

CAPÍTULO 2 - ÁREA DE ESTUDO

2.1. SITUAÇÃO GEOGRÁFICA E GEOLÓGICA

A região do sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape (SELCI) está compreendida entre o foz do rio Ribeira de Iguape e a divisa dos estados de São Paulo e Paraná, corresponde a um sistema formado por ambientes complexos associados a ilhas-barreiras, manguezais, pântanos salobros, planície de lama e canais lagunares. A região está situada entre as latitudes $24^{\circ} 40' S$ / $25^{\circ} 05' S$, longitudes de $47^{\circ} 25' W$ / $48^{\circ} 10' W$ e consiste no principal complexo estuarino-lagunar da costa paulista (Figura 1).

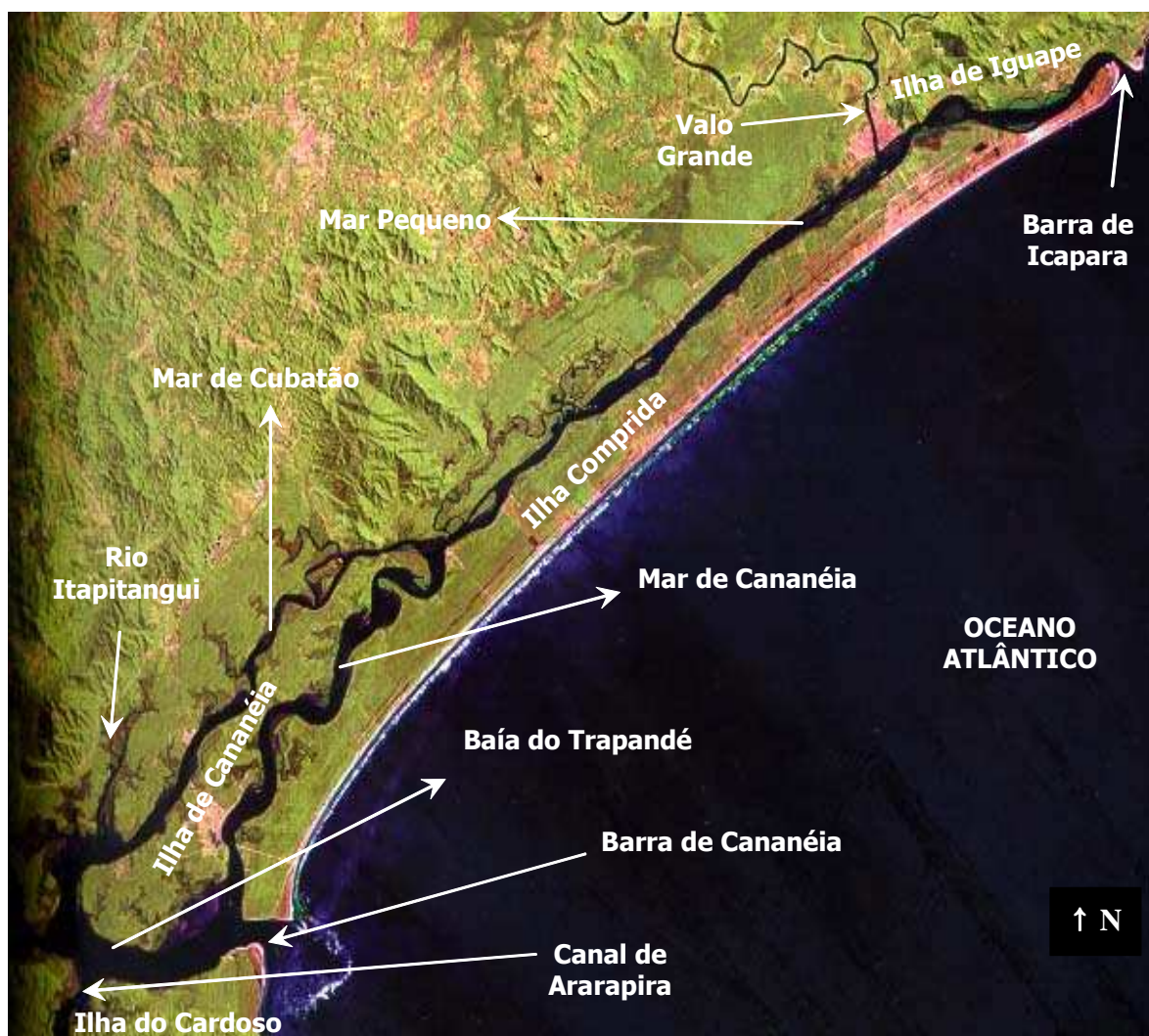


FIGURA 1 - Imagem do sistema estuarino-lagunar de Cananéia-Iguape (SELCI).

A fisiografia do sistema é caracterizada pela presença de uma extensa planície de 130 km de comprimento e uma largura máxima de 40 km, recortada por longos e estreitos canais aproximadamente paralelos à linha de costa. A Ilha Comprida separa o sistema do oceano e tendo como limites, ao norte e ao sul, pontões do embasamento cristalino, circundada por terreno pré-cambriano que, ao fundo, eleva-se abruptamente, formando a Serra do Mar que chega a atingir 600 m de altitude. A Ilha Comprida somada ao baixo vale do Rio Ribeira de Iguape, forma a maior planície costeira de Cananéia-Iguape perfazendo uma área de 2000 km² (Suguio e Tessler, 1992), que é coberta, em geral, por sedimentos arenosos marinhos holocênicos e pleistocênicos extremamente homogêneos e muitos bem-selecionados. Os depósitos pleistocênicos foram descritos por Petri e Suguio (1973).

A configuração geográfica da região é representada por quatro ilhas (Cananéia, Comprida, Cardoso e Iguape) separadas entre si por sistemas de canais lagunares e rios (Canal de Ararapira, Baía do Trapandé, Mar de Cubatão, Mar de Cananéia e Mar Pequeno/Iguape, Valo Grande e Rio Ribeira de Iguape). As ilhas de Iguape e do Cardoso são pontões do Embasamento Cristalino, conforme Tessler (1982). Segundo o relatório da GEOBRÁS (1966), esse embasamento cristalino, de idade pré-cambriana, é de origem metamórfica.

A área de estudo é separada do oceano pela Ilha Comprida que é uma ilha barreira quaternária, onde o Morrete com 40 m de altitude, é o único destaque na paisagem essencialmente arenosa. A Ilha Comprida, de aproximadamente 70 km de extensão, possui largura entre 3 e 5 km, e tem como limites a Ilha do Cardoso ao sul, e a Ilha de Iguape ao norte, separando-se do continente por uma laguna denominada Mar Pequeno, que rumo ao sul, subdivide-se formando o Mar de Cubatão e Mar de Cananéia. Estes, separados entre si pela Ilha de Cananéia (Suguio e Martin, 1978) intercomunicam-se pela Baía do Trapandé. Limitando esse sistema estuarino-lagunar, observa-se a Ilha do Cardoso, que se caracteriza por ser constituída essencialmente por rochas pré-cambrianas (Petri e Fulfaro, 1970 *apud* Suguio e Tessler, 1992) e por esparsos sedimentos quaternários restritos às bordas junto à linha de costa e ao longo do canal de Ararapira. Este canal separa a

ilha do continente e, permite a comunicação entre as regiões da Baía do Trapandé e da Baía de Paranaguá (PR).

A extremidade sul da Ilha Comprida, no lado lagunar, é formada por areias ricas em ácido húmico, talvez pertencentes à Formação Cananéia que parecem ter estado submersas durante o máximo da transgressão Santos há 5.100 A.P. Após este nível máximo, a ilha parece ter "crescido" para o norte rumo a Iguape. À medida que a ilha se alongava para o norte, deve ter ocorrido adição de cristas praias paralelas a linha de costa atual, mas elas devem ter sido parcialmente erodidas durante uma transgressão menor que ocorreu antes do segundo máximo (3.500 A.P.) (Suguio e Tessler, 1992).

Atualmente, o limite da linha de costa daquela época é marcado por um baixo terraço com cerca de 100 m de largura, encontrado em quase toda a ilha. Há a presença de um sambaqui na primeira crista praias entre o baixo terraço e o mar, onde são encontrados ossos de baleia, sugerindo que sua construção ocorreu próximo ao mar, isto é, no início de formação das cristas praias externas. Isto vem de encontro à idéia de que a parte da ilha situada entre baixo terraço e o oceano tenha sido formada inteiramente após o segundo máximo regressivo (3.500 A.P.) (Suguio e Tessler, 1992).

Os sistemas de lagunas e rios da região se comunicam com o oceano por desembocaduras denominadas, de sul para norte, de Ararapira, Cananéia, Icapara e Ribeira (separando do continente, respectivamente, as ilhas do Cardoso, Cananéia, Comprida e Iguape). Segundo Miyao *et al.* (1986), os canais lagunares ocupam uma área de 115 km² de superfície.

2.2. HIDROGRAFIA ATUAL

O SELCI é constituído por uma bacia hidrográfica que tem como área total cerca de 25.400 km², sendo que 23.930 km² corresponde à drenagem do Rio Ribeira de Iguape (GEOBRÁS, 1966). Em função disso a salinidade varia de forma espaço-temporal na região. A bacia de drenagem da região ocupa uma pequena faixa continental de 1340 km² (Mishima *et al.*, 1985) e caracteriza-se por apresentar rios que exibem alto gradiente somente em seu trecho inicial. Na planície costeira, estes rios perdem declividade, apresentando

orientação muitas vezes paralela à linha de costa. Nesses cursos fluviais é comum a influência marinha a montante de sua foz por distâncias de até 20 km da linha de costa (Suguio e Tessler, 1992).

Na porção sul do sistema lagunar, os principais cursos de água são os rios Taquari, Mandira, das Minas, Itapitanguí e Iriiaia-Açu, que deságuam nos mares de Cubatão e Itapitanguí. Ao norte do sistema, encontram-se os rios Cordeiro, Sabaúma e Ribeira de Iguape. Este se destaca dos demais por possuir maior volume hídrico (DAEE, 1989). Na Ilha Comprida há apenas alguns riachos e córregos, como Rio Baguaçu e o Córrego Barra Nova, que deságuam no Mar de Cananéia.

O Rio Ribeira de Iguape, responsável pela maior parte da descarga de água doce no sistema, é o único a apresentar influência continental até bem próximo à foz, desempenhando um papel muito importante no processo evolutivo da área durante o Quaternário (Suguio e Tessler, 1992; Bonetti Filho e Miranda, 1997). Semelhantes a cursos fluviais, diversas “gamboas” desembocam nos canais de maré. Estes pequenos cursos d’água apresentam fluxo bi-direcional induzido pelas marés e têm grande importância no que diz respeito ao transporte de compostos orgânicos para o sistema lagunar.

2.3. HIDRODINÂMICA E CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS

O conhecimento atual sobre os mecanismos de circulação geral das águas no sistema sugere que os principais fatores condicionantes da distribuição dos sedimentos de superfície de fundo e dos processos de mistura e renovações de suas águas são as correntes de maré e as descargas de água continental, provenientes do complexo serrano próximo, e do Rio Ribeira de Iguape (Bonetti Filho e Miranda, 1997).

Bonetti Filho *et al.* (1996) afirmam que as águas marinhas entram no sistema pelo fundo, durante as marés enchentes, ressuspensando os sedimentos e deixando-os disponíveis na coluna d’água. Estes, então, podem ser incorporados aos fluxos de vazante, somados aos finos em suspensão trazidos pelos cursos d’água da região e redistribuídos em direção às desembocaduras do sistema. Este padrão de sedimentação pode ser

evidenciado ao observarem-se as feições sedimentares existentes nos canais (ilhas e esporões) que apresentam um sentido de crescimento em direção à Barra de Cananéia, ao sul da Pedra do Tombo, e para a Barra de Icapara, ao norte do Valo Grande. No Mar Pequeno, da Pedra do Tombo ao Valo Grande, as feições sedimentares possuem sentido de crescimento em ambas as direções, indicando um equilíbrio da distribuição do material sedimentar, entre as correntes de enchente e vazante (Tessler e Furtado, 1983).

O SELCI é forçado por maré semidiurna de amplitude mediana. A altura média da maré registrada na estação maregráfica da base de Cananéia é 81 cm e nas condições de sizígia e de quadratura, esta altura atinge valores de 120 e 26 cm, respectivamente (Mesquita e Harari, 1983).

No sistema lagunar a co-oscilação da maré atua através das desembocaduras de Cananéia, ao sul, e de Icapara, ao norte, ocasionado a propagação de ondas e correntes de maré associadas em sentidos opostos. Na maré de enchente, as correntes de maré que entram pela desembocadura de Cananéia movimentam-se para oeste, bifurcando para o Mar de Cananéia, onde as correntes têm sentido norte, e para a Baía do Trapandé, com sentido oeste. Nessa fase de maré, após percorrer a Baía do Trapandé, as correntes entram no Mar de Cubatão. No extremo norte da Ilha de Cananéia, as correntes bifurcam-se novamente, indo para o Mar de Cubatão (sentido sul) e para o Mar de Iguape (sentido norte).

De acordo com Miyao (1977) e Miyao *et al.* (1986) trechos desse sistema foram classificados como estuários parcialmente misturados, conforme a distribuição vertical de salinidade. O Mar de Cananéia foi classificado com o diagrama estratificação-circulação de Hansen e Rattray (1966) como tipo 2a, confirmando a classificação anterior (parcialmente misturado), porém com fraca estratificação vertical (Bonetti Filho, 1995; Miranda *et al.*, 1995).

2.4. PADRÕES DE SEDIMENTAÇÃO

A distribuição sedimentar atual em toda região lagunar de Cananéia-Iguape foi realizada por Tessler (1982), que verificou predomínio de sedimentos arenosos em, praticamente, toda a extensão do sistema (76,3%),

destacando-se as areias, que representam 56% do total de amostras analisadas. A distribuição espacial, com base na classificação do Diagrama Triangular de Shepard (1954), evidencia o predomínio de sedimentos arenosos ao longo do canal do Mar de Cananéia. Essa mesma tendência é observada ao longo do Mar de Cubatão (95%), Mar Pequeno (87%) e na Baía do Trapandé (90%) (Tessler, 1982).

Em direção a Iguape, os sedimentos tornam-se progressivamente mais finos. Próximo à cidade de Iguape, os sedimentos são geralmente arenosos, contudo quando se aproximam do Valo Grande, tornam-se silticos ou argilosos. Os depósitos de pelitos localizam-se, principalmente, entre a Pedra do Tombo e o Valo Grande, e secundariamente, nas margens convexas dos canais meandrantos e em zonas onde ocorrem quebras de energia associadas aos fluxos fluviais e às marés. Na Baía do Trapandé, constata-se gradação de sedimentos arenoso-argilosos, junto a Ilha do Cardoso para sedimentos pelíticos.

Analisando a área em sua totalidade, observa-se que a predominância de sedimentos arenosos deriva do retrabalhamento atual dos sedimentos pleistocênicos regressivos (Tessler, 1982). A fonte principal deste material arenoso está na ressuspensão a partir do fundo (ou erosão das margens) através da ação das correntes geradas pelas marés, principalmente nas ocasiões de sizígia, quando ocorre um incremento das velocidades destes fluxos (Bonetti Filho *et al.*, 1996).

O aporte de material de maior granulometria (areia) para o sistema fica, no presente, restrito às porções estuarinas e desembocaduras dos pequenos rios da região, que deságuam na área lagunar. De acordo com Bonetti Filho (1995) e Bonetti Filho *et al.* (1996), ocorre, no entanto, um aporte atual significativo de material pelítico em suspensão para o sistema através dos rios que drenam as serras localizadas ao S e SW da região, e principalmente, através do Valo Grande, a maior fonte de sedimentos para a área. O aporte de finos através do escoamento primário superficial, que ocorre de maneira mais efetiva em ocasiões de chuvas torrenciais, também não pode ser desprezado.

Toda a região sofre atualmente um forte processo de assoreamento, evidenciada pelo crescimento de feições sedimentares e deposição de finos, corroboradas pelas altas taxas de sedimentação observadas por Saito (2002).

2.5 FORMAÇÃO E INFLUÊNCIA SEDIMENTAR DO VALO GRANDE

O Rio Ribeira de Iguape, no seu trecho mais inferior, apresenta um traçado curioso, pois nas proximidades de Iguape, o leito deste rio se distancia 3 km do mar para continuar seu percurso por mais 30 km antes de desembocar no oceano (DAEE, 1989).

Para promover a ligação entre o Porto do Ribeira e o Porto de Iguape no Mar Pequeno, e facilitar o escoamento da produção de arroz do Vale do Ribeira, foi construído entre 1827 e 1852, um canal artificial denominado Valo Grande. Este canal foi originalmente aberto com 4,4 m de largura por 1,5 m de profundidade e, atualmente, apresenta 250 m de largura e 5 m de profundidade (GEOBRÁS, 1966).

Segundo Teles (1997), anteriormente à abertura deste canal, as profundidades médias não ultrapassavam 10 m, sendo forte a influência marinha através das correntes de maré. Durante os primeiros anos, as condições oceanográficas no Mar Pequeno praticamente não sofreram influências das cheias do Rio Ribeira de Iguape, que poderiam gerar processos erosivos no Valo Grande. Os sedimentos introduzidos no Mar Pequeno eram originários de desbarrancamentos nas margens do Valo Grande, e eram transportados pelas correntes de maré que avançavam pelo canal.

Entretanto, de 1860 a 1911, o Valo Grande despejou cerca de 4.200.000 m³ de areia erodida de suas margens no Mar Pequeno (GEOBRÁS, 1966), principalmente durante as cheias do Rio Ribeira de Iguape. Estes sedimentos formaram depósitos submersos ou barras no Mar Pequeno, diante da desembocadura do Valo Grande, que, gradativamente, formaram ilhas no sentido da corrente predominante.

O carreamento do material arenoso do leito e das margens do Valo Grande foi a causa principal do seu alargamento, aliado as causas secundárias locais, como as variações do nível de água pelo efeito das marés, as infiltrações de água pluvial e as ondas provocadas por ventos locais e pela passagem de embarcações. Como consequência, houve o assoreamento do Porto de Iguape e o avanço deste, rumo às desembocaduras lagunares (GEOBRÁS, 1966).

A partir de 1978, o Valo Grande foi fechado por uma barragem. Sob o ponto de vista técnico, isto resultaria em vantagens para a proteção das margens do Valo Grande, evitando erosões provocadas pelas correntes e o aporte de água doce no sistema estuarino (GEOBRÁS, 1966). O sistema estuarino pararia de receber uma grande quantidade de sedimentos finos e o Mar Pequeno provavelmente não teria as mesmas condições ecológicas que apresentava antes da abertura do Valo Grande. Neste intervalo de tempo, entretanto, ocorreram transposições de água doce por sobre a barragem e o rompimento desta, permitindo a descarga fluvial e de sedimentos em suspensão (DAEE, 1989). Atualmente, o Valo Grande encontra-se aberto, permitindo a descarga de água doce e sedimento em suspensão no sistema (Teles, 1997).

2.6. CLIMA

Dados relativos à base do IOUSP em Cananéia indicam, para uma série temporal de 25 anos (de 1956 a 1980) (Silva, 1984), que a média pluviométrica anual é de 2269 mm, sendo março (verão) o mês mais chuvoso (316 mm), e agosto (inverno) o mês mais seco (83 mm), cerca de 1/4 da precipitação média do mês de março. O mesmo autor observou que o período mais chuvoso se estende de dezembro a abril e o período mais seco de maio a novembro. Em relação às temperaturas, a média do mês mais quente (fevereiro) foi de 24,9°C e do mês mais frio (julho) de 17,8°C. De acordo com (Sant'Anna Neto, 1990), a temperatura média anual para a planície costeira de Cananéia é de 21,3°C.

O posto meteorológico de Iguape (IGGSP/Min.Agricultura), para uma série temporal de 1895 à 1965, indicou que as médias de temperatura e pluviosidade anuais foram de 21,5°C e 1555 mm, respectivamente. O mês mais quente foi fevereiro (24,7°C) e o mais frio foi julho (18,0°C). Fevereiro foi o mês mais chuvoso (320 mm), enquanto que agosto foi o mais seco (80 mm) (GEOBRÁS, 1966).