcançado uma saída direta ao oceano após o máximo transgressivo holocênico, entre 5.100 - 4.200 anos AP, e tal evento estaria associado a progradação de um delta intralagunar.

Admite-se que, com o rio fluindo em posição semelhante à atual, a transgressão holocênica iniciou-se por ele. Os registros encontrados nos testemunhos analisados, indicam que tal transgressão não alcançou áreas tão extensas quanto àquela de 123.000 anos AP (Figura 5A e 5B), e, tão pouco, prevaleceram condições marinhas francas. Depósitos associados à transgressão holocênica foram encontrados apenas nas porções mais internas do CDRPS (Figuras 3, 4 e 5B) e restringem-se à delgadas camadas de areias ricas em fitoclastos e bioclastos, que indicam um paleoambiente lagunar.

Essa laguna foi sendo paulatinamente colmatada por sedimentos fluviais e perdendo, gradualmente, sua conexão com o mar. Tal evento permitiu a instalação de uma planície fluvial recente, possivelmente controlada por estruturas NW, deixando apenas a Lagoa Feia como vestígio da existência desta laguna holocênica, conforme já havia sido proposto por Martin *et al.* (1997).

Esse sistema fluvial recente, cujo registro é encontrado em todos os testemunhos analisados, pode ser entendido como o produto de sucessivos arrombamentos do canal principal do rio Paraíba do Sul em períodos de cheia, ou ainda, representar rios de menor porte presentes na região.

A delgada seção sedimentar holocênica e a baixa recuperação no topo, principalmente dos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-MU-1-RJ, dificultam a interpretação das superfícies estratigráficas e o entendimento de como os depósitos da sequência Q400 estão relacionados no tempo e no espaço.

## 6 Conclusões

Utilizando-se de dados de sondagens profundas adquiridos recentemente e empregando os conceitos de Estratigrafia de Sequências, os resultados do presente estudo documentam uma sucessão de eventos regressivos e transgressivos, não apresentados em trabalhos anteriores, e destaca a importância dos eventos de regressão forçada para o entendimento da construção e evolução do CDRPS.

O modelo aqui apresentado assume que as variações relativas no nível do mar e também a atividade neotectônica controlaram a ocorrência e a distribuição dos depósitos presentes ao longo de toda a sucessão sedimentar recuperada no eixo central do CDRPS e, por isto, podem ser considerados os principais fatores responsáveis por sua evolução.

Dentre as limitações do presente estudo destaca-se a imprecisão quanto ao posicionamento cro-noestratigráfico. Ainda assim, assume-se que a construção do CDRPS se iniciou a partir da regressão subsequente ao máximo da antepenúltima transgressão marinha (210.000 anos AP), neste estudo representada pela superfície discordante SR-1, responsável por erodir parte dos depósitos do Membro São Tomé da Formação Emborê, que ocorrem dispostos sobre o embasamento gnáissico.

As sequências deposicionais Q100 e Q200 foram associadas a eventos transgressivos e regressivos de menor ordem que ocorreram em um contexto geral de subida do nível do mar. Na Q200 observa-se uma superfície de inundação máxima (SIM) associada com o máximo transgressivo de 123.000 anos AP (penúltima transgressão marinha), período em que o nível do mar esteve mais alto ao longo do Quaternário.

A sequência Q300 registra oscilações de menor ordem (regressões e transgressões) presentes em um contexto geral de queda do nível do mar, que culmina com máximo regressivo de 18.000 anos AP, representado neste estudo pela superfície discordante SR-4.

O início da sedimentação holocênica na área de estudo é marcado pela superfície transgressiva ST-4, observada apenas nas porções mais proximais



do CDRPS, justaposta à SR-4. A delgada cobertura sedimentar holocênica, representada pela Q400, marca a instalação de uma laguna em torno de 7.500 anos AP e, posteriormente, o estabelecimento de uma rede de drenagens colmatando o sistema lagunar. A instalação da referida laguna está associada às primeiras incursões marinhas do evento transgressivo holocênico, cujo máximo foi atingido em torno de 5.100 anos AP. O sistema fluvial começa a se estabelecer sob condições de regressão normal, após o máximo transgressivo.

A cota de ocorrência da SIM (*datum*) no testemunho do poço 2-BG-1-RJ, cerca de 20 m acima das cotas identificadas nos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-MU-1-RJ, levou à interpretação de uma atividade tectônica pleistocênica, que teria ocorrido após o máximo transgressivo de 123.000 anos AP e antes da instalação da planície de cordões arenosos (~ 80.000 anos AP). Tal atividade tectônica promoveu a movimentação de estruturas NW-SE, sendo responsável, não só por soerguer o bloco representado pelo poço 2-BG-1-RJ, mas também pela mudança na desembocadura do rio Paraíba do Sul. O rio, que fluía para sul, passa para uma posição bastante semelhante à atual, reestruturando o CDRPS e influenciando toda a sedimentação holocênica.

Com isto, aventa-se que a incisão fluvial associada ao evento regressivo de 18.000 anos AP apresenta direção distinta das demais, passando do *trend* principal NW-SE para NE-SW, em posição similar a atual desembocadura do rio Paraíba do Sul.

## 7 Agradecimentos

Os autores agradecem ao Projeto Canyon (CTPetro-FINEP / Petrobras / UFRJ) pela aquisição do testemunho do poço 2-MU-1-RJ; 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 dos testemunhos dos poços 2-TO-1-RJ e 2-BG-1-RJ e pelo financiamento da pesquisa.

## 8 Referências

- 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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA – CBG, 35, Belém, 1988. *Anais*, 2: 738-751.
- Araújo, M.B. & Beurlen, G. 1975. *Projeto Rio Paraíba do Sul: Sedimentação Deltaica Holocênica, vol. I*. Rio de Janeiro: Relatório interno da Petrobrás, RPBa-DIREX nº 1649, 37 p.
- Bacoccoli, G. 1971. Os Deltas Marinhos Holocênicos Brasileiros – uma Tentativa de Classificação. *Boletim Técnico da Petrobras, DIVERX-DEXPRO*, 14(2): 5-38.
- 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.
- 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, 117 p.
- 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, 152 p.
- Carelli, T.G.; Plantz, J.B. & Borghi, L. 2018. Facies and paleoenvironments in Paraíba do Sul Deltaic Complex area, north of Rio de Janeiro state, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 86: 431-446.
- Catuneanu, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Amsterdam: Elsevier, 375 p.
- Dalrymple, R.W.; Zaitlin, B.A. & Boyd, R. 1992. Estuarine Facies Models: Conceptual Basis and Stratigraphic Implications. *Sediment Petrology*, 62: 1130-1146.
- Dias, G.T.M.; Silva, C.G.; Malschitzky, I.H. & Pirmez, C. 1984. A Planície Deltaica do Rio Paraíba do Sul - Sequências Sedimentares Subsuperficiais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA – CBG, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*, 1: 98-101.
- 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.
- Fetter, M.; De Ros, L.F. & Bruhn, C.H.L. 2009. Petrographic and Seismic Evidence for the Depositional Setting of Giant Turbidite Reservoirs and the Paleogeographic Evolution of Campos Basin, Offshore Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 26(7): 1274-1298.
- 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, 104 p.
- 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, 93 p.
- Góes, A.M. & Truckenbrodt, W. 1980. Caracterização Faciológica e Interpretação Ambiental dos Sedimentos Barreiras da Região Bragantina, Nordeste do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA – CBG, 31, Balneário de Camboriú, 1980. *Anais*, 2: 766-771.
- 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*. São Paulo: Becca, p. 203-235.
- Lamego, A.R. 1944. *A Bacia de Campos na Geologia Litorânea do Pe-*

- tróleo. Rio de Janeiro: Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 113, 90 p.
- Lamego, A.R. 1955. *Geologia das Quadrículas de Campos, São Tomé, Lagoa Feia e Xexé*. Rio de Janeiro: Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM, 154, 60 p.
- 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*, vol. 3. Rio de Janeiro: Interciência, p. 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, 66 p.
- 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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA – CBG, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*, 1: 84-97.
- 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. *Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo*. Belo Horizonte: Serviço Geológico do Brasil (CPRM), 112 p.
- Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Germany, Berlin: Springer, 583 p.
- Miall, A.D. 2010. Alluvial Deposits. In: JAMES, N.P. & DALRYMPLE, R.W. (eds.). *Facies Models 4*. St. John's, Newfoundland: Geological Association of Canada, p. 105-137.
- Mitchum, R.M. Jr.; Vail, P.R. & Thompson, S. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. In: PAYTON, C.E. (ed.). *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa (OK): American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26: 53-62.
- 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, 113 p.
- 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, 125 p.
- Plantz, J.B.; Carelli, T.G.; Borghi, L.; Carvalho, M.A. & Ramos, R.R.C. 2019. Fácies e Paleoambientes em uma Sucessão Estratigráfica da Porção Central do Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (RJ, Brasil). *Pesquisa em Geociências - UFRGS*, 46(2): e0714.
- Plantz, J.B.; Carelli, T.G.; Borghi, L. & Carvalho, M.A. 2018. Evolução Paleoambiental em uma Sucessão Estratigráfica no Complexo Deltaico do Rio Paraíba do Sul (RJ). *Geociências – UNESP*, 37(4): 775-791.
- Posamentier, H.W. & Allen, G.P. 1999. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Concepts and Applications*. Tulsa (OK): SEPM - Society for Sedimentary Geology, 210 p.
- Riccomini, C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 256 p.
- 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.
- Schaller, H. 1973. Estratigrafia da Bacia de Campos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA – CBG, 23, Aracaju, 1973. *Anais*, 3: 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.
- Shanmugam, G.; Moiola, R.J. & Damuth, J.E. 1985. Eustatic Control of Submarine Fan Development. In: BOUMA, A.H.; NORMARK, W.R. & BARNERS, N.E. (eds.). *Submarine Fans and Related Turbidite systems*. New York: Springer-Verlag, p. 23-28.
- 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. & Cunha, H.C.S. 2001. *Geologia do Estado do Rio de Janeiro: Mapa Geológico e Texto Explicativo*. Brasília: Serviço Geológico do Brasil (CPRM), CD-ROM.
- 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. *Trabalhos de Geologia (Universidade de Ovidio)*, 30: 253-260.
- 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.
- 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, 50 p.
- 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.
- Winter, W.R.; Jahnert, R.J. & Faña, 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*. Rio de Janeiro: *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 511-529.