

1. OBJETIVOS

1.1. Gerais

A presente dissertação tem como objetivo geral analisar quantitativa e qualitativamente os padrões de distribuição das associações de foraminíferos bentônicos recuperados de amostras de um testemunho coletado na franja do manguezal de Guaratiba, assim como a reconstrução ambiental de eventos holocênicos, através da utilização das assembleias reconhecidas.

1.2. Específicos

- Realizar um levantamento sistemático de foraminíferos bentônicos recuperados em amostras de um testemunho coletado no Manguezal de Guaratiba.
- Estabelecer uma correlação lateral, a nível de comparação, entre as associações faunísticas reconhecidas no testemunho coletado e as encontradas no testemunho E, também localizado no Manguezal de Guaratiba e amplamente analisado e descrito por outros autores.
- Registrar em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) as espécies identificadas, a fim de complementar o inventários de espécies da região.
- Integrar os dados bióticos às análises sedimentológicas e geoquímicas, para a melhor compreensão dos eventos transgressivos e regressivos que moldaram a planície de maré de Guaratiba durante o Holoceno.

2 FORAMINÍFEROS

2.1 Características Gerais

Foraminíferos são organismos unicelulares, heterótrofos e pertencentes ao Reino Prototista, Filo Granuloreticulosa, Classe Foraminifera (MARGULIS et al., 1999). Seu corpo celular engloba um citoplasma que pode ter um ou mais núcleos e que secreta uma proteína especial chamada tectina. Esta proteína pode ser mineralizada por calcita, sílica, quitina em alguns casos, ou por material proveniente do substrato, formando-se assim, uma carapaça ou teca geralmente de porte pequeno – de 0,2 um a 1,5 mm (TINOCO, 1989). A carapaça pode ter uma ou mais cavidades denominadas câmaras, interligadas por orifícios chamados **forâmens**, através dos quais o protoplasma circula pelo organismo; do termo em latim *foramem* deriva o nome do grupo (*foramen* = orifício; *ferre* = possuir). É pelas aberturas dos forâmens que o protoplasma se estende para o exterior, na forma de pseudópodos ramificados e anastomosados, utilizados para locomoção, trocas gasosas, captura de alimento, construção da carapaça e fixação do organismo (BIGNOT, 1988; BRASIER, 1980; MURRAY, 1991; SEN GUPTA, 1999).

De acordo com a constituição, as carapaças dos foraminíferos podem ser divididas em:

- **Calcárias** – formadas por calcita ou aragonita. Podem ser ainda individualizadas de acordo com o arranjo do mineral constituinte: porcelanóides (paredes opacas e não perfuradas), hialinas (paredes semi-transparentes, de aspecto vítreo e perfuradas) e granulosas (opacas e perfuradas).
- **Silicosas** – formadas por sílica, são raramente encontradas; estão restritas aos foraminíferos que habitam mares frios e profundos e em condições especiais, além da disponibilidade de sílica.
- **Orgânicas** – formadas essencialmente pela proteína tectina, de composição semelhante à quitina, proteína presente em organismos como fungos (na parede celular) e artrópodes (no exoesqueleto). As paredes da carapaça são muito finas e de cor acastanhada.
- **Aglutinantes** – formadas por uma película interna de tectina e uma cobertura externa de material do substrato aglutinado por um cimento. Algumas espécies são seletivas tanto ao tamanho quanto ao tipo de partícula aglutinada do substrato.

Os foraminíferos podem ser bentônicos ou planctônicos ocupando uma faixa latitudinal bem ampla. Os **bentônicos** surgiram há cerca de 550 milhões de anos (Cambriano inferior), tendo sofrido irradiação adaptativa em todas as zonas climáticas – da região dos polos a poças hipersalinas de ambientes desérticos e em todos os ambientes estuarinos, lagunares e marinhos da região entremarés à abissal (DEBENAY, 1990). Eles podem ser da epifauna e/ou da infauna, habitando muitos tipos de substratos; entretanto, por necessitarem de nichos ecológicos bem definidos, possuem ampla aplicação em interpretações paleoambientais e estudos ecológicos/paleoecológicos. Já os foraminíferos de **hábito planctônico** são mais recentes; surgiram há 190 milhões de anos no Jurássico e tornaram-se mais abundantes no Cretáceo. Estes são exclusivamente marinhos, necessitando viver em águas oceânicas limpas, com pouco material em suspensão. Como necessitam de grandes profundidades para realizarem suas migrações verticais ontogenéticas, evitam águas costeiras e rasas, possuindo assim, ampla distribuição em plataformas e taludes continentais. Deste modo, as espécies planctônicas são largamente utilizadas na investigação de deslocamento da linha de costa (estudos de cunho batimétrico e paleobatimétrico).

2.2 Foraminíferos da planície de maré/manguezal de Guaratiba: um breve histórico

No complexo costeiro Guaratiba/SePETiba, que abriga a área de estudo, já foram realizados inúmeros trabalhos com foraminíferos; até o presente momento, já foram identificadas 264 espécies de foraminíferos distribuídos pelo sedimento de fundo da baía de SePETiba e nos canais de maré do manguezal de Guaratiba, além de amostras recuperadas de testemunhos (LAUT et al., 2012). Tais trabalhos foram de grande importância, uma vez que forneceram não somente inventários de espécies como também dados de distribuição biogeográfica.

Desta forma, o histórico de pesquisa envolvendo foraminíferos no manguezal de Guaratiba pode ser assim resumido:

- Tinoco (1965) faz o **primeiro levantamento da fauna de foraminíferos da baía de SePETiba**, identificando 15 espécies de foraminíferos pertencentes à Ordem Rotaliida em amostras de sedimentos provenientes de sete testemunhos; entre estas espécies houve dominância de algumas típicas de regiões confinadas, como *Ammonia tepida*, *Bulliminella elegantíssima* e *Elphidium* spp. Ainda segundo o autor, a não ocorrência de espécies planctônicas seria uma evidência de que a baía de SePETiba teve baixo contato com as correntes de plâncton marinho.

- Zaninetti et al. (1976 e 1977), realizam um estudo taxonômico e ecológico no manguezal de Guaratiba, identificando e caracterizando assembleias de foraminíferos provenientes de amostras coletadas em canais de maré do manguezal. No trabalho são identificadas 58 espécies de foraminíferos bentônicos, com a dominância da Ordem Textulariida, e a compartimentação do manguezal em cinco regiões, baseada no índice de diversidade α de Fisher et al. (1943).
- Brönnimann et al. (1979) descrevem dois gêneros de foraminíferos pertencentes à Ordem Allogromiida no manguezal de Guaratiba – *Bahianofusos* e *Bahianotubos*, ambos ocorrendo ao longo de toda a planície de inundação – e uma nova espécie de *Chitinosaccus* (*C. guaratibensis*), também pertencente a esta Ordem.
- Brönnimann et al. (1981a), investigando parâmetros sedimentológicos e neontológicos, identificam uma população de foraminíferos essencialmente bentônica, com dominância da Ordem Rotaliida, exceto nas estações onde a fração arenosa é dominante. Com a aplicação do índice α de diversidade, os autores individualizam a baía de Sepetiba em quatro setores: Mar Normal, Laguna Marinha Normal, Laguna Mixo-Eualina A e Laguna Mixo-Eualina B. Assim, estabelecem que os principais fatores que controlam a distribuição das espécies são a salinidade, a quantidade de oxigênio e os nutrientes presentes no sedimento (LAUT, 2003).
- Brönnimann et al. (1981b), utilizando parâmetros ambientais como pH, salinidade, temperatura e material em suspensão em estações de canais de maré, identificam a dominância de foraminíferos da ordem Textulariida.
- Beurlen e Hiltermann (1983) utilizam o método *Braun-Blanquet* para descrever e definir biocenoses no manguezal de Guaratiba.
- Brönnimann e Zaninetti (1984), descrevem 21 espécies e subespécies de trochamminídeos e 7 de remaneicídeos na baía de Sepetiba, relacionando-as a fatores físico-químicos, como salinidade.
- Laut (2003) e Laut e Rodrigues (2011), com a utilização de índices ecológicos (diversidade α e dominância H'), estatísticos (análises de agrupamento) e análise de parâmetros físico-químicos, dividem o manguezal de Guaratiba em três assembleias. Estas assembleias, essencialmente compostas por espécies aglutinantes, demonstram a dominância de *Arenoparrella mexicana* e *Haplophragmoides wilberti*, com raras ocorrências de espécies calcárias. Os autores concluem também que a salinidade mostrou-se o fator mais decisivo na distribuição das espécies.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização e acessos

A área de estudo – manguezal de Guaratiba – localiza-se no complexo costeiro de Guaratiba/Sepetiba, na região sudoeste da baía de Sepetiba. Situada no bairro de Guaratiba, no extremo sudoeste do Estado do Rio Janeiro, a área em questão é limitada pelas coordenadas $43^{\circ}40'00''\text{W}$ e $43^{\circ}37'00''\text{W}$, e $23^{\circ}00'00''\text{S}$ e $23^{\circ}03'00''\text{S}$ (Figura 3), ficando compreendida entre as desembocaduras dos rios Piraquê e Piracão (Figura 4).

As principais vias de acesso à região são a BR-101, no trecho que liga os Estados do Rio de Janeiro e de São Paulo, e a Avenida das Américas, que atravessa várias localidades da Zona Oeste do município do Rio de Janeiro, levando à Guaratiba. Neste bairro, alcança-se a Estrada da Matriz, via que dá acesso às instalações da Estação Terrena da Empresa Brasileira de Telecomunicações S/A (EMBRATEL); é nos domínios das instalações da empresa que está localizada a região de manguezal estudada (Figura 4).

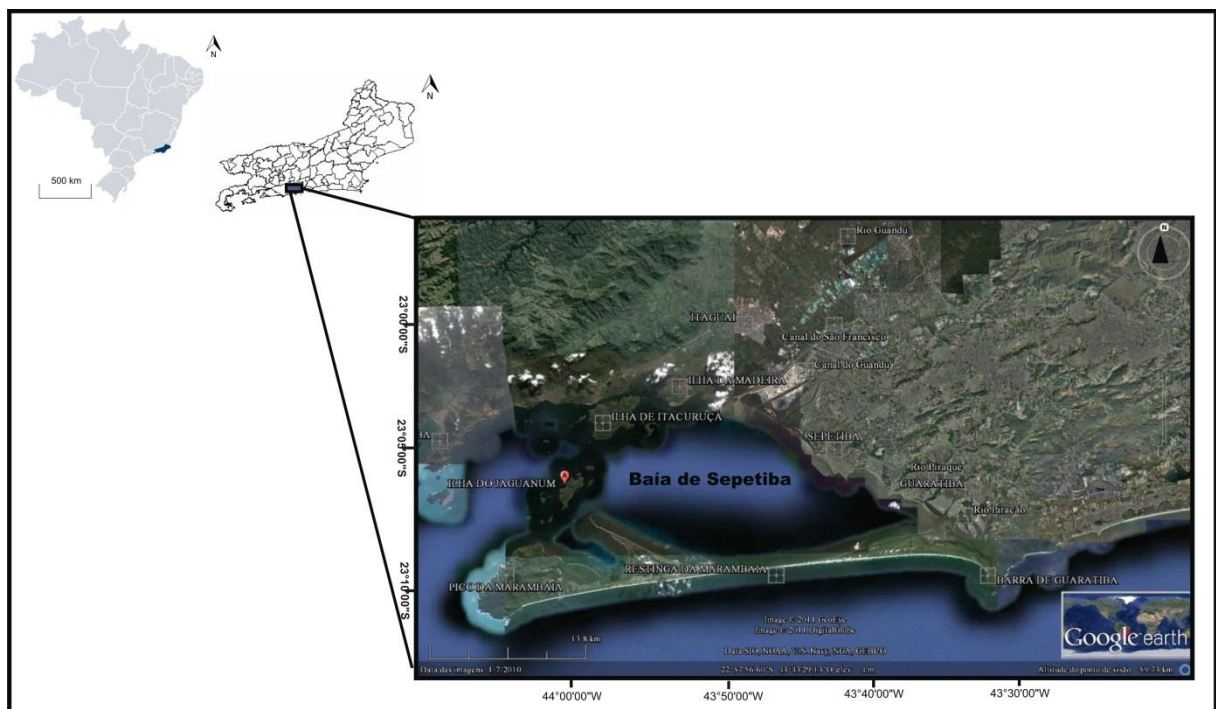


Figura 3 - Localização da baía de Sepetiba.

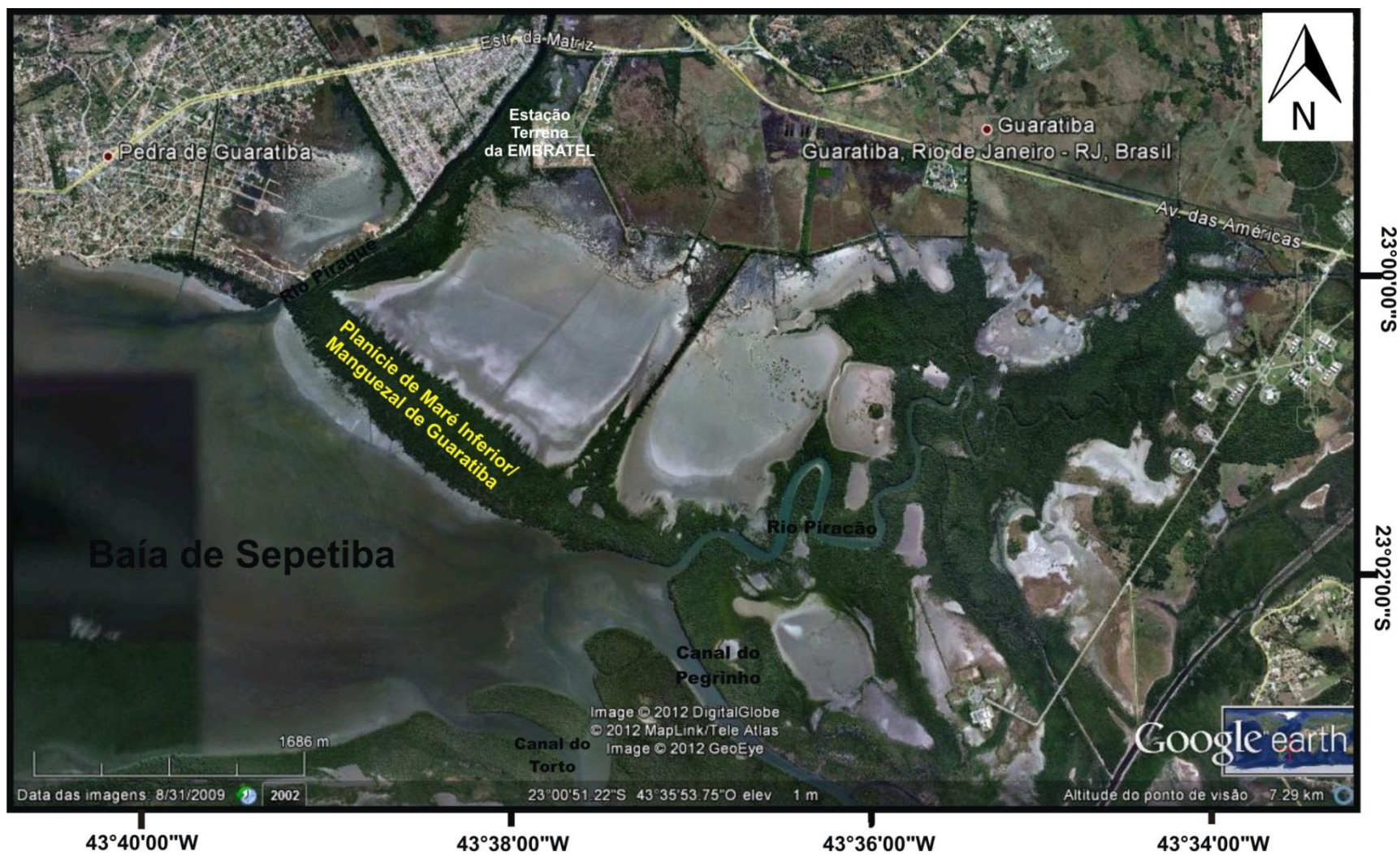


Figura 4 - Área de estudo, com indicação do manguezal de Guaratiba e principais vias de acesso.
Fonte:GOOGLE EARTH.

3.2 Geologia regional

O Estado do Rio de Janeiro está inserido na porção central da Faixa Móvel Ribeira, desenvolvida ao longo da margem SSE da Faixa Brasília, na borda do Cráton do São Francisco durante a Orogênese Brasileira. O setor central da faixa é compartimentado em quatro terrenos, imbricados de SE para NW, em direção ao cráton (HEILBRON et al., 2000): terreno ocidental, Klippe Paraíba do Sul, terreno oriental e Terreno Cabo Frio (Figura 5).



Figura 5 - Mapa tectônico da região Sudeste do Brasil – 1) Cráton do São Francisco; 2) Cinturão Brasília; 3) Terreno Cabo Frio; 4) Terreno Oriental – Domínio Costeiro; 5) Terreno Oriental - Arco Magmático Rio Negro; 6) Klippe Paraíba do Sul; 7) Terreno Ocidental; 8) Bacia do Paraná; 9) corpos alcalinos do Cretáceo Superior a Eoceno; 10) bacias do Rife Continental do Sudeste do Brasil (RCSB) (RICCOMINI, 1989): A – São Paulo; B - Taubaté; C - Resende; D – Volta Redonda; E - Macacu; F - Itaboraí; G – Barra de São João; 11) sedimentos cenozóicos indiferenciados; 12) falhas reversas, nappes; 13) Alinhamento Magmático de Cabo Frio; 14) limites de grábens do RCSB.

Fonte: Modificado de FERRARI (1990), FERRARI (2001), HEILBRON et al.(2000), MOHRIAK E BARROS (1990) e RICCOMINI (1989).

As diversas fases orogênicas que atuaram sobre a Faixa Móvel Ribeira resultaram em complexas unidades geológicas, individualizadas por discontinuidades tectônicas de direção ENE-WSW (TROUW et al., 2000). Segundo Heilbron et al (2000), a Faixa Ribeira é constituída de rochas proterozoicas remobilizadas e metamorfizadas no Ciclo Brasileiro (720-590 Ma), que acabaram por formar o embasamento das bacias sedimentares da região. Em sua porção interna está inserido o Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB),

assim definido por Zalán e Oliveira (2005), e que abriga o Gráben da Guanabara, domínio tectônico onde se localiza a baía de Sepetiba.

O SRCSB foi primeiramente denominado Sistema de Riftes da Serra do Mar por Almeida (1976). Esta denominação, segundo o autor, refletia o vínculo genético entre as depressões tectônicas – parcialmente ocupadas por bacias sedimentares – e regiões montanhosas soerguidas por falhas, com o notável acidente topográfico do Sudeste do Brasil representado pela Serra do Mar (RICCOMINI et al., 2004).

Em 1989, Riccomini propôs nova designação para a depressão: Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), utilizando o termo “rifte” sob o aspecto geomorfológico (GREGORY, 1894). Uma vez que o autor supunha ser a feição mais contínua do que hoje aparenta, optou por usar o termo no singular, diferentemente do que fizera Almeida (1976). Os vários grábens que formariam o RCSB constituiriam sua evidência mais marcante. O termo continental enfatizaria tratar-se o rifte de uma unidade tectônica da área continental emersa, diferenciando-o da Bacia de Santos, na porção oceânica adjacente, com a qual guardaria relações em parte de sua evolução cenozoica. Por fim, a referência ao Sudeste do Brasil seria geograficamente mais abrangente do que Serra do Mar, por tratar-se esta de uma das feições do relevo relacionadas ao rifte.

Zalán e Oliveira (2005), no entanto, postularam que o RCSB proposto por Riccomini (1989) faria parte de uma feição mais abrangente, denominada por esses autores de Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil (SRCSB).

De idade Brasileira, o SRCSB é uma feição alongada na direção ENE que está localizada na porção interna da Faixa Móvel Ribeira. O SRCSB está inserido na Província Mantiqueira, cujo desenvolvimento está relacionado ao Ciclo Orogênico Brasileiro. Segundo Zalán e Oliveira (2005), o SRCSB constitui uma associação entre as serras do Mar/Mantiqueira e os vales tectônicos que as entrecortam, e suas extensões na plataforma continental das bacias de Santos e Campos (até às suas charneiras, a oeste das quais não ocorrem sedimentos cretáceos) (Figura 6). A descoberta de lavas alcalinas eocênicas intercaladas com sedimentos nos grábens e no cume de algumas das intrusões evocou imagens de um passado vulcânico relativamente recente em meio à região mais populosa do Brasil.

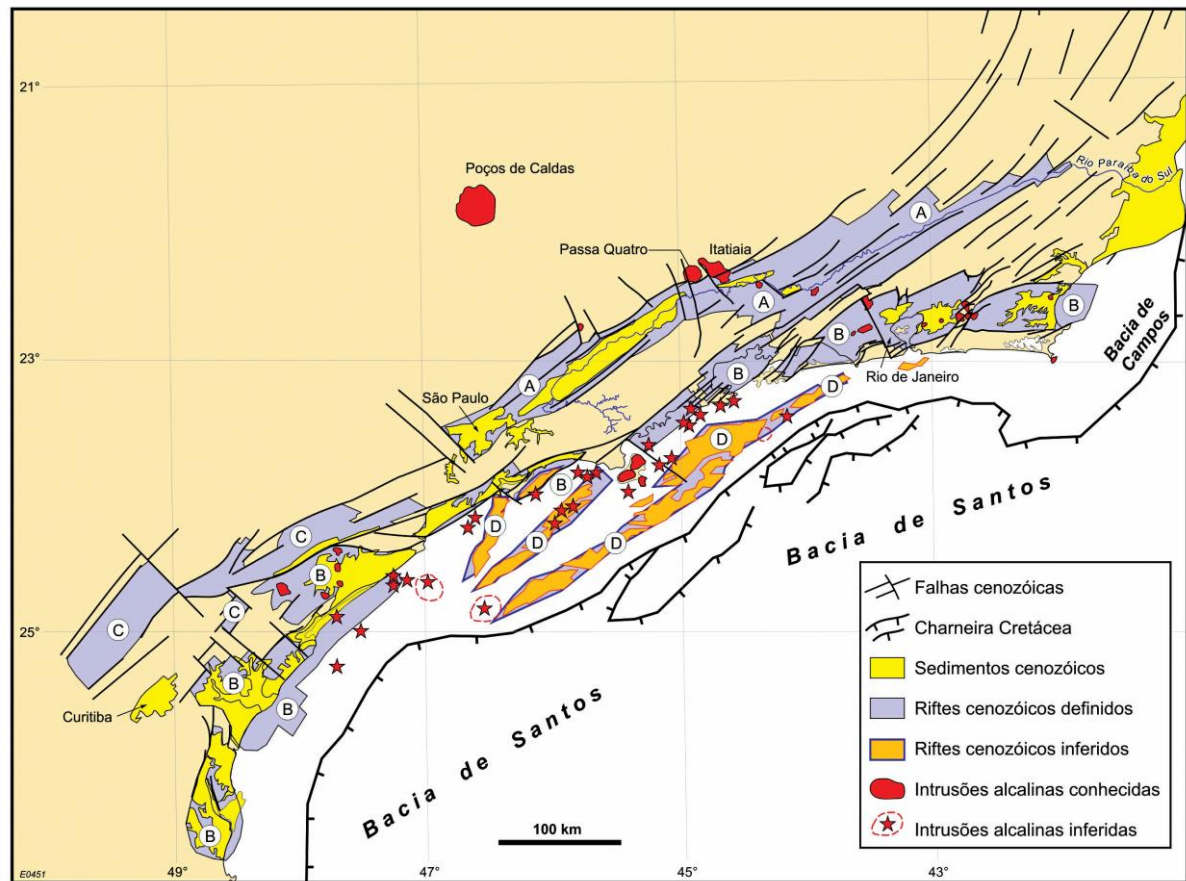


Figura 6 - Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCSB: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul.
Fonte: ZALÁN e OLIVEIRA, 2005.

A formação deste sistema de riftes está relacionada a eventos tectono-magmáticos cenozoicos ocorridos na margem leste da Plataforma Sul-Americana; tais eventos são agrupados sob as denominações “Evento Sul-Atlântico” e “Reativação Wealdeniana” (ALMEIDA, 1967) e figuram do cenário evolutivo do oceano Atlântico Sul, implantado após a quebra do supercontinente Pangea, no Cretáceo.

3.3 Geologia local

A baía de Sepetiba, localizada no litoral sudoeste do estado do Rio de Janeiro, é um corpo de água semi-confinado com uma área de 305 km², formato elipsoidal e com 40 km de comprimento e 16 km de largura. Limita-se a norte com o continente, a leste pela planície de maré de Guaratiba, a sul pela restinga da Marambia e a oeste por um cordão de ilhas migmatíticas, destacando-se a de Itacuruçá e Jaguanum (BRÖNNIMANN et al., 1981c) (Figura 2).

Ponçano et al., (1979) reconheceram três unidades geológicas distintas na baía de Sepetiba, descritas a seguir e representadas na Figura 7):

- 1) **Rochas ígneas e metamórficas do embasamento Pré-Cambriano**, tais como gnaisses e migmatitos (meta-ígneas do Complexo Rio Negro) e granito-gnaisses (granitoide Rio Turvo) (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005). As direções Pré-Cambrianas reativadas no Mesozoico fornecem o arcabouço do relevo, que abriga planícies costeiras de orientação NE e o paredão da escarpa principal da Serra do Mar, assim como ilhotas e morros isolados por sedimentos cenozoicos.

- 2) **Rochas intrusivas básicas e alcalinas**, de idade Mesozoica-Terciária, dispostas na forma de diques orientados, preferencialmente, segundo NE, e subordinadamente, NW. As intrusões ocorrem exclusivamente no Maciço de Tinguá e do Mendanha, configurando altitudes elevadas nessas regiões, uma vez que esses tipos litológicos são resistentes à erosão por apresentarem homogeneidade mineralógica e estrutural (PEREIRA, 1998).

- 3) **Sedimentos quaternários nas planícies costeiras**, abrangendo sedimentos fluviais, de canais de maré e de mangue – em uma sequência transgressiva de idade Riss-Würm – formando a Baixada de Sepetiba e a Restinga da Marambaia. Predominam os clásticos finos, argilo-sílticos e areno-sílticos.

Em trechos como as regiões ao longo da restinga, nas áreas de ligação com o mar e junto à foz do canal de São Francisco – onde se forma um pequeno delta e onde atuam processos fluviais – os sedimentos são mais grossos e arenosos (RIO DE JANEIRO, 2001).

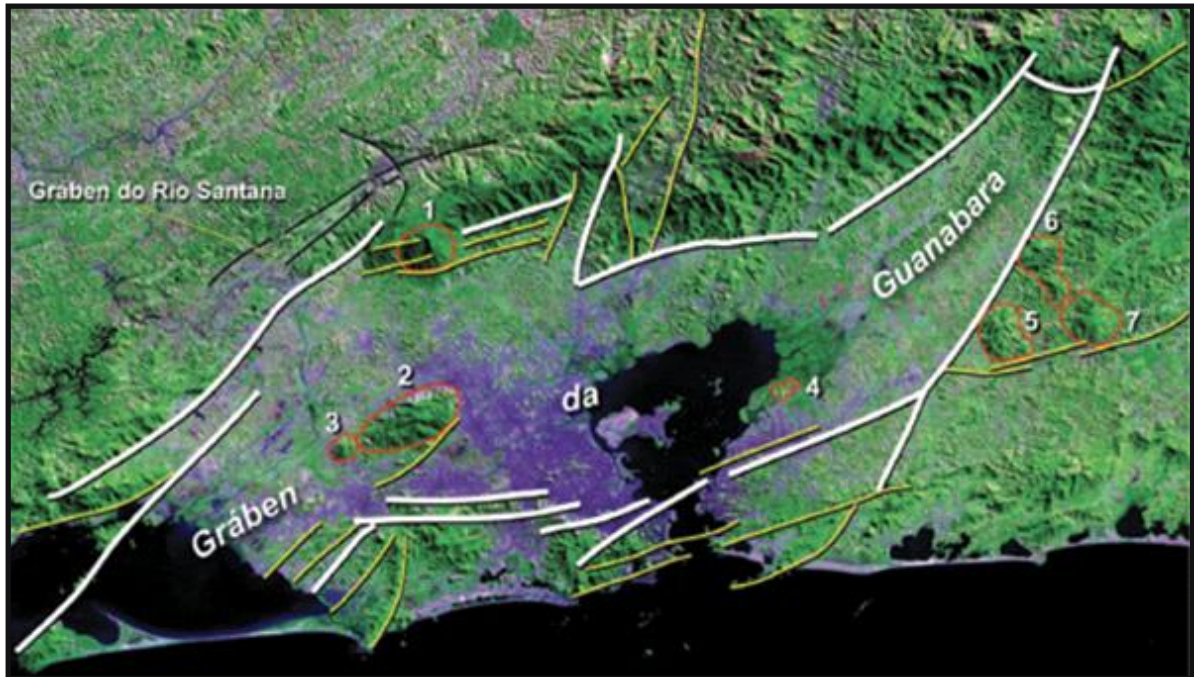


Figura 8 - Imagem de satélite da NASA sobre o Gráben da Guanabara. Interpretação estrutural mostra os principais falhamentos de borda do gráben (traços grossos brancos) e outros menores associados (traços amarelos) (evento 40). Intrusões alcalinas do evento 33 encontram-se delineadas em vermelho: 1- Tinguá, 2- Mendanha, 3- Marapicu, 4- Itaúna, 5- Tanguá, 6- Soarinho, 7- Rio Bonito. O Gráben do Rio Santana representa um episódio tardio (Neo-Mioceno - Presente) do evento 40.

Fonte: ZALÁN e OLIVEIRA, 2005.

Segundo Zalán e Oliveira (2005), o gráben é subdividido nos sub-grábens da baía, de Guandu-Sepetiba, onde se localiza a área de estudo, e de Paraty, que são separados pela Zona de Transferência Tinguá-Tijuca – um divisor de águas – e pela Zona de Acomodação de Ilha Grande-Sepetiba – região rica em ilhas que separa as baías de Sepetiba e de Ilha Grande (Figura 9).

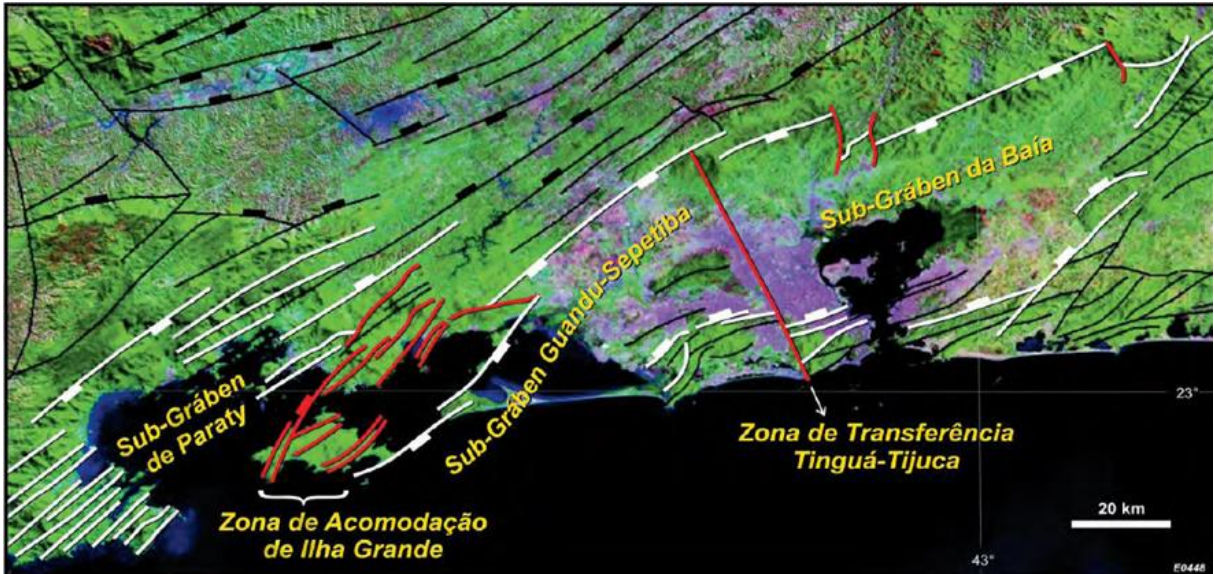


Figura 9 - Imagem de satélite Landsat com a interpretação estrutural do Gráben da Guanabara, subdivididos pela Zona de Transferência Tinguá-Tijuca e pela Zona de Acomodação de Ilha Grande-Septetiba nos sub-grábens da Baía, de Guandu-Septetiba e de Paraty.
Fonte: ZALÁN e OLIVEIRA, 2005.

O Gráben da Guanabara, por sua vez, está inserido no **Rifte da Guanabara**. Este, juntamente com a zona de riftes do Vale do Paraíba (compreendendo o alinhamento das bacias de São Paulo, Taubaté e Resende), forma o Sistema de Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (SRCSB) (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005) (Figura 10).

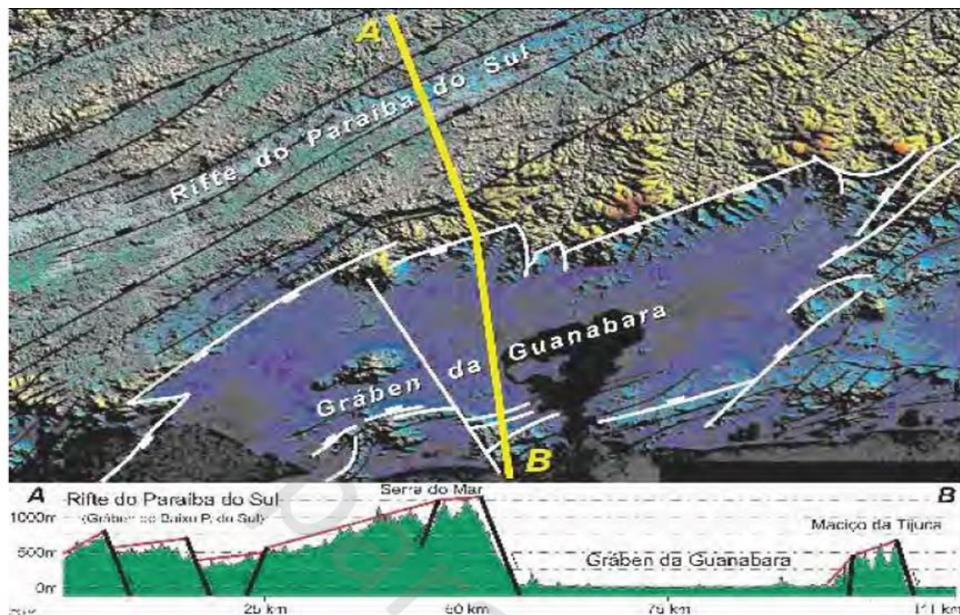


Figura 10 - Perfil morfo-estrutural da Zona de Riftes do Paraíba do Sul e do Gráben da Guanabara, segmentos que compõem o SRCSB.
Fonte: Zalán e Oliveira, 2005.

O Rifte da Guanabara apresenta-se como uma feição tectonicamente deprimida, cuja origem tem sido relacionada à evolução da margem continental adjacente. Sua instalação se deu sobre rochas do embasamento Pré-Cambriano, constituído por gnaisses e migmatitos (meta-ígneas do Complexo Rio Negro) e granito-gnaisses (granitoide Rio Turvo) (Figura 11). Os tipos litológicos mais antigos são os migmatitos quartzo-feldspáticos do Complexo Serra dos Órgãos e os granulitos e charnokitos retrometamorfizados do Complexo Juiz de Fora. Sobre essas sequências, está assentada uma metassedimentar migmatizada mais nova, do Complexo Paraíba do Sul.

As rochas do embasamento fazem parte da Região de Dobramentos do Sudeste (HASUI et al., 1984) e foram intensamente remobilizadas durante o Ciclo Brasileiro, encontrando-se sob forte controle da tectônica local, com direção estrutural NE-SW e sistema de fraturas com predominância de direção NE-SW e NW-SE. Esta estruturação é responsável pela configuração do relevo: cristas alinhadas, vales alongados, segmentos de drenagem retilínea, escarpas íngremes e grandes amplitudes (RIO DE JANEIRO, 2001).

Entre as três fases de deformação a que o Rifte da Guanabara foi exposto, a segunda é uma das melhores observadas, caracterizando-se por intensa transposição de uma xistosidade plano-axial e dobras fechadas a isoclinais, de direção NE a ENE. Na baía de Sepetiba, este alinhamento estrutural pode ser claramente observado através das ilhas e lajes, além da morfologia do relevo, como anteriormente citado (BORGES, 1998).

3.4 Evolução da baía de Sepetiba

Os estudos acerca dos processos relacionados à formação da baía de Sepetiba começaram a ser realizados na década de 1940, sendo Lamego o primeiro autor a propor um modelo evolutivo para a área. Os trabalhos subsequentes, além de utilizar os enfoques geomorfológicos e sedimentares abordados pelo referido autor, acrescentaram detalhes como interpretações aerofotográficas (PONÇANO et al., 1979; RONCARATI e BARROCAS, 1978 e), geoquímicas, geocronológicas e palinológicas (PEREIRA, 1998), e geofísicas e geocronológicas (CARELLI et al., 2007 e CARELLI, 2008).

A seguir é apresentado um breve histórico desses trabalhos, que apesar de contarem com diferentes abordagens metodológicas, possuem vários e importantes pontos de convergência:

- LAMEGO (1945)

A baía de Sepetiba em um primeiro momento se caracterizava como uma enseada rasa submetida a forte ação de correntes litorâneas. Sedimentos arenosos eram trazidos pelos rios Guandu e Itaguaí que eram impedidos de circularem para a enseada pelo cordão formado pelas ilhas de Itacuruçá, Jaguanum e Madeira. Assim, formava-se um tombolo arenoso, que começou a crescer de oeste para leste pela atuação conjunta de correntes litorâneas e internas à enseada, com a formação de uma restinga (Figura 11).

A restinga, no entanto, não migrou completamente para leste a ponto de confinar a baía de Sepetiba; para Lamego, o resultado então foi a formação de um manguezal. Para o autor, a baía de Sepetiba representaria, portanto, um quadro ainda incompleto de retificação do litoral por faixas arenosas, diferente de lagoas maduras (completamente isoladas por cordões arenosos) a leste, como a de Saquarema, Araruama, Jacarepaguá.

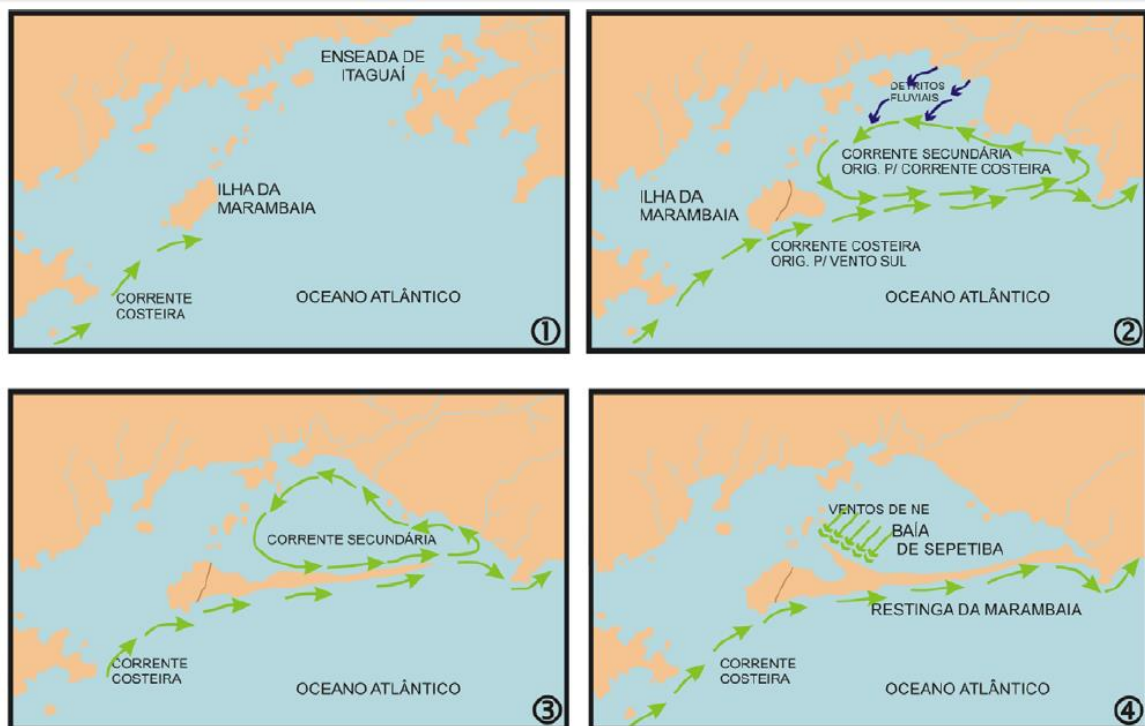


Figura 11 - Modelo evolutivo para a baía de Sepetiba e Restinga da Marambaia. 1. baía de Sepetiba antes da formação da Restinga da Marambaia; 2. Início da formação da Restinga da Marambaia; 3. Desenvolvimento da Restinga; 4. Fase atual

Fonte: Modificado de LAMEGO, 1945.

- RONCARATI e BARROCAS (1978)

A região da baía de Sepetiba estaria sob condições de sedimentação continental durante a última glaciação Würm. Com a mudança climática do fim deste período e degelo das calotas glaciais, o volume das águas dos mares aumentou, dando início à Transgressão Flandriana (4.000 a 5.000 anos A.P.). Durante este período, os sedimentos continentais teriam sido retrabalhados, formando-se assim uma camada arenosa de areias litorâneas transgressivas, que acabaram por constituir as areias do fundo da enseada. No auge da Transgressão Flandriana, formou-se uma larga enseada na área da atual baía de Sepetiba, onde o nível máximo das águas teria atingido de 4 a 6 metros acima do nível atual.

Dentro da enseada, correntes litorâneas de direção W-E que passavam pela ampla abertura da enseada transportariam sedimentos fluviais depositados ao norte da enseada pelos rios que ali desaguavam. Nesta região, os sedimentos fluviais trazidos por essas correntes começaram a formar um cordão arenoso, que evoluiu para uma restinga interna. Esta restinga, acompanhando os movimentos das correntes internas da enseada, começou a migrar em direção ao continente (W-E) (Figura 12).

Com o final da transgressão e o consequente rebaixamento do nível do mar, a restinga interna foi abandonada. No entanto, a ação das correntes internas da baía, que carregavam sedimentos fluviais em direção ao leste do Pico da Marambaia, acabou por formar uma nova restinga, mais externa. Da mesma forma, esta restinga começou a migrar em direção W-E, confinando cada vez mais a enseada; formava-se assim a Restinga da Marambaia. À medida que ocorria o fechamento da enseada rumo à formação de uma baía, correntes circulares internas em forma de “oito” mobilizavam as areias da face norte da restinga (erosão), carregando sedimentos arenosos que se acumulariam no fundo. Assim, a formação e o assoreamento da baía de Sepetiba teriam sido praticamente simultâneos.

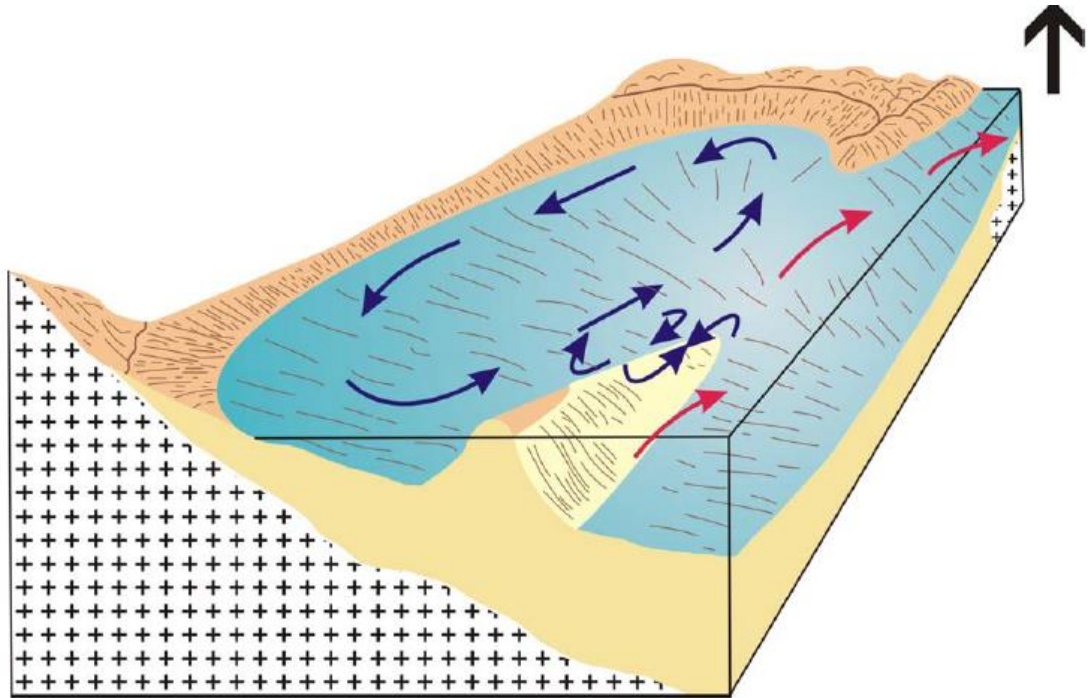


Figura 12 - Modelo esquemático da evolução da baía de Sepetiba e da Restinga da Marambaia segundo RONCARATI e BARROCAS (1978). Destaque para a ação das correntes circulares internas da baía (em azul) e a migração do corpo arenoso que resultaria na Restinga da Marambaia no sentido W-E (em vermelho).
Fonte: Modificado de RONCARATI e BARROCAS, 1978.

- PONÇANO et al. (1979)

A diferença deste modelo em relação aos estabelecidos anteriormente é que para estes autores, a Restinga da Marambaia se formou em uma época **anterior à Transgressão Flandriana**, com o nível do mar um pouco abaixo do nível atual, quando um esporão, projetado a partir do Morro de Guaratiba, começou a emergir. Esta extensa área acima do mar sofreu a ação de processos eólicos, que propiciaram o crescimento lateral e vertical do esporão. Ao mesmo tempo começavam a emergir coroas arenosas nas proximidades da Ilha da Marambaia, levando à formação de barras alongadas, que fechavam pequenos corpos d'água, paulatinamente colmatados. O fechamento da restinga teria ocorrido devido ao seu assoreamento atual, que sucedeu o evento Flandriano quando as águas passavam pela parte central da restinga, e permitiu que se formasse o canal da Guaratiba, que liga a baía ao oceano, em menor altitude da restinga.

- PEREIRA (1998)

1) Durante a Transgressão Flandriana, o nível do mar chega a 4,8 acima do atual em 5.100 anos A.P., atingindo seu máximo. O mar invade então as áreas mais baixas, havendo a deposição de sedimentos finos e a formação de uma baía (Figura 13).

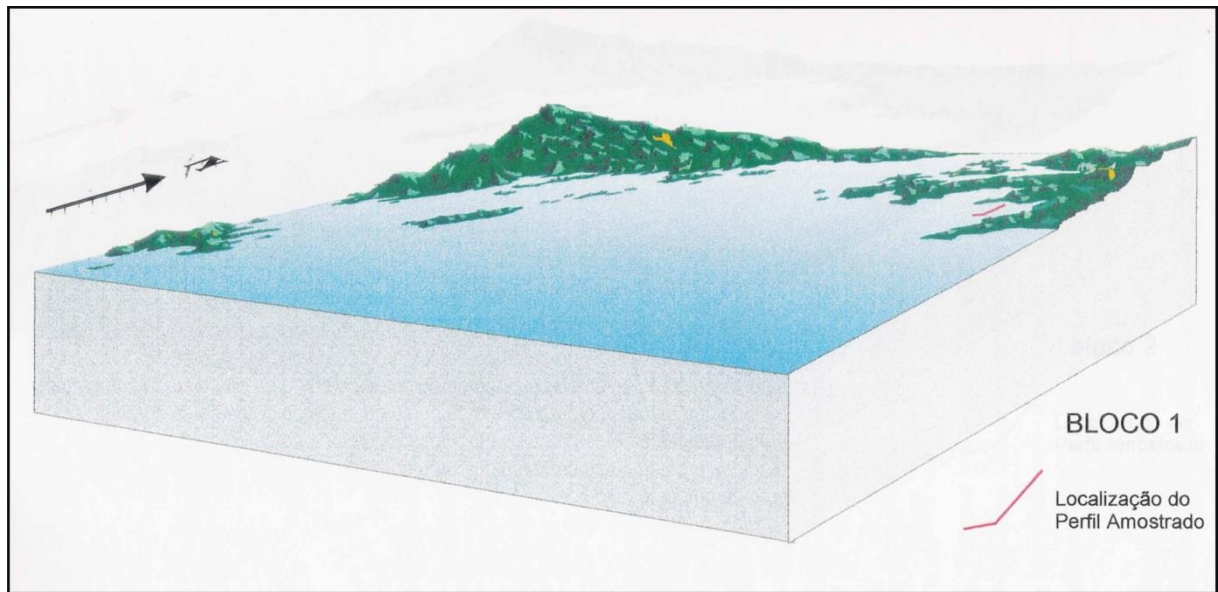


Figura 13 - Máximo transgressivo, com a formação da baía.
Fonte: PEREIRA, 1998.

2) Um posterior recuo gradativo, iniciado há cerca de 4.900 anos A.P., passou a depositar as areias que formaram o **primeiro cordão arenoso**, seguido do desenvolvimento de uma laguna (Figura 14). Um período de submersão subsequente (3.800 anos A.P., com o nível marinho chegando a subir cerca de 3,0 m acima do atual) depositou sedimentos lamosos com mais de 10% de areia e propiciou a migração do cordão arenoso em direção ao continente.

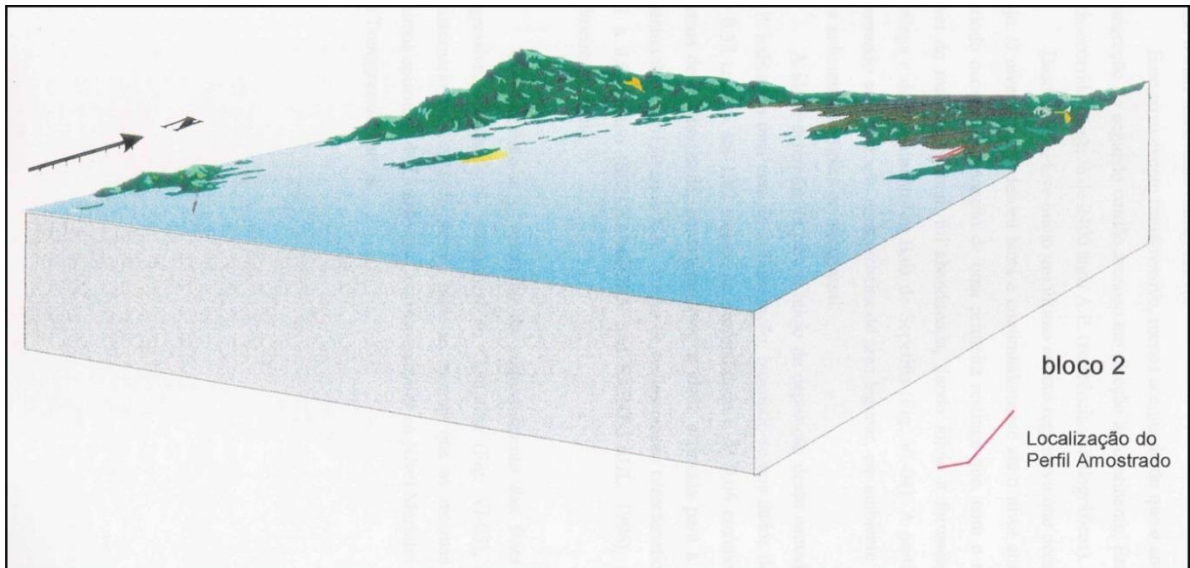


Figura 14 - Fase regressiva, com início da formação do primeiro cordão arenoso (em amarelo)
 Fonte: PEREIRA, 1998.

3) Após um evento regressivo (cerca de 3.500 anos A.P.) formou-se um **segundo cordão arenoso**, que evoluiu para uma restinga (Figura 15). Este cordão também migrou para o continente, em função da ocorrência de um novo evento transgressivo, agora de menor escala; esta pequena transgressão teria ocasionado um aumento de 2,7 m no nível do mar, e data de aproximadamente 2.700 anos A.P.

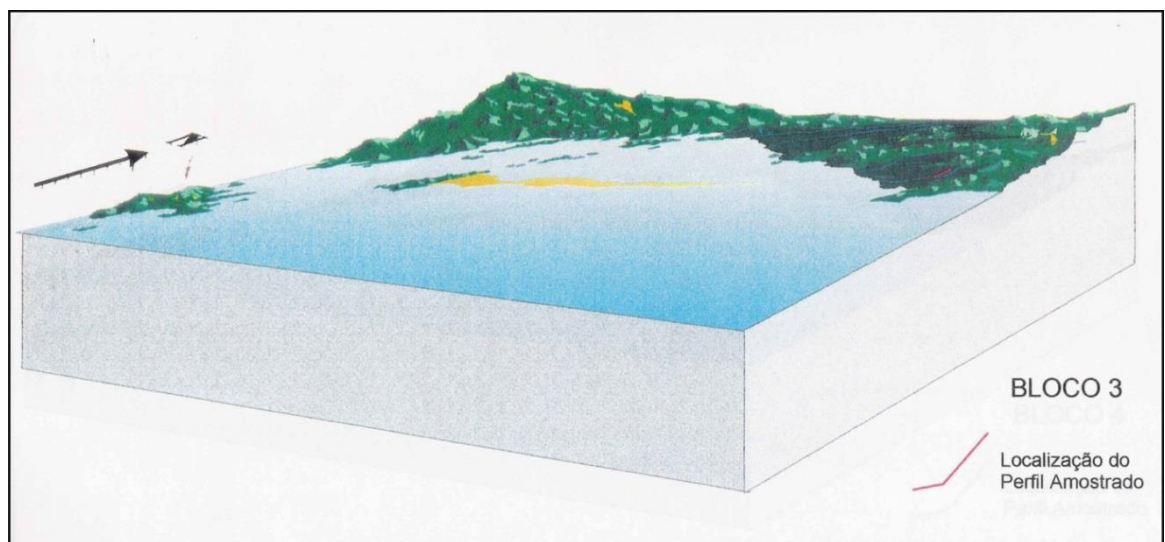


Figura 15 - Regressão e formação do segundo cordão arenoso migrando em direção ao continente.
 Fonte: PEREIRA, 1998.

4) Por fim, com o início do último evento regressivo iniciado há cerca de 2.400 anos A.P e que dura até os dias de hoje completou-se a formação da Restinga da Marambaia, que acabou por completar a formação da Baía de Sepetiba (Figura 16). Nesta fase, configurou-se também a sedimentação de ambiente lagunar com baixa energia, essencialmente lamosa e que permitiu a formação do manguezal.

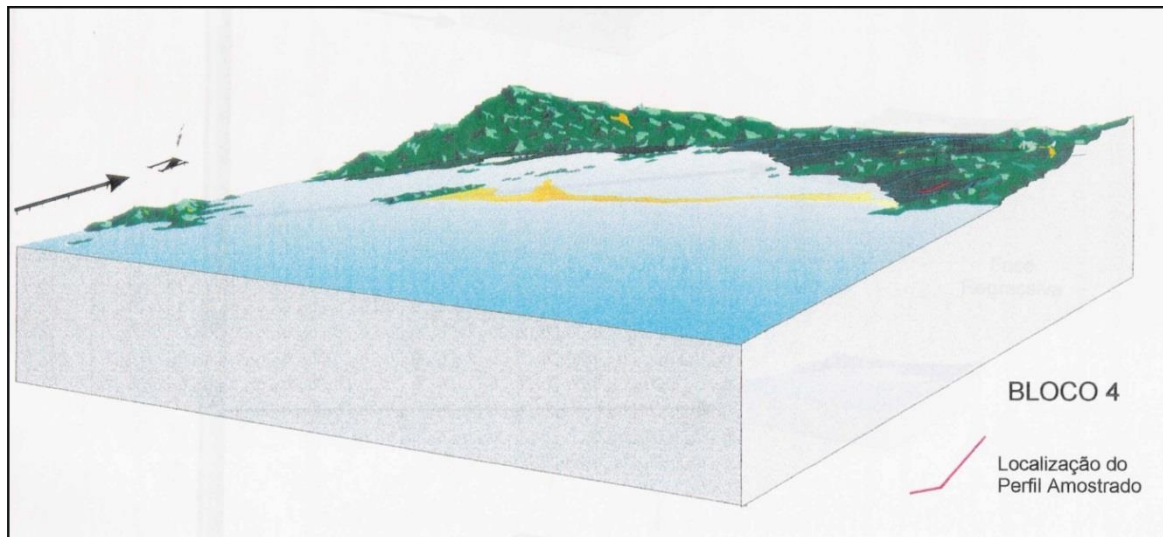


Figura 16 - Fase atual da baía de Sepetiba, com seu total fechamento pela Restinga da Marambaia.
Fonte: PEREIRA, 1998.

A Figura 17 apresenta uma correlação entre cada fase descrita e seus produtos sedimentares, exibidos em testemunho coletado na planície de maré inferior de Guaratiba:

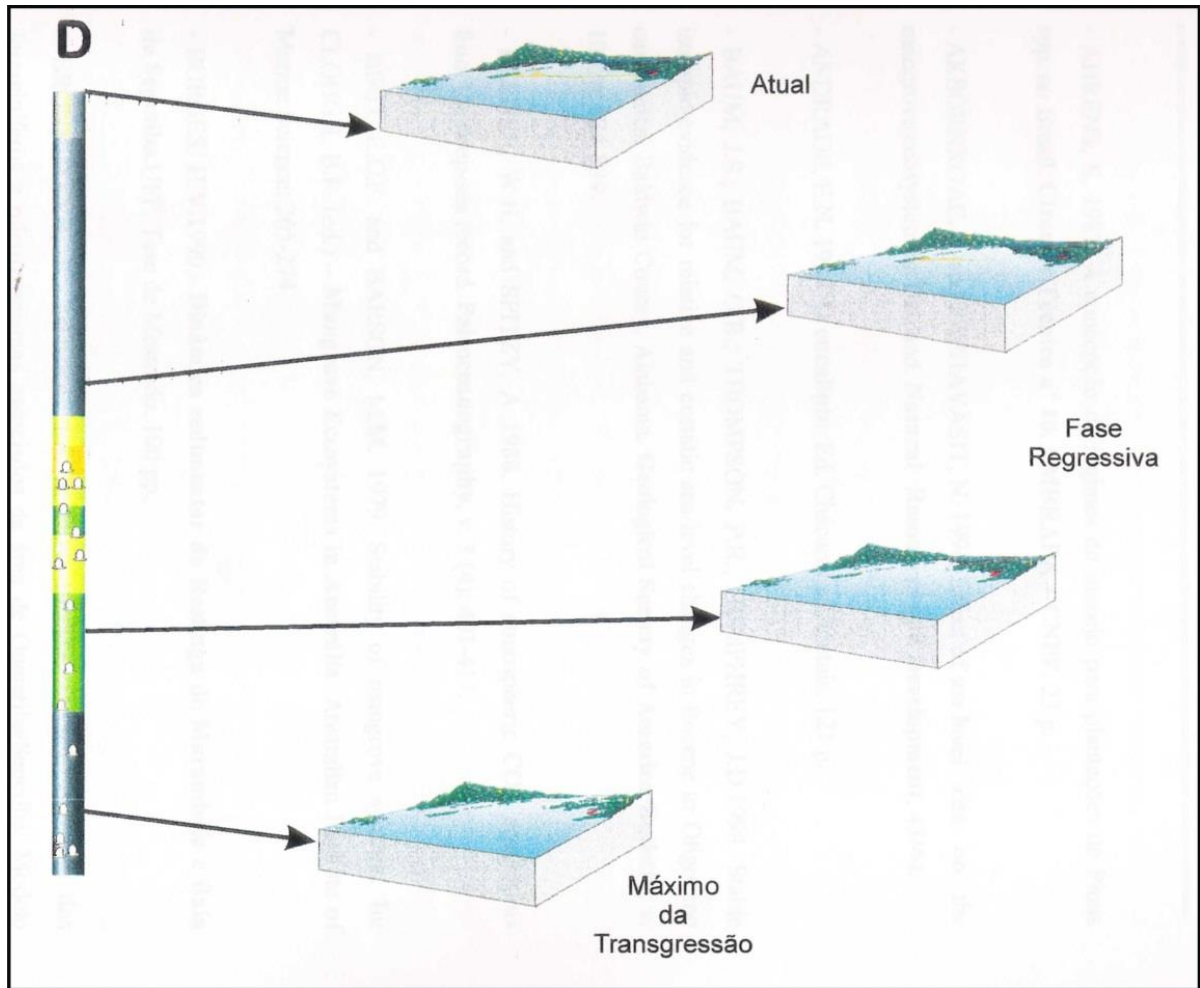


Figura 17 - Correlação entre as litofácies encontradas no testemunho D e as fases de evolução da baía de Sepetiba.

Fonte: PEREIRA, 1998.

Pereira (1998) agrupou os quatro eventos descritos em dois grandes ciclos: um **transgressivo**, que corresponde ao evento 1, e um **regressivo**, que engloba os eventos 2, 3 e 4. É importante ressaltar, no entanto, que entre as regressões descritas neste último ciclo ocorreram eventos transgressivos. Estes, ainda que em menor escala deixaram importantes evidências sedimentológicas.

- VILLENA (2007)

Através de análises em perfis sísmicos na baía de Sepetiba, foi corroborada uma discordância que separaria sedimentos marinhos, localizados acima, de sedimentos não marinhos, localizados abaixo. Esta discordância, previamente identificada por Figueiredo Jr et al. (1990) e por Borges (1998), que a datou em 6.800 anos constituiria uma superfície de

transgressão na baía de Sepetiba, representando a última fase transgressiva da região. Segundo o trabalho de Villena (2007), importantes indícios de oscilação de nível do mar foram observados também em testemunhos da planície costeira, além de semelhanças com a curva de variação do nível do mar de Suguio (2003), que apresenta oscilações entre o máximo transgressivo e o nível atual. O autor afirma ainda que estas oscilações podem estar relacionadas a componentes neotectônicas da região.

- CARELLI (2008)

Através de dados sedimentológicos, geocronológicos e biológicos, Carelli (2008) propôs quatro estágios para a evolução da baía de Sepetiba, intimamente relacionada com a formação da Restinga da Marambaia. Estes estágios constituem um modelo paleogeográfico que guarda muitas semelhanças com o modelo de Roncatari e Barrocas (1978):

1) Há cerca de 6.800 anos, o mar deveria estar de 4 a 5 metros acima do nível atual, proposição corroborada pela datação em um cordão de praia na planície de Itaguaí, que mostrou ocupar a mesma cota altimétrica. Assim, esta proposição confronta em parte o modelo de elevação proposto por Suguio e Martin (1978), de 3 m a 5 m. Ainda nesse estágio, um sistema fluvio-deltaico, com idade aproximada de 6.000 anos A.P. começava a se formar (Figura 18).



Figura 18 - baía de Sepetiba há cerca de 6.800 anos A.P., com linha de costa indicando nível do mar 5 m acima do atual e reconhecimento de um sistema fluvial mais antigo do que o identificado por RONCARATI e BARROCAS, com a mesma idade do cordão de praia de praia (em azul) descritos por estes autores. Fonte: RONCARATI e CARELLI, 2012.

2) No sistema fluvial acima citado, teve início a formação de um segundo cordão arenoso (por volta de 4.660 anos A.P), ainda sem a formação completa da Restinga da Marambaia (Figura 19).



Figura 19 - Estágio evolutivo da baía de Sepetiba em 4.600 anos A.P., com a construção do segundo cordão arenoso no sistema fluvial mais antigo (em azul). Ainda não há a formação de da restinga.
Fonte: RONCARATI e CARELLI, 2012.

3) Há 3.400 anos A.P., um terceiro cordão arenoso começou a ser construído no sistema fluvial formado há cerca de 6.000 anos A.P. Além disso, data desse estágio a configuração de um sistema fluvial mais recente, já descrito por Roncarati e Barrocas (1978), que corresponderia a um sistema deltaico dominado por ondas. Ainda que a barra arenosa formada pela migração dos cordões descritos e que evoluiria para uma restinga estivesse migrando de leste para oeste (ação de correntes internas e externas), a Restinga da Marambaia não se mostrava completamente fechada (Figura 20).



Figura 20 - Estágio evolutivo da baía de Sepetiba em 3.400 anos A.P. e a formação do terceiro cordão arenoso no sistema fluvial antigo. Nesta época aparece também um sistema fluvial mais recente, descrito por Roncarati e Barrocas (1978) (representado em preto).
Fonte: RONCARATI e CARELLI, 2012.

4) Somente depois de 3.400 anos A.P. a restinga se fechou completamente, estabelecendo contato com o continente (limite sudoeste da baía de Sepetiba). Assim, a linha de costa assumia a posição atual e a baía de Sepetiba, sua configuração de corpo d'água semi-confinado pela Restinga da Marambaia (Figura 21).



Figura 21 - Estágio atual da baía de Sepetiba, com a Restinga da Marambaia completamente formada, a linha de costa atual, os sistemas fluviais formados e o cordão de praia (em azul) indicando a antiga linha de costa.
Fonte: RONCARATI e CARELLI, 2012.

3.5 Geomorfologia

A baía, assim como a Baixada de Sepetiba, está inserida na unidade morfo-escultural denominada de Cinturão Orogênico do Atlântico. Está também no domínio das bacias sedimentares cenozoicas terciárias (Paleoceno a Oligoceno), que representam importantes feições geotectônicas resultantes da tectônica extensional pós-cretácea a que esteve submetido o sudeste brasileiro (SAMPAIO, 2002).

Os setores de maior subsidência do gráben da Guanabara – feição tectônica que abriga a baía de Sepetiba – são preenchidos por sedimentação fluvial ou marinha de idade quaternária, associados aos últimos eventos transgressivos ocorridos na costa brasileira; assim, foram individualizadas três unidades geomorfológicas: Maciços Alcalinos Intrusivos; Escarpas Serranas e Planícies Flúvio-Marinhas (Baixadas); no domínio destas planícies é que se desenvolveu a Baixada de Sepetiba.

Em termos de formas de relevo, é importante ressaltar que a geomorfologia da baía de Sepetiba, assim como a sedimentação, possui estreita ligação com direções estruturais Pré-Cambrianas reativadas. Segundo Pereira (1998), nas zonas de orientação preferencial NE, encontram-se as planícies costeiras de Itaguaí e arredores, preenchidos por sedimentos recentes, representativos de ambientes fluviais, de canais de maré e de mangue. A formação da Baixada de Sepetiba e da Restinga da Marambaia está justamente relacionada ao espraiamento de sedimentos flúvio-marinhos quaternários nas áreas de topografia mais baixa e ao redor das elevações compostas por rochas Pré-Cambrianas.

3.6 Estratigrafia

A cobertura sedimentar da baía de Sepetiba, essencialmente formada por sedimentos quaternários, está no domínio da Formação Sepetiba, unidade de sedimentação mais recente da Bacia de Santos (Figura 22).

De acordo com Pereira e Feijó (1994), a Formação Sepetiba tem uma espessura de 570 m, sendo constituída de areia fina cinza-esbranquiçada grossa a fina, quartzosa, feldspática e glauconítica, além de coquinas de moluscos, briozoários e foraminíferos. Esses sedimentos teriam sido depositados por leques costeiros de idade quaternária. Investigações posteriores permitiram um olhar mais detalhado, em uma escala temporal menor: a dos eventos holocênicos.

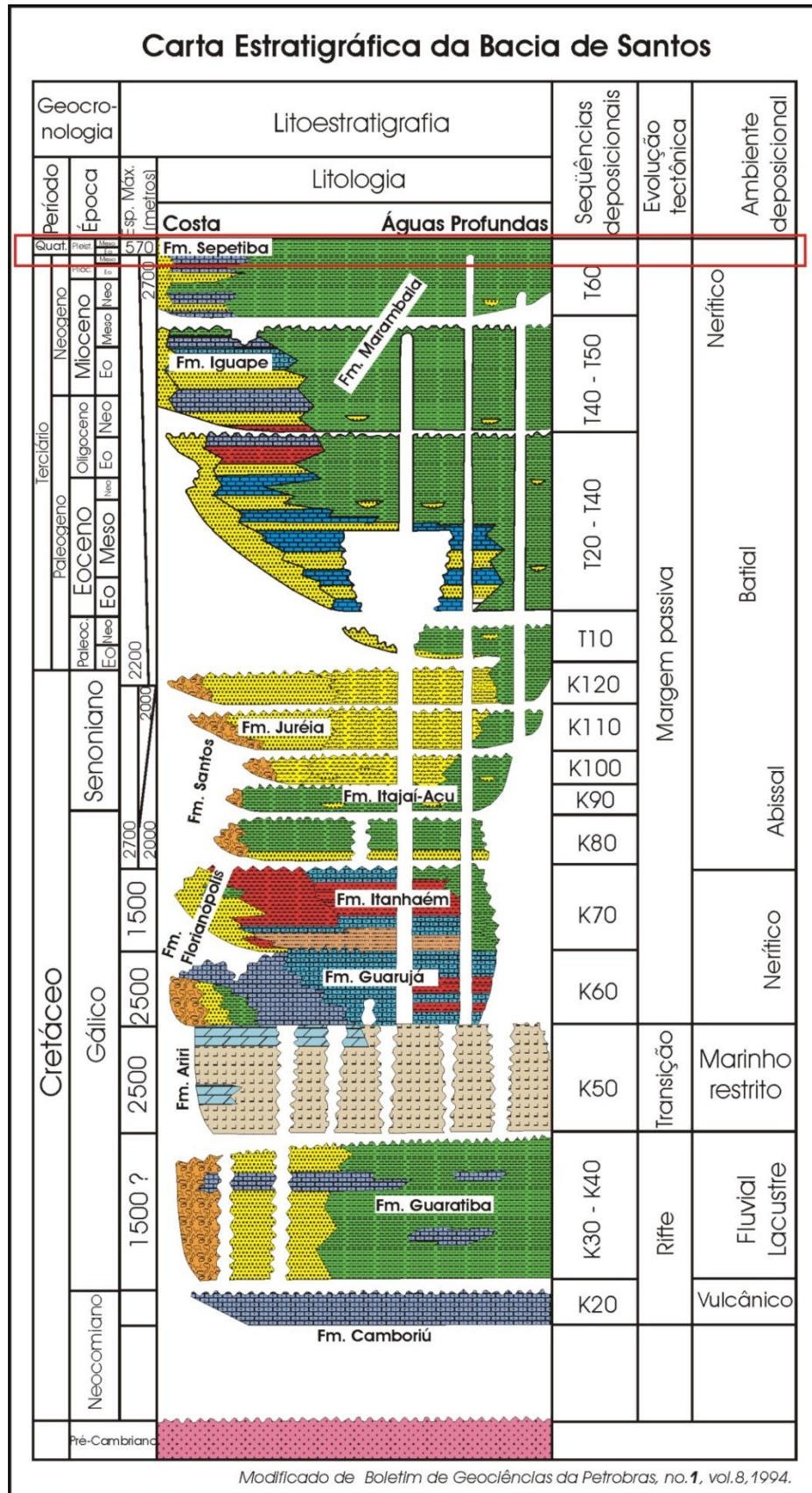


Figura 22 - Coluna estratigráfica da Bacia de Santos, com destaque para os sedimentos quaternários da Formação Sepetiba.
 Fonte: Modificado de PEREIRA e FEIJÓ, 1994.

3.6.1 Unidades Estratigráficas da baía de Sepetiba: relação genética com as oscilações do nível do mar no Quaternário

Na elaboração de um quadro estratigráfico dos sedimentos recentes da baía de Sepetiba, é necessário considerar os processos que mais atuaram na configuração do mesmo: as alterações dos níveis marinhos, com destaque para os ocorridos no Holoceno. Os eventos transgressivos e regressivos ocorridos na região (assim como em todo o litoral brasileiro) apresentam um efeito marcante no registro sedimentar, o que pode ser observado em diferentes abordagens estratigráficas, tais como sísmica rasa, testemunhos e microfósseis.

A definição das unidades estratigráficas na baía de Sepetiba tem sido feita principalmente a partir da utilização de perfilagens sísmicas. O primeiro trabalho nesta frente foi o de Figueiredo Jr et al. (1989), que, através de análise de dados de sísmica rasa de alta resolução em uma pequena área do cone de deposição do Rio Guandu, compartimentalizaram os sedimentos da baía de Sepetiba em **quatro** unidades sismoestratigráficas (Figura 23):

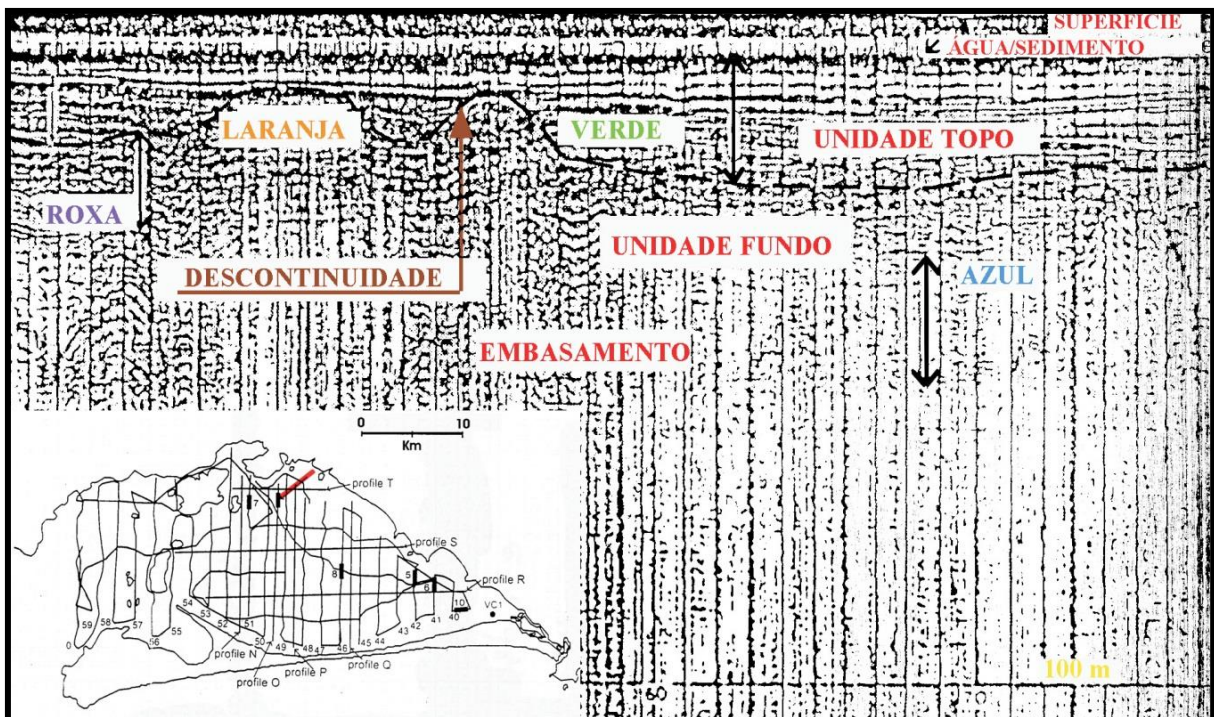


Figura 23 - Perfil sísmico indicando as unidades sismoestratigráficas reconhecidas na baía de Sepetiba verde, laranja, roxa e azul, com a respectiva localização no mapa.

Fonte: Modificado de FIGUEIREDO et al., 1989 por BORGES, 1998.

- Unidade Azul: a mais profunda, é caracterizada por poucos refletores internos, e é limitada pelo embasamento; este contato é evidenciado por uma notável discordância angular.

- Unidade Roxa: situada acima da unidade azul, apresenta refletores internos, indicando uma composição arenosa. O topo da unidade é marcado por um refletor ondulado e contínuo, que a separa da sequência sobreposta.
- Unidade Laranja: é separada da unidade verde através de um forte, contínuo e irregular refletor (discordância erosiva) É composta por intercalações de areia e lama, com espessura de aproximadamente 5 m, conforme dados de testemunhagens realizadas pelo autor.
- Unidade Verde: caracterizada pela presença de refletores paralelos contínuos, com maior espessura (+/- 8 m) na porção norte, em relação à porção sul. Encontrada preenchendo depressões e canais fluviais, é composta por sedimentos finos, de acordo com a testemunhagem feita pelo autor.

Ainda segundo Figueiredo Jr et al. (1989), a unidade mais superficial – verde – seria a mais recente, tendo sido depositada na última fase transgressiva a qual a baía de Sepetiba esteve sujeita. As demais unidades, localizadas abaixo da discordância erosiva, teriam sido depositadas em ambiente subaéreo, durante períodos de nível do mar mais baixo.

Na mesma região Borges (1998), com base em 41 perfis sísmicos de alta resolução, define **duas** unidades sismoestratigráficas para a baía de Sepetiba – TOPO (onde pôde ser identificado o paleodelta do rio Guandu) e FUNDO. Estas unidades são separadas pela discordância já mapeada por Figueiredo Jr et al. (1989), que delimita a interface entre os sedimentos pré-holocênicos e holocênicos (Figura 24).

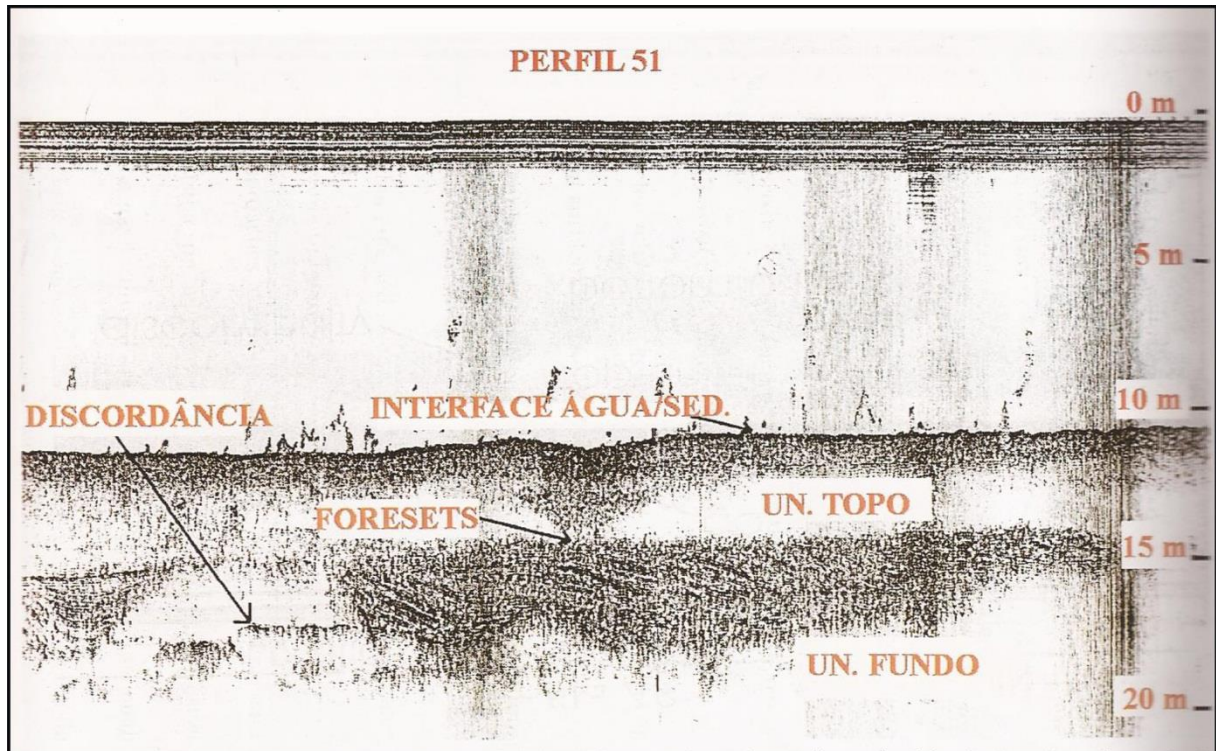


Figura 24 - Um dos perfis sísmicos realizados por BORGES (1998), mostrando as unidades TOPO (onde está inserido o paleodelta do rio Guandu) e FUNDO, e a descontinuidade que as separa.
 Fonte: Modificado de BORGES, 1998.

Mais três perfis realizados em 2005 confirmaram a discordância descrita por Borges (1998) e Figueiredo Jr et al.(1989). De acordo com análises adicionais, foi possível definir que a discordância separa sedimentos marinhos localizados acima, de sedimentos não-marinhos localizados abaixo e depositados em nível de mar mais baixo (Villena et al., 2012).

Além das diversas perfilagens sísmicas realizadas na baía de Sepetiba, que resultaram na individualização das unidades estratigráficas acima descritas, análises de testemunhos também têm sido utilizadas, como os de Borges (1998), Oliveira-Silva (2003) e Pereira (1998). Na Figura 25, pode-se observar a localização desses testemunhos.

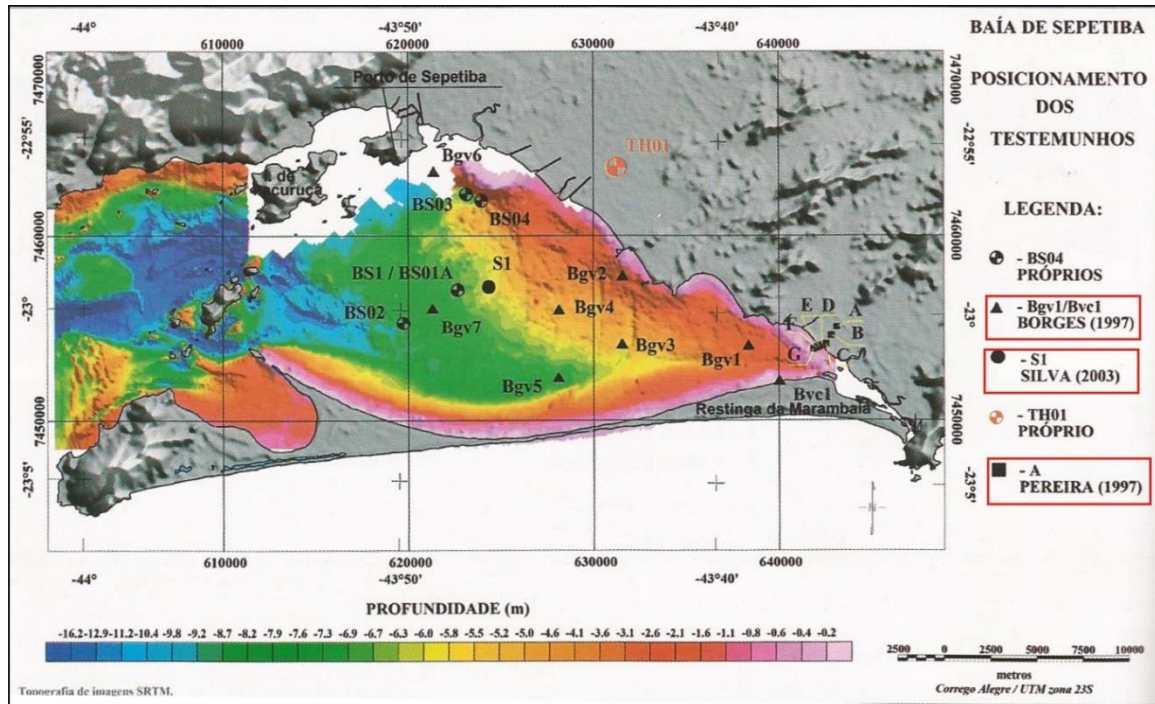


Figura 25 - Mapa de localização de testemunhos coletados na baía de Sepetiba, com destaque para os de BORGES (coletados em 1997), PEREIRA (coletados entre 1995 e 1996) e OLIVEIRA-SILVA (2003).
Fonte: Modificado de VILLENA et al. 2012.

Os testemunhos de Pereira (1998) foram realizados ao longo das planícies de maré superior e inferior de Guaratiba (esta a área do presente trabalho) e da baía de Sepetiba. Foi identificada a predominância de silte com níveis de areia muito fina. Tais sedimentos receberam a denominação genérica de “lama”, recebendo ainda a denominação de acordo com seu ambiente de sedimentação, como pode ser visto na seção estratigráfica representada na Figura 26.

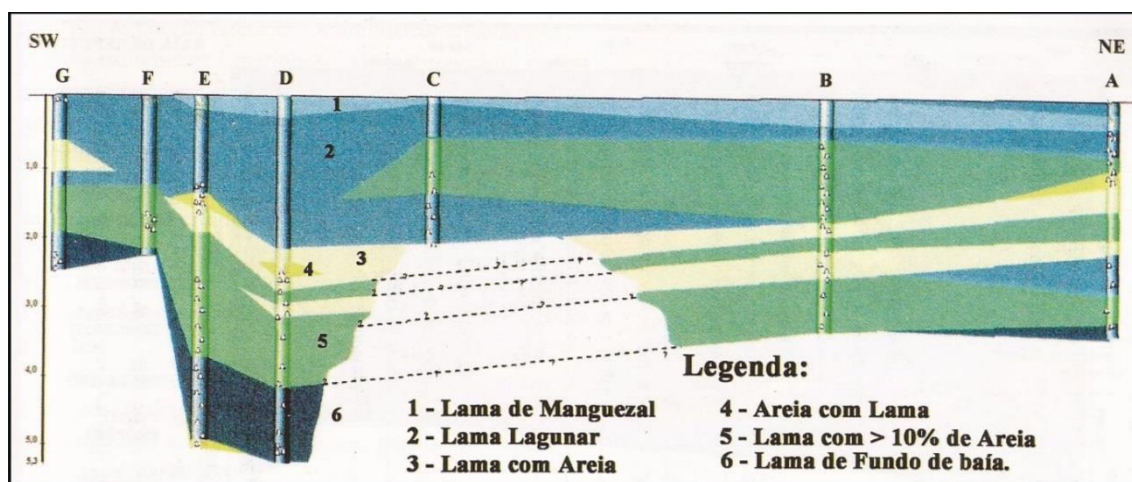


Figura 26: Seção estratigráfica de perfil na planície de maré de Guaratiba, baía de Sepetiba
Fonte: Modificado de PEREIRA, 1998 por VILLENA et at. 2012.

Os testemunhos de Borges (1998) – sete no total – foram coletados na região correspondente ao cone de deposição do rio Guandu. A Figura 27 mostra um esquema representativo de um deles, chamado de Bvc1, onde foram reconhecidos dois pacotes sedimentares separados por uma discordância:

- “TOPO” – com espessura de 2,8 m, nela podem ser reconhecidas três unidades sedimentares, que corresponderiam a diferentes ambientes de sedimentação marinhos: lama bioturbada com fragmentos de concha no topo; zona laminada característica de canal de maré; e areia lamosa na base.
- “BASE” – localizada abaixo da discordância, estende-se até a base do testemunho. É composta de areia média semiconsolidada de coloração marrom escura, caracterizando um ambiente de exposição subaérea; segundo a autora, tais características sedimentares seriam uma clara evidência de variação do nível do mar.

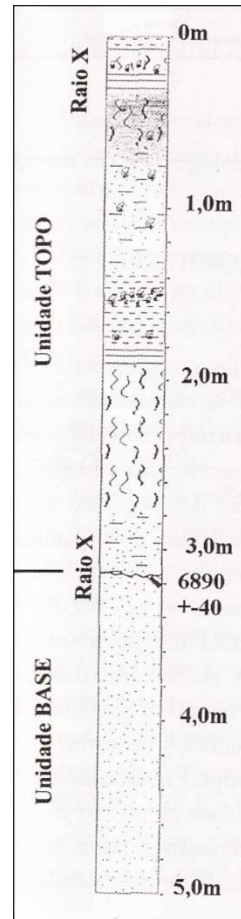


Figura 27 - Esquema descritivo do testemunho Bvc1, mostrando suas unidades estratigráficas e a discordância que as individualiza.

Fonte: Modificado de BORGES, 1998 por VILLENA et al., 2012.

3.7 Planície de Maré de Guaratiba

Localizada na extremidade leste da baía de Sepetiba e com aproximadamente 40 km² de superfície, representa a transição entre os domínios marinho e terrestre. É drenada pelos canais de maré Portinho e Piracão, e pelo rio Piraquê (BRÖNIMANN et al. 1981c).

Por apresentar diferentes características em seções transversais à borda lagunar, esta planície de maré foi dividida por Brönnimann et al. (1981c), em: Planície de Maré Superior (Fácies Alga e Caranguejo) e Planície de Maré Inferior (Fácies Mangue, Sub- Fácies *Spartina* e Fácies *Salicornia*) (Figuras 28 e 29).

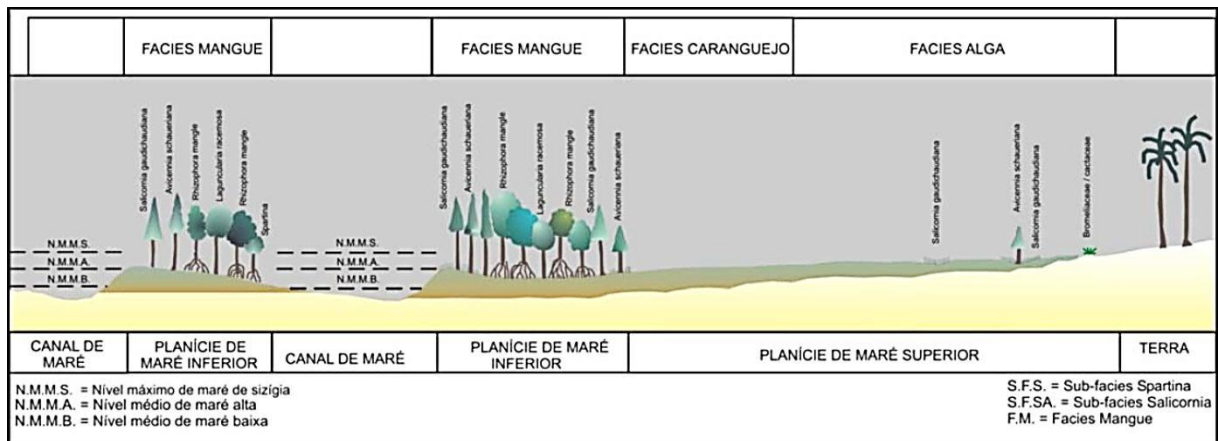


Figura 28 - Diagrama representando as fácies da Planície de Guaratiba.

Fonte: Modificado de BRÖNNINAMM et al., 1981c por PEREIRA, 1998.

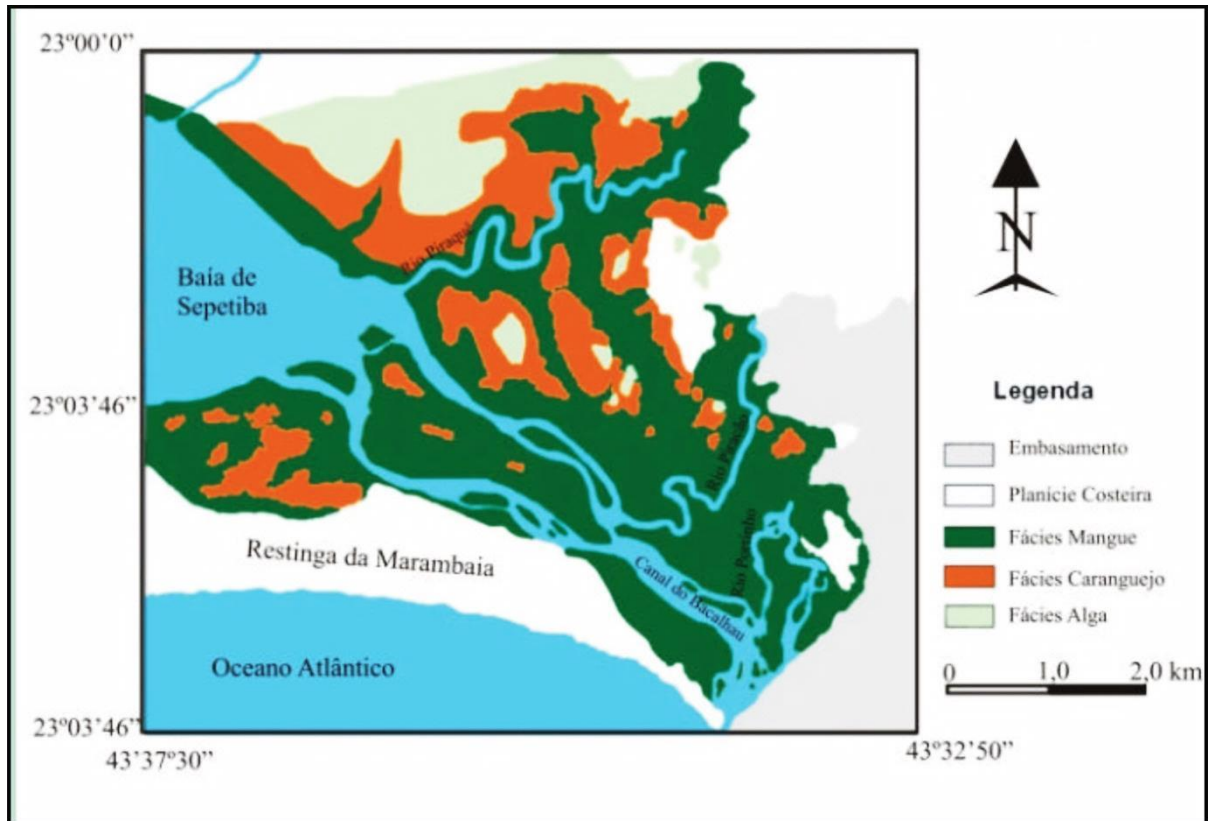


Figura 29 - Mapa de biofácies da Planície de Maré de Guaratiba.
 Fonte: Modificado de BRÖNNIMANN et al., 1981c por LAUT, 2003.

3.7.1 Planície de Maré Superior

Formada pela Fácies Caranguejo e pela Fácies Alga, situa-se atrás dos manguezais, apresentando-se, às vezes, completamente desnuda de vegetais superiores, com campos isolados de *Salicornia gaudichaudiana* e raros espécimes de *Avicenia schaueruana* (BRÖNNIMANN et al., 1981c).

Segundo Pereira (1998), esta fácies poderia representar antigos domínios de manguezais que, através dos eventos progradantes, deixaram de receber regularmente as águas das marés normais.

Esta área é alcançada somente pelas marés de sizígia, ficando exposta durante períodos que podem alcançar dias. A forte incidência de raios solares diretamente sobre a superfície faz com que a temperatura alcance mais de 60°C, provocando intensa evaporação. Uma fina camada de sal pode ser observada sobre a superfície das gretas de ressecamento, evidenciando a alta salinidade e aridez do ambiente (PEREIRA, 1998).

A Fácies Alga corresponde à zona de supramaré e é coberta por extensos tapetes algálicos (cianofíceas). Nesta região pode-se encontrar uma grande quantidade de conchas pelecípodes e exoesqueletos de caranguejos.

A Fácies Caranguejo seria o segmento entre a Fácies Mangue e a Fácies Alga; ganhou este nome devido à quantidade de caranguejos que ocorrem nesta área. É mais úmida do que a Fácies Alga, mas apresenta também as gretas de ressecamento nos períodos de exposição. Acredita-se que os crustáceos que compõe a Fácies Caranguejo são um grupo móvel ou flutuante, pois se permanecessem nesse segmento durante os períodos de longa exposição morreriam (PEREIRA, 1998).

3.7.2 Planície de Maré Inferior

A planície de maré inferior, que abriga o manguezal de Guaratiba, é constituída pela Fácies Mangue e pelas Sub-Fácies *Spartina* e *Salicornia*, estando compreendida entre os níveis de maré alta e maré baixa – zona intermarés. Nesta região, os sedimentos são predominantemente argilosos e ricos em matéria orgânica, sendo proveniente do material que aporta da baía de Sepetiba e que é redistribuído, pelas marés, através dos canais fluviais das margens Norte-Leste (BRÖNNIMANN *et al.*, 1981c).

A Fácies Mangue apresenta um ecossistema mixo-halino típico de zona intermarés, com uma intrincada relação entre processos geológicos, hidrológicos, químicos e biológicos, individualizada pela associação halofítica que a caracteriza. Nela há domínio das espécies *Rhizophora mangle*, *Avicennia schaueriana* (bordejando a baía de Sepetiba e as periferias dos canais de maré) e *Laguncularia racemosa*, indicadora de que a planície de maré de Guaratiba está em avançado processo de erosão (BRÖNNIMANN, *et al.*, 1981a; DIAS-BRITO e ZANINETTI, 1979).

Segundo Brönnimann (1981c), a Sub-Fácies *Spartina* é uma Sub-Fácies da Fácies Mangue, onde é encontrada a espécie *Spartina alterniflora*, importante colonizadora de sedimentos recém-depositados. Extensos cordões de *Spartina* ocorrem nas margens dos canais do Pedrinho e do Bacalhau, permanecendo praticamente encobertos durante os períodos de maré alta. A espécie *Rhizophora mangle*, que ocupa sedimentos argilosos e coloidais, pode suceder a Sub-Fácies *Spartina*. Já a *Laguncularia racemosa* é a espécie menos frequente, podendo ter espécimes distribuídos nos domínios de *Rhizophora mangle* e *Avicennia schaueriana*. Esta, por sua vez, está presente em áreas topograficamente mais altas, não se restringindo a elas; são as espécies que mais toleram altas concentrações de NaCl.

A Sub-Fácies *Salicornia* termina a sucessão, sendo composta basicamente pela espécie *Salicornia gaudichaudiana*, e mostrando-se nos dois extremos da Fácies Mangue.

3.7.3 Manguezal de Guaratiba

O substrato do manguezal de Guaratiba é composto de sedimentos argilosos com abundantes fragmentos vegetais e organismos (mariscos, crustáceos), além de lentes arenosas típicas de canais de maré (PEREIRA, 1998). Neste ambiente, pode ser encontrada uma sequência sedimentar transgressiva, que deve corresponder à subida do nível do mar durante o estágio interglacial Riss- Würm. Tal sequência é composta por uma passagem de sedimentos de origem continental na base da coluna sedimentar, para sedimentos de ambiente misto na parte superior da coluna. Esses sedimentos teriam sido entalhados durante o período glacial Würm, quando o nível do mar estava 80 metros abaixo do atual, com a formação de vales atualmente submersos (FIGUEIREDO Jr et al., 1989).

Dentre as espécies de vegetais angiospermas, destacam-se *Rhizophora mangle*, *Avicennia schaueriana* e *Laguncularia racemosa*, *Salicornia gaudichaudiana* e *Spartina alterniflora* (ALMEIDA et al., 2008; BARTH et al., 2009).

Em estudo que visou analisar a variação da área de manguezal em Guaratiba, através de técnicas de sensoriamento remoto, Almeida (2008) comparou fotos de satélites realizadas nos anos de 1984, 1994 e 2003. Após georreferenciá-las, segmentá-las e classificá-las digitalmente, o autor pôde concluir que as áreas de florestas de mangue próximas a habitações, como a região a oeste do rio Piraquê, foram bastante reduzidas. A maior redução ocorreu entre 1984 e 1994, período em que a área sofreu mais com a expansão urbana; depois de 1994 a redução de área de manguezal foi menor, todavia superior à área colonizada. De uma maneira geral, a redução das áreas de manguezal seria uma resposta da relação intrínseca entre a dinâmica própria do ecossistema e as atividades humanas. Entretanto, na região próxima ao rio Piracão, a área total de florestas de mangue aumentou entre 1984 e 2003. Uma vez que esta área representa aproximadamente 67 % dos manguezais do projeto Guaratiba e se inserem na Reserva Biológica e Arqueológica de Guaratiba, concluiu-se que o fato de estarem sob proteção tem exercido forte influência sobre o estado de conservação da mesma.

3.8 Clima

O clima de toda a região da baía de Sepetiba possui grande influência de fatores como proximidade do mar e direção das massas de ar; tais fatores combinam-se para produzir microclimas e variações de regime pluvial a curtas distâncias. A precipitação média anual na bacia situa-se entre 1.000 mm e mais de 2.230 mm; as serras apresentam valores de precipitações superiores às zonas de baixada. O período de precipitação pluviométrica máxima vai de dezembro a março (verão) e o de precipitação mínima, de junho a agosto (inverno), sendo julho o mês mais seco, com uma precipitação média mensal de 50 mm, e janeiro o mais chuvoso, com média mensal de 300 mm; a umidade média relativa do ar atinge valor máximo (88%) no período de maior pluviosidade e valor mínimo (65%) entre maio e setembro. A temperatura média anual varia de 20 a 27°C, sendo que a média das mínimas está entre 15 e 23°C e a média das máximas entre 26 e 32°C (RIO DE JANEIRO, 2001).

Em virtude do relevo e da proximidade com o oceano, o vento apresenta, como primeira predominância, os quadrantes sul (S) e oeste-sudoeste (WSW) e como segunda predominância os quadrantes norte-nordeste (NNE) e leste-nordeste (ENE). No que diz respeito à circulação, na baía de Sepetiba há domínio de maré, com valores superiores a 1,5 nós nos canais principais; a amplitude média da maré de sizígia é de 110 cm e de 30 cm na maré de quadratura (DNH, 1986).

De acordo com a classificação de Köppen, o clima da bacia contribuinte à baía de Sepetiba pode ser classificado como brando subtropical, pertencente ao grupo A, com inverno seco e verão quente, tropical chuvoso de região de floresta, com monção e savana (RIO DE JANEIRO, 2001).