

**Universidade de São Paulo
Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”**

**Relações sedimentologia-geomorfologia-hidrologia e seus efeitos na gênese
de Espodossolos sob Restinga na Ilha Comprida-SP**

Pedro Henrique Rodrigues de Moraes Martinez

Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestre em Ciências. Área de concentração: Solos e
Nutrição de Plantas

**Piracicaba
2015**

Pedro Henrique Rodrigues de Moraes Martinez
Bacharel em Geografia

**Relações sedimentologia-geomorfologia-hidrologia e seus efeitos na gênese de
Espodosolos sob Restinga na Ilha Comprida-SP**
versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011

Orientador:
Prof. Dr. **PABLO VIDAL-TORRADO**

Dissertação apresentada para obtenção do título de
Mestre em Ciências. Área de concentração: Solos e
Nutrição de Plantas

Piracicaba
2015

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
DIVISÃO DE BIBLIOTECA - DIBD/ESALQ/USP**

Martinez, Pedro Henrique Rodrigues de Moraes

Relações sedimentologia-geomorfologia-hidrologia e seus efeitos na gênese de Espodosolos sob Restinga na Ilha Comprida-SP / Pedro Henrique Rodrigues de Moraes Martinez. - - versão revisada de acordo com a resolução CoPGr 6018 de 2011. - - Piracicaba, 2015.

157 p. : il.

Dissertação (Mestrado) - - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz".

1. Podzolização 2. Hidropedologia 3. Relação solo-paisagem 4. Matéria Orgânica Dissolvida (MOD) 5. Sistemas morfopedológicos 6. *Callichirus major* I. Título

CDD 631.44
M385r

"Permitida a cópia total ou parcial deste documento, desde que citada a fonte – O autor"

AGRADECIMENTOS

Ao Departamento de Ciência do Solo da ESALQ-USP por todo suporte prestado para realização dos trabalhos de campo, análises laboratoriais, disciplinas e bolsa de mestrado (CNPq) concedida através do PPG em Solos e Nutrição de Plantas da ESALQ-USP.

Ao meu orientador Professor Pablo Vidal Torrado por me apresentar à Pedologia. Obrigado pela confiança, ensinamentos, paciência e amizade. Ao professor Peter Buurman pelos ensinamentos e oportunidade única de trabalharmos juntos.

Ao Professor Giannini do IGc-USP pela aula de campo sobre a Ilha Comprida e de identificação de minerais pela microscopia. Ao Professor Angulo (UFPR) também pela aula de campo e ajuda na fotointerpretação. Ao geólogo e colega Carlos Guedes pela disponibilidade dos arquivos cartográficos e contribuições na discussão da morfogênese da ilha. Ao Eng. Agro. Paulo Sampaio pela autorização e apoio para realização da pesquisa em sua propriedade na Ilha Comprida.

Ao Dorival pela enorme e árdua ajuda nos trabalhos de campo. Agradeço também os funcionários da Base de Cananéia do IO, em especial Cleyton. Ao professor Miguel Cooper pelo empréstimo do medidor de NA e pela ajuda na edição de imagens no VISILOG.

Ao amigo Yeis pela ajuda no campo e nas discussões sobre a gênese do *ortstein*! Ao amigo Gabriel que colaborou nas análises de mineralogia e difração de raios-X.

Aos amigos holok-ustianos Sorto e Rogerinho pela imprescindível ajuda nos levantamentos topográficos e fitofisionômicos. Aos funcionários do Departamento: Tirolês, Rossi, Luiz, Chiquinho e em especial à Sônia pelo convívio e ajuda nas atividades de laboratórios.

À minha amiga Josi, por toda ajuda prestada, amizade e oportunidade de trabalharmos juntos no projeto de auxílio da FAPESP. Aos amigos da salinha: Negão, Jairo, Taís, Marina, Mariane, Lucas, Judith e Danilo.

Aos amigos da República Holok-usto (Bera-mar, Virgem, Taturana, Fâker, Ratuera, Fusário, Emo-rroida, Felix, Grafite e -2) que me acolheram durante a maior parte da minha estadia em Piracicaba. Ao meu amigo Germano pelo convívio durante o momento crucial de desenvolvimento da escrita da dissertação.

À minha família, em especial meus pais Salvino e Cida pelo incentivo ao retorno aos estudos. À minha amada Gabi, pelos momentos de alegria e paciência durante a execução da pesquisa.

SUMÁRIO

RESUMO.....	7
ABSTRACT.....	9
1 INTRODUÇÃO.....	11
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	13
2.1 Contexto geológico-geomorfológico regional.....	13
2.2 Morfogênese e modelos de evolução quaternária da Ilha Comprida.....	21
2.3 Fácies deposicionais e granulometria das areias na Ilha Comprida.....	26
2.4 Feições geomorfológicas de ilhas barreiras.....	29
2.5 Representações cartográficas das feições geomorfológicas de ilhas barreiras.....	31
2.6 Aspectos gerais das fitofisionomias de restinga.....	34
2.7 Solos sob vegetação de restinga: tipos e processos.....	35
3 MATERIAL E MÉTODOS.....	47
3.1 Caracterização do meio físico.....	47
3.1.1 Localização da área de estudo.....	47
3.1.2 Aspectos geológicos locais.....	47
3.1.3 Forçantes da morfodinâmica costeira (clima, regime de marés, ondas, correntes de deriva litorânea e variação do NRM).....	49
3.2 Fotointerpretação geomorfológica.....	51
3.3 Levantamento topográfico.....	53
3.4 Configuração vertical e lateral dos horizontes dos solos.....	53
3.5 Monitoramento do nível freático.....	54
3.6 Amostragem de solos.....	54
3.7 Análises laboratoriais.....	56
3.7.1 Análises granulométricas.....	56
3.7.2 Análises químicas.....	58
3.7.3 Análises da mineralogia.....	58
3.7.4 Micromorfologia de solo.....	59
3.7.5 Datações.....	60
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	63
4.1 Geomorfologia do setor sul da Ilha Comprida.....	63
4.2 Sistemas morfopedológicos do setor sul da Ilha Comprida.....	72
4.2.1 Compartimento morfopedológico I.....	72

4.2.2 Compartimento morfopedológico II.....	93
4.2.3 Compartimento morfopedológico III.....	108
4.2.4 Compartimento morfopedológico IV.....	113
4.2.5 Compartimento morfopedológico V.....	117
4.3 Evolução morfopedológica do setor sul da Ilha Comprida.....	121
5 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	127
REFERÊNCIAS.....	131
APÊNDICE.....	143

RESUMO

Relações sedimentologia-geomorfologia-hidrologia e seus efeitos na gênese de Espodosolos sob Restinga na Ilha Comprida-SP

A Ilha Comprida formou-se no Quaternário tardio e é uma ilha barreira arenosa composta de um conjunto de superfícies de rugosidade moderada à plana, nas quais se formaram Espodosolos com padrões variados de desenvolvimento e morfologia. Essa pesquisa utilizou a abordagem multiescalar, com observações e descrições através de sensoriamento remoto, topocronossequências, perfis, horizontes e seções delgadas de solo. O levantamento cartográfico com o auxílio de fotografias aéreas 1:16.000 do setor sul da Ilha Comprida permitiu mapear as feições geomorfológicas de cordões praias, áreas planas, reentrâncias de manguezais, dunas frontais (cordões eólicos), rupturas de deflação (blow-outs) e bordas de terraços. O estudo baseou-se em dois perfis transversais (leste-oeste) com 3 km de extensão, onde foi possível identificar diversas unidades de crescimento sedimentar. As transeções A-B e C-D estão situadas no interior e na falésia sul da ilha, respectivamente. Comparando-se os solos dessas transeções é possível constatar o papel desempenhado pela evolução da drenagem na formação, manutenção e degradação dos horizontes espódicos. A degradação dos horizontes espódicos da transeção C-D está ligada à abertura de canais de raízes onde se instalam fluxos preferenciais de água, somado a atividade decompositora de Acidobactérias. Foram realizados levantamentos topográficos e da configuração vertical e lateral dos horizontes dos solos das transeções, sendo instalados 14 poços de monitoramento do nível freático na transeção A-B. As informações do relevo, solo e dinâmica atual do lençol freático permitiram identificar cinco compartimentos morfopedológicos. Os compartimentos I, II e IV, com maior rugosidade do terreno, possuem Espodosolos bem desenvolvidos providos de *ortstein* na zona próxima ao limite de oscilação do lençol freático, enquanto o compartimento III é mais plano e apresenta Espodosolos Hidromórficos e Organossolos. No compartimento V, mais recente, a podzolização é incipiente. As análises de estatística da distribuição das areias e micromorfologia indicam que a granulometria e o ajuste espacial dos grãos de areia de certas camadas sedimentares, atuam no acúmulo de Matéria Orgânica Dissolvida (MOD) através do acentuado gradiente de condutividade hidráulica ou por quebra de capilaridade. O resultado é a formação de bandas e horizontes cimentados (Bhm) em determinados contatos estratigráficos. Os cordões e entre-cordões praias convergentes para à Ponta da Trinheira (sudoeste da ilha) controlam a direção dos fluxos hídricos superficiais e subsuperficiais do local, funcionando como escoadouro de MOD, cujo aporte contínuo e lateral explicaria a formação dos horizontes Bhm gigantes que sustentam o limite territorial em forma de “L”. A descida gradual e contínua do NRM e o efeito de borda na falésia sul ocorrido após sua erosão colaboraram para o dessecamento e hiperdesenvolvimento do *ortstein* deste local. O horizonte glei (2Cg) é um paleomangue e ocorre de forma pontual na face lagunar da ilha. Seu impedimento à drenagem limita o avanço da podzolização em profundidade, formando o horizonte Bhm acima do horizonte 2Cg. Algumas raízes e paleogalerias tubulares de *Callichirus major*, preenchidas por areia, promovem bioturbações capazes de condicionar o acúmulo e cimentação de MOD. As galerias formadas pelo crustáceo são holocênicas e a manutenção de seus vestígios até os dias atuais se deve ao processo de pedofossilização por podzolização.

Palavras-chave: Podzolização; Hidropedologia; Relação solo-paisagem; Matéria Orgânica Dissolvida (MOD); Sistemas morfopedológicos; *Callichirus major*

ABSTRACT

Relationships between sedimentology-geomorphology-hydrology and its effects on Spodosol genesis under Restinga vegetation at Ilha Comprida-SP

Formed since the late Quaternary period, the Ilha Comprida is made up by a set of geomorphological units depicted whether by rough or smooth surfaces, where both have Spodosols with a range of morphology and development stages. Multiscale approach has been applied through the spatial representation of topochronosequences, soil profiles, soil horizons and soil thin sections. Cartography survey of the south Ilha Comprida has been aided by aerial photos, allowed to mapping geomorphological features: beach ridge and swales; plan surfaces; coves with mangrove recesses; and edge of terrains. The study was based on two transversal profiles (east-west) with nearly 3 km of width, located at southernmost of Ilha Comprida, where there are several growth units. These transections A-B and C-D are located inland and at the cliffs, respectively. The soils from these transections show the role played by drainage conditions on formation and degradation of spodic horizon. The degradation of spodic horizons through transection C-D is linked to the preferential flow channels created by roots growth, plus by the decomposition activities of Acidobacterias. Traditional topography survey and lateral configuration of soils has been drawn to depict these transections, where 14 wells were deployed for water table monitoring (transection A-B). The relief, soil, and water table information allowed the delimiting of five morphopedologic compartments. The compartments I, II and IV has rough surfaces (higher and close beach ridges) with Spodosol well developed provided with ortstein at oscillation zone of water table, while compartment III is a flat surface with Hydromorphic Spodosol and Histosols. Compartment V is the youngest surface and has incipient podsolization. Statistic of sand grain size and micromorphology analysis indicates that granulometry and spatial sand arrangement of some sedimentary package, deal with Dissolved Organic Matter (DOM) accumulation through high hydraulic conductivity gradient or capillarity breaks. It results in formation of bands and cemented horizons (Bhm) at some stratigraphic boundaries. The presence of beach ridges and swales alignments convergent towards southwest of Ilha Comprida, plus the directions of local hydrography flows, implies that the swales are channels of DOM, which contribute to ortstein formation at Ponta da Trincheira. The slow decreasing of sea level along the Holocene, in addition to the edge effect upon erosion of the south sandy cliff, also played a role to ortstein genesis. Gley horizon (2Cg) with mineralogical assemblage similar to the soils found in the mangrove, suggest that some mangroves has been buried by the coastal dynamics typical in infra-tidal environment. Currently, these buried horizons occur locally and plays a impediments for drainage, which is expressed in accumulation and cementation by organic matter (Bhm horizon). Some roots and *Callichirus major* fossils entail bioturbation that also enable accumulation and cementation of DOM. This microfossils might have been preserved through pedofossilization by the podsolization process itself.

Keywords: Podsolization; Hydropedology; Soil-landscape relationships; Dissolved Organic Matter (DOM); Morphopedological systems; *Callichirus major*

1 INTRODUÇÃO

A Ilha Comprida constitui um verdadeiro laboratório para estudos do Quaternário tardio (ALMEIDA; SUGUIO, 2012). Trata-se de uma ilha barreira arenosa formada nos últimos 6.000 anos antes do presente. Suas formas de relevo são relativamente planas e definidas pelos cordões e entre-cordões praias, áreas alagadas e dunas. A paisagem na Ponta da Trincheira (sudoeste da ilha) é marcada pela presença de Espodossolos com horizonte Bhm (*ortstein*) hiperdesenvolvido que chega a ter 2 a 4 metros de espessura, conhecido localmente como “piçarro”.

O desenvolvimento da vegetação de restinga, o clima super-úmido e o substrato arenoso favorecem a podzolização na Ilha Comprida, onde os solos possuem grande variabilidade vertical e lateral. Nestas condições é possível identificar padrões morfológicos de Espodossolos, possivelmente associados às variações de sedimentação, relevo e hidrologia.

Embora os solos da Ilha Comprida já tenham sido caracterizados (COELHO et al., 2010a, 2010b, 2012), ainda há lacunas no entendimento da correlação entre os perfis pedológicos. Além disso, nota-se a ausência de estudos consistentes sobre o papel da morfoestratigrafia na gênese e variação lateral dos solos na Ilha Comprida.

A hipótese deste estudo é que as variações laterais dos solos na Ilha Comprida estão diretamente relacionadas à circulação da Matéria Orgânica Dissolvida (MOD), cuja dinâmica seria condicionada por fatores morfoestratigráficos que controlam a variação do lençol freático. Evidências de bandas de cimentação de matéria orgânica seguindo a orientação de algumas fácies de deposição sugerem um controle estratigráfico na circulação de MOD.

A bioturbação provocada por raízes parece ter relação com a morfologia dos Espodossolos, particularmente quando a drenagem é boa. Além disso, galerias tubulares construídas no passado pelo crustáceo chamado de “corrupto” (*Callichirus major*), demonstram que o nível do mar estava mais elevado e tais galerias foram afetadas posteriormente pela podzolização, embora a dinâmica e a cronologia dos processos não seja ainda clara.

Para compreender os mecanismos de gênese e da relação solo-paisagem na Ilha Comprida é preciso conhecer sua história geológica e geomorfológica, observando desde a macroescala das transeções laterais da ilha (A-B e C-D), passando pela escala da vertente até chegar aos espaços intersticiais dos poros e do ajuste espaciais dos grãos de areia. Deste modo, as interpretações pedológicas neste trabalho estão baseadas em modelos geológico-geomorfológicos; mapeamentos do terreno com fotografias aéreas e verificação de campo;

desenhos da variação lateral e vertical dos horizontes do solo em catenas (topocronossequências); análises estatísticas da distribuição das areias; e micromorfologia de amostras indeformadas de solo.

A circulação da MOD ao longo da paisagem, nos contatos estratigráficos e em feições com bioturbações permitem elucidar as causas das variações laterais e horizontais na morfologia dos Espodossolos em ambientes costeiros.

Em suma, este trabalho tem como objetivo geral verificar como as condicionantes do relevo, da estratigrafia e da hidrologia podem explicar a gênese e morfologia de Espodossolos na Ilha Comprida. Para tanto, os objetivos específicos abrangem o conjunto de ações para o entendimento da morfogênese e da estratigrafia da ilha, considerando a compartimentação do relevo e solos (morfo-pedológica), bem como a identificação das estruturas sindeposicionais marcadas por camadas com variações abruptas de granulometria e ajuste de grãos de areia.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Contexto geológico-geomorfológico regional

A província costeira do estado de São Paulo é constituída por duas unidades geomorfológicas principais: (i) Serranias Costeiras do Embasamento Pré-cambriano e (ii) Baixadas Litorâneas de Sedimentos Quaternários (ALMEIDA, 1974; SOUZA; SUGUIO, 1996). A Ilha Comprida está inserida nas Baixadas Litorâneas e é uma ilha barreira arenosa holocênica, cuja formação se iniciou há entorno de 6.000 anos antes do presente – AP (GIANNINI et al., 2009; GUEDES et al., 2011). Ela pertence ao grande complexo estuarino-lagunar Cananéia-Iguape, localizado no litoral sul do estado de São Paulo, também denominado de compartimento morfodinâmico I (Figura 2.1) por Souza e Suguio (1996).

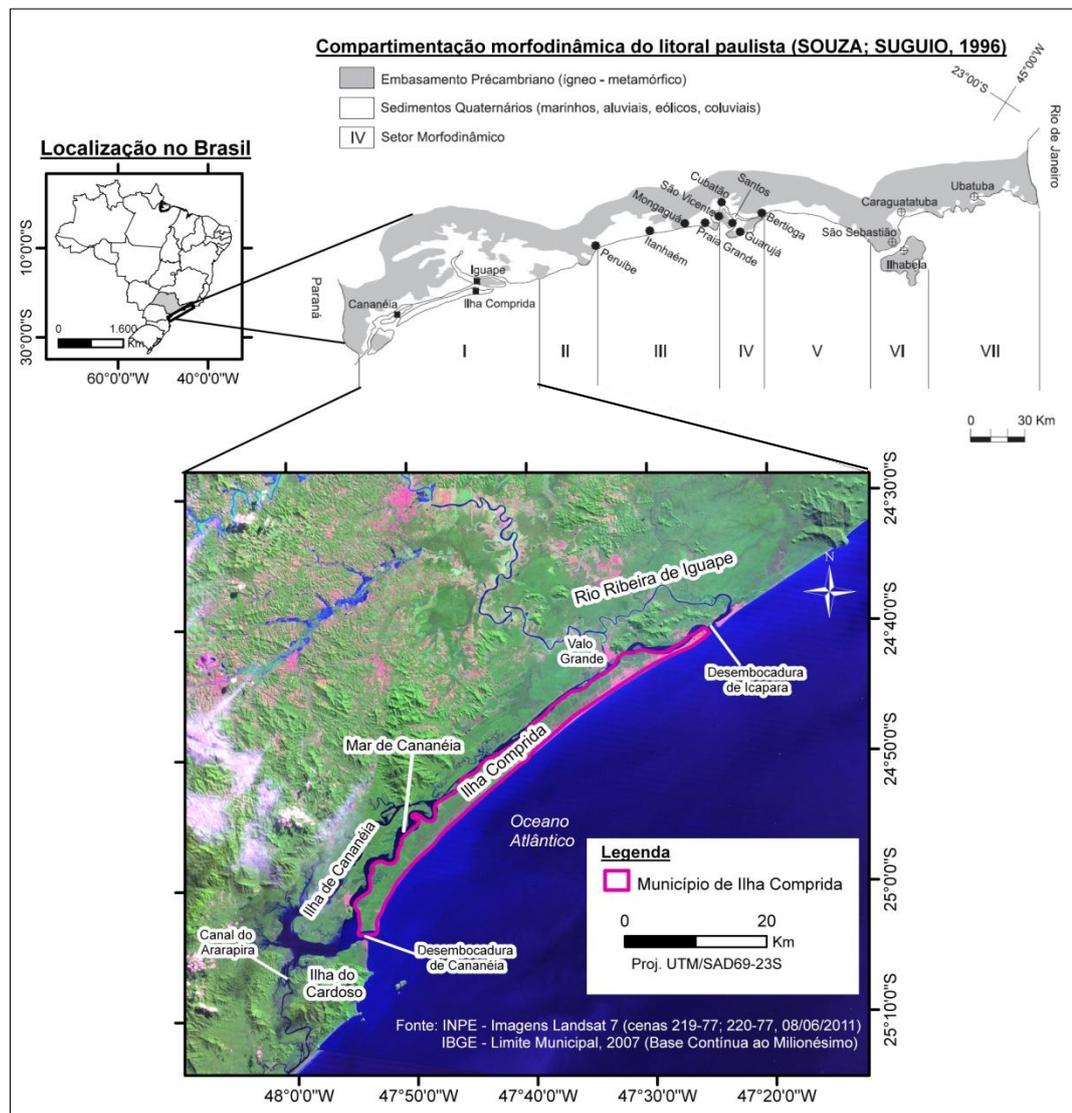


Figura 2.1 – Localização da Ilha Comprida na compartimentação morfodinâmica do litoral paulista

Com 63 km de comprimento por 3 a 5 km de largura, a Ilha Comprida está disposta no sentido SW-NE, sendo delimitada por duas desembocaduras conforme indicado na Figura 1. A desembocadura de Icapara, a nordeste, corresponde à foz do rio Ribeira de Iguape, conhecido como o maior rio da costa paulista (GEOBRÁS, 1966; SOUZA; SUGUIO, 1996; GIANNINI et al., 2009; NASCIMENTO JR. et al., 2008). A desembocadura de Cananéia, a sudoeste, corresponde ao limite sul deste complexo, definido pela confluência do Mar de Cananéia com o Canal de Ararapira, próximo à divisa territorial dos estados de São Paulo e Paraná (SUGUIO; PETRI, 1973; TESSLER, 1988).

No litoral sul do estado de São Paulo, a Serra do Mar está disposta mais afastada da linha de costa, fazendo com que o complexo estuarino-lagunar Cananéia-Iguape espraie-se de forma mais ampla do que nos demais compartimentos morfodinâmicos do litoral paulista (Figura 1). Por outro lado, no litoral norte, as Serranias Costeiras muitas vezes correspondem a grandes promontórios rochosos em contato direto com o mar (SOUZA; SUGUIO, 1996; TESSLER; GOYA, 2005).

Como resultado desta configuração da Serra do Mar, o complexo estuarino-lagunar Cananéia-Iguape forma um vasto “crescente” com aproximadamente 130 por 40 quilômetros, cobrindo uma superfície de mais de 2.000 km² (MARTIN; SUGUIO, 1976; NASCIMENTO et al., 2008; GIANNINI et al., 2009). A conjuntura morfoestrutural e morfoescultural gerou um anfiteatro de erosão fluvial remontante, entalhado por cursos d’água da bacia do baixo rio Ribeira de Iguape (SOUZA; SUGUIO, 1996; GUEDES, 2009; GIANNINI et al., 2009). Sobre o controle da morfodinâmica costeira atual e pretérita, houve a formação de diversos sistemas deposicionais, tais como ilhas barreiras, terraços marinhos e flúvio-marinhos, manguezais, canais lagunares, pântanos salobros, planícies alagadas e depósitos eólicos (SUGUIO e TESSLER, 1992; SOUZA; SUGUIO, 1996; NASCIMENTO JR. et al, 2008).

Os limites deste anfiteatro estão dispostos na mesma orientação da estrutura geológica regional (Figura 2.2). O limite norte possui orientação WNW e corresponde à mesma direção do bloco estrutural ao sul das falhas de Itarari e Cubatão, local onde o rio São Lourenço está encaixado (GIANNINI et al., 2009; GUEDES, 2009). O limite oeste é composto por formas menos lineares e com escalonamento nas direções NW e NE, estabelecidas e reativadas desde o Mesozóico a partir do arco do Atlântico Sul (GIANNINI et al., 2009).

A geologia estrutural deste complexo estuarino-lagunar foi descrita como um sistema de blocos do embasamento cristalino inclinados com mergulho para NW associados à Falha de Cubatão, de tal forma que Souza (1995) identificou o Gráben de Cananéia. Este gráben

apresenta contato entre a estrutura cristalina da Serra do Mar e o bloco basculado da planície costeira, bem como um subsistema de falhas com forças endógenas de diferentes potenciais gravimétricos (Figura 2.3) (SOUZA; TESSLER; GALLI, 1996). Desta forma, toda ou parte da planície costeira pode ter sofrido neotectonismo com ativação de falhas antigas associadas ao *rift* da Serra do Mar, fato que poderia ter provocado ou não processos epirogenéticos durante o Cenozóico (SOUZA; TESSLER; GALLI, 1996).

Os embasamentos submersos com alto gravimétrico (Figura 2.3) funcionaram como obstáculos fisiográfico à deposição sedimentar marinha via correntes de deriva vinda de sudeste. Esses embasamentos influenciaram o padrão de crescimento longitudinal e transversal da ilha, bem como a orientação dos alinhamentos de cordões praias (GUEDES et al., 2011).

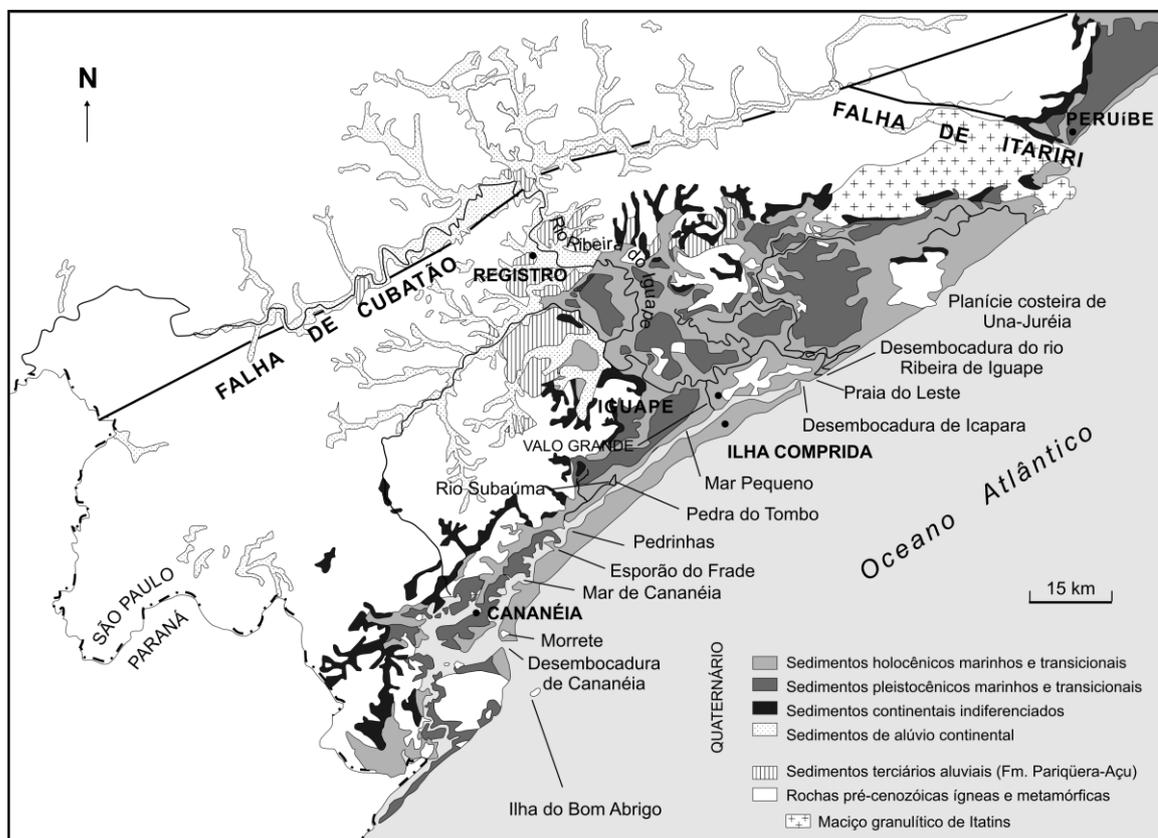


Figura 2.2 – Geologia regional do complexo estuarino-lagunar Cananéia-Iguape (GUEDES, 2009)

As rochas pré-Cenozóicas indicadas na Figura 2.2 pertencem à unidade geomorfológica das Serranias Costeiras, situada na borda do anfiteatro do complexo estuarino-lagunar, sobretudo em morros ou em afloramentos do rio Ribeira de Iguape (GIANNINI et al., 2009). Elas são constituídas por maciços granitóides de rochas ígneas, bem como litotipos metamórficos de gnaisses, migmatitos e micaxistos (ALMEIDA et al., 1981;

GIANNINI et al, 2009). Destaca-se a presença de rochas intrusivas alcalinas neocreatáceas, tal como o sienito que aflora e sustenta o Morrete situado na porção sudoeste da Ilha Comprida, bem como o Morro de São João em Cananéia, localizado próximo à Base Dr. João de Paiva Carvalho do Instituto Oceanográfico em Cananéia (ALMEIDA et al., 1981; SPINELLI; GOMES, 2008; GUEDES, 2009).

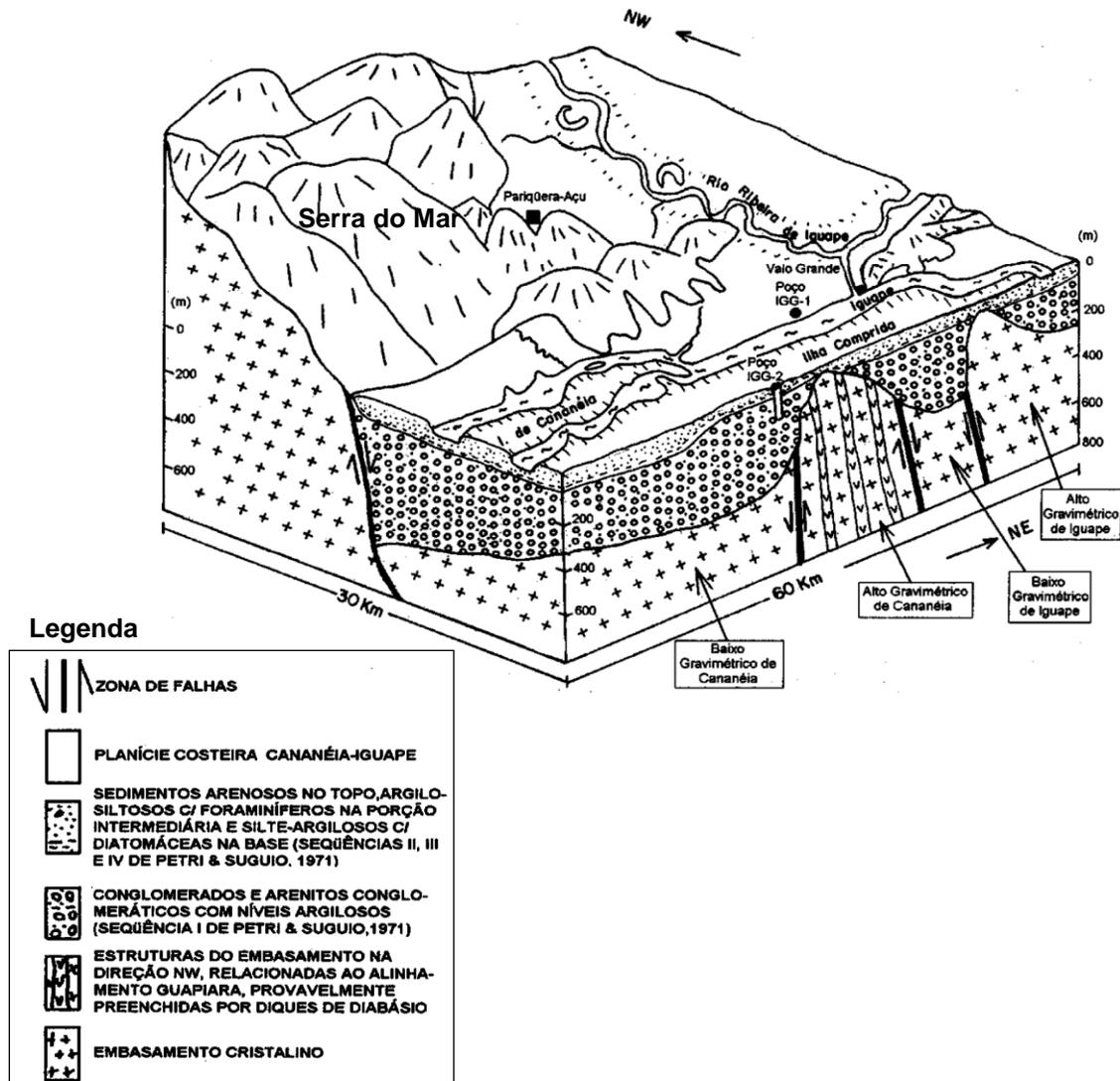


Figura 2.3 - Bloco-diagrama das feições estruturais na planície costeira Cananéia-Iguape (SOUZA, 1995)

As Baixadas Litorâneas do complexo estuarino-lagunar são constituídas por unidades litoestratigráficas Cenozóicas, em ordem cronológica da mais antiga para a mais recente: Formação Pariquera-Açu, Formação Cananéia e Formação Ilha Comprida (SUGUIO; PETRI, 1973; SUGUIO; MARTIN, 1978a, 1978b; NASCIMENTO et al., 2008; GUEDES, 2009).

A Formação Pariquera-Açu é de origem continental e possui contato com o embasamento cristalino, sendo possivelmente correlata à Formação Alexandra enquadrada no

Mioceno (MELO, 1990; ANGULO, 1992). Os depósitos fluviais, lacustres e de leques aluviais desta formação são constituídos por orto e paraconglomerados, bem como sedimentos argilosos e arenosos (MELO, 1990).

A Formação Cananéia foi caracterizada por Suguio e Petri (1973) através de duas sondagens de 56 e 167 metros de profundidade. Esses autores identificaram quatro “sequências litológicas”, sendo, da base para o topo: (i) até 118 metros de espessura, camadas arenosas e conglomeráticas, com argilas subordinadas; (ii) até 14 metros de espessura, sedimentos siltico-argilosos; (iii) até 12 metros de espessura, areias siltosas; (iv) até 30 metros de espessura, areia fina muito bem selecionada. De acordo com evidências de microfósseis, as sequências (ii) e (iii) foram caracterizadas como ambientes de formação de água salobra e marinha, respectivamente.

A Formação Cananéia foi oficialmente enquadrada como Pleistocênica pela correlação com os corais do litoral do estado da Bahia, datados de 120.000 anos AP, período correspondente ao estágio interglacial Riss/Würm (SUGUIO; MARTIN, 1978a; NASCIMENTO, 2006; GUEDES, 2009). Suguio e Martin (1978a) dataram restos de madeira e exoesqueletos de carbonatos por ^{14}C na região de Cananéia e indicaram idades mais antigas que 30.000 anos A. P. (limite máximo do método de datação por ^{14}C). Ademais, na sequência arenosa (iv) de Suguio e Petri (1973), foram encontrados tubos fósseis de *Callichirus major*, muito similares a icnofósseis de *Ophiomorpha nodosa*, os quais viviam em maré baixa, evidenciando NRM mais alto que o atual, quando houve a deposição das areias pleistocênicas em ambiente praiial (Figuras 4.4 e 4.5).

De acordo com Pryor (1975), as galerias de *Callichirus major* possuem dois sistemas principais: (i) sistema horizontal com tuneis entrelaçados (labirinto) localizados a 2-4 metros de profundidade; (ii) sistemas de veios verticais que conectam o sistema horizontal com a superfície (Figura 2.4). Rodrigues e Shimizu (1997) relatam sistemas parecidos, porém, com veios verticais de 40 cm, composto de pequeno orifício de forma cônica na terminação junto à superfície, assemelhando-se a uma pequena chaminé de vulcão.

A construção de galerias de *Callichirus major* parece ser sustentada por muco gelatinoso de polissacarídeos (BROMLEY, 2012) ou colofanita (fosfato de cálcio amorfo) (RODRIGUES; SHIMIZU, 1997). Esse material epóxi deve ser produzido através da filtragem de séston e posterior aplicação nas paredes das galerias (POHL, 1946; BROMLEY, 2012). A construção dessas galerias provoca bioturbação na parede do canal por onde transita e vive o crustáceo (HEINBERG, 1974). Além disso, o *Callichirus major* promove

selecionamento de sedimentos ao retirar grãos maiores no momento da escavação e construção das paredes das galerias (RODRIGUES; SHIMIZU, 1997).

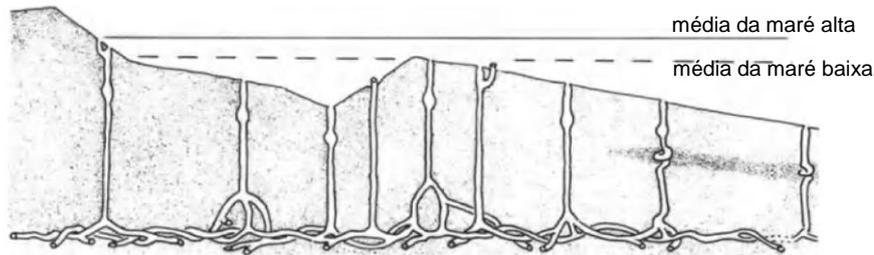


Figura 2.4 - Perfil praiado com 3 ou 4 metros de altura, mostrando o sistema de galerias de *Callichirus major* na zona de oscilação da maré (FREY; HOWARD; PRYOR, 1978; apud BROMLEY, 2012)

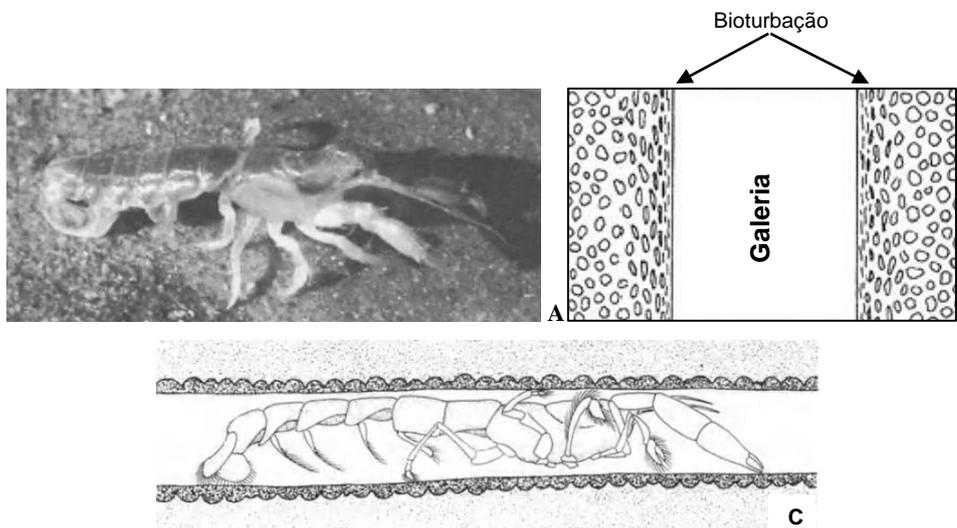


Figura 2.5 – A: fotografia de *Callichirus major*; B: esquema de galeria mostrando a bioturbação na parede do canal escavado; C: esquema com o *Callichirus major* no interior da galeria e o padrão rugoso e liso na parte externa e interna do canal, respectivamente (BROMLEY, 2012)

De forma geral, os animais marinhos que formam galerias tubulares aumentam a estabilidade do substrato arenoso, de maneira a causar cimentação por material orgânico na interface deposicional (RHOADS; YOUNG, 1971; FEATHERSTONE; RISK, 1977). Essas alterações podem colaborar com preservação de icnofósseis (BROMLEY, 2012).

A morfogênese da Formação Cananéia está associada à Transgressão Cananéia, quando o mar atingiu o sopé da Serra do Mar nesta região, depositando as areias transgressivas e recobrendo uma formação argilosa de ambiente transicional (SUGUIO; PETRI, 1973; SUGUIO; MARTIN, 1978a). Com a posterior descida do mar durante o último máximo glacial (de 83.000 a 11.000 anos AP), houve a formação de terraços marinhos e

cordões praias regressivos, também denominados de cordões de primeira geração (SUGUIO; MARTIN, 1976). O recuo do mar chegou a até 110 metros abaixo do nível atual a 17.000 anos AP (ápice da glaciação Wisconsiniana). Neste momento houve a formação de vales profundos que foram entalhados pela drenagem continental, promovendo a erosão parcial dos depósitos marinhos pleistocênicos.

A Formação Ilha Comprida é constituída pelos sedimentos holocênicos depositados em ambiente regressivo após a Transgressão Santos, quando o nível relativo do mar atingiu um máximo de 4 metros acima do atual a 5.100 AP (SUGUIO; MARTIN; FLEXOR, 1976). Este evento transgressivo intensificou a erosão e o retrabalhamento de parte dos cordões e entre-cordões pleistocênicos (SUGUIO; MARTIN, 1976). Por outro lado, após o evento transgressivo do Holoceno (5.100 AP) houve a fase regressiva que construiu cordões e entre-cordões praias presentes na região, também denominados de cordões de segunda geração (SUGUIO; MARTIN, 1976; SUGUIO; MARTIN, 1994).

Com base em datações por vermetídeos, Angulo et al. (2006), sugeriram uma nova curva de variação do NRM durante Holoceno. Esses autores apresentaram uma curva para a região de Cananéia, na qual há uma descida suave e progressiva após o máximo (3+1m acima do atual NRM) ocorrido entre 5.800 e 5.000 anos AP (Figura 2.6). Desta forma, não seria possível que houvesse cordões de primeira e segunda geração, uma vez que não teria oscilação significativa do NRM para erodir e formar cordões distintos. Em suma, os cordões praias da Formação Ilha Comprida devem pertencer a um mesmo evento de descida do NRM, conforme evidenciado pela similaridade do padrão geométrico de seus alinhamentos encurvados para nordeste (GUEDES et al., 2011).

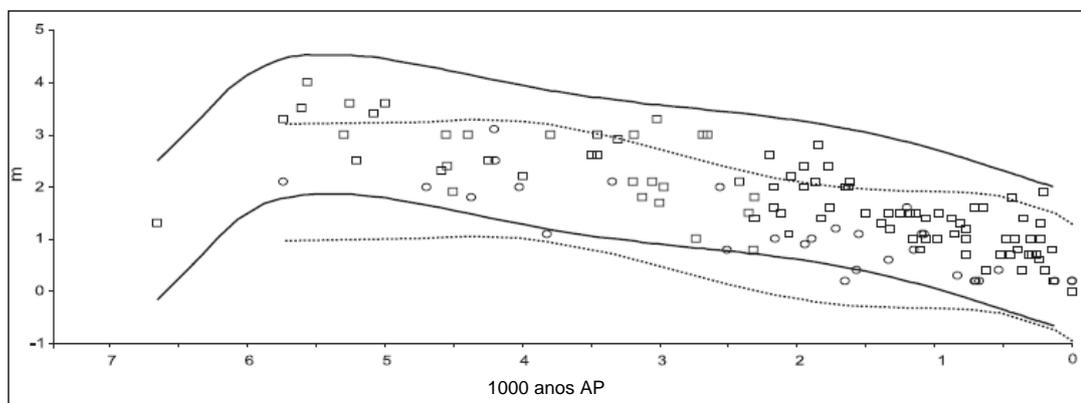


Figura 2.6 - Variação do NRM durante o Holoceno para a costa brasileira 28° norte (linha sólida e quadrados) e 28° sul (linha pontilhada e círculos), baseado em amostras de vermetídeos (ANGULO et al., 2006)

As areias finas e muito finas de origem marinha são os principais sedimentos que formam os depósitos holocênicos da Formação Ilha Comprida (SUGUIO; MARTIN, 1994; GIANNINI et al., 2009). Também ocorrem dunas com depósitos arenosos de origem eólica, bem como sedimentos areno-argilosos de origem fluvio-marinha e fluvio-estuarina em áreas de paleolagunas e baías (SUGUIO; MARTIN, 1976, 1994; NASCIMENTO et al., 2008).

Um perfil representativo do complexo estuarino-lagunar Cananéia-Iguape foi desenhado por Martin e Suguio (1976), oferecendo uma boa imagem da distribuição espacial desses depósitos (Figura 2.7). Nota-se que os sedimentos Quaternários ocorrem da linha de costa até o contato com a Formação Pariquera-Açu e esta até o contato com o sopé das Serranias Costeiras do Embasamento Cristalino. As areias marinhas pleistocênicas e holocênicas estão incluídas na mesma unidade, no entanto, estes autores destacaram que a Formação Cananéia aflora no sudoeste da Ilha Comprida (Ponta da Trincheira), onde haveria um remanescente da “porção erodida” pela Transgressão Santos. Contudo, datações por ^{14}C de um tronco enterrado, bem como de sedimentos quartzosos por Luminescência Ópticamente Estimulada (LOE), localizadas na porção sudoeste da ilha, demonstram que não são depósitos pleistocênicos e sim holocênicos (GIANNINI et al., 2003, 2009; GUEDES et al., 2011).

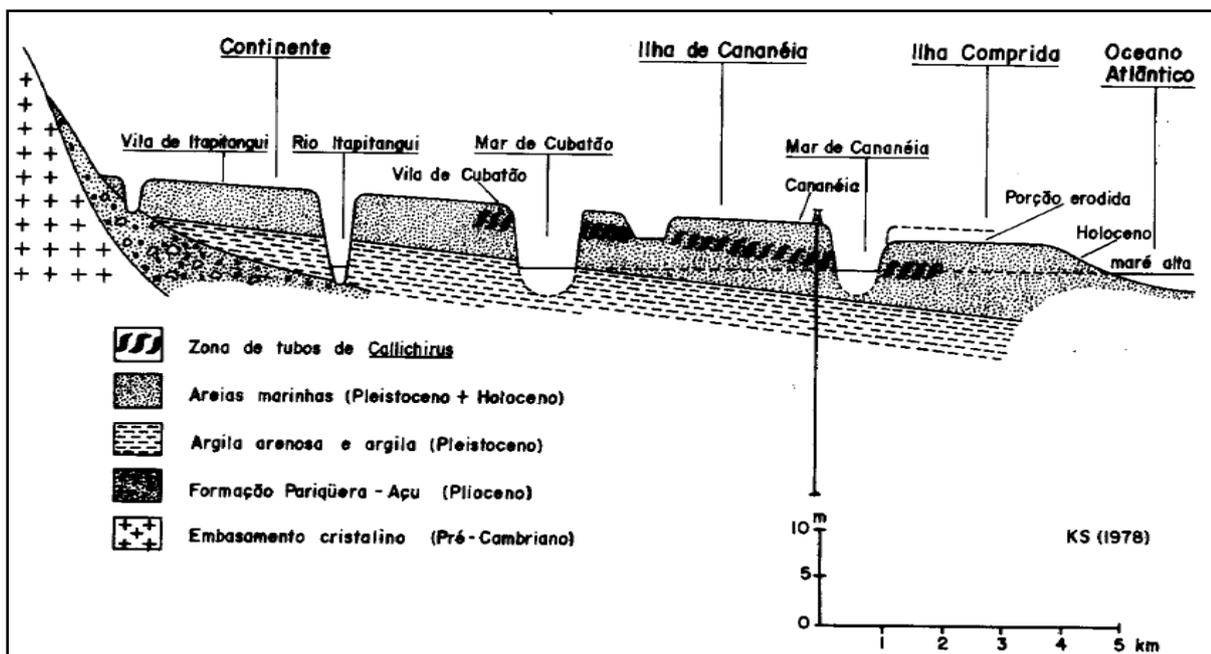


Figura 2.7 – Perfil interpretativo do oceano ao embasamento cristalino do complexo estuarino-lagunar Cananéia-Iguape (MARTIN; SUGUIO, 1976)

2.2 Morfogênese e modelos de evolução quaternária da Ilha Comprida

O modelo de Geobrás (1966) propõe a evolução da Ilha Comprida em seis fases (Figura 2.8). A “fase inicial” corresponde a uma porção de terra que foi separada do continente após uma captura de drenagem, quando a Ilha de Cananéia também teria se formado. Na “primeira fase” haveria um alargamento dos leitos dos cursos d’água, seguido por um crescimento longitudinal para nordeste durante a “segunda fase”. Segundo Geobrás (1966), a deposição de sedimentos marinhos da corrente de deriva de sudeste encontrou um obstáculo na porção norte da Ilha (morros de Iguape), promovendo um crescimento transversal da ilha na “terceira e quarta fase”.

Na “fase atual” ocorreu a superação do obstáculo fisiográfico dos morros de Iguape, favorecendo a deposição em direção à barra do rio Ribeira de Iguape. Fato que foi acelerado com a abertura do Valo Grande (GEOBRÁS, 1966).

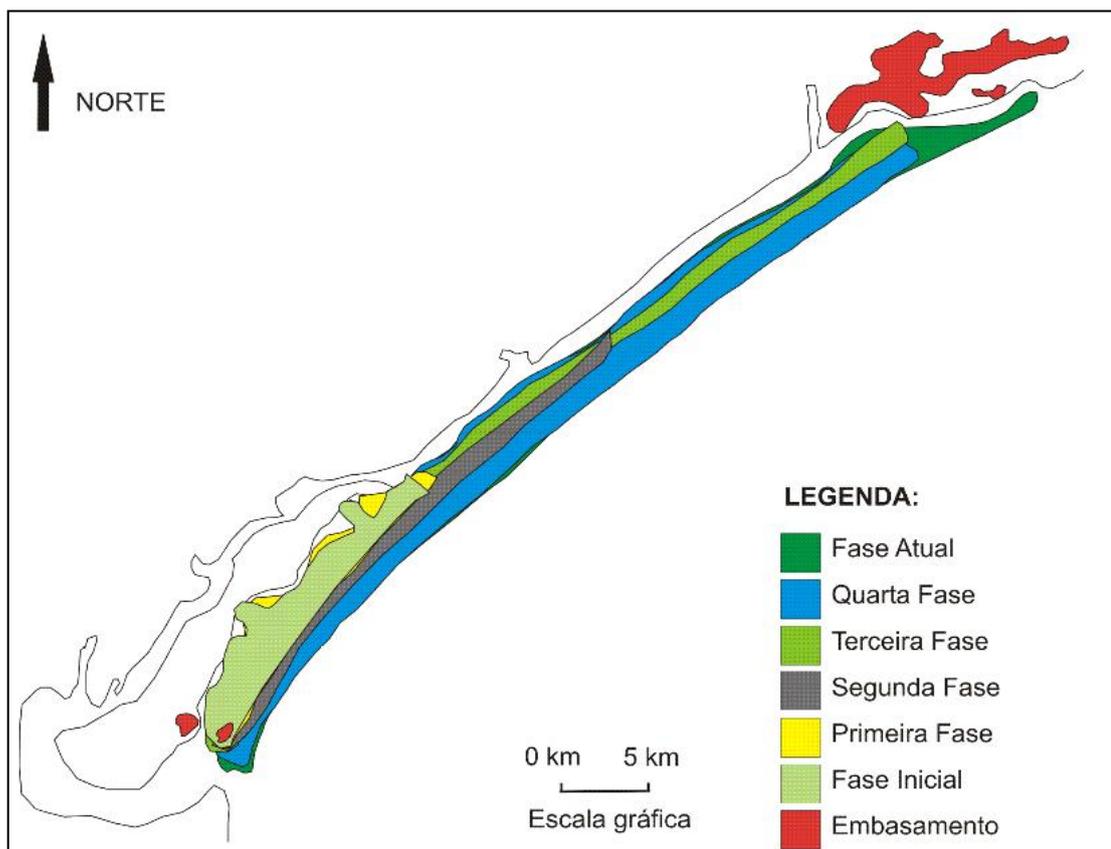


Figura 2.8 – Modelo de evolução da Ilha Comprida (GEOBRÁS, 1966 apud GUEDES, 2009)

O modelo de Martin e Suguio (1978) ressalta que haveria inicialmente uma pequena porção de “ilha primitiva” pleistocênica no sudoeste da Ilha Comprida, a qual foi erodida parcialmente com a subida do NRM no Holoceno, a 5.100 anos AP (Figura 2.9). Desta forma,

de acordo com Martin e Suguio (1978) no sudoeste da Ilha Comprida (Ponta da Trincheira) existiria um remanescente da Formação Cananéia que foi retrabalhado, mas que ainda exhibe os cordões praias pleistocênicos, denominados de cordões praias de primeira geração. No centro da ilha, ocorreu o aplainamento da superfície onde se encontra uma área pantanosa, a qual constitui a porção erodida pela Transgressão Santos. Finalmente, na “fase três” houve a formação de cordões praias holocênicos regressivos, sendo denominados de cordões praias de segunda geração.

Esses autores utilizaram critérios de altitude, nitidez de alinhamentos de cordões praias e presença de piçarras (horizonte Bhm dos Espodosolos) para designar os sedimentos pleistocênicos da Formação Cananéia (GUEDES, 2009).

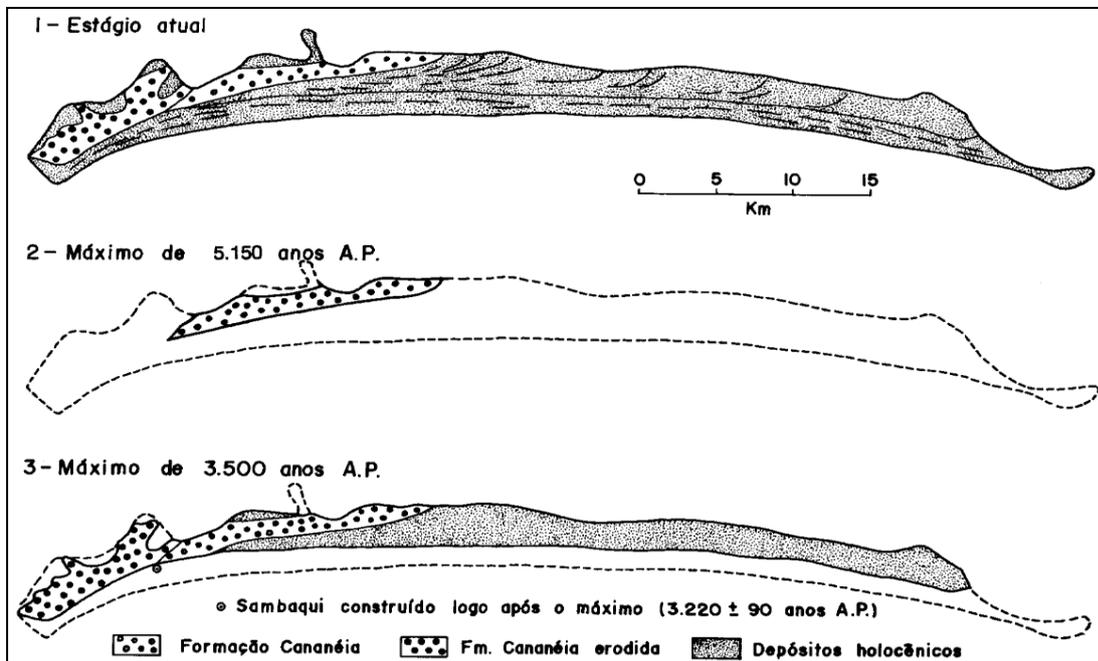


Figura 2.9 – Modelo de evolução quaternária da Ilha Comprida proposto por Martin e Suguio (1978)

Os modelos de evolução mais recentes propostos por Giannini et al. (2009) e Guedes et al. (2011) estão baseados nos padrões geométricos de alinhamento dos cordões praias, taxas de acumulação de sedimentos, fácies deposicionais e datações por Luminescência Opticamente Estimada (LOE) e ^{14}C . Além disso, esses modelos estão apoiados na curva de variação do NRM proposto por Angulo (2006), que prevê uma descida suave e contínua do NRM durante o Holoceno.

Guedes et al. (2011) demonstraram a importância do controle fisiográfico de embasamentos de morros pré-Cenozóicos submersos na retenção de sedimentos e, conseqüentemente, sua influência nas componentes de crescimento transversal para sudeste e

longitudinal para nordeste. Ademais, foi ressaltado que as taxas de crescimento da ilha também foram influenciadas pelas variações climáticas no Holoceno tardio e pela abertura do Valo Grande em 1852 DC.

Guedes et al. (2011) mapeou seis unidades de crescimento através da fotointerpretação dos padrões geométricos de alinhamentos de cordões praias (Figura 2.10). A unidade 1, na porção interior da ilha, pode ter vivenciado uma fase transgressiva devido a evidências de fácies argilosas (paleolagunas) sobre fácies arenosas de estratigrafia cruzada de inframaré e sob areias com plano-paralelas (GIANNINI et al., 2009). Poucos cordões praias foram identificados na fotointerpretação devido à vegetação densa nesta unidade, a qual consiste na mesma área definida como pleistocênica por Martin e Suguio (1978). No entanto, datações por LOE (protocolo SAR) indicam 6.041 anos como a idade mais antiga de sedimentação (GUEDES et al., 2011). Além disso, Angulo et al (2006) apresenta datações por ^{14}C de restos de madeira imersos em fácies argilosas que possuem idades de 7.659 e 6.050 anos AP, reforçando a hipótese de evolução holocênica da ilha como uma barreira inicialmente transgressiva.

O crescimento das unidades 2 e 3 de Guedes et al. (2011) tiveram o controle fisiográfico dos embasamentos dos Morros de Pedrinhas e Pedra do Tombo. Inicialmente, os Morros de Pedrinhas funcionaram como um obstáculo à deposição dos sedimentos trazidos de sudeste, fomentando um crescimento transversal predominante até que este obstáculo fosse superado e em seguida passasse a ter um crescimento longitudinal.

O mesmo ocorreu com o obstáculo promovido pelos embasamentos do Morro Pedra do Tombo (GUEDES et al., 2011). Desta forma, as unidades 2 e 3 tiveram, alternadamente, crescimento transversal e longitudinal. Por outro lado, a unidade 4 não teve obstáculo fisiográfico até a deposição sedimentar alcançar os morros de Icapara (Iguape), portanto, esta unidade vivenciou um crescimento predominantemente longitudinal, conforme mostram as Figuras 2.10 e 2.11 (GUEDES et al., 2011). As unidades 5 e 6 passaram por crescimento transversal acentuado pelo obstáculo dos Morros de Icapara e pela abertura do Valo Grande, respectivamente (GUEDES et al., 2011).

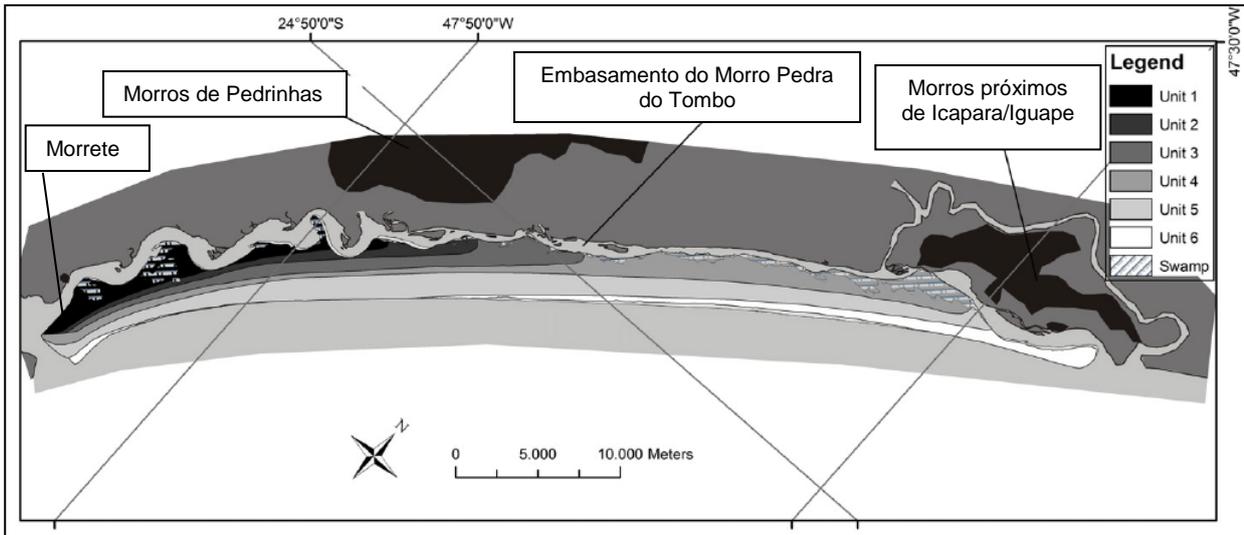


Figura 2.10 – Unidades de crescimento da Ilha Comprida proposto por Guedes et al. (2011)

De acordo com a Figura 2.11, a deposição regressiva intensificou após a sutil e contínua descida do NRM, quando a taxa de acumulação de sedimentos ultrapassou as taxas de criação de espaço de acumulação (GIANNINI et al., 2009). Nota-se que o crescimento em área foi maior devido: (i) obstáculos fisiográficos; (ii) aumento do jato na desembocadura de Icapara com a abertura do Valo Grande; (iii) intensificação dos ventos de sul (pequena era do gelo) (GIANNINI et al., 2009; GUEDES et al., 2011). Em suma, o modelo de evolução quaternário da Ilha Comprida foi elaborado com cinco fases de crescimento conforme apresentado na Figura 2.12.

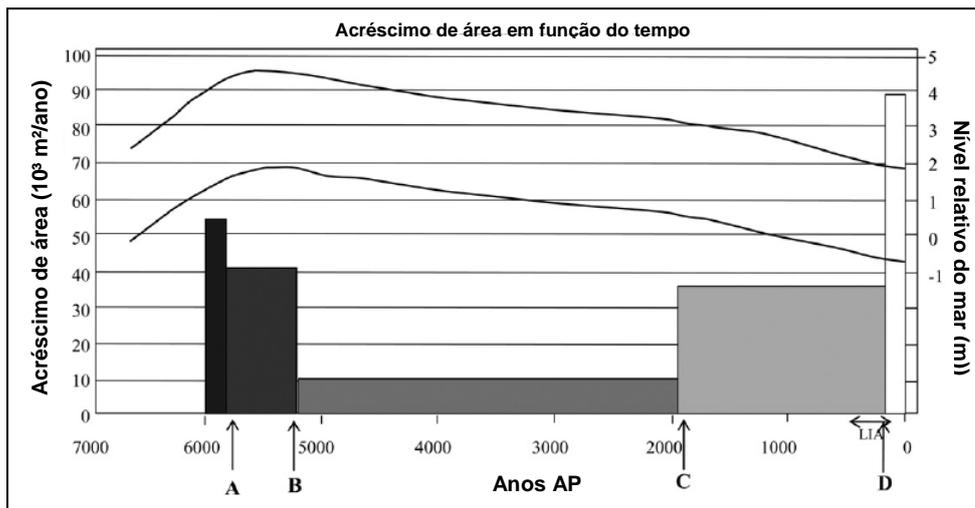


Figura 2.11 – Acréscimo de área versus tempo. Linhas contínuas: curvas de variação do nível relativo do mar por Angulo et al. (2006). A: fim do bloqueio pelos Morros de Pedrinhas. B: fim do bloqueio pelo morro Pedra do Tombo. C: começo do bloqueio dos morros de Iguape. D: fim do bloqueio dos morros próximo a Iguape e abertura do Valo Grande. LIA: pequena era do gelo (1450-1850 DC) (GUEDES et al., 2011)

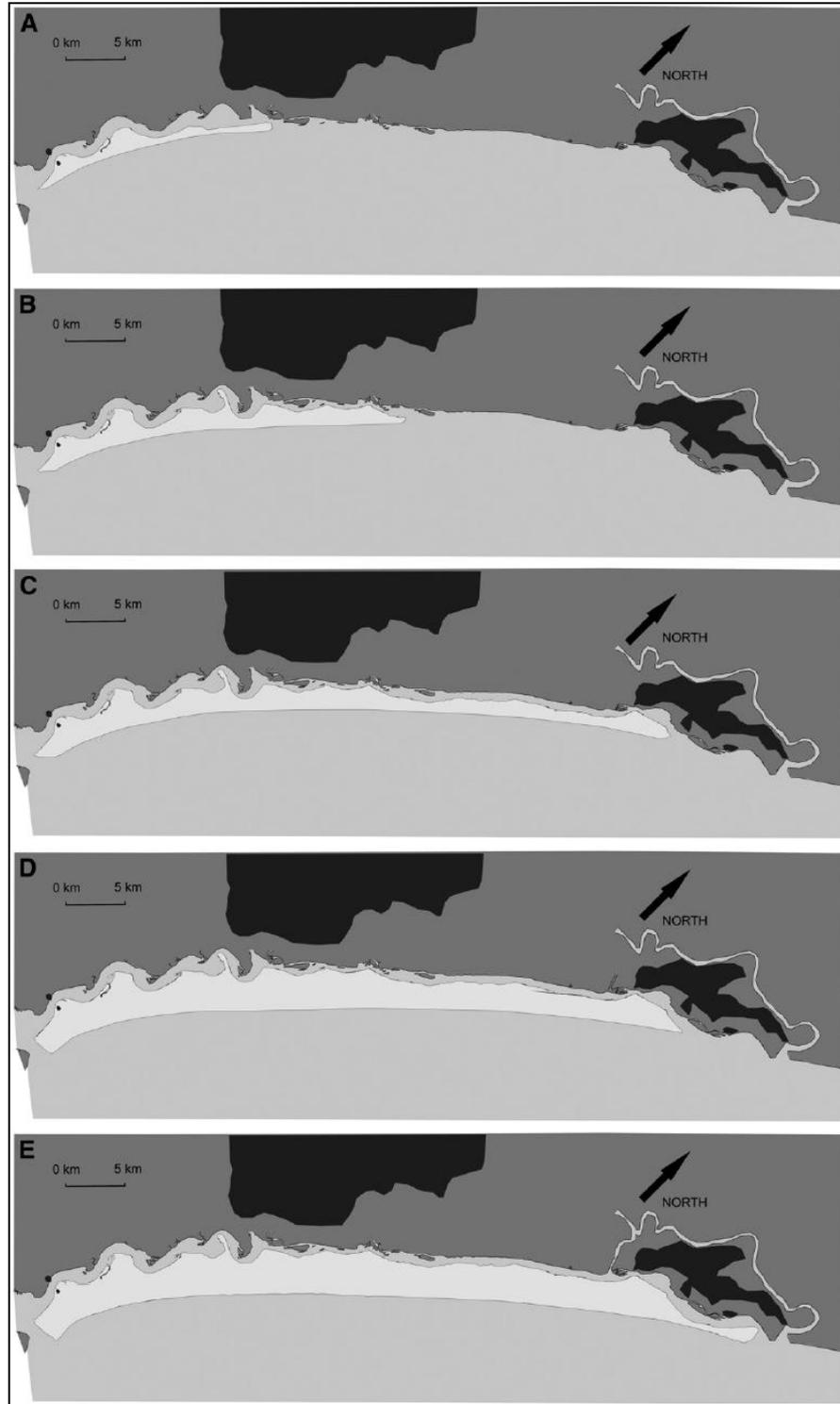


Figura 2.12 – Evolução da Ilha Comprida de 6.000 anos AP até o presente. A: Barreira transgressiva a 6.000 anos AP. B: Em 5.000 anos AP depois de crescimento longitudinal (superação dos Morros de Pedrinhas) seguido do transversal (bloqueio do Morro Pedra do Tombo). C: Em 1900 anos AP depois da superação do Morro Pedra do Tombo e intenso crescimento longitudinal até chegar ao bloqueio dos Morros de Iguape. D: Em 200 anos AP, depois do crescimento transversal pelo bloqueio dos Morros de Iguape. E: Situação atual com crescimento longitudinal (GUEDES et al., 2011)

Embora a fase pleistocênica da Ilha Comprida seja contestada através de datações por radiocarbono (ANGULO et al., 2009; GIANNINI et al., 2009), a origem da Ilha Comprida ainda não possui uma hipótese comprovada, valendo-se de três principais possíveis origens: (i) esporão arenoso ancorado no Morrete; (ii) presença de praias ao redor do Morrete; (iii) barreira arenosa anexada aos depósitos pleistocênicos da Ilha de Cananéia (GIANNINI et al., 2009; GUEDES et al., 2011).

De forma geral, a componente de crescimento transversal gerou superfícies com crescimento mais acelerado devido às altas taxas de progradação, limitando a formação de cordões praias bem afeiçãoados e dissipando a deposição eólica em uma área maior (GIANNINI et al., 2009). Além disso, as areias possuem maior grau de seleção devido à atuação de retrabalhamento constante dos cordões (GIANNINI et al., 2009). Por outro lado, a componente de crescimento longitudinal promoveu uma progradação mais lenta, permitindo a formação de cordões praias mais proeminentes e justapostos, os quais favoreceram a concentração de sedimentos eólicos, havendo menor grau de seleção das areias devido ao menor retrabalhamento dos cordões praias (GIANNINI et al., 2009).

Espera-se encontrar superfícies de topografia mais planas nas faixas de crescimento mais acelerado de predomínio da componente transversal (GOODWIN; STABLES; OLLEY, 2006; TAMURA, 2012; OTVOS, 2000), onde o lençol freático deve permanecer junto à superfície durante a maior parte do ano (ANTONY, 1989).

O oposto deve ocorrer nas áreas de crescimento predominantemente longitudinal, pois a presença de cordões praias mais justapostos e melhores afeiçãoados promovem a formação de uma superfície mais rugosa com desníveis topográficos mais acentuados entre os cordões e entre-cordões praias (GOODWIN; STABLES; OLLEY, 2006; OTVOS, 2000).

2.3 Fácies deposicionais e granulometria das areias na Ilha Comprida

Em levantamento realizado por Giannini et al. (2009) e Guedes et al. (2011) foram reconhecidas sete fácies deposicionais, sendo definidas como: (Sp) areia com laminação plano-paralela; (Spi) areia com laminação plano-paralela com icnofósseis; (Scci) areia com estratificação cruzada cíclica com icnofósseis; (Sh) areia com estratificação cruzada hummoky; (Mt) lamosa com troncos de madeira; (Sm) areia maciça com restos vegetais carbonizados; e (Sc) areia com estratificação cruzada. A Figura 13 apresenta a distribuição dessas fácies na ilha e nos perfis analisados.

A deposição de areia fina com laminação plano-paralela (Sp) é a mais abundante da ilha, algumas vezes com bioturbação (Spi) evidenciada por galerias tubulares fósseis de *Ophiomorfa*, condizentes com a escavação cônica realizada pelo artrópode *Callichirus major* (GIANNINI et al., 2009). Essas fácies predominam abaixo dos depósitos eólicos e ocorrem preferencialmente nos horizontes espódicos, sendo a Spi uma evidência de espriamento profundo (de baixamar) com a presença de icnofósseis, enquanto a Sp seria depositada em maré alta (GIANNINI et al., 2009).

A deposição em direção a nordeste promoveu o retrabalhamento e a formação das fácies Scci sotapostas às facies Sp, havendo entre elas uma lâmina de aproximadamente 1 cm de areia grossa, muito grossa e na forma de seixos (GIANNINI et al., 2009).

As fácies Sh foram encontradas em afloramentos da porção sudoeste da margem lagunar da ilha (GUEDES et al., 2011). Essas fácies estão associadas aos ambientes de tempestades de alta energia e elevação súbita do nível do mar, provavelmente ocorrido quando a ilha era uma pequena porção de terra (GIANNINI et al., 2009).

As fácies Mt entre Scci e Sp no afloramento D (Figura 2.13) representam depósitos de mangue na porção lagunar da ilha barreira, em local de baixa energia (GIANNINI et al., 2009).

A granulometria das areias para duas transeções, uma para sudoeste e outra para nordeste (Figuras 2.13 e 2.14), demonstram que existem padrões diferentes na média do tamanho do grão, desvio padrão e grau de assimetria das areias (GIANNINI et al., 2009).

A porção sudoeste da Ilha Comprida (transeção A na Figura 2.16) apresenta diversas fases de evolução quaternária e suas respectivas tendências de crescimento, ora transversal e ora longitudinal (GIANNINI et al., 2009; GUEDES et al., 2011).

De acordo com a Figura 2.14A, a transeção A pode ser dividida em três segmentos conforme os dados granulométricos, desde as áreas interioranas até a linha de costa (GIANNINI et al., 2009). Nota-se que no primeiro e terceiro segmento dessa transeção, houve uma redução no grau de seleção das areias (maior desvio padrão), enquanto o segmento intermediário (possivelmente de crescimento transversal) apresentou maior grau de seleção devido ao intenso retrabalhamento dos cordões praias (GIANNINI et al., 2009).

Por outro lado, a porção nordeste (transeção B na Figura 2.14) mostra-se com dois segmentos, sendo o primeiro caracterizado pelo aumento do grau de assimetria, ou seja, concentração de grãos finos (calda da curva nos grossos, na escala phi). Enquanto o segundo

segmento, em direção à linha de costa, é marcado pelo padrão inverso (GIANNINI et al., 2009).

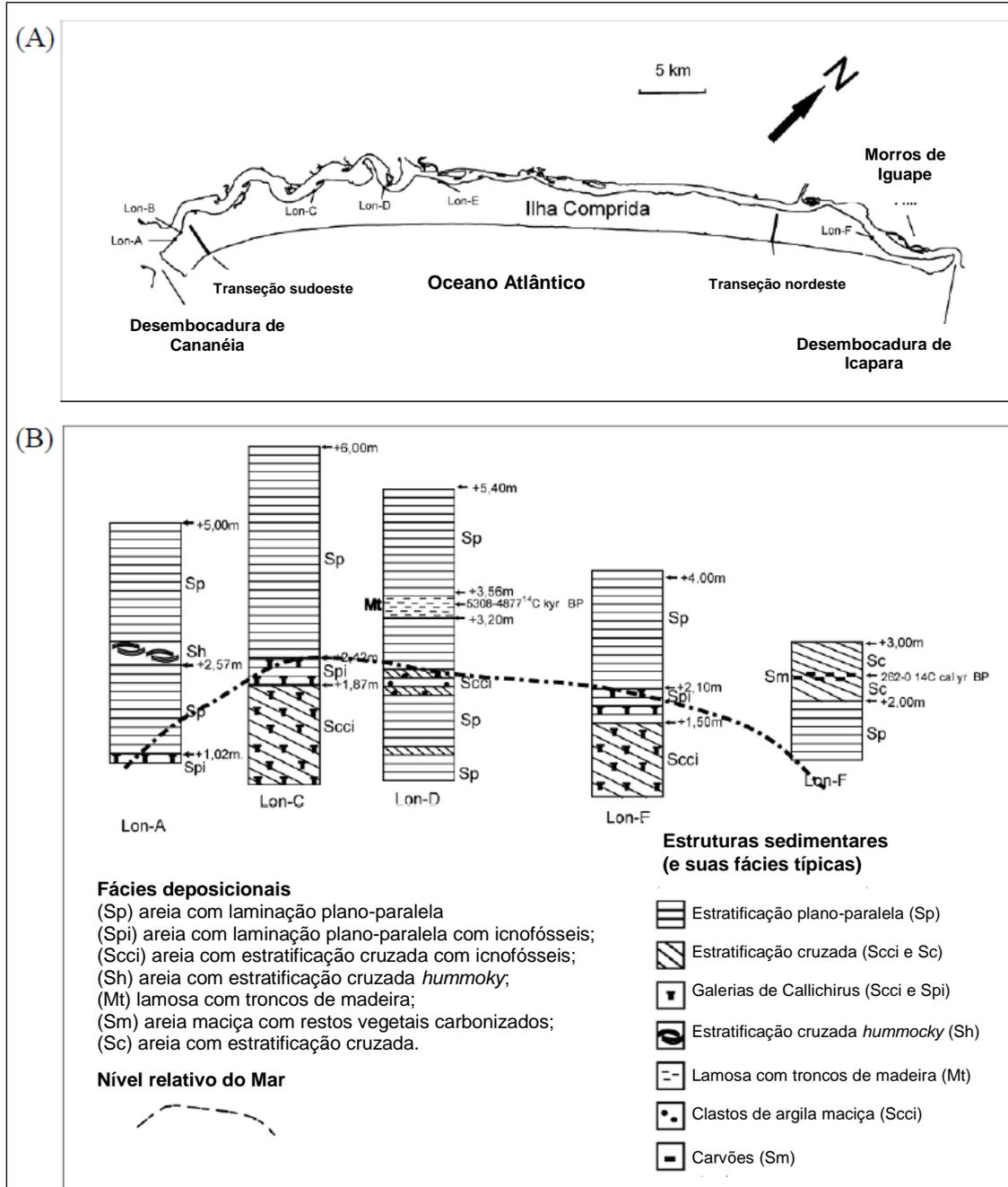


Figura 2.13 – Localização dos locais de estudos de fácies deposicionais e transeções de estudos sedimentológicos (A). Colunas com seções esquemáticas das estruturas sedimentares (B) (GIANNINI et al., 2009)

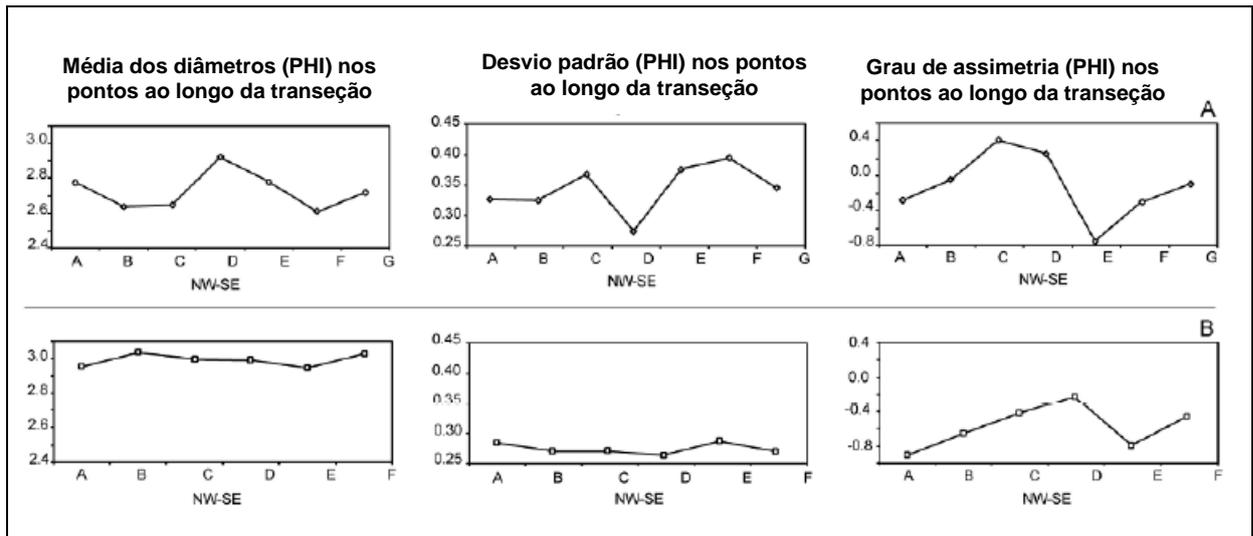


Figura 2.14 – Variação de parâmetros estatísticos da frequência de distribuição dos tamanhos dos grãos (fração areia), da posição interior A à costa F. A: transeção sudoeste. B: transeção nordeste da Figura 12. (GIANNINI et al., 2009)

2.4 Feições geomorfológicas de ilhas barreiras

As ilhas barreiras desenvolvem superfícies com pouca variação de tipos de formas de relevo e desníveis topográficos, sobretudo se comparadas com áreas do interior dos continentes onde a dissecação e entalhamento das drenagens são mais intensos ou ainda em áreas de acentuada variação geológica (DILLENBURG; HESP, 2009). No entanto, existem variações consideráveis das formas de relevo em ilhas barreiras, podendo-se separá-las de acordo com a morfologia e processos de formação (BIRD, 1978; SUGUIO; TESSLER, 1984; SUGUIO; MARTIN, 1990; HESP et al., 2005; COELHO et al., 2011).

As principais feições geomorfológicas das ilhas barreiras são: cordões praias; dunas frontais (cordões eólicos); complexos de rupturas de deflação (blow-outs); campos de dunas parabólicas; campos de dunas transgressivas e bermas (OTVOS, 2012). A definição e ilustração de cada uma dessas feições geomorfológicas estão na Figura 2.15.

As dunas frontais (cordões eólicos) estabilizadas por vegetação e os cordões praias possuem pouca diferenciação morfológica, sobretudo se analisadas através de imagens de satélite (HESP et al., 2005).

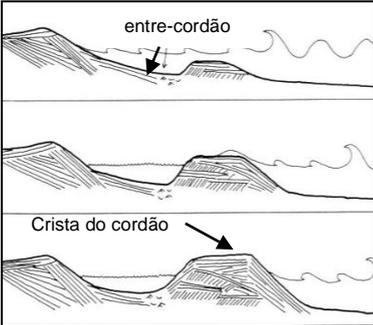
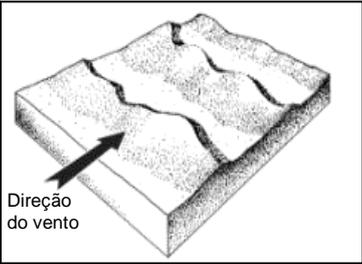
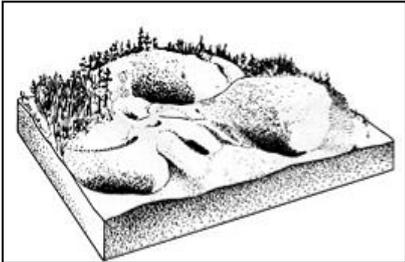
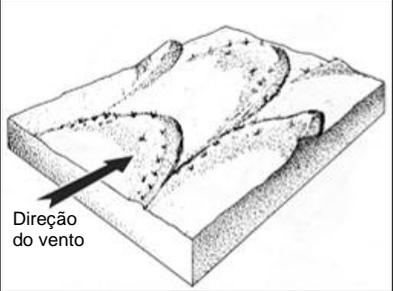
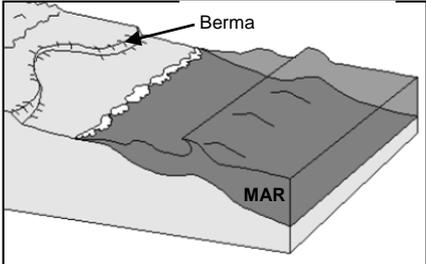
Feição geomorfológica	Processo de formação e morfologia	Ilustração
Cordões praias	Formado por processos de deposição marinha por ação de ondas e geralmente sob a influência de deriva litorânea. Apresentam-se em formas retilíneas, paralelas a linha de costa e ligeiramente inclinadas na orientação praia-continente. A área deprimida consiste no entre-cordão que favorece o acúmulo de materiais orgânicos, com lençol freático próximo à superfície (TAYLOR; STONE, 1996; HESP, 2002; OTVOS, 2000)	 <p>(DOMINGUEZ et al, 1982)</p>
Dunas frontais (cordões eólicos)	Formação por processo de deposição eólica ocorrida no pós-praia, onde a vegetação estabiliza a feição e contribui para retenção de sedimentos. São paralelas, semi-retilíneas com formas estriadas de retrabalhamento eólico. A área deprimida pode apresentar-se alagada, com acúmulo de materiais orgânicos (HESP, 2000; GIANNINI et al., 2005).	 <p>(McKEE, 1979)</p>
Complexo de rupturas de deflação (blow-outs) (blowouts)	Formados pela ação eólica com feições mistas (erosivo-deposicionais). São gerados por retirada via deflação e re-deposição local pelo vento a partir de depósitos arenosos preexistentes. A ruptura faz-se através da produção de bacia deflacional, delimitada por paredes erosivas subparalelas que se fecham rumo à sotavento, em lobos deposicionais em forma de U (HESP, 2000; GIANNINI et al., 2005).	 <p>(McKEE, 1979)</p>
Campo de dunas parabólicas	Formadas por processo eólico. Possui morfologia na forma de U ou V, com convexidade voltada para sotavento, composta basicamente pelos mesmos mecanismos da ruptura de deflação, diferindo pelo maior alongamento das paredes, em forma de rastro linear residual. Sua evolução está ligada às próprias rupturas de deflação (HOWELL, 1960).	 <p>(McKEE, 1979)</p>
Bermas	Formação por deposição marinha através da construção de pequenas cristas em terraço na região de contato entre a zona de arrebatamento e o pós-praia. É paralelo à linha de costa, sendo erodidas e reconstruídas frequentemente pelo avanço das marés e ou por ondas em eventos de tempestade (HESP et al., 2005)	 <p>(NASCIMENTO JR., 2006)</p>

Figura 2.15 – Definições e ilustrações das principais feições geomorfológicas encontradas em ilhas barreiras

Os cordões praiais são definidos como feições de alinhamentos convexos, paralelos ou semi-paralelos à linha de costa, construídos pela ação marinha de ondas em clima de tempestade (HESP et al., 2005). São constituídos principalmente por areia, cascalhos e seixos, ou a combinação destes sedimentos (HESP; SHORT, 1999). Eles são formados acima do nível máximo da maré, comumente são encontrados outros sedimentos marinhos como conchas e troncos de árvores (HESP et al., 2005).

As dunas frontais (cordões eólicos) são geneticamente distintas dos cordões praiais, uma vez que as dunas são formadas por deposição eólica. Os alinhamentos de dunas frontais (cordões eólicos) são paralelos ou semi-paralelos à linha de costa, podendo ser estabilizados pela cobertura vegetal. São diferenciados dos cordões praiais pela presença de *blow-outs* (rupturas de deflação) formados pela erosão eólica (HESP et al., 2005).

2.5 Representações cartográficas das feições geomorfológicas de ilhas barreiras

Não existe uma normatização da cartografia geomorfológica em setores de sedimentação recente, sobretudo voltado ao entendimento da morfodinâmica de ambientes costeiros (CUNHA; SOUZA, 2010; CUNHA, 2011).

Cunha e Souza (2010) aplicaram dois métodos de mapeamento geomorfológico em áreas costeiras. A primeira estabelecida por Tricart (1965) e a segunda por Nunes et al. (1994). Ambas foram empregadas em escala 1:250.000. As simbologias utilizadas para a confecção dos mapas estão indicadas nos Figuras 2.16 e 2.17.

Cunha e Souza (2010) e Cunha (2011) elaboraram mapas geomorfológicos que abrangem a porção sul da Ilha Comprida (Figuras 2.18 e 2.19). Nota-se que essa área é composta apenas de feições de origem sedimentar, com apenas um morro cristalino isolado (Morrete). A identificação das feições geomorfológicas foi realizada pela fotointerpretação em estereoscopia, sendo possível setorizar a área de estudo em compartimentos de acumulação, tais como terraços marinhos, planícies marinhas, planície e terraço fluvial e planície flúvio-marinho.

De acordo com Cunha e Souza (2010) e Cunha (2011), a técnica de Nunes et al. (1994) é coerente para levantamentos geomorfológicos em escala 1:250.000, tendo como diferencial o cálculo da morfometria de dissecação e rugosidade do relevo. Por outro lado, a técnica de Tricart (1965) demonstra uma diversidade de simbologias que parecem se aproximar melhor da realidade, favorecendo a representação de escalas de maior detalhe, além de destacarem as formas de relevos originadas pela ação antrópica.

Modelados de acumulação	Tricart (1965)	Nunes et al. (1994)
Acumulação de colúvios		Ac
Acumulação marinha		Am
Acumulação terraço fluvial		Atf
Acumulação de planície fluvial		Apf
Acumulação de terraço marinho de altimetria inferior		Atm I
Acumulação de terraço marinho de altimetria superior		Atm II

Figura 2.16 – Representações dos compartimentos sedimentares segundo o método de Tricart (1965) e Nunes et al. (1994). Adaptado de Cunha (2011)

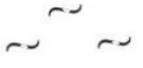
Feições	Tricart (1965)	Nunes et al. (1994)
Borda de Terraço Marinho	Suave 	
	Abrupto 	
Dunas		>>
Cordões Litorâneos		
Meandros Abandonados		
Escarpa de Falha		
Linhas de Cumeada		
Falésias Rochosas		
Morros Isolados		

Figura 2.17 – Simbologias das feições geomorfológicas segundo o método de Tricart (1965) e Nunes et al (1994). Fonte: Adaptado de Cunha (2011)

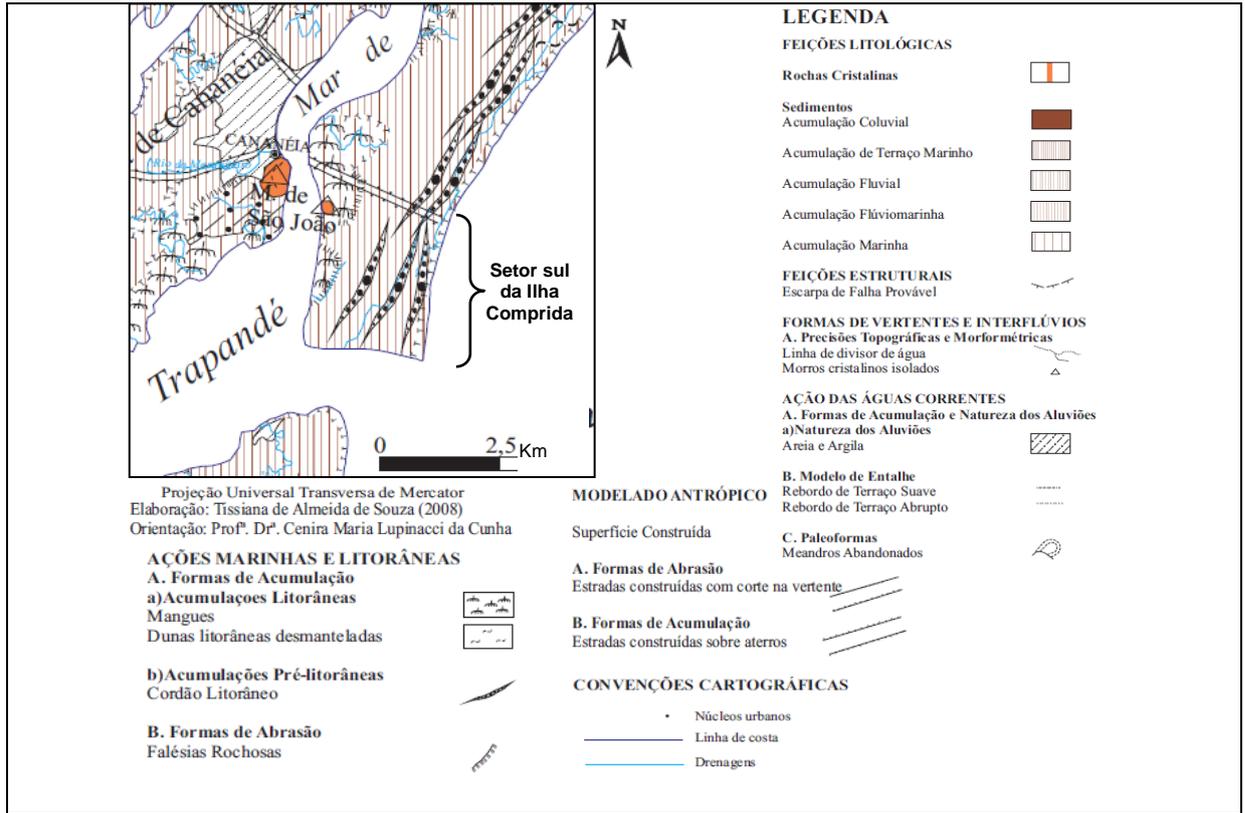


Figura 2.18 – Mapeamento geomorfológico da porção sul da Ilha Comprida conforme método de Tricart (1965). Adaptado de Cunha (2011)

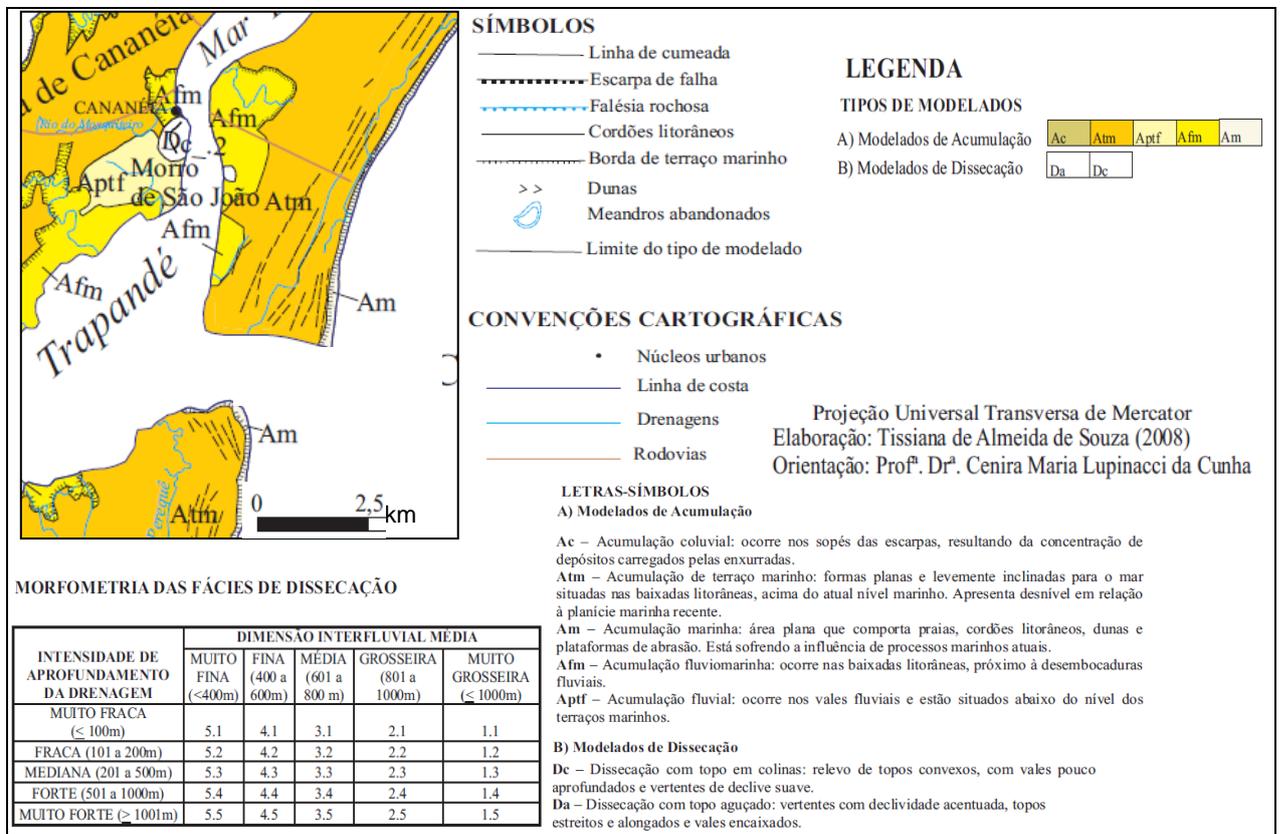


Figura 2.19 - Mapeamento geomorfológico da porção sul da Ilha Comprida conforme método de Nunes et al. (1994). Adaptado de Cunha (2011)

2.6 Aspectos gerais das fitofisionomias de restinga

O termo restinga foi inicialmente empregado para designar feições geomorfológicas costeiras de sedimentação arenosa atual e instável, como por exemplo, esporões ou pontais arenosos, barras arenosas e tómbolos (SUGUIO; TESSLER, 1984; SOUZA; LUNA, 2008). No entanto, a palavra restinga é amplamente utilizada na identificação de um tipo de vegetação litorânea, caracterizada por um conjunto de comunidades vegetais fitofisionomicamente distintas (MARTINS et al., 2008). Essa vegetação depende do *spray* marinho e está associada ao clima tropical úmido e superúmido, sendo desenvolvidas em solos essencialmente arenosos com baixa fertilidade natural (ARAÚJO; LACERDA, 1987; MARTINS et al., 2008).

As fitofisionomias variam desde formações herbáceas de praias e dunas, passando por formações arbustivas (escrube), chegando até florestas altas em áreas alagadas e/ou bem drenadas (MARTINS et al., 2008). A variação fitofisionômica ocorre em função do relevo, tipo de substrato (arenoso ou orgânico), profundidade do lençol freático, níveis de nutrientes e proximidade da praia, conforme ilustrado na Figura 2.20 (SOUZA; LUNA, 2008; MARTINS et al., 2008).

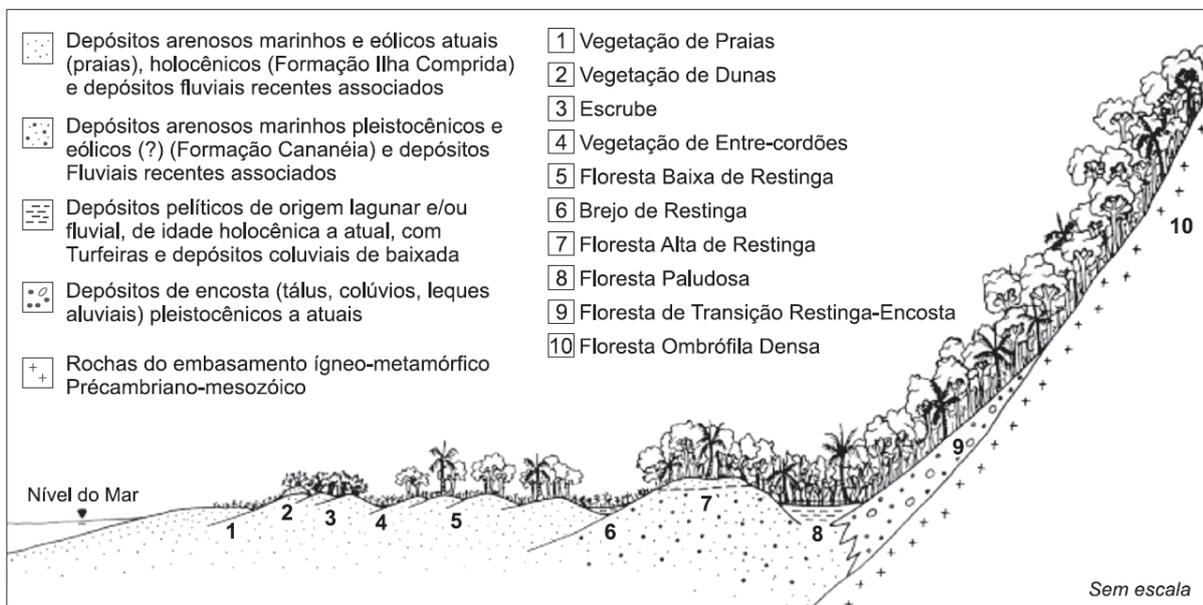


Figura 2.20 – Seção-tipo das unidades geológico-geomorfológicas quaternárias presentes no litoral paulista e sua associação com as fitofisionomias de vegetação de restinga (SOUZA; LUNA, 2008)

2.7 Solos sob vegetação de restinga: tipos e processos

Os principais solos encontrados nas restingas do Estado de São Paulo são Espodossolos e Neossolos Quartzarênicos, e, secundariamente, Organossolos e Gleissolos (GOMES et al., 2007a; COELHO et al., 2010a). A variação espacial desses solos ocorre conforme as unidades geológico-geomorfológicas, o relevo e a dinâmica do lençol freático associado (COELHO et al., 2010a).

Os Espodossolos são facilmente identificados no campo pela sua nítida sucessão de três horizontes: horizonte A superficial mais escuro que o horizonte subjacente E eluvial (cor branca acinzentada); seguido do horizonte diagnóstico B espódico de origem iluvial com cor escura entre o preto e marrom avermelhado, contendo fases cristalinas e combinações amorfas de matéria orgânica (MO) com metais, principalmente Al e Fe (De CONINCK, 1980; LUNDSTRÖM; van BREEMEN; BAIN, 2000; BUURMAN; JONGMANS, 2005).

O horizonte B espódico pode ser classificado pelo incremento do conteúdo de carbono orgânico e Al, com ou sem Fe, pelo matiz dominante e pelo grau de cimentação, distinguindo-se entre: Bs, Bhs, Bh, Bs, Bsm, Bhm e Bhms (EMBRAPA, 2013; SOIL SURVEY STAFF, 2014). Estes três últimos horizontes, denominados de *ortsteins* (palavra de origem alemã para designar *hardpan*), apresentam-se fortemente cimentados (m), com grande aporte de complexos Al-húmus transportados na forma de gel e que preenchem os espaços intersticiais e revestem o material grosso quartzoso, formando polímeros estáveis após sucessivos ciclos de umedecimento (com adição de MOD) e dessecação (ANDRIESSE, 1969; De CONINCK, 1980; McKEAGUE; WANG, 1980; LEE; YUAN; CARLISLE, 1988; BUURMAN; JONGMANS, 2005).

Os Espodossolos de climas tropicais são solos arenosos, de pH geralmente abaixo de 4,5, com baixa fertilidade natural, pois a CTC é dominada pelo Al, e, comumente o horizonte Bh apresenta-se saturado pelo lençol freático (KINGLE, 1965; ANDRIESSE, 1969; BUURMAN; JONGMANS, 2005; COELHO et al., 2010b). A natureza resiliente dos constituintes da matéria orgânica, somada à baixa atividade biológica em função do ambiente ácido, pobre em nutrientes e hidromórfico, favorece o aumento do tempo de residência da matéria orgânica no sistema e a manutenção dos horizontes espódicos (BUURMAN; JONGMANS, 2005; BUURMAN; VIDAL-TORRADO; MARTINS, 2013b).

A gênese dos Espodossolos é dada pelo processo de podzolização, definido pelos seguintes mecanismos e subprocessos: (i) acidólise e *liberação* de íons metálicos; (ii)

complexação iônica via ácidos orgânicos; (iii) *translocação* química dos metais pela queluviação e física pela redistribuição do MOD pelo fluxo hídrico vertical e lateral; (iv) *imobilização* química pela saturação dos complexos organometálicos e/ou degradação microbiana da MO complexante; e imobilização física em lençol freático ou lençol suspenso ou ainda em descontinuidades estratigráficas (BUURMAN, 1984; LUNDSTRÖM; van BREEMEN; BAIN, 2000; BUURMAN; JONGMANS, 2005; BUURMAN; VIDAL-TORRADO; MARTINS, 2013a).

As condições ambientais onde os Espodossolos ocorrem favorecem o processo de acidólise que desencadeia a dissolução de minerais primários facilmente intemperáveis e das argilas, liberando cátions metálicos para o solo (LUNDSTRÖM; van BREEMEN; BAIN, 2000; van BREEMEN; BUURMAN, 2004). Esses íons metálicos, principalmente Al – polivalente e de menor raio iônico – são complexados por ácidos orgânicos de baixo peso molecular, aniônicos e altamente reativos (De CONINCK, 1980; LUNDSTRÖM; van BREEMEN; BAIN, 2000, HARRIS, 2001). Isto permite que estes metais sejam transportados na forma de complexos organometálicos e quelatos (processo de queluviação) dos horizontes A e E para o B (De CONINCK, 1980; BUURMAN; JONGMANS, 2005). Em ambiente tropical úmido, em áreas planas com substrato arenoso e ocorrência de espodossolos, o MOD também é transportado lateralmente pelo lençol freático, o qual muitas vezes apresenta-se suspenso devido à baixa porosidade de horizontes cimentados (Bhm); ou pode ser transportado lateralmente seguindo a sedimentação estratigráfica quando esta é preservada e com variação abrupta da porosidade (ANDRIESSE, 1969; BUURMAN; VIDAL-TORRADO; MARTINS, 2013a).

A acumulação e imobilização dos metais no horizonte B ocorrem pela via química através da precipitação de complexos saturados (baixa relação C/metal) na forma de ácidos orgânicos de alto peso molecular e pela decomposição microbiana do conteúdo orgânico que atua como ligante e veículo transportador do metal (De CONINCK, 1980; LUNDSTRÖM; van BREEMEN; BAIN, 2000; BUURMAN; JONGMANS, 2005). A imobilização física é favorecida pela estagnação da água com MOD transportada lateralmente pelo lençol freático suspenso (topo do Bhm) e nas descontinuidades de sedimentação estratigráfica, bem como em profundidades específicas da frente de molhamento do solo (ANDRIESSE, 1969; BUURMAN; VIDAL-TORRADO; MARTINS, 2013a).

Os constituintes da MO no horizonte B são provenientes de duas fontes: (i) decomposição de raízes e seus exsudatos, gerando MO polimórfica, sobretudo em

Espodossolos bem drenados – Figura 2.21A; (ii) MOD constituído de MO translocada por fluxos verticais e laterais, formando revestimentos monomórficos principalmente nos Espodossolos mal drenados – Figura 2.21B (De CONINCK, 1980; COELHO et al., 2010a; BUURMAN; JONGMANS, 2005; BUURMAN; VIDAL-TORRADO; MARTINS, 2013a).

O aprofundamento do horizonte E em direção ao horizonte B formando transição ondulada na forma de “línguas” e horizonte E/Bh (“ilhas” do horizonte Bh dentro do horizonte E) se dá pela remobilização e decomposição da MO no topo do horizonte espódico em condição de melhor drenagem, que é mais favorecida ainda pela penetração de grandes raízes, o que leva a maior atividade microbiana e, portanto, ocorre a remoção dos complexos organometálicos, deixando no horizonte E apenas os compostos mais recalcitrantes (LUNDSTRÖN; van BREEMEN; BAIN, 2000; BUURMAN; JONGMANS, 2005; BUURMAN; VIDAL-TORRADO; MARTINS, 2013a).

Os Neossolos Quartzarênicos constituem os solos de maior proximidade com o mar, imediatamente após as praias, sendo constituídos pela sequência de horizontes A-C (GOMES et al., 2007a).

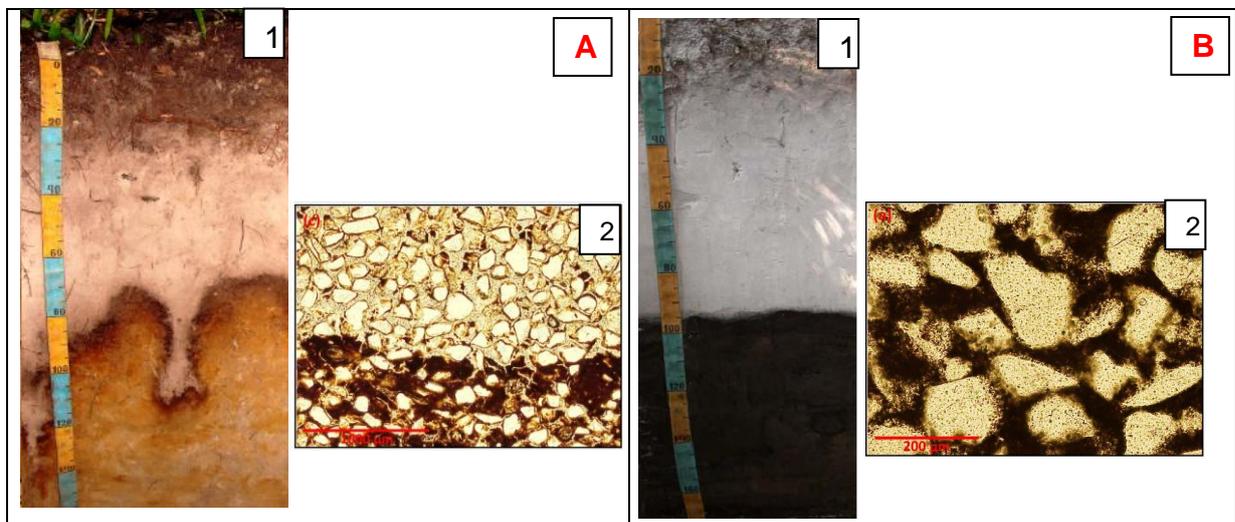


Figura 2.21 – A1: perfil na Ilha Comprida de Espodossolo bem drenado com transição ondulada, e A2: matéria orgânica polimórfica na transição dos horizontes E para Bh em Espodossolos bem drenados. B1: perfil na Ilha do Cardoso de Espodossolo mal drenado com transição plana e abrupta e horizonte fortemente cimentado (Bhm); e B2: matéria orgânica monomórfica de horizonte Bhm, típica de Espodossolos mal drenados (GOMES et al., 2007a; COELHO, 2008; COELHO et al., 2012). As Figuras de micromorfologia não correspondem exatamente aos perfis apresentados, mas a correspondência entre solos bem e mal drenados é condizente

A evolução de Neossolos para Espodosolos é evidenciada pela incipiente podzolização em alguns Neossolos, devendo-se esperar essa evolução pedogenética com o espessamento da serrapilheira a partir da sucessão de fitofisionomias de restinga provedoras de maior conteúdo orgânico (ROSSI, 1999; GOMES et al., 2007a). Por outro lado, a evolução de Espodosolos para Neossolos Quartzarênicos também ocorre, sendo constatada na planície costeira de Bertioga pela presença de remanescentes de horizonte Bhm em Neossolos na forma de fragmentos relictuais de *ortstein* (COELHO et al., 2010a). Isto demonstra que esses Neossolos formaram-se às expensas dos Espodosolos, notadamente após a intensificação da drenagem do perfil devido sua exposição ocasionada pela erosão fluvial do terraço pelo rio Itapanhaú (COELHO et al., 2010a).

Os Organossolos e Gleissolos foram identificados na planície costeira de Bertioga e no norte da Ilha do Cardoso, sempre em áreas embaciadas com predomínio do processo de hidromorfismo e acumulação de materiais orgânicos e pelíticos, os quais deram origem aos horizontes hístico e glei, respectivamente (COELHO et al., 2010a; GOMES et al., 2007a). O horizonte glei também possui gênese sedimentar associada aos ambientes de paleolagunas ou antigos leitos de canais, bem como devido à proximidade de manguezais fornecedores de sedimentos argilosos submetidos ao processo de sulfidização (GOMES et al., 2007a, 2007b).

No norte da Ilha do Cardoso, Gomes et al. (2007b) identificou pirita na fração silte e argilominerais do tipo 2:1 (esmectita) em horizonte glei (2Cg) sotaposto ao horizonte espódico (Figura 2.22), evidenciando descontinuidade estratigráfica no perfil, uma vez que o horizonte 2Cg não tem relação genética com a podzolização. A presença de diatomáceas levaram Gomes et al (2007b) à supor que este horizonte glei correspondesse à antigo leito de canal que foi soterrado pelos depósitos arenosos da Transgressão Santos. Devido à textura e natureza do material argiloso, o horizonte 2Cg limitou a drenagem e promoveu a concentração da MO, imprimindo cimentação fortíssima no horizonte Bhm subjacente, bem como forte acidez pela oxidação da pirita, refletindo também no pH do horizonte Bhm devido a ascensão periódica do lençol freático (GOMES et al., 2007a, 2007b).

A imobilização dos complexos organometálicos (Al-humus) no horizonte B foi enfatizada pelo viés químico no processo de queluviação seguida pela saturação de complexos após atingir certa razão C/metálico (De CONINCK, 1980; McKEAGUE; WANG, 1980; COELHO et al., 2010a, 2010b, 2012). Contudo, em ambiente tropical úmido da Malásia, Adriesse (1969) ressaltou o processo físico desenvolvido pela estagnação e movimentação

lateral lenta do lençol freático e pela variação estratigráfica que restringe a porosidade e promove a imobilização do MOD.

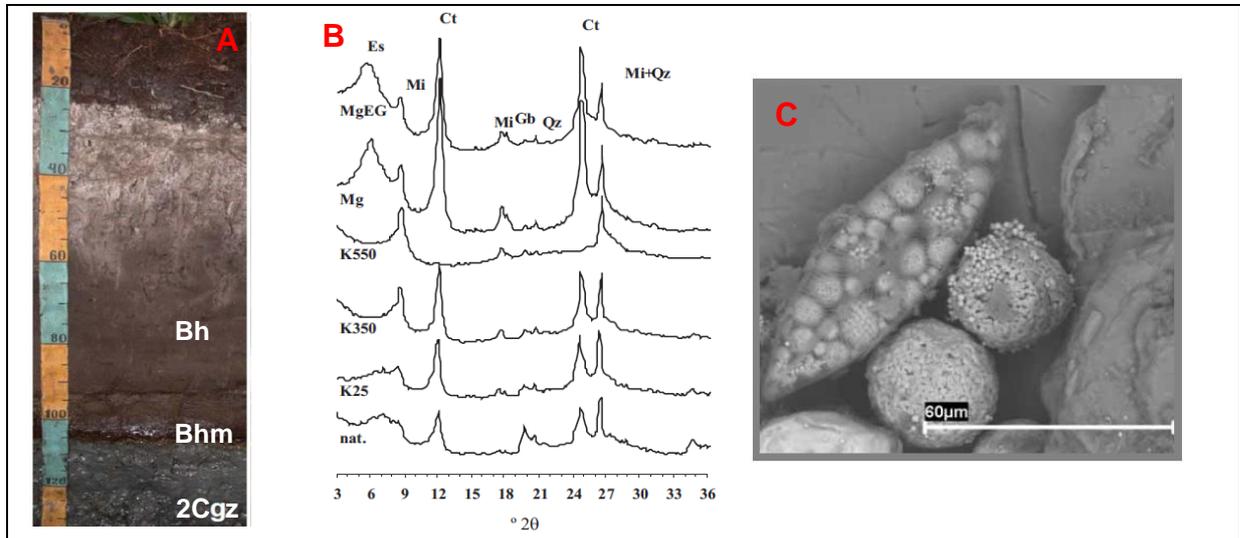


Figura 2.22 – A: perfil na Ilha do Cardoso com horizonte 2Cgz sotoposto ao horizonte espódico. Notar a formação de horizonte cimentado (Bhm) no contato com o horizonte 2Cgz. B: difratograma da fração argila em amostra orientada do horizonte 2Cgz mostrando picos da esmectita com destaque para expansão com a saturação por Mg e Etileno Glicol. C: microscopia eletrônica de varredura (MEV) da fração silte, mostrando pirita e exoesqueleto de diatomácea impregnado por pirita (GOMES, 2005; GOMES et al., 2007b)

Este mecanismo físico foi citado por Gomes et al. (2007a) e Coelho et al. (2010a) para elucidar a variação lateral dos horizontes de solos na Ilha do Cardoso (Figura 2.23) e Ilha Comprida. De acordo com esses autores, o maior desenvolvimento do horizonte E ocorre em áreas onde o lençol freático encontra-se mais profundo, notadamente topos de cristas de cordões praias. Por outro lado, o menor desenvolvimento do horizonte E acontece nas áreas de entre-cordão, devido a posição do lençol freático próximo à superfície, resultando no impedimento à drenagem, estagnação do lençol e retroalimentação de MOD no sistema, e, conseqüentemente, formação de horizonte Bh. Porém, a delimitação da zona vadosa nestes estudos foi determinada e sim inferida por observações a partir de trincheiras e tradagens, merecendo uma investigação mais detalhada sobre a relação entre morfologia de Espodosolos, topografia e nível freático em áreas de restinga.

Além da presença de horizonte Bhm (*ortstein*) sobrejacente ao horizonte 2Cgz, Gomes et al. (2010a) encontrou cimentação intensa na parte superior dos horizontes espódicos, próximo ao contato com o horizonte E, notadamente em áreas mais afastadas do mar (Figura 23, ponto C14). Porém, esses autores não detalharam a gênese dessa cimentação,

mencionando apenas gradiente de cor com valor e croma mais baixos no topo do horizonte espódico, tendendo a aumentar em profundidade até se tornar horizonte Bs (GOMES et al., 2007a).

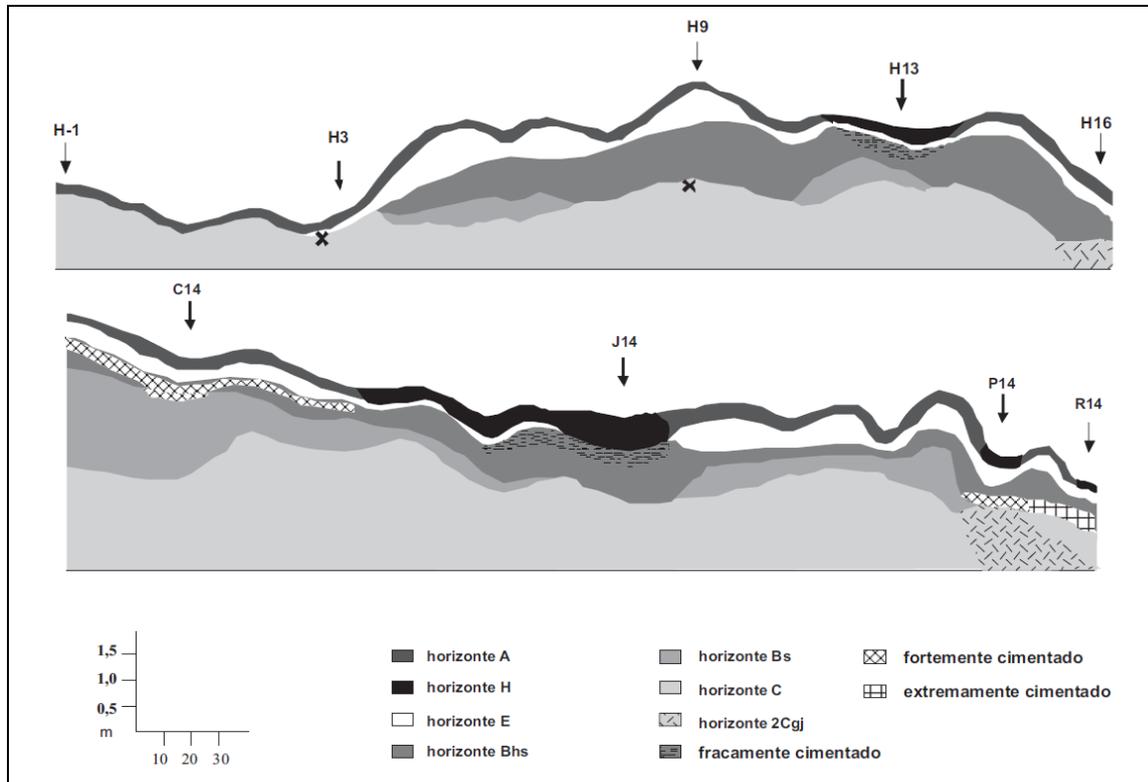


Figura 2.23 - Representação espacial dos solos do norte da Ilha do Cardoso em áreas com vegetação de restinga (GOMES et al., 2007a)

Também em áreas de topos de terraços marinhos, Andriessse (1968), encontrou espessos *ortsteins* situados logo acima do nível mais alto do lençol freático. De acordo com o autor, a topografia suficientemente plana (declive menor que 8 graus) não permite fluxo lateral intenso, que somado a baixa permeabilidade do *ortstein*, criaria um lençol suspenso após eventos de chuvas; seguido de ressecamento, acúmulo de conteúdo orgânico e espessamento do horizonte cimentado.

Na planície costeira paulista a origem e preservação do *ortstein* foram atribuídas às condições topográficas e hidrológicas pretéritas, quando o lençol freático estaria mais estável e na posição em que se formaram os horizontes Bhm, notadamente quando o NRM era mais alto (COELHO et al., 2010a).

A variabilidade espacial do *ortstein* no Canadá é condizente com a necessidade de períodos de umedecimento e dessecação para sua formação (WANG; BEKE;

McKEAGUE, 1978; McKEAGUE; WANG, 1980). Embora em condições edáfico-climáticas diferentes da anterior, estudos na Austrália destacaram o papel da oscilação do lençol freático na gênese de horizontes Bh, principalmente pelo aporte contínuo de material orgânico, seguido da difusão do Al das águas do lençol freático para o horizonte Bh, resultando na precipitação do conteúdo orgânico ao se alcançar baixa relação C/Al (FARMER; SKJEMSTAD; THOMPSON, 1982).

Em uma hidrossequência de solos, a flutuação do lençol freático provoca a diminuição do potencial redox do meio e a redução do Fe^{3+} para Fe^{2+} , de tal forma a mobilizar este elemento até sua saída do sistema (Figura 2.24) (BUURMAN, 1984). Portanto, a oscilação do lençol freático seria responsável pela expressão de mosqueados no topo do horizonte espódico quando provido de Fe, bem como pelo desaparecimento de horizontes cimentados na zona saturada constantemente pelo lençol freático (BUURMAN, 1984), fato que poderia desestabilizar os revestimentos organometálicos cimentantes (HARRIS et al., 1995).

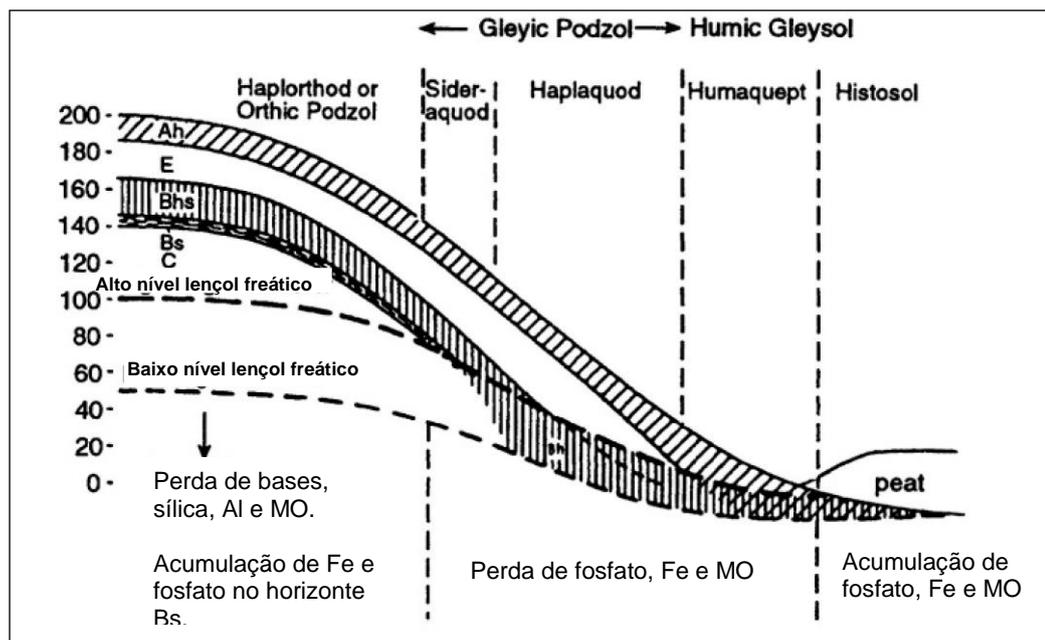


Figura 2.24 – Hidrossequência com Espodossolos no topo e Organossolos na base da vertente (BUURMAN, 1984)

Coelho et al. (2012) demonstrou que o mecanismo físico de impedimento à drenagem e formação do horizonte Bhm pode ocorrer pela variação estratigráfica, definida naquele caso como o alinhamento e adensamento de grãos com elevado grau de seleção de minerais pesados, os quais funcionariam como uma barreira à deposição de MO devido a diminuição da porosidade, conforme ilustrado na Figura 2.25A. Também de acordo com esses autores, as

raízes funcionariam como uma bomba de absorção seletiva de água e nutrientes, os quais são transportados juntos ao MOD que passaria a se concentrar no seu entorno (Figura 2.25B).

A relação entre estratigrafia-hidrologia-morfologia em Espodosolos foi demonstrada em uma de falésia na praia de Itaguapé em Bertioga-SP (BUURMAN; VIDAL-TORRADO; MARTINS, 2013a). Após a exposição do barranco pela erosão marinha e fluvial, houve uma mudança gradual da drenagem que foi acompanhada pela degradação do horizonte B (Figura 2.26). A transição ondulada entre os horizontes E e Bh (“línguas”) se deu inicialmente pela atuação de raízes e galerias da fauna do solo, ambos responsáveis pela abertura de canais preferenciais por onde a água é transportada, sendo o MOD depositado nas bordas das “línguas” (Figura 2.26B). A atividade microbiana parece ser um importante agente formador dessas feições, pois esses microrganismos utilizam a MO para seu metabolismo, podendo desestabilizar os revestimentos (BUURMAN, VIDAL-TORRADO, MARTINS, 2013a).

A coloração escura do topo do horizonte Bh em solos mal drenados (Figura 2.26A) é atribuída à condição original do perfil antes da erosão fluvial. Notadamente quando o lençol freático era suspenso e o fluxo hídrico lateral seguia a estratigrafia sedimentar. Em ambiente redutor, o Fe saiu do sistema e houve o estabelecimento cumulativo da MO em bandas horizontais correlatas à estratigrafia sedimentar (BUURMAN; VIDAL-TORRADO; MARTINS, 2013a).

Portanto, neste caso, a precipitação da MO não ocorre necessariamente a partir de um processo químico, uma vez que qualquer estagnação do movimento lateral da água causaria acomodação da MO dissolvida ou em suspensão. Esse processo é exemplificado pelas bandas de MO no interior das “línguas” (Figura 2.27A) ou mesmo no horizonte E, onde não há íons metálicos suficientes para saturação de complexos (BUURMAN; VIDAL-TORRADO; MARTINS, 2013a).

As bandas de morfologia irregular em horizontes C de solos bem drenados estão mais relacionadas à profundidade da frente de molhamento (penetração das águas pluviais) do que com a estratificação (Figura 2.27B). Um pequeno acúmulo de MO no horizonte C forma bandas efêmeras, dando início à diminuição da porosidade que favorece o espessamento das bandas nos próximos eventos de chuvas (BUURMAN; VIDAL-TORRADO; MARTINS, 2013a).

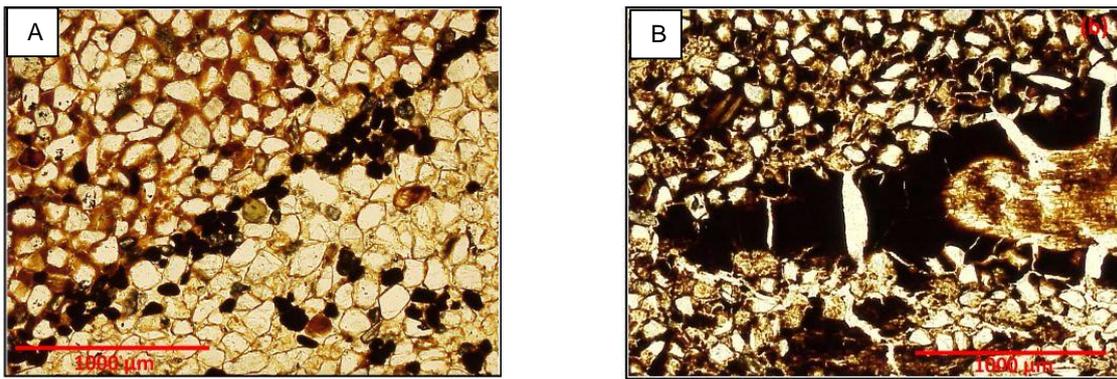


Figura 2.25 – Fotomicrografias de Espodossolos do Estado de São Paulo. A: concentração de grãos com elevado grau de seleção de minerais pesados alinhados e com nítido acamamento, reduzindo a porosidade abruptamente e levando a imobilização físico-mecânica da MO no horizonte Bhm da Ilha de Cananéia. B: concentração de MO na extremidade meristemática da raiz devido à absorção seletiva de água e nutrientes pela raiz, deixado para trás expressivos conteúdos de MOD (COELHO et al., 2012)

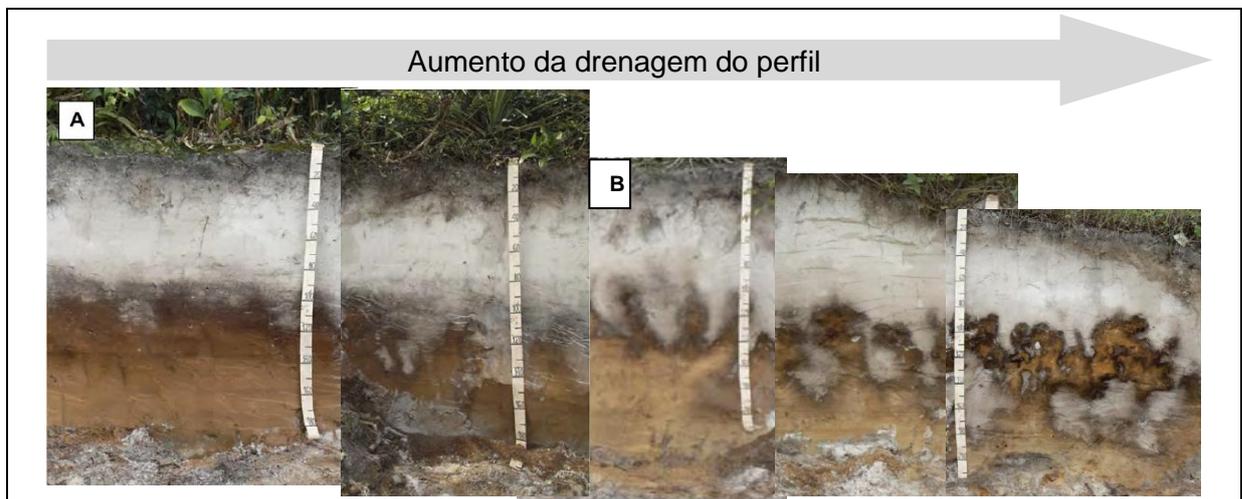


Figura 2.26 – Hidrossequência de solos em Itaguapé. A: Espodossolo mal drenado com estágio inicial de formação de “línguas” pelo aumento da drenagem após a exposição do barranco (erosão fluvial). B: Espodossolo bem drenado com progressiva degradação do horizonte B pelo avanço do horizonte E na forma de línguas (modificado de BUURMAN, VIDAL-TORRADO, MARTINS, 2013a)

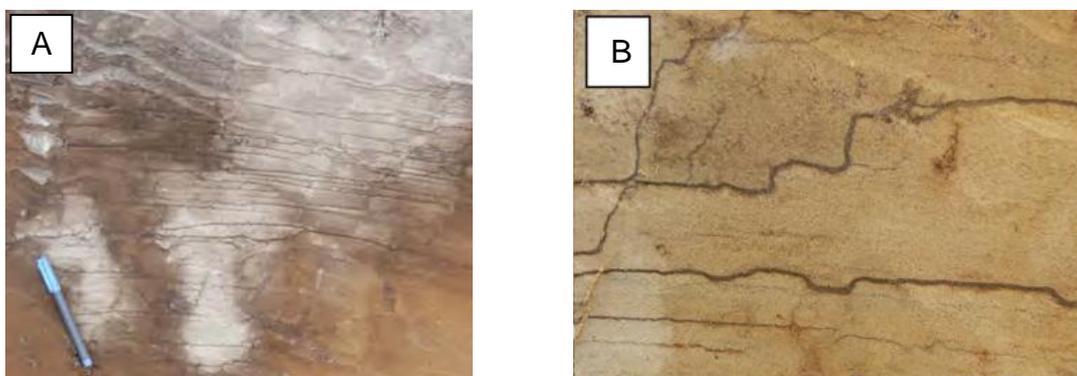


Figura 2.27 – A: Exemplos de bandas de MO no interior de “línguas” de degradação do horizonte Bh. B: horizonte C de Espodossolos bem drenados com bandas (BUURMAN, VIDAL-TORRADO, MARTINS, 2013a)

Coelho et al. (2010a) analisaram a relação entre solo-estratigrafia-relevo-hidrologia para a planície costeira paulista, incluindo as regiões de Ilha Comprida (Figura 2.28) e Ilha de Cananéia. Da mesma forma, Gomes et al (2007a) buscou elucidar as relações solo-paisagem na Ilha do Cardoso, conforme indicado na Figura 2.23. Esses trabalhos detalharam a caracterização dos perfis de solos e elucidaram importantes mecanismos pedogenéticos, porém ainda carecem de aprofundamento sobre a relação entre esses perfis de Espodosolos em uma mesma topocronossequência (BUURMAN; VIDAL-TORRADO; MARTINS, 2013a).

Coelho et al. (2010a) e Gomes et al. (2007a) não dispunham do modelo detalhado de evolução quaternária da Ilha Comprida proposto por Guedes et al. (2011) e também não se apoiaram na curva mais recente de variação do nível relativo do mar sugerida Angulo et al (2006). Fato que levou esses autores a utilizarem o modelo proposto por Martin e Suguio (1978) que prevê duas “gerações” de cordões praias, bem como uma porção essencialmente pleistocênica no sudoeste da ilha. Desta forma, conforme pode ser visto na Figura 2.28, Coelho et al. (2010a) agrupou os perfis de solos de acordo com unidades geológico-geomorfológicas segmentadas entre terraços pleistocênicos e terraços holocênicos, os quais não condizem com as datações por LOE e Termoluminiscência (TL) apresentadas pelos próprios autores.

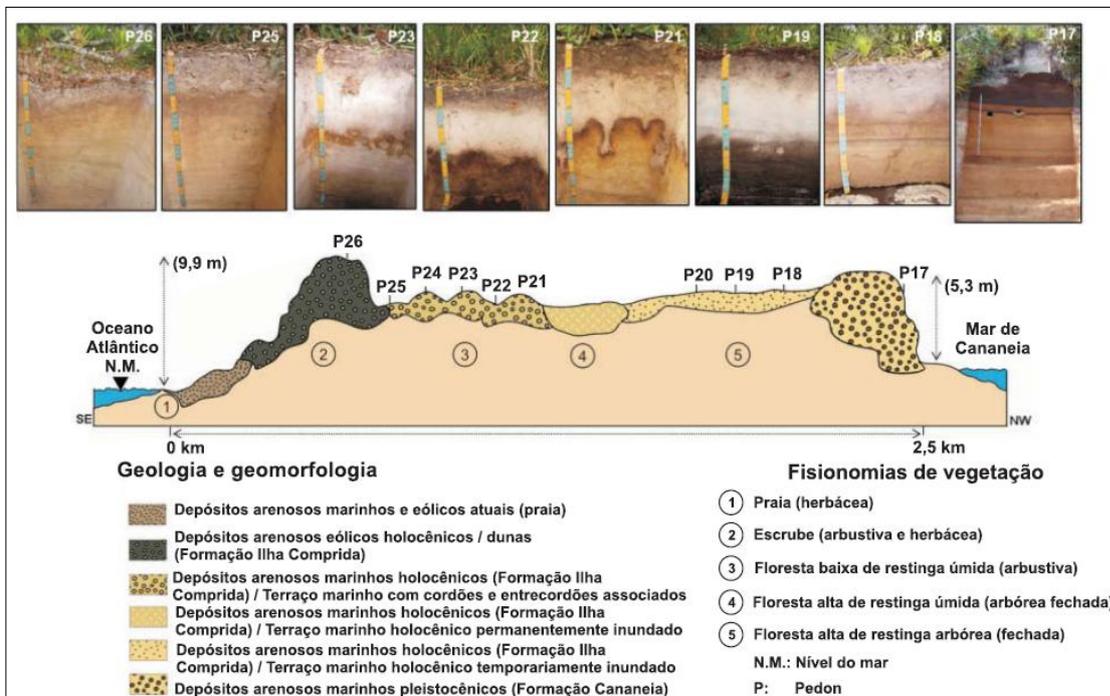


Figura 2.28 – Cronossequência de solos e suas relações com o substrato geológico na Ilha Comprida (COELHO et al., 2010a)

De acordo com Coelho et al. (2010a) os horizontes Bhm espessos serviriam como marcadores pedolitoestratigráfico de sedimentos pleistocênicos (Formação Cananéia), tal como mencionado por Suguio e Petri (1973). No entanto, esta assertiva não é coerente com o novo modelo de evolução da ilha e datações realizadas por ^{14}C e LOE (GIANNINI et al., 2003; GIANINNI et al., 2009; GUEDES et al., 2011). Além disso, Nott et al. (1994) encontraram problemas no uso de Espodossolos da Austrália como marcadores estratigráficos devido a acelerada morfodinâmica costeira e retrabalhamento de depósitos marinhos.

3 MATERIAL e MÉTODOS

3.1 Caracterização do meio físico

3.1.1 Localização da área de estudo

A área de estudo abrange a porção sul da Ilha Comprida, localizada no sudeste do estado de São Paulo (Figura 3.1). O local está a menos de 600 metros da Ilha de Cananéia e a pouco mais de 1 quilômetro da parte norte da Ilha do Cardoso. O mar de Cananéia e o oceano Atlântico delimitam a porção de terra da Ilha Comprida. Ao sul da ilha está localizada a desembocadura de Cananéia, local também denominado de Baía de Trapandé (MARTIN; SUGUIO, 1975).

Na extremidade sudoeste da Ilha Comprida está situada uma área denominada Ponta da Trincheira, cuja toponímia se deve a antiga instalação de canhões de guerra em uma trincheira natural de sedimentos arenosos cimentados de coloração escura, denominada localmente de “piçarra”, contudo, a erosão da desembocadura de Cananéia erodiu totalmente esta trincheira (SCATAMACCHIA, 2005). Essa cimentação intensa ainda está presente na extremidade oeste da falésia sul, notadamente nos solos com horizontes Bhm (*ortstein*) de mais de 3 metros de espessura.

3.1.2 Aspectos geológicos locais

Existe divergência em relação à cronologia dos depósitos arenosos nesta porção sudoeste. Enquanto Martin e Suguio (1978) delimitaram uma porção Pleistocênica (Formação Cananéia) nesta área, sobretudo em função da presença das “piçarras”, Giannini et al. (2009) e Guedes et al. (2011) afirmam que a ilha como um todo é holocênica (Formação Ilha Comprida), conforme dados de datações por ^{14}C e LOE.

Na parte sul da ilha comprida (Figura 3.1) há uma intrusão alcalina de sienitos que formam o Morrete, sendo a única forma de relevo pré-cenozóica na área e que apresenta uma elevação de cerca de 40 metros de altura (SUGUIO et al., 1987). As demais superfícies são formadas por sedimentos marinhas da Formação Ilha Comprida, constituída, predominantemente, por depósitos regressivos de areias finas e muito finas (GIANNINI et al., 2009; GUEDES et al., 2011).

Na porção mais a norte existem embasamentos de rochas pré-cenozóicas definidas como alto gravimétricos dos Morros de Pedrinhas e Pedra do Tombo (SOUZA; TESSLER;

GALLI, 1996), os quais atuaram como obstáculos e favoreceram o crescimento transversal da ilha durante sua evolução quaternária (GUEDES et al., 2011).

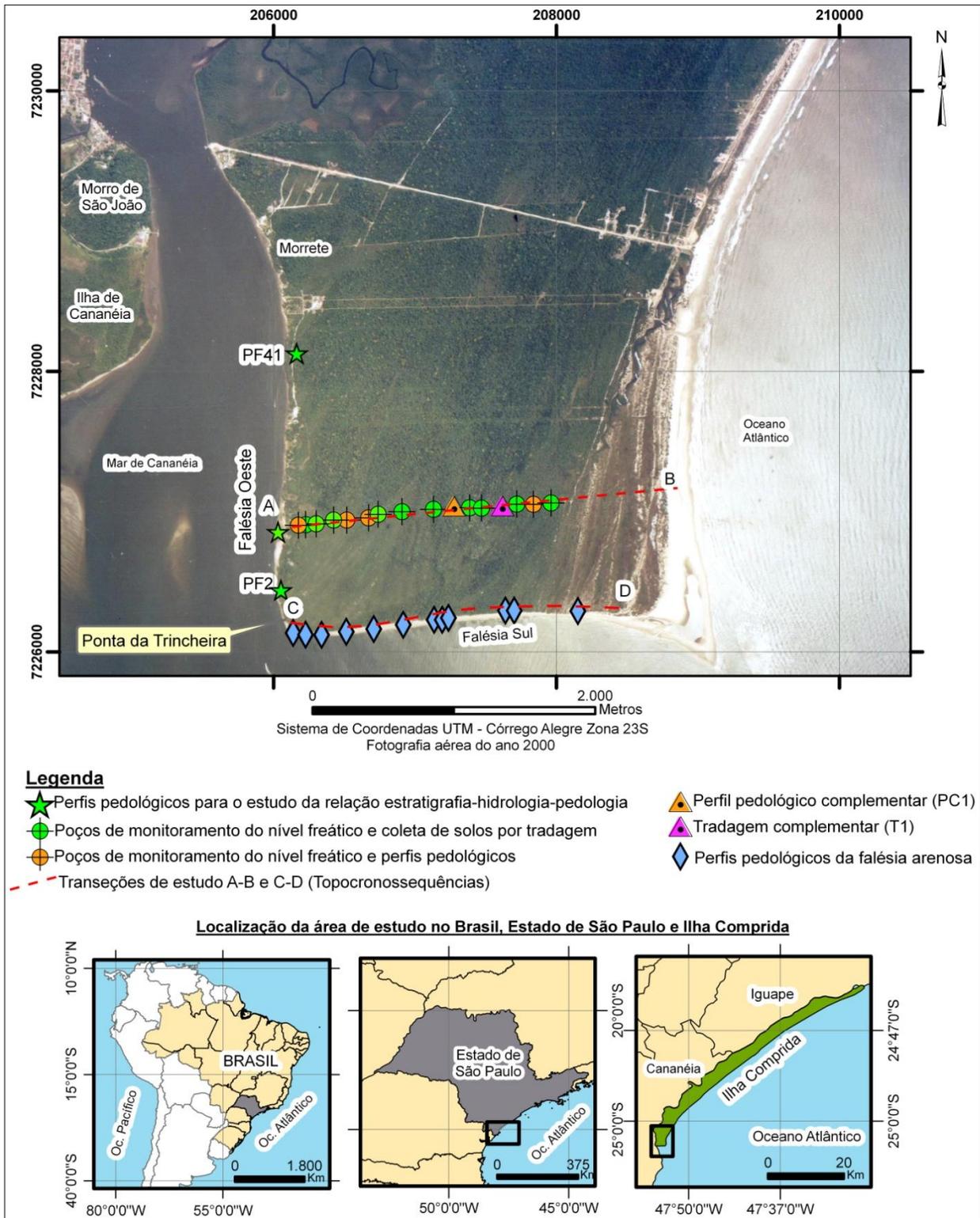


Figura 3.1 – Localização da área de estudo

Ao estudar diversas transeções no sentido leste-oeste na Ilha Comprida, Giannini et al. (2009) demonstraram que a parte sudoeste da ilha exhibe diversas fases da evolução quaternária. Podendo-se supor que há diferentes compartimentos morfopedológicos na transeção A-B. Porém, na falésia sul, extremidade sul da ilha, a forte influência da desembocadura de Cananéia, em função da morfodinâmica acelerada, poderia ter erodido algumas unidades relativas às fases de evolução encontradas um pouco mais a norte (GIANNINI et al., 2009).

3.1.3 Forçantes da morfodinâmica costeira (clima, regime de marés, ondas, correntes de deriva litorânea e variação do NRM)

A morfodinâmica costeira corresponde à atuação sinérgica de efeito cíclico das forçantes externas: regime de ondas, marés, correntes de deriva litorânea e variação do NRM (SIEGLE, 2003; DAVIS Jr.; FITZGERALD, 2004; DILLENBURG; HESP, 2009). Essas forçantes são responsáveis pelos processos de transporte de sedimentos depositados de acordo com a herança geológica: tipo do encontro de placas tectônicas e plataforma continental; embasamentos submersos e emersos; promontórios rochosos pré-Cenozóicos; arranjo da linha de costa; estruturas criadas pelo homem como quebra-mares e molhes; bem como pela vazão e descarga fluvial de sedimentos continentais (DAVIS Jr.; FITZGERALD, 2004; DILLENBURG; HESP, 2009). A Figura 3.2 ilustra as interações dos elementos da morfodinâmica de planícies costeiras, estuários e ilhas barreiras.

A atuação da herança geológica foi desempenhada pela zona de sombreamento formada pela Ilha do Bom Abrigo. Os afloramentos pré-Cenozóicos que atuaram como obstáculos à deposição sedimentar foram: Morrete, Morros de Pedrinhas, Morro Pedra do Tombo, e Morros de Iguape/Icapara.

O clima dominante na região é o Af, tropical super-úmido, caracterizado pela ausência de estação seca (CEPAGRI, 2014). A dinâmica atmosférica é marcada pelo efeito orográfico da Serra do Mar somado a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZVAS) que corresponde a uma faixa semi-permanente de condensação e nebulosidade (MONTEIRO, 1973; SATYMURTI et al., 1998).

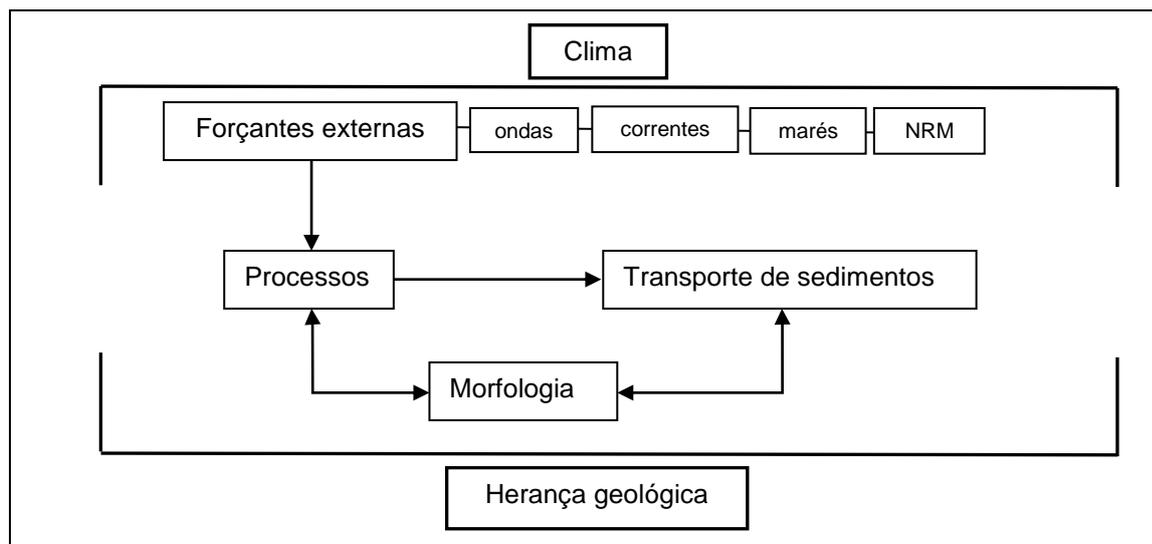


Figura 3.2 – Representação dos mecanismos da morfodinâmica de ambientes costeiros (SIEGLE, 2003)

De acordo com a séria histórica entre 1954 e 1970 da estação meteorológica de Cananéia-SP (DAEE), a região possui temperatura média anual de 24,1° C e precipitação média anual de 2.261 mm (ROLIM; SENTELHAS; BARBIERI, 1998). A umidade relativa do ar é maior que 80% durante todo o ano (LEPSCH et al., 1990). A Figura 3.3 aponta o quanto a região da Ilha Comprida possui um excesso hídrico, o que favorece o desenvolvimento da vegetação de restinga e conseqüentemente dos Espodosolos (GOMES et al., 1998; COELHO et al., 2000a).

A atuação de ventos alísios de nordeste e polares de sul governam os processos eólicos e o regime de ondas (TESSLER, 1988). Esse mecanismo de circulação atmosférica promove a formação de dois rumos opostos de correntes de deriva litorânea com predominância de transporte para nordeste (TESSLER, 1988; SOUZA 1997).

A região possui regime de micro-maré com variação entre 1,2 metros na maré de sizígia e 0,25 metros na maré de quadratura (DAVIES, 1964; MESQUITA; HARARI, 1983). Sendo um estuário dominado pelo regime de ondas ao invés de marés, espera-se a formação de barras litorâneas que produzem uma área de sombreamento que favorece a acumulação de sedimentos finos, bem como a formação de pequenos deltas de maré enchente no sotavento das barras arenosas (DALRYMPLE et al., 1992; DAVIS Jr.; FITZGERARD, 2004; HESP et al., 2005; DILLENBURG; HESP, 2009; KENNEDY, 2012).

Conforme mencionado anteriormente, Angulo et al. (2006) revisou as curvas de variação do NRM ocorrida no Holoceno para a costa brasileira e propuseram uma nova curva a partir de dados de datações por vermetídeos (Figuras 4 e 9). Esses autores indicam um

máximo do NRM de 2 a 3,9 metros acima do atual entre 5.800 a 5.000 anos AP, seguido de uma descida sutil e progressiva.

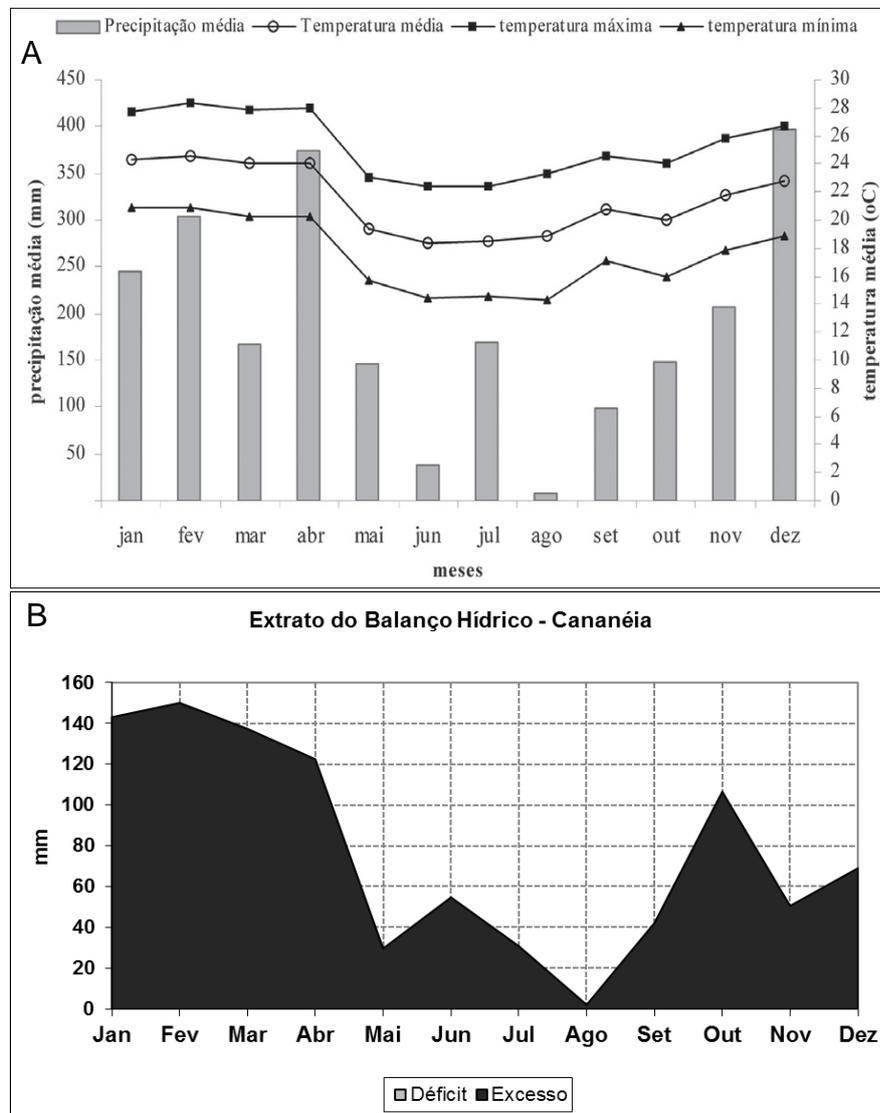


Figura 3.3 – A: Precipitação e temperatura médias no município de Cananéia duranteo ano de 2004(RANCURA et al., 2010; CIAGRO/SP, 2014). B: Extrato do balanço hídrico mensal de Cananéia-SP feito pela metodologia de Thornthwaite e Mather (1955) com dados entre 1954 e 1970da estação meteorológica de Cananea- DAEE (ROLIM; SENTELHAS; BARBIERI, 1998)

3.2 Fotointerpretação geomorfológica

O levantamento das características do relevo pode auxiliar os estudos da pedologia (DANIELS; GAMBLE; CADY, 1971). Desta forma, adotaram-se os conceitos de compartimentos morfopedológicos e feições geomorfológicas.

A abordagem morfopedológica define compartimentos espaciais através da correlação de elementos do meio físico: substrato geológico, relevo, solos e hidrologia. Cada

compartimento morfopedológico possui um sistema pedológico correlacionado, cujo funcionamento está associado aos elementos do meio físico, somados aos fatores climáticos e botânicos (CASTRO; SALOMÃO, 2000). As feições geomorfológicas de cordões e entre cordões praias, dunas frontais (cordões eólicos), rupturas de deflação (*blow-outs*) e bordas de terraços constituem o relevo local e suas características fornecem elementos para a compartimentação morfopedológica.

Os compartimentos morfopedológicos foram mapeados por fotointerpretação de acordo com as feições geomorfológicas e topografia, incluindo o padrão geométrico e distância dos cordões praias, bem como pela rugosidade do terreno. O mapeamento foi complementado pelas datações, checagem detalhada dos padrões e limites no campo e correlação com fitofisionomias de restinga.

Com o auxílio de estereoscópio e pares de fotografias aéreas de 1982 em escala 1:12.000 (Figura 3.2A) foram mapeadas as principais feições geomorfológicas em papel de transparência produzindo-se o *overlay* de interpretação, o qual foi escaneado e plotado sobre foto aérea do ano 2000 em ambiente SIG do software ArcGIS 9.2. Este trabalho tomou como base os mapeamentos realizados anteriormente por Cunha e Souza (2010) e Guedes et al. (2011), bem como a simbologia geomorfológica de Tricart (1965).

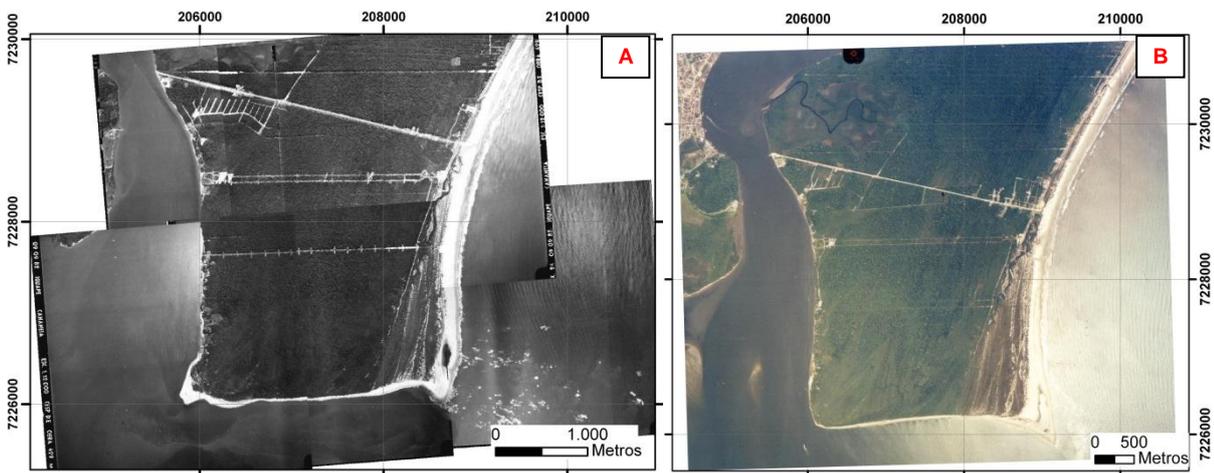


Figura 3.2 – Mosaico de fotografias aéreas utilizadas na fotointerpretação geomorfológica. Fotos aéreas do ano de 1982 (A) e 2000 (B), georreferenciadas com base nas cartas topográficas do IGC escala 1:10.000, folhas SG-23-V-C-I-1-NO-B e SG-23-V-C-I-1-NO-D

Com as feições geomorfológicas mapeadas foi possível delimitar unidades espaciais com padrões de formas semelhantes, terceiro nível taxonômico do relevo (ROSS, 1992). Essas unidades geomorfológicas foram cruzadas com informações produzidas na análise da

variação lateral dos solos da transeção A-B, bem como observações de perfis pedológicos da transeção C-D, permitindo gerar o Mapa Morfopedológico do Setor Sul da Ilha Comprida.

As alterações mais recentes da morfodinâmica costeira foram constatadas através da comparação com fotografias aéreas do ano 2000, escala 1:35.000 (Figura 3.2B). Todas as fotos foram georreferenciadas no ArcGIS 9.2, baseando-se em duas cartas topográficas do IGC escala 1:10.000, folhas SG-23-V-C-I-1-NO-B e SG-23-V-C-I-1-NO-D, as quais estão em sistema de coordenadas UTM Córrego Alegre, Zona 23S.

3.3 Levantamento topográfico

O relevo foi classificado até o quarto nível taxonômico (tipos de formas de relevo), conforme Ross (1992). Portanto, para a transeção A-B, chegou-se ao detalhe da curvatura do terreno (côncava, convexa e linear).

Foram coletados dados planialtimétricos dos pontos de calha e crista dos cordões praias das transeções A-B e C-D. Os equipamentos utilizados para este levantamento de campo foram: Estação Total Sokkia SET6 50x, Tripé, Prisma, Baliza, Nível, trena, Nível de Bolha, Estacas e GPS – Garmin.

O levantamento topográfico da transeção C-D foi realizado com a Estação Total, tendo seu raio infra-vermelho emitido até o prisma, permitindo detectar o ângulo horizontal, ângulo vertical e distância dos pontos levantados. Por outro lado, a topografia da transeção A-B foi levantada com o nível, operando-se de acordo com variações topográficas de cordões e entre-cordões praias.

Os dados armazenados na Estação Total foram processados nos softwares TopoEVN Planilha 6, TopoEVN CAD 6 e AutoCAD 2011, permitindo desenhá-los e representá-los numa planilha digital. A topografia da transeção A-B foi desenhada em papel milimetrado A3.

3.4 Configuração vertical e lateral dos horizontes dos solos

O desenho da configuração dos horizontes dos solos, dentro da transeção, foi realizado de acordo com a metodologia preconizada por Boulet (1993). Inicialmente foram efetuadas tradagens de 20 em 20 metros (ou menos) ao longo da transeção A-B, verificando-se a variação lateral dos horizontes de solos. As profundidades desses horizontes foram plotadas no papel milimetrado sob o perfil topográfico da transeção. Esse estudo preliminar forneceu

subsídios para a abertura de trincheiras e instalação dos poços de monitoramento do nível freático.

As fitofisionomias de restinga foram correlacionadas com as superfícies dos compartimentos morfopedológicos. Cada formação vegetal possui exemplares representativos de sua flora, a qual foi identificada conforme Martins et al. (2008) e Sampaio et al. (2005).

O resultado desta análise foi organizado em um desenho completo das transeções A-B e C-D, bem como em detalhes de cada compartimento morfopedológico no interior da ilha (transeção A-B).

3.5 Monitoramento do nível freático

Foram instalados 14 poços de monitoramento do nível freático ao longo da transeção A-B (Figuras 3.1 e 3.3).

A instalação dos poços de monitoramento seguiu a Instrução CETESB 6410/88 (Construção de poços de monitoramento de aquífero freático). Devido às particularidades do terreno e do baixo Limite de Liquidez dos solos da Ilha Comprida as sondagens foram realizadas com trado encamisado por tubo PVC. Os poços foram instalados através de tradagem manual com 3 ou 4 metros de profundidade, introduzindo-se tubo geomecânico de 2 polegadas. Os poços foram selados com argila bentonítica próximo à superfície para não sofrerem risco de contaminação.

Os dados da profundidade do nível freático (NA) foram coletados com auxílio do medidor de NA com pio sonoro e fita milimetrada. Foram realizadas 12 campanhas mensais para leitura do NA, sempre entre os dias 15 e 20 de cada mês. A primeira medida ocorreu em janeiro e a última em dezembro de 2014, portanto, abrangeu-se um ano hidrológico completo.

Os valores máximos e mínimos do NA foram plotados nos desenhos da configuração dos horizontes do solo ao longo da transeção.

3.6 Amostragem de solos

Durante a abertura dos poços de monitoramento do nível freático (Figura 3.3) foram coletadas amostras dos horizontes pedogenéticos. Foram abertas cinco trincheiras para descrição morfológica e coleta de horizontes dos pedons, correspondentes aos poços 1, 4, 6, e 13, bem como um perfil complementar (PC1). A abertura de trincheiras em pontos mais

baixos da paisagem (entre-cordão) e em áreas muito planas foi dificultada pela presença próxima à superfície do lençol freático. Desta forma, nestes locais os solos saturados por água foram amostrados apenas por tradagem. Os perfis dos pedons em locais correlatos aos poços foram nomeados como PP1, PP4, PP6 e PP13, referindo-se a “perfil poço...”. Enquanto as tradagens dos poços foram nomeadas como P2, P3, P4, P5, P6, P7, P8, P9, P10, P11, P12 e P13.

Além do estudo da transeção A-B, foi realizada amostragem de solos e descrição morfológica de 12 perfis pedológicos na transeção C-D da falésia sul (Figura 3.3), sendo estes: PF4, PF1, PF9, PF10, P30, P11, P31, P32, P33, P34, P35 e P39. Ambas as transeções são topocronossequências, cujos perfis mais antigos estão localizados a oeste, com uma progressiva diminuição de idade para leste. O estudo dessas transeções visa estabelecer relações entre os solos e o relevo ao longo da evolução quaternária da Ilha Comprida, tendo como produto final os compartimentos morfopedológicos mapeados e representados bidimensionalmente.

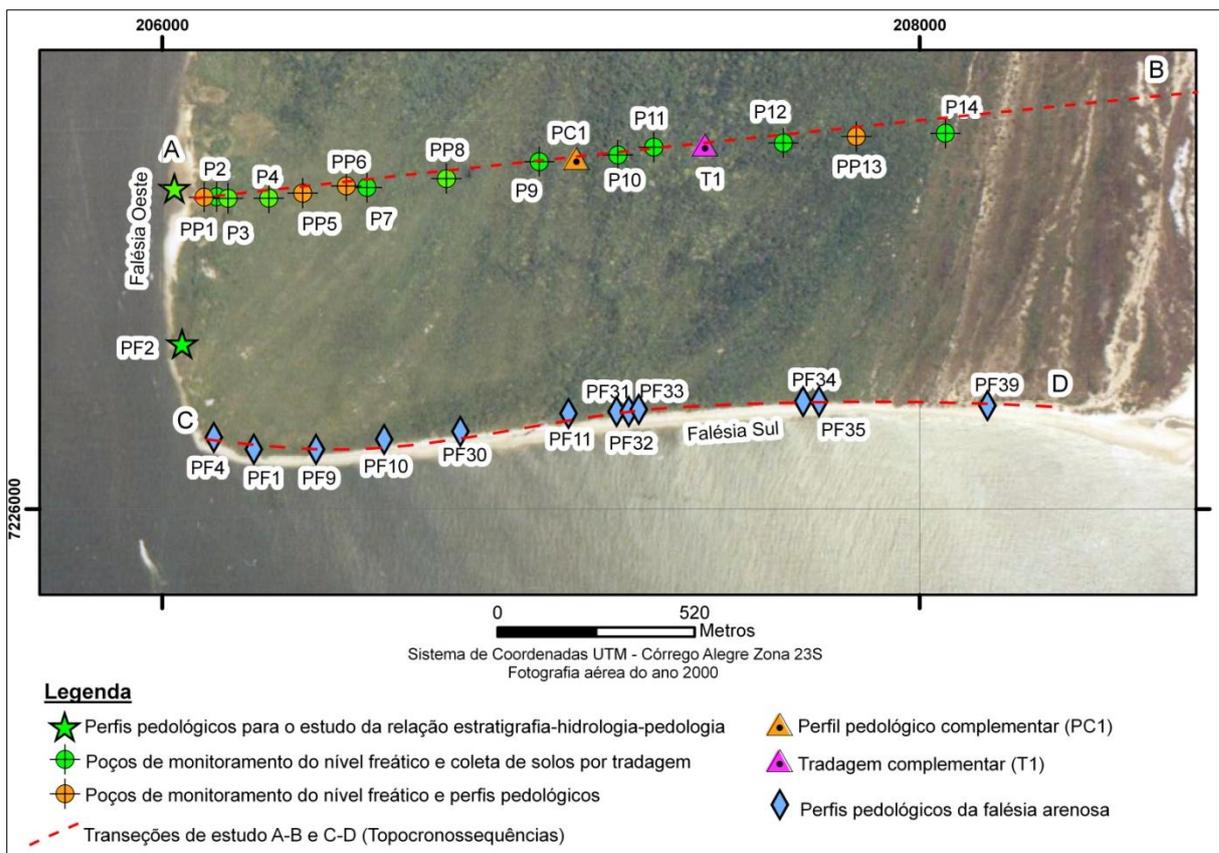


Figura 3.3 – Detalhe das transeções A-B e C-D com localização dos poços de monitoramento do nível freático, coletas de solos por tradagem e dos perfis pedológicos

Paralelamente, fez-se um estudo direcionado sobre a relação entre estratigrafia-hidrologia-morfologia de Espodossolos. Neste caso foram amostrados solos no Ponto A da transeção A-B, também denominada de Falésia Oeste. No total foram seis perfis: Caju 1, Caju 2, Caju 3, Caju 4, Caju 5 e Caju 6. Outros dois perfis também foram inseridos nesta análise: P41 e PF2 (Figuras 3.1 e 3.5).

Todos os perfis pedológicos foram descritos conforme Santos et al. (2013) e classificados de acordo com EMBRAPA (2013). Da mesma forma, buscou-se descrever as tradagens considerando as limitações para isso no que se refere à descrição de agregados (estrutura) e consistência do solo, bem como possíveis contaminações entre horizontes.

3.7 Análises laboratoriais

As amostras dos horizontes dos solos foram secas ao ar, destorroadas e passadas em peneira com malha de 2mm, obtendo-se a fração terra fina seca ao ar (TFSA), a qual serviu para as análises físicas, químicas e mineralógicas.

3.7.1 Análises granulométricas

Foram pesados 40g de amostra para análise física de rotina e 10g para cálculo de umidade após secagem em estufa a 105°C (TFSE), conforme indicado por EMBRAPA (2011). Foi adicionado 250ml de solução dispersante de NaOH 0,1 mol L⁻¹ mais (NaPO₃)₆ 0,015mol L⁻¹ para cada amostra com 40g. As amostras foram agitadas por 16 horas e a classe areia foi separada das classes silte e argila pela lavagem em peneira com malha de 0,05mm. O material que passou na malha foi armazenado e completado com água em provetas de 1L. Após 24 horas foi obtido o valor da argila pelo densímetro, sendo o silte a diferença entre areia e argila. Utilizou-se a mesma solução dispersante para determinação do valor do branco para o densímetro.

Os cálculos da granulometria considerando valores da TFSA, TFSE, densímetro do branco e das amostras foram realizados em planilhas Excel.

A classe areia foi separada e secada em estufa, obtendo-se seu peso total, seguido de fracionamento em: areia muito fina (malha de 0,063mm); areia fina (malha de 0,125mm); areia média (malha de 0,250mm); areia grossa (malha de 0,500mm); e areia muito grossa (malha de 1,000mm).

3.7.1.1 Análises da fração areia

A definição de camadas com variação estratigráfica pode ser identificada com o auxílio de estatística de granulometria das areias (SUGUIO, 1973).

A fração areia dos perfis pedológicos da transeção A-B, Falésia Oeste e perfis PF41 e PF2 foram separadas em onze frações, correspondentes as seguintes peneiras: 1,41mm, 1,00mm, 0,707mm, 0,500mm, 0,354mm, 0,250mm, 0,177mm, 0,125mm, 0,088mm, 0,062mm e 0,031mm. As amostras de areia foram agitadas durante 10 minutos no agitador de peneiras elétrico, na velocidade 5.

As amostras retidas nestas peneiras foram pesadas em balanças analíticas e os valores em gramas foram utilizados para o cálculo de parâmetros estatísticos das areias na escala PHI (Φ) pelo método dos momentos.

Os parâmetros utilizados foram: média do tamanho dos grãos, grau de seleção e grau de assimetria. Os cálculos e a classificação dos parâmetros estatísticos foram realizados em planilhas do Excel disponibilizadas pelo GRADISTAT V.8 (BLOTT, 2000), conforme indicado na Figura 3.4.

Média	Desvio Padrão	Grau de Assimetria
$\bar{x}_{\phi} = \frac{\sum f m_{\phi}}{100}$	$\sigma_{\phi} = \sqrt{\frac{\sum f (m_{\phi} - \bar{x}_{\phi})^2}{100}}$	$Sk_{\phi} = \frac{\sum f (m_{\phi} - \bar{x}_{\phi})^3}{100\sigma_{\phi}^3}$
<i>f = frequência em porcentagem; mϕ = ponto médio de cada intervalo de classe na escala phi; Φ é o tamanho do grão da escala phi, em percentual cumulativo de X.</i>		
Classificação no GRADISTAT V.8		
Desvio padrão	Grau de assimetria (curva)	
<i>Muito bem selecionado < 0,35</i>	<i>Assimetria muito fina > +1,30</i>	
<i>Bem selecionado 0,35-0,50</i>	<i>Assimetria fina +0,43 - +1,30</i>	
<i>Moderadamente bem selecionado 0,50-0,70</i>	<i>Simétrica -0,43 - +0,43</i>	
<i>Moderadamente selecionado 0,70 – 1,00</i>	<i>Assimetria grossa -0,43 - -1,30</i>	
<i>Mal selecionado 1,00 – 2,00</i>	<i>Assimetria muito grossa < -1,30</i>	
<i>Muito mal selecionado 2,00 – 4,00</i>		
<i>Extremamente mal selecionado >4,00</i>		

3.4 – Cálculos e classificação dos resultados pelo GRADISTAT V.8 (BLOTT, 2000)

A escala PHI (Φ) corresponde ao logaritmo negativo na base 2 do diâmetro do grão em mm, portanto, quanto maior o valor na escala Φ , menor será o tamanho da fração areia (SUGUIO, 1973). O grau de seleção é resultado do desvio padrão, ou seja, quanto maior o valor (escala Φ) pior a amostra será selecionada. A assimetria corresponde para qual lado a curva deve estar inclinada, ou se está simétrica, sem inclinação (SUGUIO, 1973). Quando a curva possui calda nos finos, há uma concentração de sedimentos grossos (valores mais baixos na escala Φ), e o contrário ocorre quando há calda da curva nos grossos, concentrando sedimentos finos (valores mais altos na escala Φ). Se os valores estiverem próximos de zero, a curva tende a ser simétrica, com distribuição igual entre finos e grossos (SUGUIO, 1973; BLOTT, 2000).

3.7.2 Análises químicas

A determinação de atributos químicos levou em consideração os materiais espódicos. Portanto, foram analisados: carbono orgânico, Ferro e Alumínio complexados pela matéria orgânica, e pH.

O pH em água foi determinado por potenciômetro, utilizando a relação 1:2,5 (solo:solução) após agitação de cinco minutos seguido de repouso de meia hora. Obteve-se a determinação do carbono orgânico por meio de oxidação pela via úmida com dicromato de potássio ($K_2Cr_2O_2$) $0,4 \text{ mol L}^{-1}$, e titulação por sulfato ferroso.

As formas de Fe e Al complexadas pela matéria orgânica foram extraídas por pirofosfato de sódio $0,1 \text{ mol L}^{-1}$ (pH10). Separou-se 1g de TFSA e foram adicionados 30 ml da solução extratora. Após a agitação por 16 horas seguiu-se com centrifugação por 20 minutos a 10.000 rpm. Promoveu-se a filtragem do sobrenadante para leitura pela absorção atômica, a qual forneceu valores em mg/L que foram calculados de acordo as diluições necessárias e conforme EMBRAPA (2011).

3.7.3 Análises da mineralogia

Em função da existência local de horizontes com forte presença de argilas, bem como devido à ocorrência de camadas constituídas por areia de coloração escura e que sugerem condicionar processos hidropedológicos, fez-se necessário à caracterização da mineralogia de argilas e areia em pontos estratégicos.

Foram desenvolvidas análises por difratometria de raios-X (DRX) da fração argila dos horizontes 2Cg do perfil Caju 4 e da tradagem P3.

Esta mesma análise foi realizada para as areias retida na peneira de malha 0,062mm, abaixo da moda, para o horizonte 2C do perfil PF41. Neste caso, foram obtidos dois difratogramas de amostras em pó, um para os minerais magnéticos e outro para os não-magnéticos (separação por imã). A identificação dos minerais da fração areia foi complementada por microscopia óptica de minerais não opacos imersos em óleo de canela, observando-se aspectos de hábito, relevo, pleocroísmo e escala de birrefringência observada à nicóis cruzados.

Os pré-tratamentos das amostras para difração de raios-X da fração argila seguiram as recomendações de Jackson (1975), incluindo: eliminação da matéria orgânica com peróxido de hidrogênio (H_2O_2) 30% em chapa aquecedora de 50 graus; desferrificação com 3g de ditionito de sódio mais $0,3 \text{ mol L}^{-1}$ de citrato de sódio com bicarbonato de sódio (DCB); eliminação de cátions adsorvidos pelo acetato de amônio; eliminação de sais solúveis – principalmente Na – pela lavagem com acetona e álcool. A fração areia foi separada por peneiramento úmido (malha de 0,05mm). A fração silte foi eliminada com o sobrenadante após centrifugação a 1.600 rpm durante 3 minutos.

Após separação da fração argila, procedeu-se a solvatação por Mg^{2+} e K^+ . A identificação dos filossilicatos por DRX foi realizada a partir de lâminas com argila orientada (THEISEN; HARWARD, 1962). Para tanto, as amostras de argila foram submetidas aos seguintes tratamentos: Mg^{2+} na temperatura ambiente ($25^\circ C$); Mg^{2+} e etileno glicol - EG ($HOCH_2CH_2OH$); Mg^{2+} mais EG com aquecimento à $550^\circ C$; K^+ na temperatura $25^\circ C$; K^+ temperatura $200^\circ C$; K^+ temperatura $550^\circ C$. Por outro lado, para a identificação dos minerais da fração areia foram confeccionadas duas lâminas em pó, uma com areias com atração magnética e outra sem atração magnética.

As lamina orientadas e em pó foram operadas em equipamento de DRX Rigaku Miniflex II, com monocromador de grafite, radiação $CuK\alpha$ ($\lambda = 0,154$) e operado a 10 mA e 15 kV. Os difratogramas da fração areia foram controlados numa escala de 4 a $65^\circ 2\theta$ e velocidade angular do goniômetro de $1^\circ 20\text{min}^{-1}$. Para a fração argila (orientadas) foi utilizada a faixa de varredura de 2 a $35^\circ 2\theta$.

3.7.4 Micromorfologia de solo

A análise micromorfológica de seções delgadas obtidas em amostras indeformadas de solo forneceu subsídios ao estudo da relação entre estratigrafia-hidrologia-morfologia. Após a descrição dos perfis, foram retiradas em campo, 4 pequenos monólitos de $15 \times 7 \times 5 \text{ cm}$ oriundos

dos perfis: Caju 2 (transição dos horizontes Bhm1-Bh e Bhm2-2C); Caju 6 (transição dos horizontes E-Bh) e PF11 (horizontes Bh com galeria fóssil de *Callichirus major*).

Os monólitos foram secos ao ar por 15 dias, depois em estufa à 40 C, retirando-se a umidade residual. Com os monólitos devidamente secos, deu-se início à impregnação com resina poliéster com redução de viscosidade através de monômero de estireno na proporção 1:1. Adicionou-se 5g de pigmento luminescente Uvitex OB e 15 gotas de catalizador Butanox na solução de resina+estireno de 1L.

As amostras foram impregnadas em dessecadores de vidro ligados em bombas de vácuo de baixa pressão. Após a secagem dos blocos, deu-se início ao corte dos mesmos, colagem em lâminas de vidro, desbaste e diminuição da espessura das amostras em politriz até se chegar 0,2mm de espessura da seção. As descrições e fotomicrografias foram realizadas em fotomicroscópio petrográfico Zeiss, conforme Bullock et al. (1985). As imagens foram tratadas no software Visilog, identificando e caracterizando o material grosso (esqueleto) e a porosidade.

3.7.5 Datações

O uso de datações por Carbono 14 e Luminescência Opticamente Estimulada (LOE) permite elucidar aspectos cronológicos da pedogênese que podem se expressar em feições morfológicas dos Espodosolos. Além disso, as datações de LOE auxiliam na delimitação de topocronossequências.

Foram realizadas 10 datações por ^{14}C , sendo uma em amostra de tronco de árvore enterrado no perfil PF10 e duas de fragmentos de raízes encontrados no horizonte argiloso 2Cg dos perfis Caju 4 e Caju 2. As demais amostras são provenientes do material orgânico dos horizontes espódicos dos perfis PF41 (125cm, 223cm e 300cm); PF04 (130cm e 360cm) e PF35 (72cm e 110cm). Os tratamentos analíticos e os resultados das datações foram feitos pelo laboratório Beta Analytic Inc, dos EUA. O laboratório utiliza a metodologia AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*), a qual utiliza padrões como ácido oxálico e outros materiais de referência.

As amostras de datação por ^{14}C são colocadas em um espectrômetro de massas com aceleradores, visando convertê-las em um tipo de grafite sólido, através da conversão de CO_2 com a grafitização imediata, na presença de um catalisador de metal. Ao incinerar as amostras para convertê-las em grafite, também são introduzidos outros elementos às mesmas, como o ^{14}N .

Após a conversão da amostra para poucos miligramas de grafite, elas são pressionadas contra discos de metal. Íons de Cs passam a ser disparados na roda de comando, produzindo átomos de carbono negativamente ionizados, que passam através de dispositivos de enfoque e de um ímã de injeção antes de alcançar o acelerador, onde são acelerados para o terminal positivo por alta diferença de voltagem. Os átomos de carbono com carga positiva tríplice distanciam-se ainda mais do terminal positivo e passam por outro conjunto de dispositivos de enfoque, onde a massa é analisada.

Para as datações por LOE foram coletadas amostras em tubo de PVC (marrom), com 40 mm de diâmetro e 30cm de comprimento, de tal forma manter a amostra livre de luminosidade. As amostras foram datadas nos anos de 2014/2015 pelo laboratório Datação, Comércio e Prestação de Serviços LTDA., sendo realizadas conforme o protocolo SAR (WALLINGA; MURRAY; WINTLE, 2000). Os tubos de PVC são abertos em ambiente de luz vermelha para não alterar os resultados. As amostras passam por um tratamento químico com H₂O₂ (20%), HF (20%) e finalmente HCl (10%), havendo lavagens intermediárias com água destilada. Em seguida as amostras são secas e peneiradas separando em uma fração granulométrica na faixa de 100-160 µm, obtendo assim material (quartzo/feldspato) isento de materiais orgânicos e com granulometria bem homogênea.

O protocolo SAR é feito com a separação de 20-50 grãos (100-300µm) ou alíquotas (7mg) de cada amostra a ser datada pelos seguintes etapas: medida da LOE natural, L_n; irradiação (fonte radioativa) com dose teste (DT); tratamento térmico de 220°C; medida da LOE teste, T_n; irradiação com dose regenerativa; tratamento térmico de 220°C; medida da LOE regenerativa, L_i; irradiação com dose teste; tratamento térmico de 220°C; medida da LOE teste, T_i.

No total foram feitas 14 datações por LOE, oriundas dos perfis: PF04 (100cm, 200cm, 320cm); PF41 (300cm); Caju 1 (75cm, 165cm, 220cm); Caju 3 (110cm, 200cm); P1 (110cm); P5 (75cm); P7 (100cm); P9 (40cm); P13 (70cm).

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Geomorfologia do setor sul da Ilha Comprida

O primeiro táxon do relevo, também denominado de unidade morfoestrutural, corresponde às Bacias Sedimentares Cenozóicas, conforme mapeamento de Ross e Moroz (1997) para o litoral paulista. O segundo táxon, unidade morfoescultural, consiste nas planícies litorâneas com depósitos de origem marinha e eólica pertencentes à Formação Ilha Comprida. O terceiro táxon define os padrões de formas semelhantes, sendo todos do tipo acumulação (Am, Afm, e Atm). No quarto táxon foram identificadas e classificadas as feições geomorfológicas (tipos de formas de relevo), cuja interpretação foi auxiliada pelo levantamento topográfico dos desníveis topográficos entre calha e crista de cordão.

As feições geomorfológicas identificadas na fotointerpretação foram: cordões praiais; superfícies planas com floresta paludosa de restinga; reentrâncias com manguezais; bordas baixas de terraços marinhos; dunas frontais (cordões eólicos), rupturas de deflação (blow-outs) e superfícies planas com brejos de restinga (Figura 4.1). Essas feições geomorfológicas configuram, no terceiro nível taxonômico do relevo, os terrenos de acumulação marinha (Am), acumulação de terraços marinhos (Atm) e acumulação fluvio-marinha (Afm). Essas feições e padrões de formas semelhantes são típicos de ambientes de ilha barreira (HESP; SHORT, 1999; CUNHA; SOUZA, 2010; OTVOS, 2012).

Os cordões praiais constituem os terrenos de Atm, sendo definidos como feições de alinhamentos convexos, paralelos ou semi-paralelos à linha de costa, construídos pela ação marinha de ondas em clima de tempestade (HESP; SHORT, 1999; TAMURA, 2012). Na Ilha Comprida são constituídos, principalmente, por areia fina, podendo conter, em alguns casos, lâminas de deposição horizontal com areia média, grossa e muito grossa, inclusive com grânulos, conforme constatado no perfil PF02, localizado na face lagunar da ilha e próximo à Ponta da Trincheira.

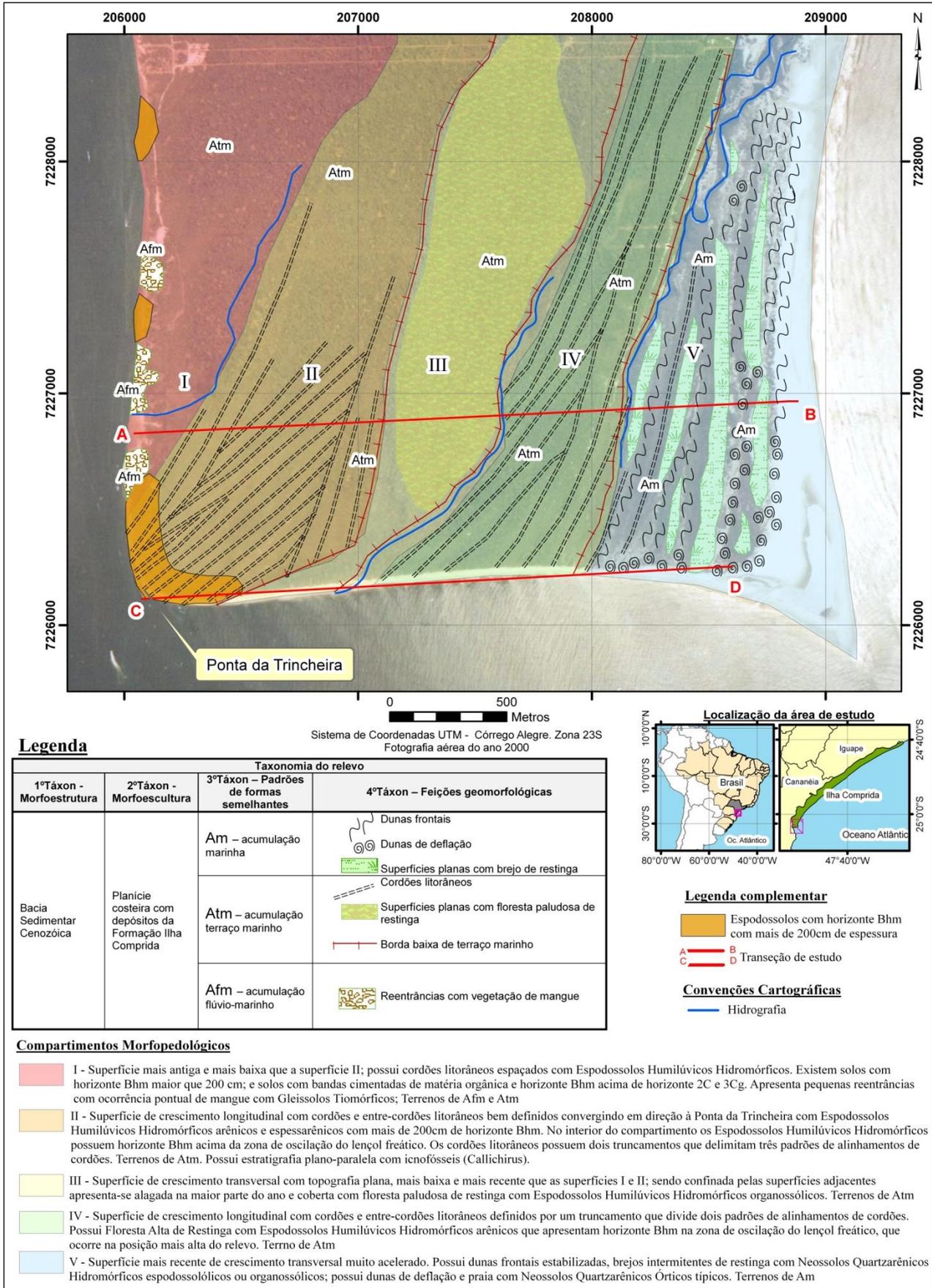


Figura 4.1 – Mapa Morfopedológico do Setor Sul da Ilha Comprida-SP

No perfil PF10, localizado no compartimento III da falésia sul, foi encontrado um tronco de árvore enterrado, cuja datação por ^{14}C é de 1.620 \pm 30 anos. A constatação desse material soterrado é uma evidência de que os cordões praias da Ilha Comprida se formaram, predominantemente, em ambiente regressivo, com deposição acima do nível máximo da maré, tal como citado por Guedes et al. (2011). Portanto, outros sedimentos marinhos e troncos de árvores são comumente encontrados soterrados, conforme relatado por Giannini et al. (2009). Essas evidências também foram associadas à formação de cordões praias no sistema de barreiras arenosas do Rio Grande do Sul (HESP et al., 2005).

De maneira geral, os alinhamentos de cordões praias mapeados estão dispostos de forma alongada e inclinados para nordeste, situação também encontrada para outras áreas da Ilha Comprida (GIANNINI et al., 2003; GUEDES et al., 2011). Além disso, as terminações dos alinhamentos possuem padrões de truncamento e de inversão no rumo de crescimento, sobretudo na extremidade sudoeste da ilha, onde esses cordões convergem para a Ponta da Trincheira (Figura 4.1).

Os entre-cordões foram identificados em campo como sendo formas côncavas e semi-retilíneas, correspondendo à posição inferior da calha das cristas dos cordões. Portanto, apresentam-se alongados e paralelos aos cordões praias localizados em terrenos de Atm. Distinguem-se pelos desníveis topográficos entre calha e crista do cordão, que variam entre 0,5m à 1,5m. Essas formas, quando ocupadas pela vegetação de restinga, apresentam forte acumulação de material orgânico e proliferação de briófitas do gênero *Sphagnum*. A manutenção desse ecossistema está associada ao ambiente hidromórfico criado pelo lençol freático que pode aflorar na superfície dos entre-cordões, sobretudo durante a estação chuvosa entre dezembro e abril.

Na fotointerpretação não foi possível distinguir cordões praias de entre-cordões, uma vez que a vegetação nas áreas úmidas dos entre-cordões pode apresentar extrato do dossel mais alto e induzir a erros pelo contraste fototextural, assim como relatado por Angulo (1992) e Giannini et al. (2003).

Foram identificados quatro truncamentos de cordões praias, os quais definem limites de unidades espaciais de padrões de rugosidade do terreno em função da geometria, espaçamento e altura dos cordões. Essa mudança do padrão de forma do relevo auxiliou na delimitação dos compartimentos morfopedológicos, uma vez que a topografia da superfície de cada compartimento condiciona o padrão de drenagem subsuperficial e conseqüentemente a

podzolização, principal processo de formação dos solos da Ilha Comprida (COELHO et al., 2010).

A rede hidrográfica perene e intermitente acompanha os desníveis topográficos mais abruptos dos truncamentos do sistema cordão/entre-cordão praial e eólico. Desta forma, a hidrografia também possui canais paralelos e sub-paralelos. Essa drenagem superficial possui duas direções de fluxos. Na porção central e oeste da área mapeada o fluxo hídrico é em direção à falésia sul (primeiro canal e limite entre os compartimentos III e IV). Na face lagunar há fluxo no sentido do Mar de Cananéia, conforme mostra a drenagem do compartimento I que deságua próximo ao ponto inicial da transeção A-B. Desta forma, pode-se inferir que há uma tendência de fluxos para sudoeste. Por outro lado, na porção mais a leste da ilha, as drenagens fluem em direção à praia (segundo canal e limite entre os compartimentos IV e V).

Considerando a direção do fluxo hídrico dos cursos d'água localizados na parte central e oeste da área mapeada, bem como a geometria dos alinhamentos de cordões praias na forma de gancho, convergentes para a Ponta da Trincheira, pode-se inferir que o escoamento hídrico lateral (superficial e subsuperficial) contribui de forma determinante para a enorme concentração de MOD que ocorre na extremidade sudoeste da Ilha Comprida onde são encontrados Espodossolos com horizonte Bhm hiperespessos com mais de 2 metros de espessura, como vem a ser o perfil PF04 (Figura 4.2). Além disso, a superfície essencialmente plana e encharcada do compartimento III funciona também como área fonte desta MOD, por meio do lento, porém permanente fluxo lateral subsuperficial, uma vez que ela está confinada pelas superfícies II e IV, ambas com cota topográfica mais alta (Figura 4.2).

A formação de horizontes cimentados na Ponta da Trincheira está associada também a outros fatores, tal como o lento e contínuo rebaixamento do lençol freático ocorrido nos últimos 5.000 anos, conforme sugere a curva de variação do NRM elaborada por Angulo et al., (2006). Portanto, o espessamento do horizonte Bhm deve ter ocorrido, inicialmente, de cima para baixo.

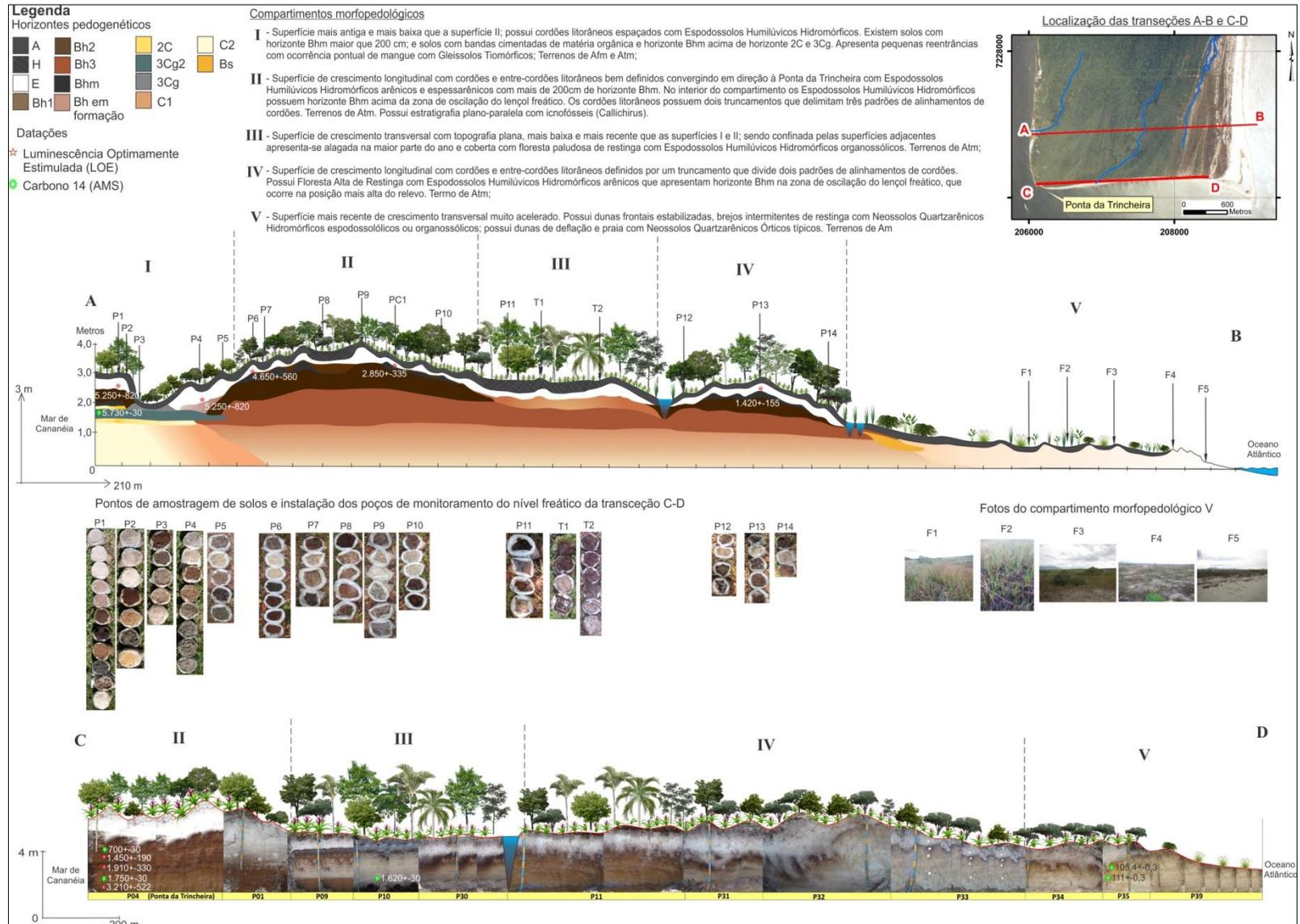


Figura 4.2 – Topocronossequências e compartimentos morfopedológicos das transeções A-B e C-D. Na transeção A-D localizada no interior da ilha existem cinco compartimentos, enquanto na transeção C-D (falésia sul) aparecem quatro compartimentos. A idade dos sedimentos e o desenvolvimento dos Espodosolos decrescem de oeste para leste

De forma geral, os cursos d'água são estreitos, com 2 a 4 metros de largura, e geralmente rasos, com menos de 2 metros de profundidade. As desembocaduras são mais largas e espriam-se por mais de 30 metros de largura no segundo canal junto à praia e com pouco menos de 10 metros na foz do primeiro canal localizada na falésia sul. Em suma, as drenagens delimitam os compartimentos morfopedológicos III, IV e V, e estão encaixadas em suaves rupturas de relevo, designadas como bordas baixas de terraços marinhos (Figura 4.1). Os limites entre os compartimentos I, II e III não possuem drenagens perenes, entretanto, apresentam truncamentos de cordões praias.

As reentrâncias com manguezais estão localizadas na porção lagunar da Ilha Comprida, local onde a baixa energia promoveu o acúmulo de argila, notadamente nos terrenos de Afm. Essas pequenas reentrâncias ocorrem próximas às desembocaduras de cursos d'água intermitentes ou perenes, conforme observado no compartimento I em local próximo ao ponto A da transeção. Os manguezais ou antigos canais formaram-se em ambiente de intermaré. No entanto, em alguns casos, os manguezais foram assoreados pela deposição marinha em ambiente de infra-maré criados por eventos extremos. Nestas condições deve ter havido súbita elevação do nível do mar quando a Ilha Comprida era uma pequena porção emersa (GIANNINI et al., 2009). O contato de fácies deposicionais de argila (Mt) subjacentes às fácies de areia com estratificação plano-paralela é uma evidência dessa mudança ambiental (GIANNINI et al., 2009; GUEDES et al., 2011). Situação semelhante ocorre na Ilha do Cardoso, onde Gomes et al. (2005) encontrou horizonte 2Cgz sotaposto à horizonte Bhm essencialmente arenoso.

As reentrâncias com manguezais podem ser reconhecidas como atuais ou pretéritas (enterradas). Por localizarem junto às desembocaduras, supõe-se que a dinâmica ora deposicional ora erosional seja intensa, e, portanto, pode haver retrabalhamento de depósitos. Somente no compartimento I foram identificadas reentrâncias com manguezais, tanto atuais como e pretéritas.

As dunas frontais (cordões eólicos) e rupturas de deflação (blow-outs) pertencem aos terrenos de Am. Elas também estão dispostas de forma linear, à semelhança dos cordões praias, sendo difícil de distingui-las na fotointerpretação. No entanto, as dunas frontais (cordões eólicos) são geneticamente distintas dos cordões praias, pois são formadas por deposição eólica (OTVOS, 2012; TAMURA, 2012). Os alinhamentos de dunas frontais (cordões eólicos) são estabilizados pela vegetação rasteira fixadora de dunas e exemplares herbáceos e arbustivos. Podem apresentar, entre os alinhamentos de dunas, brejo de restinga.

As dunas frontais (cordões eólicos) diferem morfologicamente dos cordões praiiais pela presença de estrias composta de dunas parabólicas e de deflação (HESP et al., 2005; NASCIMENTO JUNIOR, 2011).

Conforme ilustrado na Figura 4.2, é notável a presença de áreas planas e alagadas nos compartimentos morfopedológicos III e V, os quais podem condizer às unidades espaciais definidas por Guedes et al. (2011) como de altas taxas de crescimento transversal com progradação para sudeste. Por outro lado, os compartimentos I, II e IV apresentam-se com maior rugosidade do terreno, oriundas dos alinhamentos de cordões e entre-cordões praiiais. Provavelmente esses compartimentos estão relacionados às fases de crescimento longitudinal descritas por Guedes et al. (2011).

O compartimento I é o mais antigo, de acordo com as datações por LOE do PP1 a 120 cm de profundidade (LOE-PP1-120: 5.130 +-860 anos) e do PF2 a 300 cm de profundidade (LOE-PF2-300: 5.250 +-820 anos). Sua superfície possui rugosidade moderada, pois os cordões praiiais são mais espaçados, não identificados pela fotointerpretação devido a vegetação densa, tal como relatado por Giannini et al. (2003) e Guedes et al. (2011). Na presença de reentrâncias de manguezais há a formação de pequenas baías, como observado na Falésia Oeste, onde ocorre uma reentrância pretérita (mangue enterrado). Neste local, a datação mais recente foi a do Caju1 a 75 cm de profundidade (LOE-Caju1-75: 3.390 +-560 anos), sendo a mais antiga localizada no Caju2 a 200 cm de profundidade (LOE-Caju2-200: 4.380 +-760 anos). No Caju3 foi datada uma raiz encontrada no horizonte 2Cg (210cm), cuja idade pelo método do ^{14}C (AMS) corresponde a 5.730 +-30 anos.

As datações de LOE do PP1 e do Caju3 possuem margens de erro que se equivalem, denotando ausência de retrabalhamento nesta área. Além disso, há correlação entre a datação por LOE do PP1 e ^{14}C do Caju3. Em suma, pode-se dizer que esses depósitos são contemporâneos, pertencentes à fase inicial da evolução quaternária da Ilha Comprida, ocorrida entre 6.000 a 5.000 anos AP de acordo com o modelo de Guedes et al. (2011).

Nesta fase inicial, a morfogênese do compartimento I se deu por um crescimento transversal seguido de um longitudinal, cuja deposição sedimentar, vinda de sudeste, encontrou obstáculos fisiográficos nos embasamentos dos Morros de Pedrinhas e Pedra do Tombo, fato ocorrido entre 5.855 +-425 e 5.169 +-422 anos AP (GUEDES et al., 2011). Portanto, a superfície do compartimento I com rugosidade moderada corresponde a uma mescla de componentes do crescimento da ilha. Esse compartimento não aparece na falésia sul (transeção C-D) uma vez que o compartimento II o corta na extremidade sudoeste da ilha.

O compartimento II é mais alto que os compartimentos adjacentes I e III. De forma geral, a rugosidade e dissecação do terreno são maiores, pois os cordões e entre cordões são mais justapostos e com maiores desníveis topográficos entre calha e crista do cordão.

Internamente ao compartimento II existem duas áreas com rugosidades mais proeminentes, separadas por uma porção mais plana onde está o P8. As áreas de maior rugosidade devem estar associadas à componente de crescimento longitudinal, caracterizada pela menor taxa de progradação para sudeste, 0.2 metros por ano (GUEDES et al., 2011). Esse crescimento ocorreu quando a deposição sedimentar superou o obstáculo fisiográfico do embasamento dos Morros de Pedrinhas e seguiu rumo a nordeste (GUEDES et al., 2011). Desta forma, a componente de crescimento longitudinal permitiu afeição cordões praias mais justapostos, favorecendo a concentração de sedimentos eólicos (GIANNINI et al., 2009). Esta variação na porção central (P8) se deu pelo truncamento de cordões praias, seguido de alteração dos padrões geométricos dos alinhamentos, e, de alguma forma, por maior atuação da componente de crescimento transversal nesta área central do compartimento II.

As datações demonstram um decréscimo progressivo na idade dos sedimentos em direção a leste e confirmar que a transeção A-B é uma topocronossequência. A idade dos sedimentos corrobora a hipótese de superação dos morros de Pedrinhas pela sedimentação marinha, ocorrida a partir de 5.169 +-422 anos AP (GUEDES et al., 2011). A datação do PP6 a 100 cm de profundidade (LOE-PP6-100: 3.660 +-360 anos) mostra redução das idades em comparação ao último perfil do compartimento I, PP4 a 75cm de profundidade (LOE-PP4-75: 4.650 +- 560 anos). Mais recente ainda é o depósito do PC1 a 40cm de profundidade (LOE-PC1-40: 2.850 +-335 anos).

A superfície do compartimento III é predominantemente plana, fato explicado pela maior atuação da componente de crescimento transversal devido ao barramento à deposição sedimentar provocado pelos Morros de Iguape, iniciado há aproximadamente 2.000 anos AP (GUEDES et al., 2011). Essa superfície formou-se com alta taxa de progradação para sudeste, em torno de 0,5 metros por ano (GUEDES et al., 2011), não favorecendo a formação de cordões justapostos, o que pode ter dissipado a deposição eólica em uma área mais ampla (GIANNINI et al., 2009). Nessa superfície há concentração de material orgânico e proliferação de briófitas do gênero *Sphagnum*. A datação por ^{14}C de um tronco de árvore encontrado enterrado no PF10 (Falésia Sul) indica a idade de 1.630+-30 anos AP, indo ao encontro com o modelo de evolução quaternária da Ilha Comprida proposto por Guedes et al. (2011).

O compartimento IV possui topografia semelhante ao compartimento II, no entanto, com menor extensão e superfície ligeiramente menos rugosa e menos dissecada. Na Falésia Sul, sobretudo nas adjacências da desembocadura do primeiro curso d'água, essa superfície apresenta-se mais plana.

A superfície criada no compartimento IV deve estar relacionada à componente de crescimento longitudinal, favorecida após a superação do obstáculo fisiográfico dos Morros de Iguape pela sedimentação marinha. Contudo, a datação de sedimentos do PP13 na profundidade de 70 cm (LOE-PP13-70: 1.420 \pm 155 anos) indica que a morfogênese deste compartimento possuiu dinâmica peculiar, diferente do que ocorreu no centro e no nordeste da ilha, onde a superação dos Morros de Iguape aconteceu somente a 222 \pm 23 anos AP (GUEDES et al., 2011).

A hipótese de dinâmica peculiar é reforçada pela maior inclinação para sudoeste dos cordões praias deste compartimento quando comparado com as áreas central e norte da ilha. A proximidade da desembocadura de Cananéia deve ter condicionado a formação precoce dessa superfície controlada pela componente longitudinal, tal como mencionado por Giannini et al. (2003) para explicar as variações nas extremidades sul e norte da ilha. Além disso, a superação antecipada do obstáculo fisiográfico pode estar associada à própria curvatura da linha de costa da Ilha Comprida.

O compartimento V apresenta topografia essencialmente plana e extensa, cuja morfogênese refletiu na altíssima taxa de progradação para sudeste (3,6 a 4,6 metros por ano) e predomínio decrescimento transversal, iniciado nos últimos 222 \pm 23 anos AP (GUEDES et al., 2011). A abertura do Valo Grande (1852) pode ter favorecido essa intensa progradação (GUEDES et al., 2011). Contudo, o acelerado crescimento dessa extremidade sudeste da Ilha Comprida dever ser o resultado da inversão de deriva (rumo a SW) e pouco tempo para erosão (TESSLER et al., 1990), seguindo um “paradoxo da taxa de sedimentação” (SAWAKUCHI; GIANNINI, 2006). Neste compartimento foram identificados cordões eólicos e rupturas de deflação (*blow-outs*). A morfogênese dessas feições é atribuída aos processos eólicos atuantes no transporte e deposição de sedimentos arenosos (SAWAKUCHI et al., 2008). O aumento da intensidade e frequência de frentes frias durante a Pequena Era do Gelo (1450 a 1850 DC) deve ter aumentado o regime de ventos vindo de sul, podendo-se inferir que houve substancial acréscimo de dunas frontais (cordões eólicos) e de deflação (SAWAKUCHI et al., 2008; GUEDES et al., 2011). Os brejos de restinga destacam-se na paisagem do compartimento V, ocorrendo nas áreas de baixadas entre os alinhamentos de dunas frontais (cordões eólicos).

4.2 Sistemas morfopedológicos do setor sul da Ilha Comprida

A comparação entre a morfologia dos solos da transeção A-B, que é está no interior da ilha, com aquela encontrada na falésia sul (transeção C-D) e também na falésia do oeste, demonstra as possíveis transformações ocorridas nos solos da Ilha Comprida após alteração do regime hídrico de mal drenado (interior da Ilha) para bem drenado (falésias).

4.2.1 Compartimento morfopedológico I

O corte transversal deste compartimento inicia-se a oeste, na face da falésia do oeste, localizado às margens do Mar de Cananéia (Figura 4.3). A transeção segue em direção a leste por 140 metros em superfície relativamente plana que corresponde à linha de cumeada de um cordão praial. Após o P2 há um declive em rampa de 40 metros e desnível de 1,5 metros alcançando o PP3 no quarto inferior de uma pequena vertente. Essa área mais deprimida se estende por 70 metros e dá lugar a um sistema de cordão/entre-cordão praial com aumento progressivo das cotas topográficas e desníveis entre calha e crista de cordão.

A classificação e os atributos mais relevantes da morfologia, química e física de solos representativos deste compartimento foram agrupados na Tabela 4.1.

Essa superfície de rugosidade moderada e antiga, datada em torno de 5.000 anos AP, formou-se sobre a influência da face lagunar da Ilha Comprida, conforme evidenciado pela reentrância pretérita, a qual corresponde ao horizonte glei com espessura entre 10 a 40 cm (horizontes 3Cg, 3Cg2 e 2Cg). Esse horizonte possui mais de 30% de argila, cuja assembleia mineralógica é constituída por argilominerais do tipo 2:1 (esmectita), caulinita e illita (Figura 4.4), tal como identificado para Gleissolos em ecossistemas de mangues nas proximidades da área de estudo (FERREIRA et al., 2007; SOUZA et al., 2008;2010; ANDRADE et al., 2014).

O pH deste horizonte é baixo, podendo chegar a 2,77 (P5). A fonte de acidez desse horizonte está ligada a oxidação da pirita, pois este mineral foi identificado em horizonte 2Cgz em condições muito semelhantes no norte da Ilha Comprida a pouco menos de 3 quilômetros da área de estudo (GOMES et al., 2007b). Com a sulfidização e oxidação dos sulfetos houve o decréscimo do pH deste horizonte, conforme relato por Otero et al. (2009).

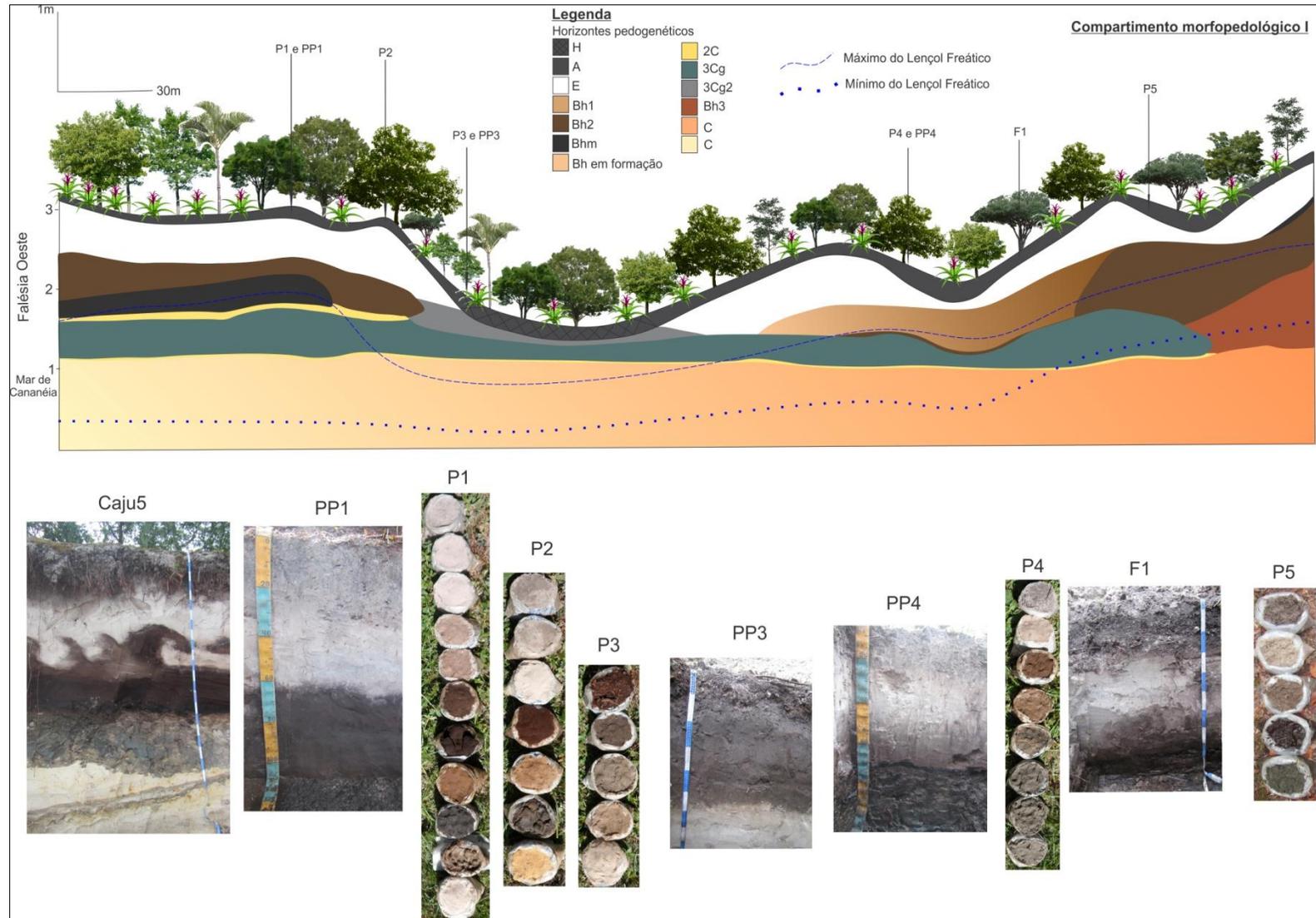


Figura 4.3 – Sistema Morfoedológico do Compartimento I da Transeção A-B. A variação lateral dos horizontes do solo ocorre com o desaparecimento dos horizontes Bhm e Bh após a passagem da área de maior declive (P2) e cônica (P3), respectivamente. O reaparecimento do horizonte espódico ocorre de forma progressiva e relacionada com o aumento dos cordões e entre-cordões praias da parte leste do compartimento

Tabela 4.1 – Classificação e seleção de atributos morfológicos, químicos e físicos dos solos representativos do compartimento morfoedológico I

Hor.	Prof.	Cor	Consistência		Cimentação	pH	C org.	Fe _p	Al _p	Argila	Silte	Areia
	(cm)	úmida (Munsell)	úmida	(H ₂ O)		g/kg ⁻¹						
Caju4 Espodossolo Humilúvico Órtico típico												
A	0-13	5YR 5/2	solta	não	5.09	23.16	0.01	0.05	50.12	0.53	949.35	
E	13-73	5YR 7/3	solta	não	5.34	0.00	0.00	0.00	50.05	0.51	949.44	
Bh	73-109	5YR 3/3	friável	não	5.30	6.89	0.02	1.52	62.44	3.50	934.06	
Bhm	109-114	5YR 2.5/1	muito firme	fortemente	5.04	20.68	0.17	3.99	100.82	4.62	894.56	
2Cg	114-140	Gley1 4/N	firme	não	4.89	24.81	1.05	2.71	356.07	33.52	610.41	
3C	140-155	7,5YR 7/2	solta	não	4.49	0.00	0.20	1.17	100.08	4.25	895.67	
4C	155-200+	7,5YR 8/2	solta	não	5.08	0.00	0.65	0.34	49.88	0.24	949.88	
Caju5 Espodossolo Humilúvico Órtico típico												
A	0-20	5YR 5/1	friável	não	4.66	56.33	0.01	0.00	55.89	5.62	938.49	
AE	20-40	5YR 7/1	solta	não	5.12	3.03	0.00	0.00	34.05	4.23	961.72	
E	40-90	5YR 8/2	solta	não	5.61	0.78	0.00	0.00	12.32	1.23	986.45	
BhE	90-120	5YR 4/4	friável	não	4.90	15.36	0.00	0.31	27.90	2.87	969.23	
Bh	120-170	5YR 3/2	firme	fracamente	4.53	23.05	0.00	1.44	63.56	16.91	919.53	
Bhm	170-183	5YR 2.5/1	muito firme	fortemente	3.83	42.66	0.42	5.85	109.41	23.02	867.57	
2Cg	183-225	Gley1 5/N e 10YR 6/8	firme	não	3.75	8.39	1.53	1.42	198.27	14.76	786.97	
3C	225-300+	7,5YR 8/2	solta	não	4.87	0.85	0.19	0.53	42.62	12.33	945.05	
PP1 Espodossolo Humilúvico Órtico dúrico												
A	0-15	7,5YR 6/1	solta	não	4.48	16.54	0.04	0.00	25.06	6.37	968.57	
AE	15-25	7,5YR 7/1	solta	não	4.84	5.51	0.00	0.00	12.47	12.21	975.32	
E	25-48	7,5YR 8/1	solta	não	5.33	0.00	0.00	0.00	7.52	7.81	984.67	
EB	48-56	7,5YR 5/2	solta	não	5.39	0.00	0.00	0.00	7.50	0.27	992.23	
BE	56-63	5YR 4/2	muito friável	não	5.37	0.55	0.00	0.00	12.45	5.48	982.07	
Bh1	63-75	5YR 3/2	muito firme	fracamente	4.86	27.57	0.01	3.02	17.59	16.65	965.76	
Bhm	75-130	5YR 2.5/1	extr. firme	fortemente	3.76	46.87	0.10	4.84	25.21	26.14	948.65	
2C	130-140	10YR 5/6	solta	não	3.56	8.27	0.34	1.34	12.47	8.82	978.71	
3Cg	140-150	Gley1 4/10Y	firme	não	3.27	8.27	3.04	7.76	322.49	81.81	595.70	
4C	150-160	10YR 5/3	muito friável	não	3.81	4.14	0.35	0.51	62.70	0.50	936.80	
5C	160-180+	10YR 8/1	solta	não	4.72	0.00	0.04	0.00	12.49	3.03	984.48	
P2 Espodossolo Humilúvico Órtico arênico												
A	0-25	7,5YR 5/2	--	--	4.95	22.06	0.00	0.00	25.00	0.86	974.14	
AE	25-40	7,5YR 6/2	--	--	5.31	5.51	0.00	0.00	37.59	0.03	962.38	
E	40-60	7,5YR 8/1	--	--	5.49	0.00	0.00	0.00	12.41	0.74	986.85	
Bh	60-90	5YR 3/2	--	--	5.21	13.79	0.14	2.95	25.12	2.08	972.80	
2C	90-100	Gley1 4/10Y	--	--	5.24	2.76	0.00	1.19	12.49	5.98	981.53	
3Cg	100-120	5GY 4/1	--	--	4.47	27.57	5.72	4.74	399.20	117.38	483.42	
4C	120-155+	5Y 8/6	--	--	5.26	0.00	0.16	0.05	12.49	11.54	975.97	
PP3 Gleissolo Melânico												
H	0-10	2,5YR 3/2	--	não	3.84	647.90	0.01	0.32	12.73	4.65	982.62	
A	10-40	5YR 3/3	muito friável	não	4.39	26.19	0.28	1.04	37.71	32.57	929.72	
Cg1	40-65	Gley1 5/10Y	friável	não	4.84	9.65	0.51	2.86	126.69	71.59	801.72	
Cg2	65-100	Gley1 4/10Y	firme	não	5.03	2.76	0.34	0.50	50.07	0.54	949.39	
2C	100-140+	5YR 7/1	solta	não	5.26	0.55	0.00	0.00	12.52	1.02	986.46	
PP4 Espodossolo Humilúvico Hidromórfico típico												
A	0-25	5YR 6/3	solta	não	4.43	71.68	0.16	0.00	37.64	13.04	949.32	
E	25-52	5YR 6/1	solta	não	5.33	1.38	0.00	0.00	4.99	0.98	994.03	
Bh	52-71	5YR 4/2	muito friável	não	5.05	5.51	0.01	0.12	7.48	1.74	990.78	
2CgBh	71-76	5YR 2.5/1	firme	não	4.42	248.10	0.44	18.91	156.50	55.77	787.73	
2Cg	76-100+	Gley1 5/10Y	firme	não	3.44	58.17	1.78	5.11	191.01	51.56	757.43	
P5 Espodossolo Humilúvico Hidromórfico típico												
A	0-20	5YR 4/3	--	--	4.48	105.30	0.03	0.00	25.03	17.14	957.83	
E	20-70	7,5YR 7/2	--	--	4.67	2.76	0.00	0.00	12.47	1.73	985.80	
BhE	70-90	7,5YR 4/2	--	--	5.01	5.51	0.00	0.00	41.73	7.68	950.59	
Bh	90-150	7,5YR 2,5/2	--	--	4.32	12.68	0.02	1.19	25.19	0.85	973.96	
2Cg	150+	Gley1 5/10Y	--	--	2.77	14.89	8.12	2.03	77.16	3.41	919.43	

C org. – Carbono Orgânico

Fe_p e Al_p – Ferro e Alumínio extraídos com pirofosfato de sódio

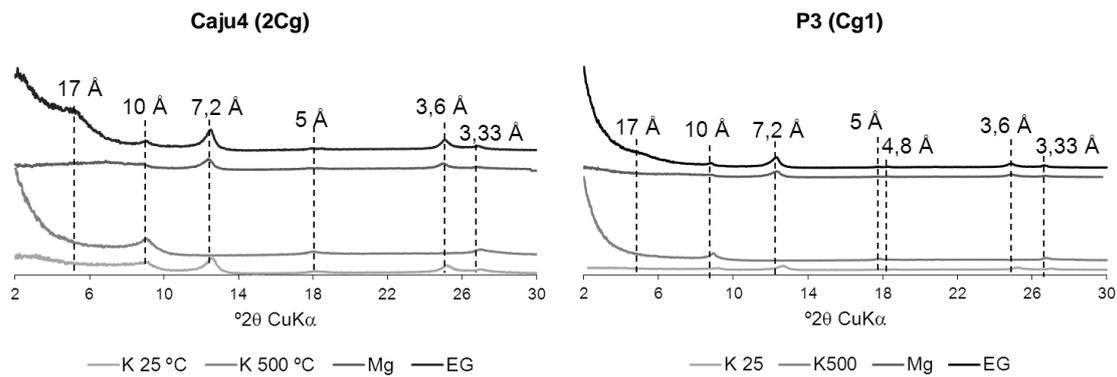


Figura 4.4 – Difratogramas de raios-X de amostra orientada da fração argila do horizonte glei do Caju4 e P3. Interpretação dos picos 17Å: Esmeclita (001); 10Å: Ilita (001) tratamento de EG (Etileno Glicol), K 500°: aumento da intensidade do pico da ilita e colapso da esmeclita. 7,5Å e 3,6Å: Caulinita (001) e (002), respectivamente. 5Å: Ilita (002). 3,33Å: Esmeclita (003) e (005). 4,8Å: Gibbsita (001)

A evolução da paisagem deste compartimento foi marcada pelo ambiente de intermaré no momento da formação do mangue. A subsequente alteração para regime de infra-maré pode ser inferida pela presença de fácies do tipo *hummock* formadas em ambiente de tempestade de alta energia, conforme identificado por Guedes et al. (2011). Essa mudança de ambiente de deposição provocou o assoreamento e o enterramento do mangue por sedimentos arenosos. O aporte arenoso (eólico e/ou marinho) afeiçoou os cordões praias, formando uma camada arenosa de espessura que varia entre 10 a 150 cm acima do horizonte glei.

A floresta alta de restinga está presente na porção oeste e diminui ligeiramente a altura do dossel indo em direção a leste, onde há o domínio de vegetação arbustiva (mirtáceas e lauráceas) e proliferação de musgos e líquens na superfície do terreno. O substancial incremento de MO oriundo desse ecossistema somado ao clima super-úmido (Af) e sedimentos arenoso e pobre em nutrientes criou condições para a produção de MOD que migrou em profundidade, seja pela drenagem ou pela queluviação, causando a podzolização.

A presença do horizonte glei impediu o fluxo hídrico vertical do MOD para além deste horizonte. Portanto, a expansão dos horizontes espódicos em profundidade está impedida, dentre outros fatores, pelo corpo argiloso do horizonte glei, formando uma barreira física à drenagem, tal como observado nos perfis Caju 4 e Caju 5 (Figuras 4.3 e 4.5).

O horizonte arenoso 2C marca a descontinuidade estratigráfica na parte oeste do compartimento I, notadamente no PP1. Este horizonte apresenta valor e croma alto (5/6), sem acúmulo significativo de material espódico (C orgânico e Al_p). Este acúmulo é observado no horizonte Bhm sobrejacente ao horizonte 2C.



Figura 4.5 – Contraste entre os horizontes 2Cg (muito argiloso) e Bhm (arenoso), do perfil Caju4. A limitação da drenagem devida ao contraste textural força a deposição de MOD, gerando ou mantendo aí um estreito horizonte Bhm no perfil

A concentração de areia ligeiramente mais grossa no horizonte 2C em comparação ao horizonte Bhm (Figuras 4.6 e 4.7) pode ter provocado quebra de capilaridade, de tal forma que a frente de molhamento do solo ficasse restrita ao limite do contato estratigráfico. Essa situação é evidenciada no PP1 pelo aumento da média do tamanho das areias no horizonte 2C em relação ao horizonte Bhm (diminuição na escala PHI). Além disso, o maior valor do grau de assimetria na escala PHI sugere concentração de finos da fração areia no horizonte Bhm, fato que não ocorre no horizonte 2C, que se mantém simétrica, de acordo com o valor próximo de zero (Figura 4.5). Desta forma, este contraste granulométrico das areias pode ter induzido, dentre outros fatores, a concentração de MOD no horizonte Bhm, além de conter o avanço da podzolização para o horizonte 2C.

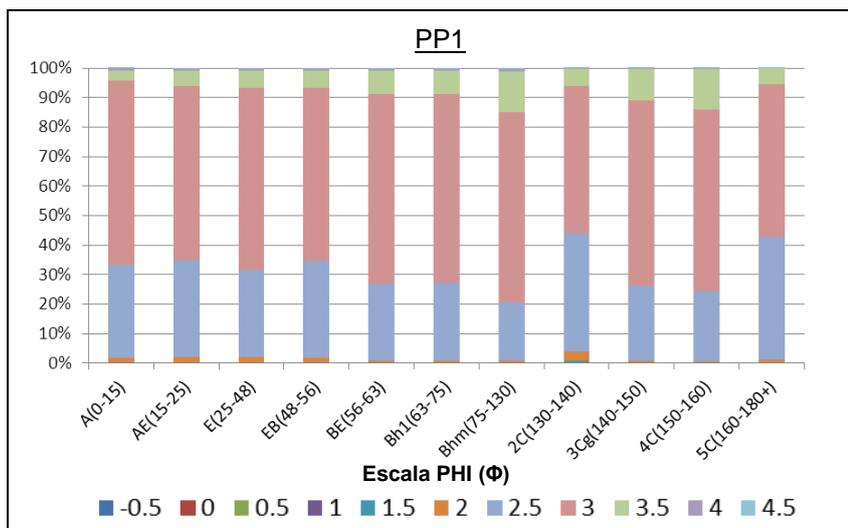


Figura 4.6 – Distribuição percentual do tamanho das areias dos horizontes do perfil PP1 na escala PHI. Existe um acréscimo de areias ligeiramente mais grossa (2.5 e 2 PHI) no horizonte 2C, em relação ao horizonte sobrejacente Bhm

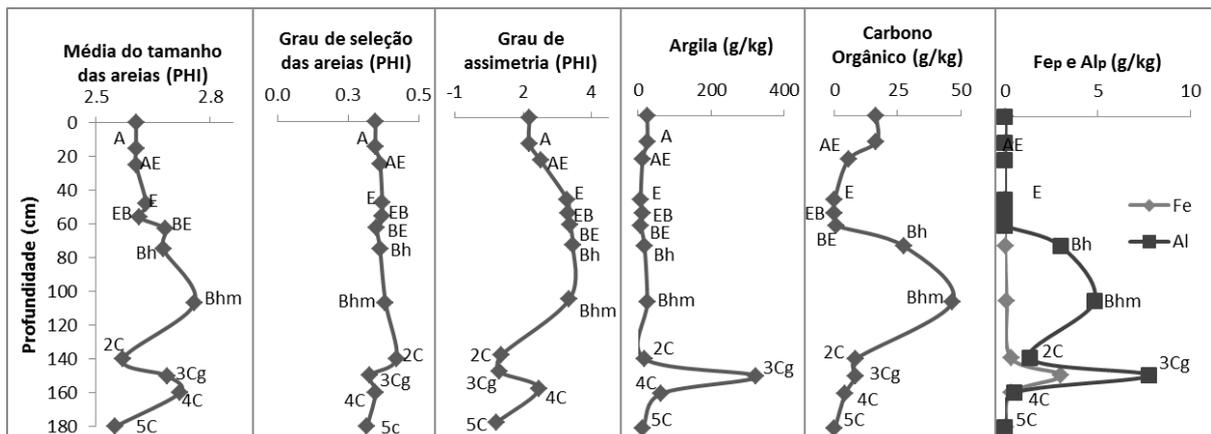


Figura 4.7 – Perfil PP1, variação em profundidade dos parâmetros estatísticos das areias, teor de argila, carbono orgânico e Fe e Al pirofosfato. A média do tamanho dos grãos de areia no horizonte 2C é maior (menor valor na escala PHI: grãos são maiores). A distribuição do tamanho dos grãos do horizonte 2C é simétrica (grau de assimetria próximo de 0), e o horizonte Bhm tem concentração de finos (valor acima de 2,5 PHI). O aumento do teor de carbono é sensivelmente maior no horizonte Bhm, enquanto o horizonte 3Cg possui altos conteúdos de Fe_p e Al_p

O perfil PF41 está inserido na facies lagunar do compartimento I, localizado a 2 km a norte do ponto A da transeção A-B (Figura 3.1). Neste perfil também foi constatado que a morfologia do Espodossolo pode ser controlada pela descontinuidade estratigráfica. Contudo, diferente do perfil PP1, este perfil apresenta contato entre uma camada sedimentar com granulometria mais grossa sobre uma mais fina, conforme evidenciado no valor da moda do tamanho dos grãos de areia do horizonte 2C (4 PHI) em comparação ao horizonte Bhm2 (3 PHI), como mostra a Figura 4.8. As variações dos parâmetros estatísticos de média, grau de seleção e grau de assimetria corroboram com essa descontinuidade estratigráfica e de padrão de circulação da água, causando o acúmulo de MOD nos horizontes Bhm1 e Bhm2 (Figura 4.9). Neste caso, não é a quebra de capilaridade que está atuando na restrição à drenagem e sim a diminuição abrupta da condutividade hidráulica, à semelhança do papel desempenhado pelo horizonte 2Cg nos perfis Caju4 e Caju5.

A coloração escura da areia do horizonte 2C do perfil PF41 se deve à abundância de minerais pesados opacos metálicos do tipo ilmenita e magnetita (Figura 4.10). Entre os minerais pesados não opacos desse horizonte destacam-se: zircão, turmalina, estauroлита, rutilo e epídoto (Figura 4.11). Essa assembléia mineralógica foi identificada para diversas partes da ilha (GIANNINI et al., 2009).

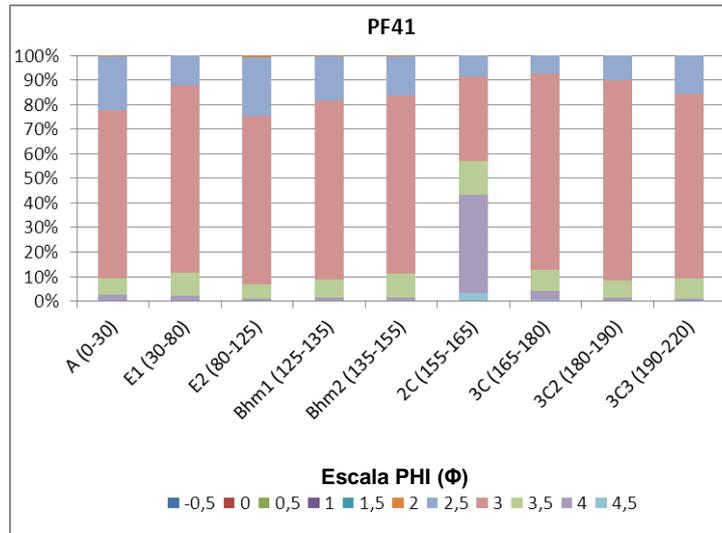


Figura 4.8 – Distribuição percentual do tamanho das areias dos horizontes do perfil PF1 na escala PHI. O horizonte 2C apresenta a moda do tamanho dos grãos em 4 PHI, enquanto nos demais horizontes a moda esteve em 3 PHI. O gradiente abrupto da redução do tamanho dos grãos impõe a restrição à drenagem e formação do horizonte Bhm1 e Bhm2 pelo acúmulo de MOD

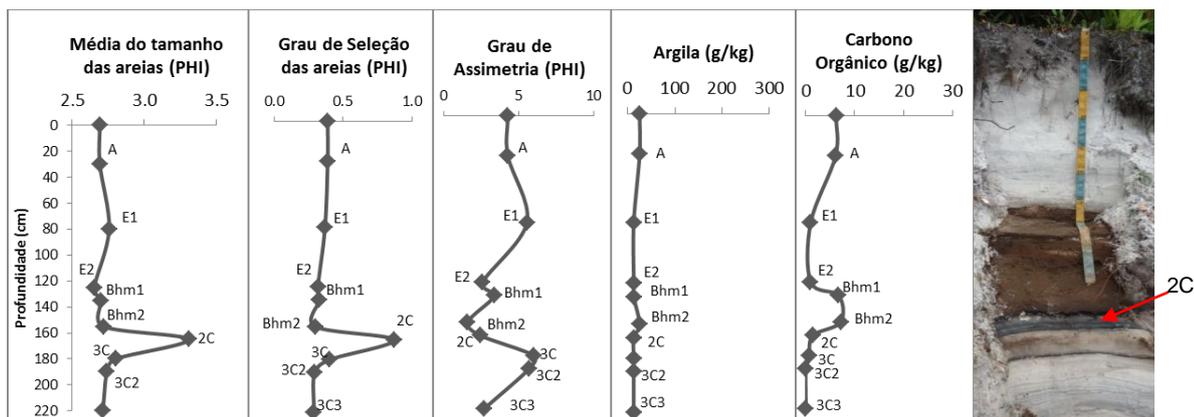


Figura 4.9 – Variação em profundidade dos parâmetros estatísticos das areias, teor de argila, carbono orgânico do perfil PF41 (foto à direita do gráfico). A média do tamanho dos grãos no horizonte 2C é menor (maior valor na escala PHI: grãos muito menores). O grau de seleção também é pior no horizonte 2C, condizente com os valores apresentados na Figura 4.8. Os valores de carbono orgânico mostram o incremento nos horizontes espódicos

Tabela 4.2 – Variação* da profundidade do nível do lençol freático no compartimento I e precipitação

	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	Amplitude
Poço 1	233	213	164	123	267	258	188	296	296	301	300	317	194
Poço 2	220	222	213	216	254	242	273	283	284	289	286	305	92
Poço 3	108	109	100	106	142	127	162	171	161	179	175	197	97
Poço 4	88	88	80	92	125	95	142	154	149	171	157	195	115
Poço 5	104	108	96	111	148	112	152	175	168	194	177	221	125
Prec.(mm)**	201.9	263.7	153.5	297.7	98.3	97.5	100.9	93.9	151.1	111.4	---	---	---

*Valores em centímetros

**Precipitação pluviométrica de 2014 (Estação Meteorológica do IO/USP)

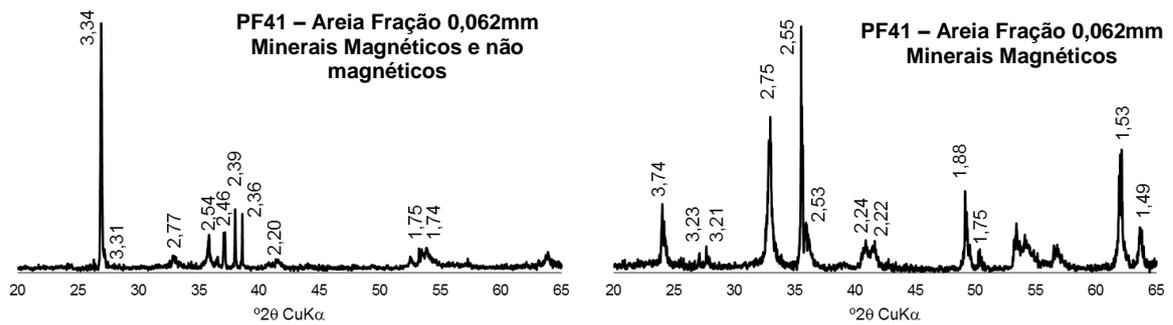


Figura 4.10 – Difratoformas de raios-X de amostra de areia da fração 0,062 oriunda do horizonte 2C perfil PF41. Interpretação dos picos 3,37Å, 2,24Å, 2,77Å, 2,22Å, 1,88Å, 1,75Å, 1,74Å e 1,40Å: Ilmenita; 3,34Å, 2,46Å e 2,39Å: Quartzo; 3,31Å, 3,23Å e 3,21Å: feldspato; 2,55Å, 2,54Å e 2,53Å: Magnetita/ilmenita; 1,53Å: Magnetita; 2,2Å: rutilo/mica. A presença de minerais opacos como a Ilmenita e Magnetita devem expressar a coloração escura do horizonte 2C

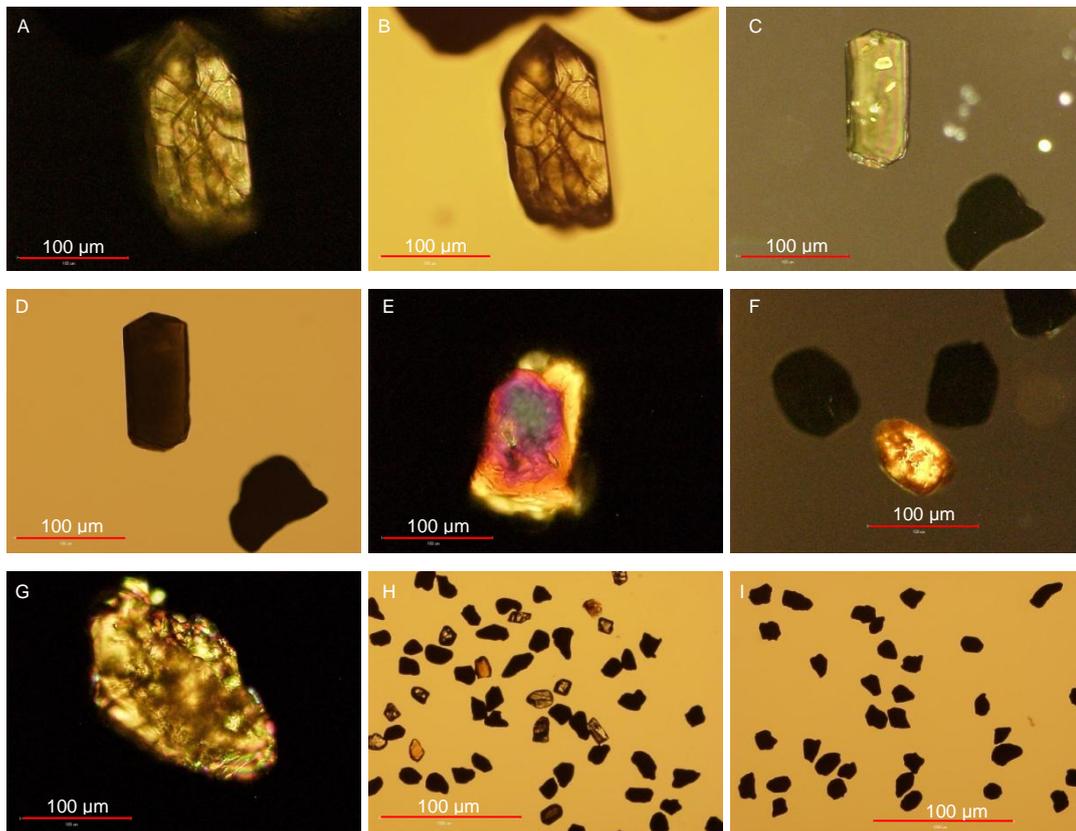


Figura 4.11 – Fotomicrografias da fração retida na peneira de abertura de 0,062 mm do perfil PF41. A: Zircão à nicóis cruzados. B: Zircão à luz incidente. C: Turmalina à nicóis cruzados. D: Turmalina extinta em 90° à luz transmitida. E: Estauroilita à nicóis cruzados. F: Rutilo à nicóis cruzados. G: Epídoto à nicóis cruzados. H: Visão geral nos minerais sem atração magnética. I: Visão geral dos minerais magnéticos. Embora existam minerais não opacos, nota-se que o predomínio é dado pelos minerais opacos

O controle da frente de molhamento do solo pela variação estratigráfica está ligado à descontinuidade da porosidade entre camadas com diferentes tamanhos e ajustes de grãos de areia (BRADY; WEIL, 2008). A quebra de capilaridade ocorre quando há o contato entre uma camada com granulometria grossa sobre uma camada com granulometria fina contrastante. Por outro lado, a estagnação de lâmina d'água na forma de lençol suspenso pode ocorrer pela redução abrupta de condutividade hidráulica (BRADY; WEIL, 2008). Experimentos com camadas de solos com padrões granulométricos contrastantes demonstraram a formação de zona saturada no contato entre as camadas (MANCARELLA; DOGLIONI; SIMEONE, 2012).

O perfil PP1 apresenta-se mal drenado, com lençol freático nas profundidades mínimas de 123 cm e 164 cm, ocorridas nos meses de abril (mês com maior precipitação) e março, respectivamente (Tabela 4.2). A amplitude do lençol freático neste ponto é de 194 cm, oscilando entre os horizontes Bhm, 2C, 3Cg, 4C e 5C. Desta forma, o lençol freático ao atingir o horizonte Bhm, funciona também como impedimento físico a drenagem, causando imobilização de MOD vindo da superfície, tal como indicado para locais em condições similares (ANDRIESSE, 1968, BUURMAN, VIDAL-TORRADO; MARTINS, 2013; BUCKHEIM, 2014). Além disso, o lençol freático também é fonte de MOD e está diretamente ligado à difusão de Al para o horizonte espódico devido ao equilíbrio da relação C/metal (FARMER; SKJEMSTAD; THOMPSON, 1982).

Em suma, pode-se inferir que a formação dos horizontes cimentados Bhm (*ortstein*) deste compartimento está relacionada: (i) diminuição abrupta da condutividade hidráulica devido ao aumento do teor de argila entre horizontes Bhm e 3Cg (Caju5 e Caju4) ou diminuição significativa do tamanho das areias entre os horizontes Bhm e 2C (PF41); (ii) descontinuidade estratigráfica nas camadas arenosas com camada de granulometria mais fina sobrejacente à uma de granulometria mais grossa, resultando na quebra de capilaridade (PP1); (iii) impedimento físico promovido pelo lençol freático à migração do MOD na zona de vadosa, resultando em sua acumulação logo acima do nível máximo do lençol freático (PP1). Essas condicionantes da estratigrafia sedimentar e do lençol freático estão relacionadas à gênese da maioria dos solos com *ortstein* nos EUA (BOCKHEIM, 2014).

Condições similares foram encontradas no norte da Ilha do Cardoso, onde horizonte espódico com forte cimentação ocorre logo acima do horizonte glei (GOMES et al., 2007a). Além disso, solos da Malásia e da planície costeira de Bertioga-SP apresentam concentração de MOD e expressão morfológica de bandas de matéria orgânica acompanhando a

estratigrafia sedimentar (ANDRIESSE, 1968; BUURMAN; VIDAL-TORRADO, MARTINS, 2013).

O horizonte Bhm (*ortstein*) possui caráter hidrofílico quando úmido, fazendo com que sua capacidade de retenção de água seja superior a dos horizontes supra e subjacentes, contudo, sua condutividade hidráulica quando seco é muito baixa, inclusive promovendo forças restritivas à ascensão do lençol freático (LAMBERT; HOLE, 1971), fato provavelmente relacionado ao caráter hidrofóbico da MO. Isto sugere que pode haver a formação de lâmina d'água carregada com MOD acima ou no interior do *ortstein* após eventos de chuvas intensos, conforme relatado por Andriessse (1968).

Desta forma, pode-se inferir que o espessamento do horizonte Bhm, uma vez iniciada sua formação, ocorre também de baixo para cima, uma vez que sucessivos ciclos de formação e evaporação da lâmina d'água carregada de MOD resultarão no dessecação e acúmulo de material espódico. No entanto, essa forma de espessamento deve ocorrer preferencialmente no segmento com menor declividade do compartimento, onde o fluxo hídrico lateral de MOD é mais lento ainda, forçando a manutenção de maiores concentrações de MOD no sistema (ANDRIESSE, 1968). Essa condição explica a ausência de horizonte Bhm no P2, pois este perfil está próximo à rampa de maior declive que segue em direção ao PP3.

De forma geral, a existência do horizonte Bh neste compartimento foi condicionada à formação da camada arenosa depositada acima do horizonte glei. Quando a deposição sedimentar (marinha e/ou eólica) não foi suficiente para produzir a camada arenosa ou esta foi dissecada por processos morfoesculturais, houve a formação de áreas deprimidas topograficamente, conforme observado no PP3 (Figura 4.3). Neste caso, não ocorreu podzolização, sobretudo em função da presença de argilas de origem marinho-estuarina que podem tamponar e neutralizar a translocação de quelatos e outras formas de MOD (van BREEMEN; BUURMAN, 2004), bem como pelo próprio impedimento físico à drenagem provocado pelo horizonte argiloso.

Os solos desenvolvidos nessas áreas deprimidas são Gleissolos Melânicos. A formação de horizonte hístico com menos de 20 cm de espessura está ligado à forma côncava desta superfície, favorecendo o processo de liteirização e humificação (MITCHELL; HUMPHREYS, 1997; MALTERER; VERRY; ERJAVEC; 1992). A manutenção deste horizonte está associada aos períodos prolongados de estagnação de água na superfície do terreno, notadamente no período chuvoso entre dezembro a abril.

Entre o perfil PP4 e a tradagem P5 há um aumento progressivo da espessura do horizonte E nas áreas de crista do cordão. Com o rebaixamento do lençol freático no P5 houve maior atuação da eluviação e leucinização, espessando o horizonte E. Além disso, a oscilação do lençol freático entre os horizontes glei e espódico é responsável pelo baixo valor de pH em ambos os horizontes. Pode-se inferir que essa condição favorece a alteração do potencial redox do horizonte 2Cg rico em sulfetos, induzindo a acidificação do horizonte Bh por meio da ascensão do lençol freático carregado com H^+ . A presença de sulfatos e baixo valor pH em Espodossolos foi explicada por Gomes et al. (2007a) como resultado do tiomorfismo advindo dos sedimentos marinhos argilosos sotopostos aos arenosos.

Os perfis da Falésia do Oeste (ponto A da transeção A-B) estão excessivamente drenados, pois foram expostos às intempéries e à drenagem livre após o solapamento das encostas marginais pela ação erosiva do Mar de Cananéia. A falésia revela a grande variabilidade morfológica lateral que os Espodossolos podem apresentar devido ao controle da circulação de MOD em função da estratigrafia sedimentar, da drenagem livre e do efeito produzido pelas raízes na formação e degradação dos horizontes espódicos (Figura 4.12) o que está de acordo com o que Buurman, Vidal-Torrado e Martins (2014) descreveram em solos sob restinga no litoral sul do Estado de São Paulo.

Observando as variações granulométricas e de orientação das camadas estratigráficas é possível diferenciar cinco unidades deposicionais na Falésia Oeste (Figura 4.12). As unidades U1 e U2 são arenosas e formadas em ambiente de infra-maré, podendo ser individualizadas em função da orientação do mergulho da estratificação: plano-paralela horizontal e plano-paralela inclinada, respectivamente. A unidade U3 sugere a existência de um ambiente de baixa energia (baía ou paleomangue) em função da cor e textura argilosa do material depositado em ambiente de intermaré. Neste horizonte foi encontrado restos de plantas na forma de carvão, aqui datados por ^{14}C em 43.500+ anos AP, idade acima do limite superior deste método de datação. Essa constatação sugere aporte de material alóctone, possivelmente em função da intensificação de eventos de tempestade, tal como mencionado para explicar a existência de fácies deposicionais do tipo *hummocky* (GUEDES et al., 2011).

Devido à presença de um canal intermitente no lado direito da falésia, pode-se inferir que a deposição da unidade U4 ocorreu após a erosão fluvial que cortou parte da unidade U3, e em seguida houve a deposição do sedimento arenoso (U4). Parte dos sedimentos arenosos parece ter sido misturado ao material argiloso remanescente. Por fim, a unidade U5 é a mais recente e composta de material essencialmente arenoso.

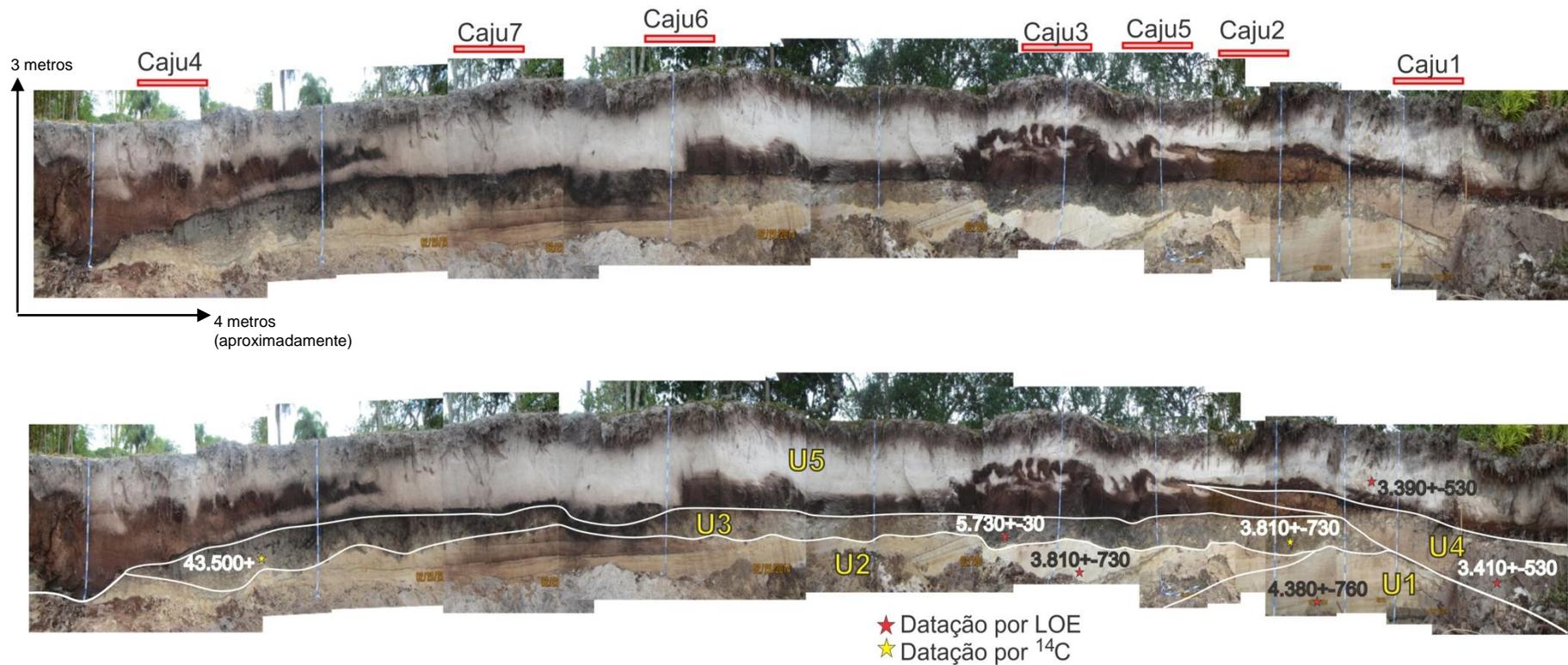


Figura 4.12 – Perfis amostrados no ponto A da transeção A-B, Falésia Oeste (compartimento I). Localização dos perfis descritos, idade das datações e delimitação das camadas estratigráficas que influenciam a dinâmica de MOD e consequentemente da podzolização. A unidade U1 (plano-paralela horizontal) é a mais antiga e é cortada pela unidade U2 (plano-paralela inclinada), ambas são arenosas. A unidade U3 é argilosa e mostra a existência de antigo mangue que foi erodido pela unidade U4 na parte esquerda da falésia, local onde existe uma drenagem superfície intermitente encaixada no entre-cordão. A unidade U5 é a mais recente e pode ter contribuição marinha e eólica na sua formação. A transição em cunha do horizonte E avançando sobre o horizonte Bh em várias partes do perfil, em especial à esquerda e as línguas de horizonte E penetrando em várias partes do Bh são evidências claras da degradação deste horizonte em favor do desenvolvimento do E a partir da mudança de drenagem original. O Horizonte Bhm estreito no contato com os sedimentos argilo-arenosos de U3 pode ter sido o início do Bh e é mais resistente à degradação, cabendo a possibilidade dele receber ainda novos aportes de MOD, uma vez que há um importante controle da porosidade. A transição vertical e abrupta entre os horizontes e e Bh no centro da Figura se deve a ação de uma raiz pivotante de grande porte

A unidade U3 pode ser interpretada como um horizonte glei em função da cor da matriz do solo (Gley5/10Y), textura argilosa e indicadores de gleização: sulfidização (odor) e processos redox (mosqueados 10YR 6/8). Esse volume pedológico promoveu impedimento ao fluxo vertical de MOD, propiciando fluxo lateral logo acima do horizonte argiloso, de maneira a induzir a formação do horizonte Bhm, em função de sucessivo aporte e dessecação de material espódico.

A podzolização ocorrida na unidade sedimentar U5 apresenta-se mais intensa nos perfis Caju3 e Caju5, onde é possível constatar que o horizonte 2Cg está mais preservado do que nos demais perfis da falésia do Caju. De forma geral, também há presença de raízes abundantes e finas no horizonte Bh deste perfil, evidenciando a atuação de raízes na formação desses solos, sobretudo pelo fornecimento de ácidos orgânicos oriundos de exsudados de raízes, ou pela própria decomposição das mesmas, tal como destacado por diversos autores (De CONINCK, 1980; COELHO et al, 2010a, 2012; BUURMAN; JONGMANS, 2005; BUURMAN; VIDAL-TORRADO; MARTINS, 2013).

A dinâmica hidrológica da MOS foi controlada pela segregação granular, certamente ligada ao processo deposicional (estrutura sindeposicional) entre as unidades U4 e U5. A variação no tamanho e tipo de ajuste dos grãos de areia induziu a formação de uma banda de matéria orgânica (horizontes Bhm1 e Bhm2), conforme indicam as figuras 4.13 e 4.14.



Figura 4.13 – Locais de amostragens para preparação de lâminas delgadas (Perfil Caju2). A amostra de baixo foi coletado no contato entre horizontes Bh2-Bhm-2C, enquanto na de cima o contato é entre os horizontes E-Bhm1-Bh1. A transição ondulada na parte esquerda evidencia a atuação de raízes na abertura de canais preferenciais de fluxo d'água. Os contatos de camadas sedimentares produziram estruturas sindeposicionais que controlam a circulação e acumulação de MOD em zonas específicas do perfil de solo, formando os horizontes cimentados Bhm1 e Bhm2

A condição do horizonte Bhm1 pode ser observada através da lâmina delgada deste contato pedo-estratigráfico, onde é possível notar a variação do material grosso e dos poros entre este horizonte e o Bh subjacente (Figura 4.14). Essa lâmina possui distribuição relativa entre finos e grossos (f/g) do tipo gefúrica, sobretudo no horizonte Bhm1, e secundariamente, quitônica, tanto para o horizonte Bhm1 como para o Bh (Figura 4.14C e D).

O horizonte Bhm1 do perfil Caju2 apresenta o valor da moda do tamanho do diâmetro equivalente dos grãos do material grosso na faixa entre 100 a 200 μ m, enquanto o horizonte subjacente possui a moda entre 50 a 100 μ m (Figura 4.15). Por outro lado, a porosidade do horizonte Bhm1 é composta por poros menores em relação ao horizonte Bh (Figura 4.15).

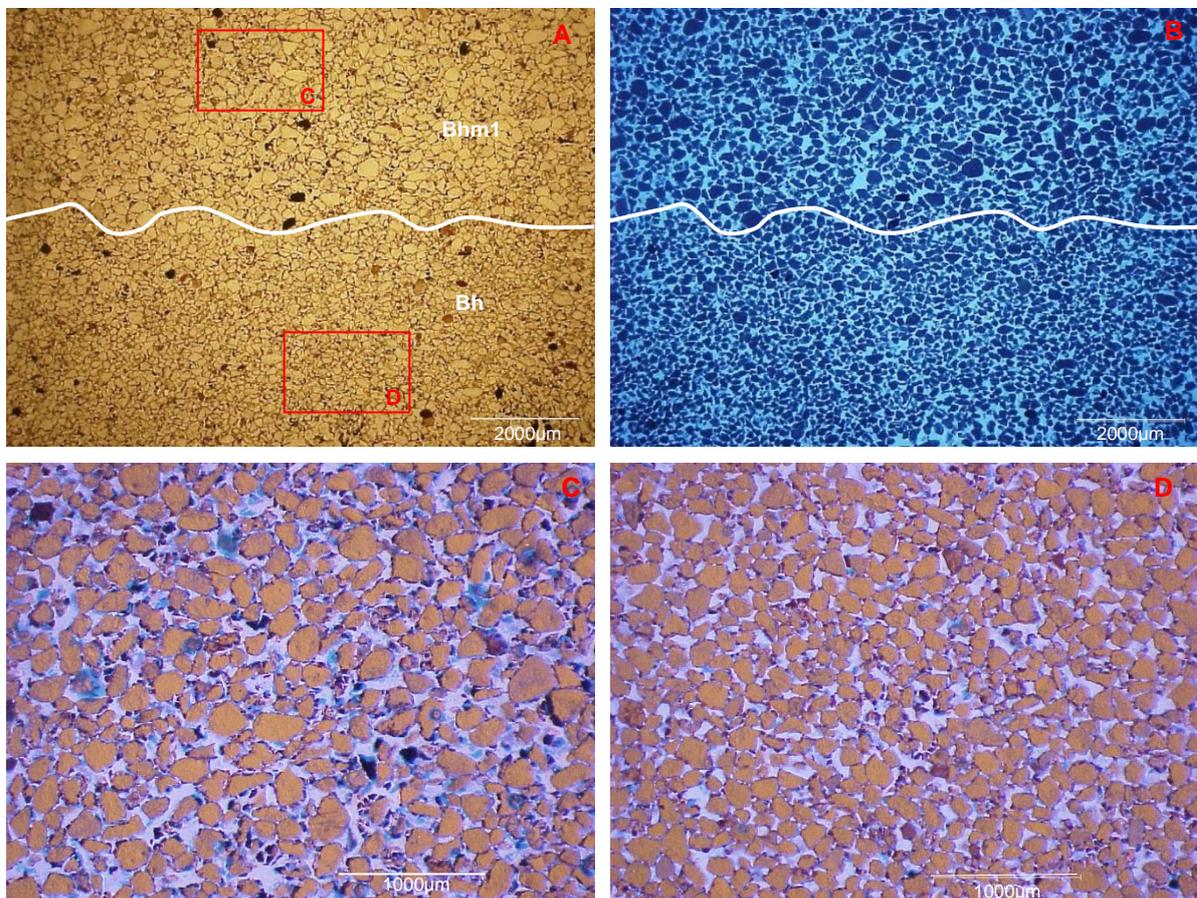


Figura 4.14 – Fotomicrografias do perfil Caju2. A e B: visão geral do contato pedo-estratigráfico em estrutura sindeposicional com contraste de porosidade entre os horizontes Bhm1 e Bh, que correspondem as unidades deposicionais U5 e U4, respectivamente. C: Horizonte Bhm1 constituído de grãos (material grosso) aparentemente maiores que os encontrados no horizonte Bh (Figura D). A distribuição relativa entre f/g é do tipo quitônica e gefúrica

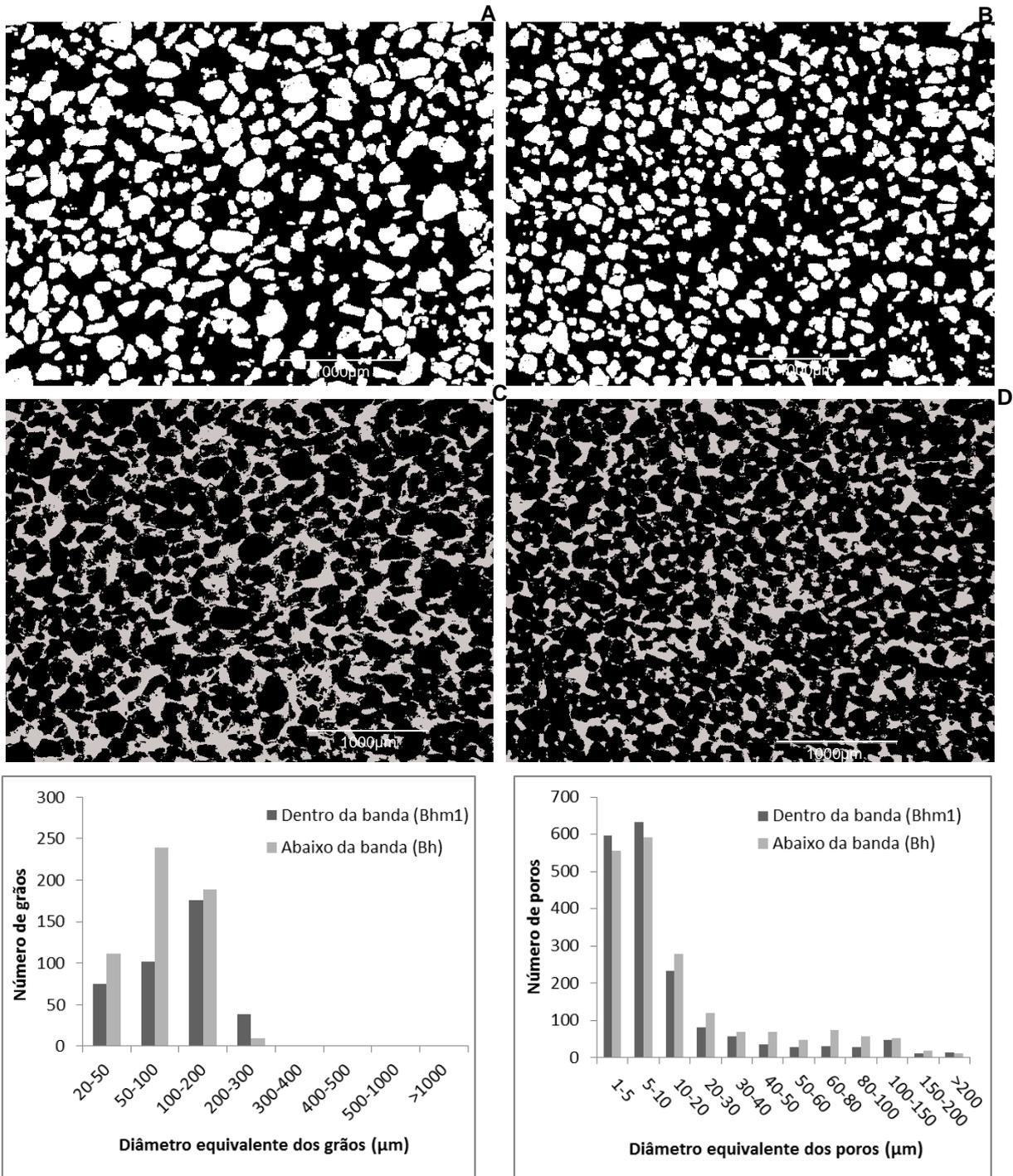


Figura 4.15 – A, B, C e D: Imagens binárias do perfil Caju2 editadas no programa Visilog. A e B: destaque do material grosso dos horizontes Bhm1 e Bh, respectivamente. Nota-se que o material grosso no horizonte Bhm1 é maior que no Bh. C e D: destaque dos poros dos horizontes Bhm1 e Bh, respectivamente. Gráficos da distribuição da frequência de tamanho dos grãos (material grosso) e dos poros, segundo o tratamento das imagens binárias. No horizonte Bhm1 há mais grãos com diâmetro equivalente entre 200-300 μm do que horizonte subjacente (Bh). Os menores poros (entre 1-5 e 5-10 μm) se concentram no horizonte cimentado Bhm1

Observando a lâmina do contato entre a segunda banda do perfil Caju2 (horizonte Bhm2) e o delgado horizonte 2C subjacente (Figura 4.16), nota-se o predomínio da distribuição relativa entre f/g do tipo gefúrica e porfírica no horizonte Bhm2, enquanto no horizonte 2C quase não há material fino, com distribuição entre f/g do tipo mônica. Na parte inferior da Figura 4.16D, podendo-se dizer que há, de forma pontual, material fino de origem mineral, possivelmente oriundo do horizonte 3Cg sotoposto.

Existe maior frequência de grãos com diâmetro equivalente inferior a 100 μ m no horizonte 2C, enquanto o horizonte Bhm2 apresenta grãos maiores, com predomínio de 100-200 μ m de diâmetro equivalente (Figura 4.17). Além disso, a variação estratigráfica imprimiu diferentes porosidades entre esses horizontes, de tal forma a concentrar poros menores no horizonte Bhm2 e poros maiores e interconectados no horizonte 2C (Figuras 4.16E 4.17). Nota-se a presença de argilas na parte inferior da Figura 4.16C.

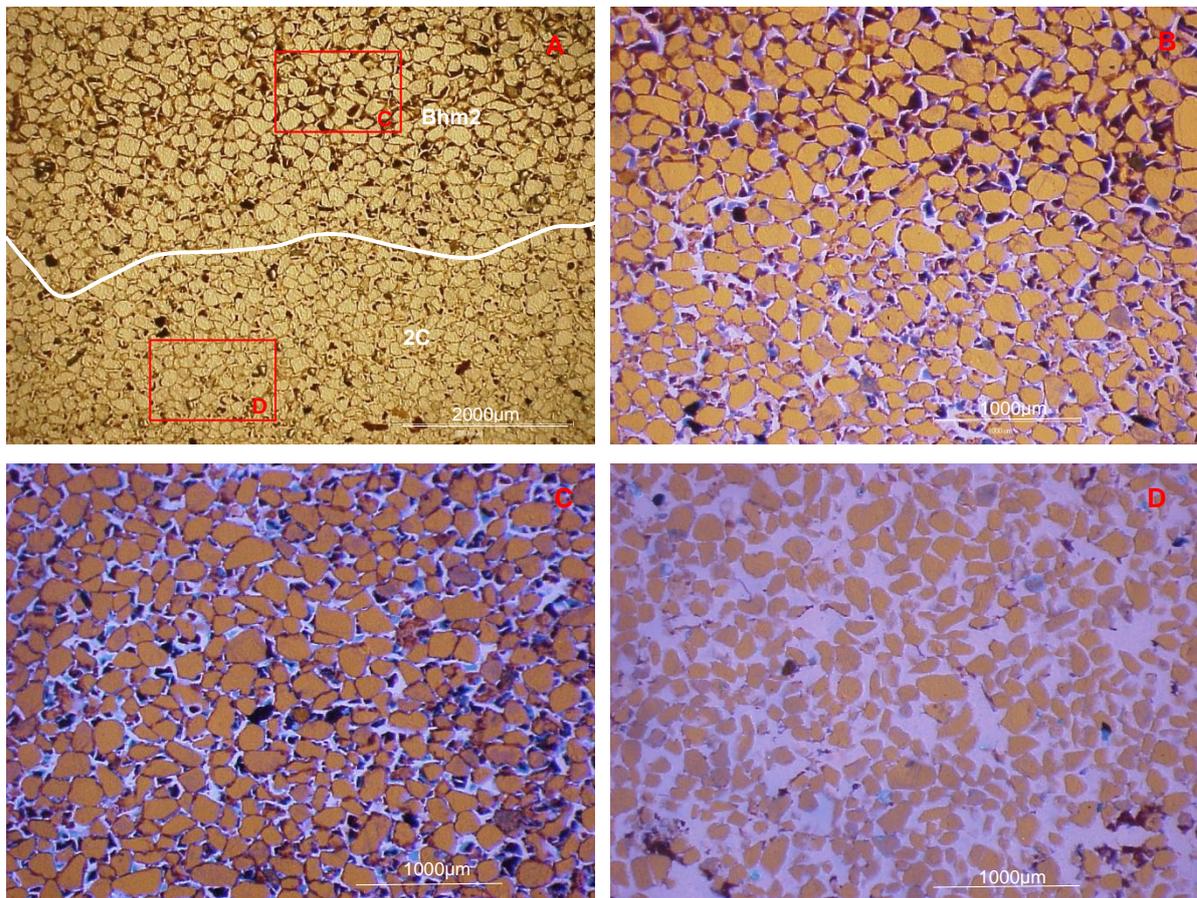


Figura 4.16 – Fotomicrografias do perfil Caju2. A e B visão geral da estrutura sindeposicional do contato entre os horizontes Bhm2 e 2C. C: detalhe do horizonte Bhm2 com distribuição relativa entre f/g do tipo gefúrica e secundariamente porfírica. D: detalhe do horizonte 2C com distribuição entre f/g do tipo mônica, caracterizando-o com muito pouco material espódico, porém com ocorrência pontual de argilas na parte inferior da Figura. De forma geral, o material grosso no horizonte Bhm2 é maior do que no horizonte 2C, enquanto a porosidade no horizonte 2C parece ser maior no Bhm2

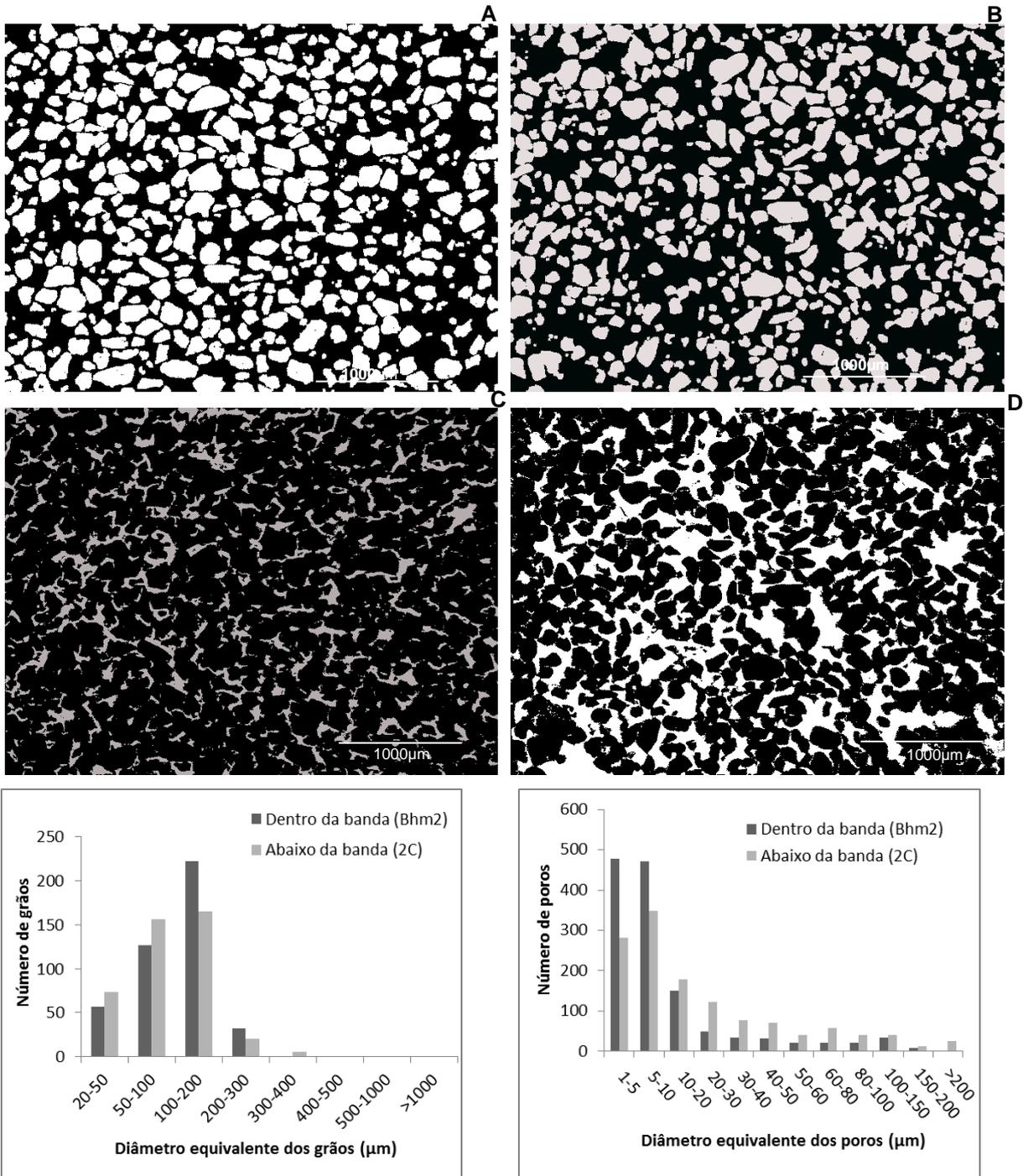


Figura 4.17 – A, B, C e D: Imagens binárias do perfil Caju2 editadas no programa Visilog. A e B: destaque do material grosso dos horizontes Bhm2 e 2C, respectivamente. Nota-se que o material grosso no horizonte Bhm2 é maior que no 2C. C e D: destaque dos poros dos horizontes Bhm2 e 2C, respectivamente. Gráficos da distribuição da frequência de tamanho dos grãos (material grosso) e dos poros, segundo o tratamento das imagens binárias. No horizonte Bhm2 há mais grãos com diâmetro equivalente entre 200-300 μm do que horizonte subjacente (Bh) que possui mais grãos menores (<100 μm) em comparação ao horizonte 2C. Os menores poros (entre 1-5 e 5-10 μm) se concentram no horizonte cimentado Bhm1, enquanto os poros maiores estão localizados no horizonte 2C. Os poros no horizonte 2C apresentam-se maiores e interconectados (Figura D)

Em ambos os casos, o acúmulo de MOD e posterior cimentação da banda de matéria orgânica (horizontes Bhm1 e Bhm2) ocorreram na parte onde o material grosso está concentrado na faixa entre 100 a 200 μ m. Considerando a variação da porosidade, pode-se inferir que os potenciais de retenção da água são maiores nos horizontes Bhm1 e Bhm2, fazendo com que ocorresse a concentração de material espódico trazido pela translocação de MOD no perfil. O considerável aumento da porosidade abaixo dos horizontes cimentados pode ter induzido quebra de capilaridade, o que favoreceu a estagnação de MOD nesta zona de contato estratigráfico.

A degradação do horizonte Bh é evidenciada pela transição ondulada (Caju5) que pode evoluir até seu desaparecimento (Caju7) (Figura 4.18). Esse processo é resultado da alteração do regime hídrico da Falésia Oeste que apresenta-se com drenagem livre e canais preferenciais de fluxo d'água, somado a intensificação da atividade microbológica de Acidobactérias, processo comum em Espodosolos da Ilha Comprida (SILVA; VIDAL-TORRADO; LAMBAIS, 2015; MATOS, 2015).

O perfil PP1 localizado na parte interna da transeção pode evoluir para esta condição caso passe a ter drenagem livre, tal como verificado em hidrossequências de Espodosolos na planície costeira de Bertioga-SP (BUURMAN; VIDAL-TORRADO; MARTINS, 2013).



Figura 4.18 – Alterações morfológicas dos solos do compartimento I após a mudança de drenagem. Atualmente a erosão do mar de Cananéia promove o avanço da falésia na face oeste da Ilha o que confere boa drenagem ao antigo Espodosolo mal drenado

A abertura de canais por raízes e posterior fluxo preferencial altera substancialmente a morfologia dos Espodosolos não mais submetidos à adição contínua de MOD pelo lençol a ponto de modificar totalmente a horizontalização desses solos, sobretudo quando há queda de árvores e destocamento de raízes (SCHAETZL, 1986).

A modificação da drenagem subsuperficial pela atuação de raízes de cajueiros presentes neste compartimento pode ser vista no perfil Caju6 (Figura 4.19).

De forma geral, o cajueiro (*Anacardium occidentale*) possui raiz pivotante bem desenvolvida, podendo ser bifurcada, profunda e com diversas raízes laterais (BARROS, 1995). Na área de estudo foram encontradas raízes com mais de 15 cm de diâmetro no horizonte Bh, as quais abriram espaço para o fluxo preferencial que seguiu o declive topográfico para lado esquerdo da Falésia Oeste (Figuras 4.12 e 4.19). O processo de leucinização intensificado pela drenagem excessiva em canais preferenciais formou o horizonte E as expensas do horizonte Bh.



Figura 4.19 – Detalhe da alteração morfológica numa transição abrupta e vertical entre horizontes E e Bh pela atuação de raízes de cajueiro (*Anacardium occidentale*) no perfil Caju6. As raízes nas fotos A e B ainda permanecem intactas e atuando na hidrologia do perfil. Na foto C a erosão do barranco exibiu as raízes no local da alteração morfológica do Espodosolo

Em contrapartida, as raízes promoveram a manutenção do horizonte Bh no lado direito do perfil Caju6. Pode-se inferir que a interrupção do fluxo à drenagem lateral provocada pela obstrução de algumas raízes deve ter desencadeado a concentração de MOD, formando bandas de matéria orgânica perpendiculares ao sentido estratigráfico. O acúmulo de material espódico nesta banda foi desencadeado tanto pela circulação de MOD como também pela atividade fisiológica das raízes. De acordo com Coelho et al. (2012), as raízes, podem funcionar como uma bomba de absorção seletiva de água e nutrientes, deixando para trás expressivos conteúdos de MOD. Paralelamente, a decomposição de raízes também adiciona material que pode participar da podzolização.

Observando essa banda de cimentação através de lâminas delgadas (Figura 4.20) é possível inferir que as raízes provocaram alteração dos padrões de acomodação dos grãos de areia (material grosso). Neste caso, essa reconfiguração estratigráfica teria provocado à redução da porosidade na parte interna da banda (Figuras 4.21 e 4.22), implicando em variação de potenciais de retenção da água e posterior acumulação de MOD.

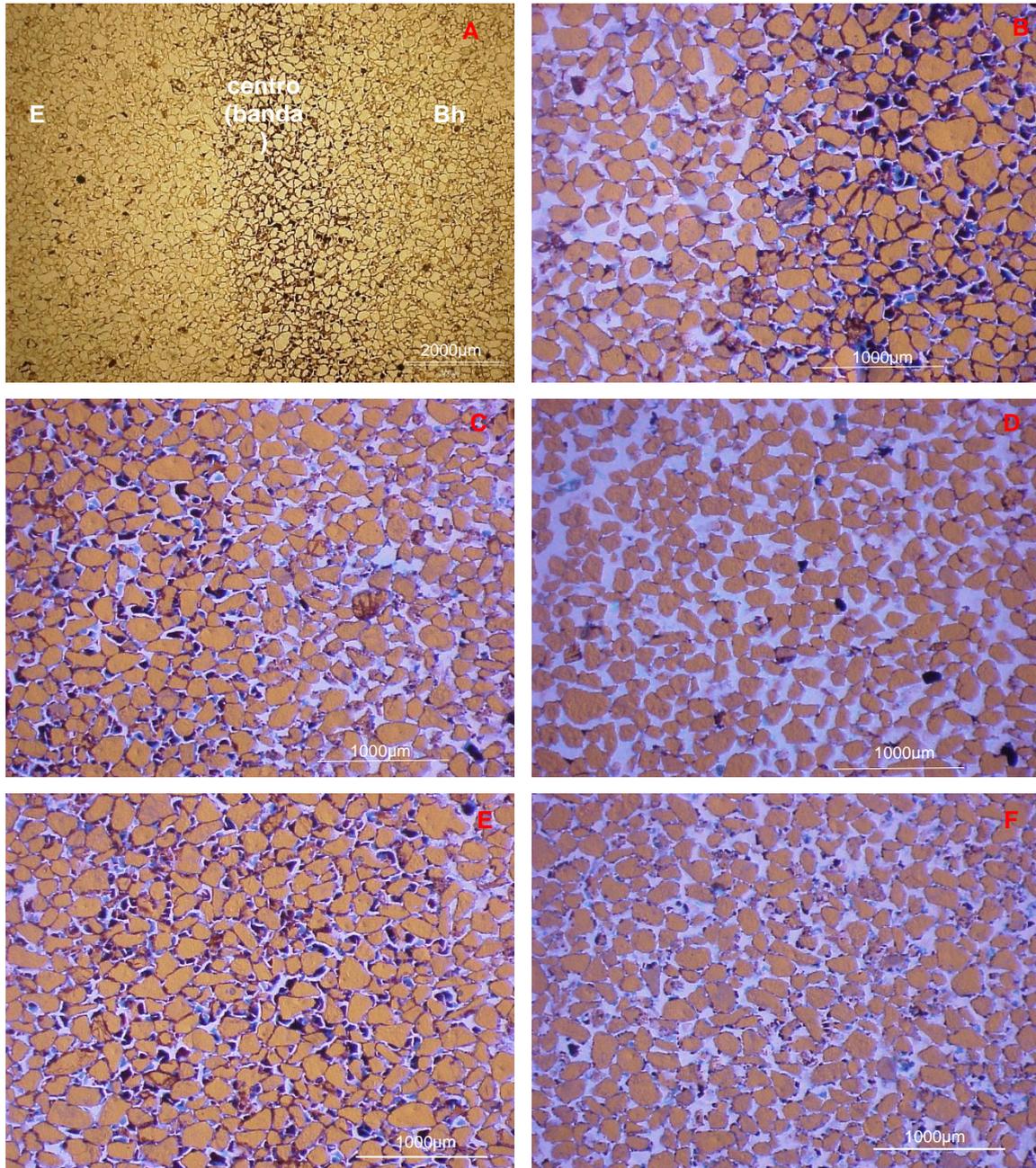


Figura 4.20 – Fotomicrografias do perfil Caju6 Banda (Raiz). A: visão geral. B: contato banda com o horizonte E recém-formado. C: contato banda com o horizonte Bh. D: crescimento de raízes abriu a porosidade distanciando os grãos, induzindo fluxo preferencial de água. E: banda com porosidade mais fechada devido a pressão do crescimento das raízes e absorção diferencial, depositando MOD na proximidade da parede da raiz. F: Bh com maior porosidade que o horizonte E

A menor condutividade hidráulica na parte interna da banda favoreceu a obstrução do fluxo lateral, promovendo a manutenção do horizonte Bh nesta área específica do perfil. Destaca-se a rápida velocidade de drásticas transformações laterais em Espodosolos, atribuídas ao efeito das raízes. Em poucas décadas é possível que ocorram alterações significativas de degradação ou concentração de material espódico, refletindo em total desaparecimento de horizontes espódicos (perfil caju7), ou formação de bandas de cimentação de matéria orgânica.

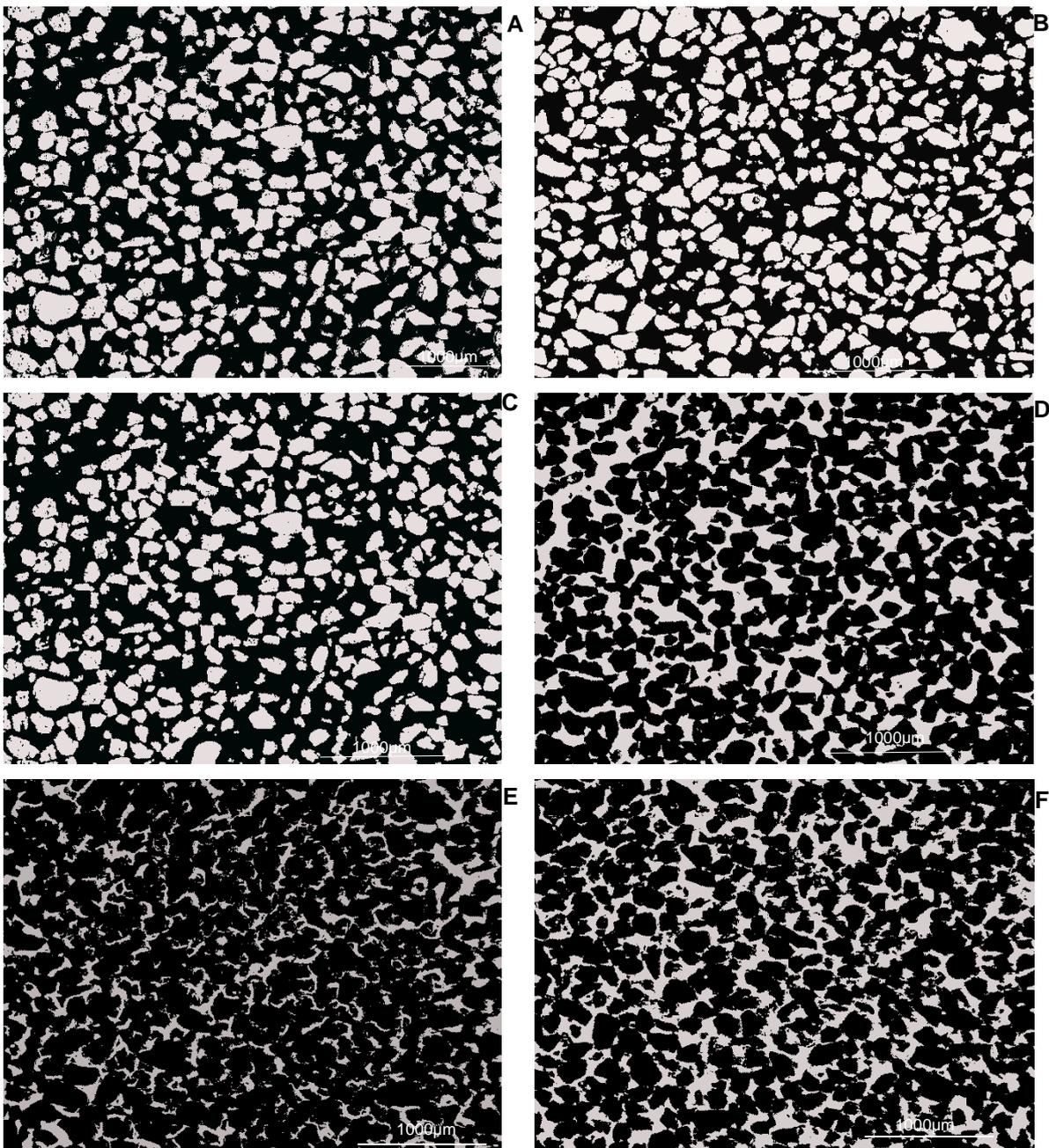


Figura 4.21 – Fotomicrografias de imagens binárias editadas no Visilog, retratando o perfil Caju6 Banda (Raiz).

A: horizonte E com grãos mais separados do que na banda (fig. B) e no horizonte Bh (fig. C). D: horizonte E com maior porosidade que na banda (fig. E) e no horizonte Bh (fig. F)

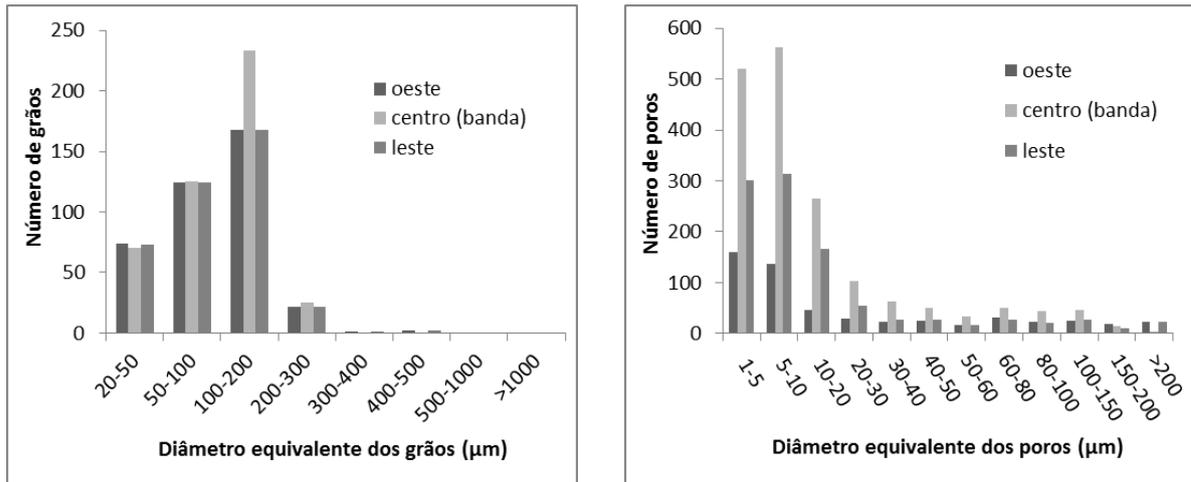


Figura 4.22 – Distribuição da frequência de tamanho dos grãos (material grosso) e dos poros, segundo o tratamento das imagens binárias no Visilog (Figura 4.21)

4.2.2 Compartimento morfopedológico II

De forma geral, os desníveis topográficos entre calha e crista dos cordões praias são mais proeminentes, fazendo com que este compartimento apresente superfície com maior rugosidade em comparação ao anterior (Figura 4.23). A classificação e os atributos mais relevantes da morfologia, química e física de solos representativos deste compartimento foram agrupados na Tabela 4.3.

A área plana (P8) marca a separação de duas superfícies com padrões de formas semelhantes de relevo. A vegetação na parte oeste deste compartimento é arbustiva, com grande presença de mirtáceas e lauráceas, como a cataia (*Pimenta pseudocaryophyllus* Gomes, Landrum), o arará (*Psidium cattleianum* Sabine) e a canela-amarela (*Aiouea saligna* Meisn.). Contudo, a vegetação apresenta-se com dossel alto na parte leste e nos entre-cordões, seguindo o padrão descrito por Martins et al. (2008) para fitofisionomias de restinga de Bertioga-SP. Em todo o compartimento verifica-se abundância de bromélias de restinga (*Aechmea nudicaulis* L. Griseb, e *Neoregelia cruenta* Graham, Smith).

Pode-se dizer que o crescimento longitudinal deste compartimento produziu cordões praias mais afeiçoados, resultando na rugosidade e desníveis topográficos do terreno. O nível do lençol freático apresenta-se mais profundo nas áreas de crista, enquanto nos entre-cordões ele está mais próximo à superfície (Tabela 4.4). Portanto, a dinâmica hidrológica do lençol freático atua de maneira diferenciada entre essas formas de relevo, refletindo diretamente na diferenciação morfológica dos solos do sistema cordão/entre-cordão.

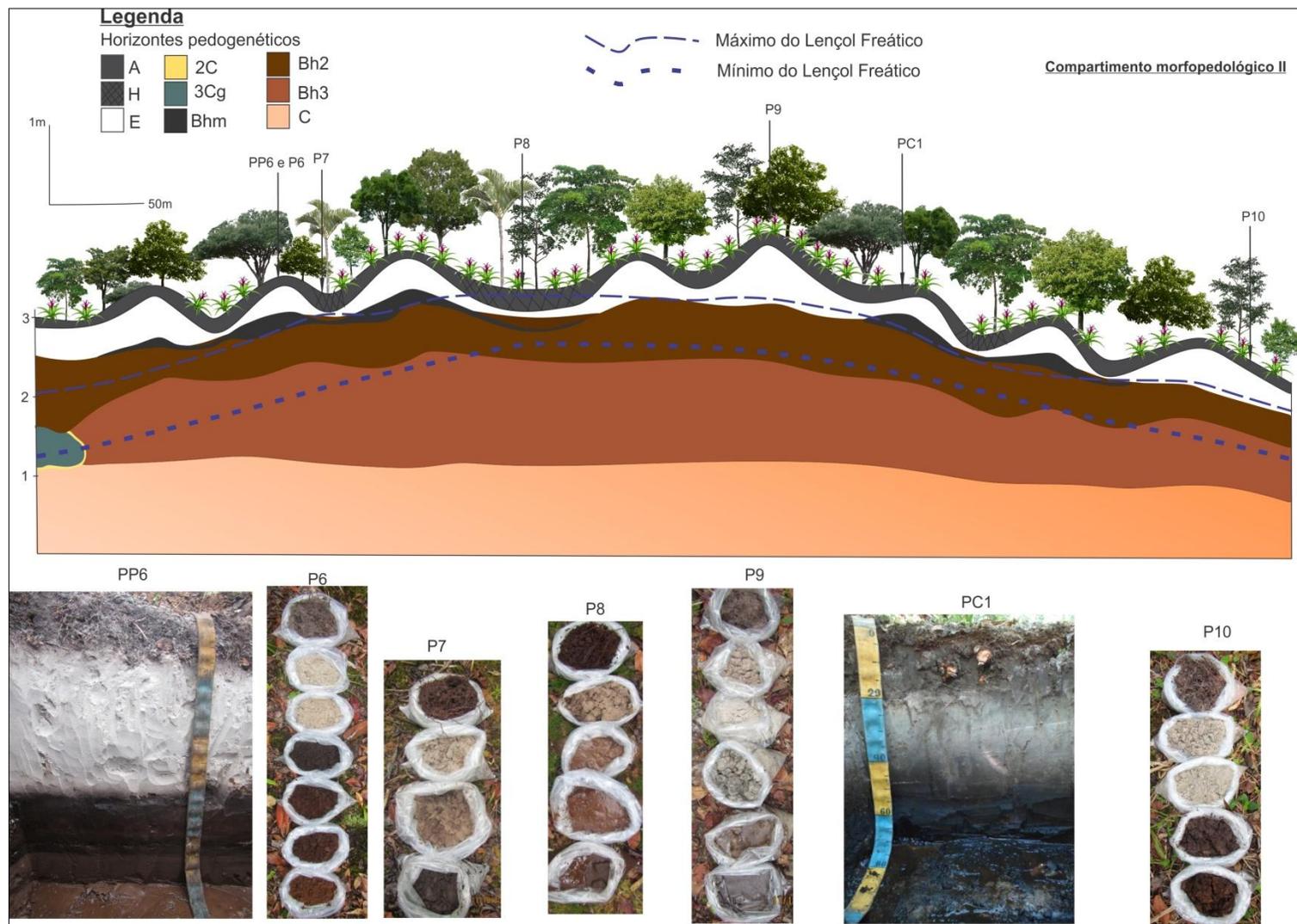


Figura 4.23 – Sistema Morfedológico do Compartimento II da Transeção A-B. A variação lateral dos horizontes do solo ocorre com o reaparecimento do horizonte Bhm próximo a zona de oscilação do lençol freático (P6). Existe uma área plana (P8) e temporariamente alagada onde o horizonte Bhm praticamente desaparece. O ponto mais alto da paisagem (P9) apresenta horizonte E alábico hiperespesso, sendo destituído de horizonte cimentado. O lençol freático acompanha a topografia, sendo um elemento de imobilização e redistribuição de MOD na paisagem.

Tabela 4.3 – Classificação e seleção de atributos morfológicos, químicos e físicos dos solos representativos do compartimento morfopedológico II

Hor.	Prof. (cm)	Cor	Consistência		Cimentação	pH (H ₂ O)	C org.	Fe _p	Al _p	Argila	Silte	Areia
		úmida (Munsell)	úmida	g/kg ⁻¹								
PP6 Espodossolo Humilúvico Órtico dúrico												
A	0-21	7,5YR 5/1	muito friável	não		4.13	165.42	0.07	0.00	25.27	39.50	935.23
E	21-67	7,5YR 7/1	solta	não		4.82	0.00	0.00	0.00	2.49	1.74	995.77
Bhm1	67-83	5YR 2.5/1	muito firme	fortemente		4.02	34.46	0.07	4.22	30.16	14.30	955.54
Bhm2	83-90	5YR 3/2	muito firme	fortemente		4.57	39.98	0.19	6.93	50.10	5.26	944.64
Bh1	90-150	2,5YR 3/4	solta	não		4.76	12.41	0.02	2.42	15.07	2.01	982.92
Bh2	150-180+	10YR 4/4	solta	não		4.36	13.51	0.01	3.19	25.12	2.27	972.61
P7 Espodossolo Humilúvico Hidromórfico organossólico												
H	0-35	5YR 3/2	--	--		4.29	325.33	0.27	1.20	113.06	42.52	844.42
E	35-45	5YR 5/3	--	--		4.8	5.24	0.00	0.00	25.04	0.32	974.64
Bh	45-55	7,5YR 3/3	--	--		4.64	3.03	0.02	0.00	24.96	1.76	973.28
Bhm	55-70+	7,5YR 2/1	--	--		3.68	35.84	0.05	2.89	25.69	16.79	957.52
P8 Espodossolo Humilúvico Hidromórfico organossólico												
H	0-50	7,5YR 2.5/2	--	--		3.96	465.93	0.40	1.18	124.14	83.37	792.49
E	50-70	10YR 5/3	--	--		4.3	7.79	0.00	0.00	12.45	2.77	984.78
EB	70-90	7,5YR 3/3	--	--		4.23	8.00	0.02	0.00	17.40	7.24	975.36
BhE	90-150	5YR 3/2	--	--		3.83	13.79	0.06	0.00	12.43	6.97	980.60
Bhm	150-180+	7,5YR 2/1	--	--		3.7	19.66	0.08	0.63	12.42	3.81	983.77
P9 Espodossolo Humilúvico Hidro-hiperespeso típico												
A	0-15	5YR 5/2	--	--		4.46	38.60	0.04	0.00	25.23	9.33	965.44
AE	15-30	7,5YR 6/2	--	--		4.9	2.76	0.00	0.00	37.53	0.75	961.72
E	30-100	7,5YR 7/1	--	--		5.02	0.00	0.00	0.00	12.52	1.95	985.53
EB	100-150	7,5YR 6/3	--	--		5.47	0.00	0.00	0.00	12.51	2.11	985.38
BE	150-280	7,5YR 4/3	--	--		5.01	0.28	0.04	0.00	12.32	12.31	975.37
Bh	280-300+	5YR 3/2	--	--		4.08	8.55	0.03	0.00	37.56	5.27	957.17
PC1 Espodossolo Humilúvico Hidromórfico dúrico												
A	0-25	5YR 4/2	friável	não		4.22	278.46	0.48	0.44	37.53	22.12	940.35
E	25-38	5YR 6/2	solta	não		5.02	2.21	0.00	0.00	0.00	4.74	995.26
Bh	38-50	7,5YR 3/2	firme	fracamente		4.42	20.68	0.00	1.04	22.50	1.55	975.95
Bhm	50-60+	7,5YR 2.5/1	muito firme	fortemente		4.4	33.08	0.00	3.26	37.62	2.12	960.26
P10 Espodossolo Humilúvico Hidromórfico dúrico												
A	0-20	5YR 3/2	--	--		4.76	68.93	0.03	0.00	13.50	56.04	930.46
AE	20-30	10YR 6/2	--	--		4.52	12.13	0.02	0.00	12.43	1.37	986.20
E	30-50	10YR 7/1	--	--		5.79	0.00	0.01	0.00	12.40	0.73	986.87
Bh1	50-70	7,5YR 3/1	--	--		5.81	5.24	0.05	0.98	12.57	0.26	987.17
Bh2	70-90	7,5YR 3/2	--	--		4.98	16.82	0.07	2.88	30.15	0.22	969.63

C org. – Carbono Orgânico

Fe_p e Al_p – Ferro e Alumínio extraídos com pirofosfato de sódio

Tabela 4.4 – Variação* da profundidade do nível do lençol freático no compartimento II e precipitação

	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Mai	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	Amplitude
Poço 6	88	97	89	99	136	92	151	165	153	187	167	212	123
Poço 7	41	47	45	43	74	44	102	108	55	112	112	111	71
Poço 8	0	0	0	0	9	6	21	44	34	80	57	110	110
Poço 9	86	90	81	87	111	89	123	135	130	155	141	184	98
Poço 10	65	66	60	62	74	162	76	75	68	112	78	153	52
Prec.(mm)**	201.9	263.7	153.5	297.7	98.3	97.5	100.9	93.9	151.1	111.4	---	---	---

*Valores em centímetros

**Precipitação pluviométrica de 2014 (Estação Meteorológica do IO/USP)

O início do compartimento II é marcado pelo término do horizonte 2Cg (Figura 4.23). Desta forma, a evolução dos horizontes espódicos do compartimento II não foi limitada pelo

impedimento à drenagem ocasionado pelo horizonte glei. Como resultado houve a formação de horizontes espódicos até 200 cm de profundidade.

De forma geral, a cor desses horizontes é marcada pelo aumento do valor e croma em profundidade, tornando-se ligeiramente mais bruno-avermelhado.

Nas áreas de crista de cordão há a formação de horizonte bem escuro e fortemente cimentado (Bhm) na transição com o horizonte E. Por outro lado, nas áreas de entre-cordão esse horizonte perde sua expressão tornando-se muito fino a ponto de desaparecer. Da mesma forma, o horizonte E é bem desenvolvido nos solos de crista de cordão, onde possuem espessura maior que 40 cm e cor com valor alto e croma baixo. Contudo, indo em direção ao entre-cordão ocorre a diminuição da espessura e o escurecimento do horizonte E.

Essa variação lateral dos horizontes dos solos é explicada pela topografia, estratigrafia sedimentar e dinâmica do lençol freático associada também à forma da catena. A gênese dos horizontes cimentados parece estar relacionada à acumulação de MOD em zonas de contato (estrutura sindeposicional) com variação granulométrica suficiente para provocar quebra de capilaridade, conforme evidenciado pela comparação das estatísticas das areias dos horizontes Bhm2 e Bh1 do PP6 (Figuras 4.24, 4.25 e 4.26).

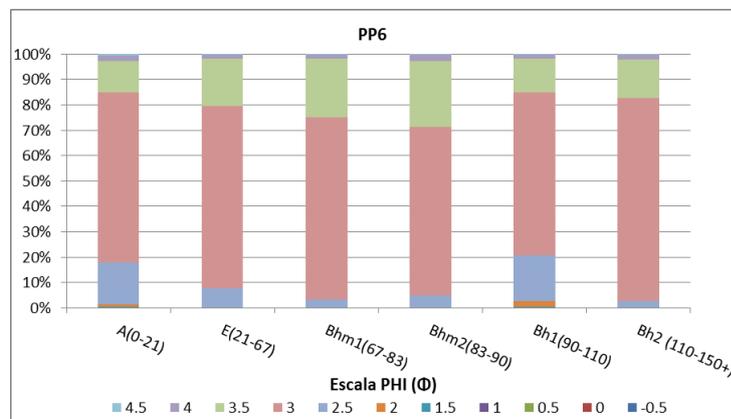


Figura 4.24 – Distribuição percentual do tamanho das areias dos horizontes do perfil PP6 na escala PHI. O horizonte Bh1 apresenta mais grãos ligeiramente maiores (2.5PHI) do que os horizontes supra e subjacente. O papel desempenhado pela estratigrafia pode ter colaborado para ocorrência de quebra de capilaridade deste horizonte, resultando no acúmulo de MOD nos horizontes Bhm1 e Bhm2

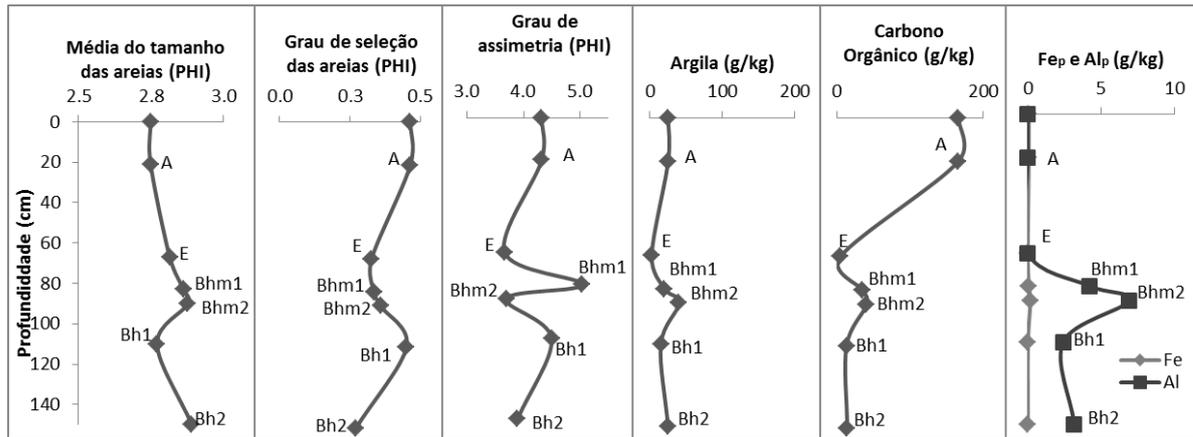


Figura 4.25 – Perfil PP6, variação em profundidade dos parâmetros estatísticos das areias, teor de argila, carbono orgânico e Fe e Al pirofosfato. Os teores de argila podem ter sofrido interferência da matéria orgânica que não foi eliminada. As variações entre os horizontes Bhm1 e Bhm2 com o Bh1 indicam uma possível condição onde a circulação do MOD seja condicionada pelo controle estratigráfico

Embora o perfil PF2 esteja localizado fora da transeção A-B, ele está localizado no compartimento II, próximo à Ponta da Trincheira. Este perfil apresenta claras evidências de descontinuidade estratigráfica conforme sugere a variação abrupta do tamanho das areias dos horizontes Bh1-Bhm-Bh2 (Figura 4.27).

Em ambos os casos (PP6 e PF02) a variação da granulometria das areias tem implicação no movimento da água no solo, que por sua vez altera a morfologia dos Espodosolos, criando bandas de matéria orgânica coincidindo com grãos mais finos e com maior grau de seleção, o que confere um empacotamento mais fechado e que podem evoluir para horizontes Bhm bem desenvolvido.

Com o desenvolvimento de bandas de matéria orgânica é provável que ocorra a formação de lençol freático suspenso carregado de MOD (Figura 4.28), que, após dessecação, contribui para o acúmulo de matéria orgânica amorfa na forma de revestimento monomórfico, espessando o horizonte Bhm de baixo para cima. Caso o lençol freático alcance periodicamente a descontinuidade estratigráfica, é possível que o espessamento do *ortstein* também ocorra do horizonte Bhm para baixo, uma vez que essa descontinuidade estratigráfica atua na quebra de capilaridade e interrupção da ascensão do lençol freático (BRADY; WEIL, 2008).

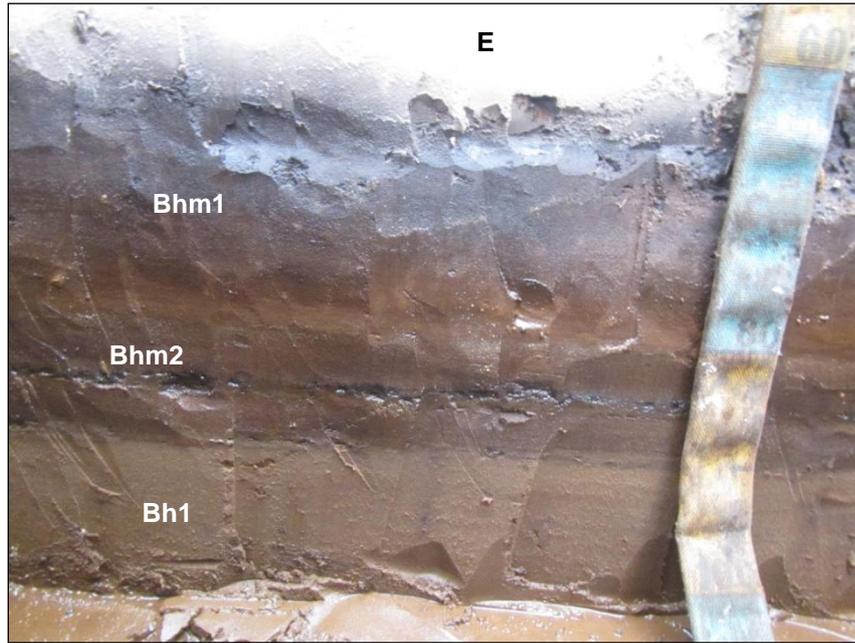


Figura 4.26 – Detalhe do contato entre os horizontes E-Bhm1-Bhm2-Bh1 do PP6

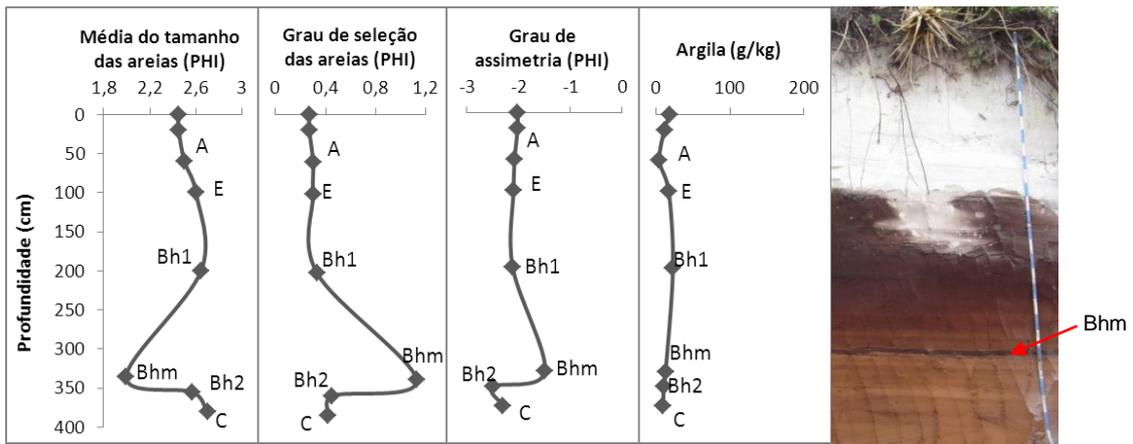


Figura 4.27 – Variação em profundidade dos parâmetros estatísticos das areias e teor de argila do perfil PF02 (foto à direita do gráfico). O tamanho dos grãos de areia no horizonte Bhm é muito maior (menor valor na escala PHI) que nos horizontes sobre e subjacentes Bh1 e Bh2, respectivamente. Os sedimentos no horizonte Bhm são mal selecionados, sendo constituído desde grânulos e areia muito grossa, até areia fina e muito fina. Claramente a variação granulométrica impôs quebra de capilaridade e acumulação de MOD promovendo a formação do horizonte Bhm

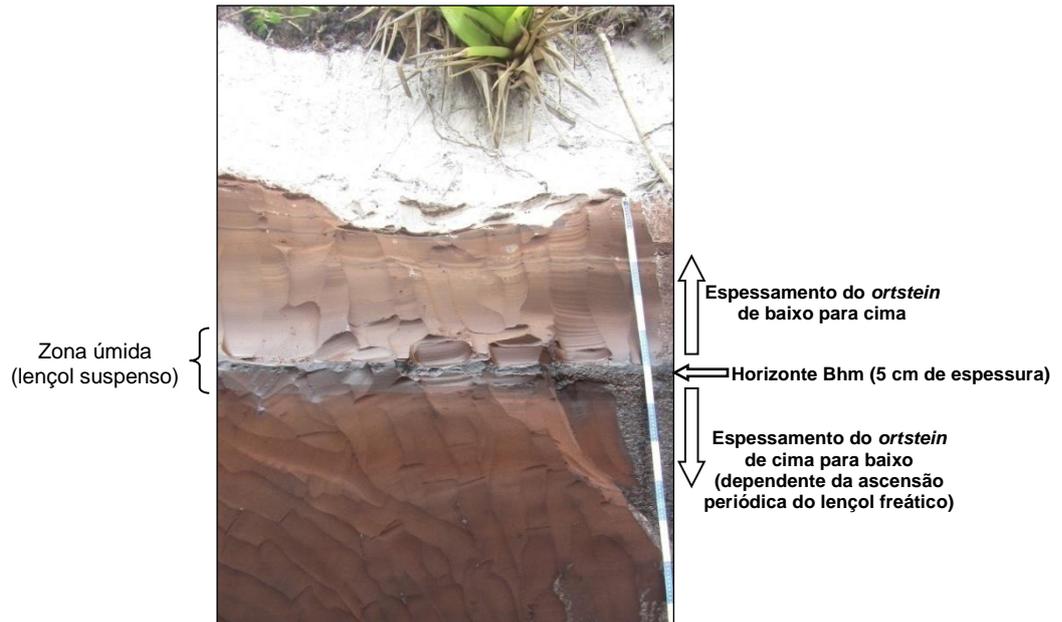


Figura 4.28 – Perfil próximo ao PF2. É visível a formação de lençol freático suspenso acima e no interior do horizonte Bhm. O perfil apresenta-se exposto na face lagunar da ilha, bem drenado e com evidências de degradação (manchas) no topo do horizonte Bh

Nas áreas de crista de cordão (PP6), o máximo nível do lençol freático (NA) atinge a base do *ortstein* pelo menos durante dois meses (Tabela 4.4), fazendo com que ele atue na imobilização de material espódico. Neste caso, pode-se inferir que ocorra a difusão de Al contido nas águas subterrâneas que migra para o horizonte espódico visando o equilíbrio da relação C/metálico (FARMER; SKJEMSTAD; THOMPSON, 1982).

De acordo com a classificação proposta por Sommer e Schiliching (1997), o sistema cordão/entre-cordão do compartimento II é definido como catenas de translocação-acumulação. Na classificação de Clark e Small (1982) essa superfície corresponde a uma sequência de formas convexa-retilínea-côncava (Figura 4.29).

O segmento de acumulação da catena é evidenciado pela presença do horizonte H formado pelos processos de liteirização e humificação (MITCHELL; HUMPHREYS, 1997; MALTERER; VERRY; ERJAVEC; 1992). A melanização do horizonte E do P7 também denota o aspecto de acumulação (SCHAETZEL, 1991), contudo, este horizonte parece receber MOD vindo de transporte lateral e do próprio lençol freático (Figura 4.29).

A contribuição de MOD vindo da área de crista de cordão é proporcional à inclinação da vertente, notadamente quando os fluxos verticais são superados pelos fluxos laterais na rampa de maior declividade, que neste caso está ligada ao segmento linear da vertente (Figura 4.29). Essa dinâmica dos fluxos subsuperficiais em catenas de material uniforme foi

mencionada em modelos para descrever a relação relevo-hidrologia-pedologia (DANIELS; GAMBLE; CADY, 1971), bem como para o entendimento da dinâmica hidrológica nos diferentes segmentos da vertente (AHNERT; 1970; DALRYMPLE; BLONG; CONACHER; 1968; CONACHER; DALRYMPLE; 1977).

A distribuição lateral de MOD é intensificada pelo desenvolvimento de horizonte cimentado (Bhm) e formação de lençol freático suspenso (Figura 4.29).

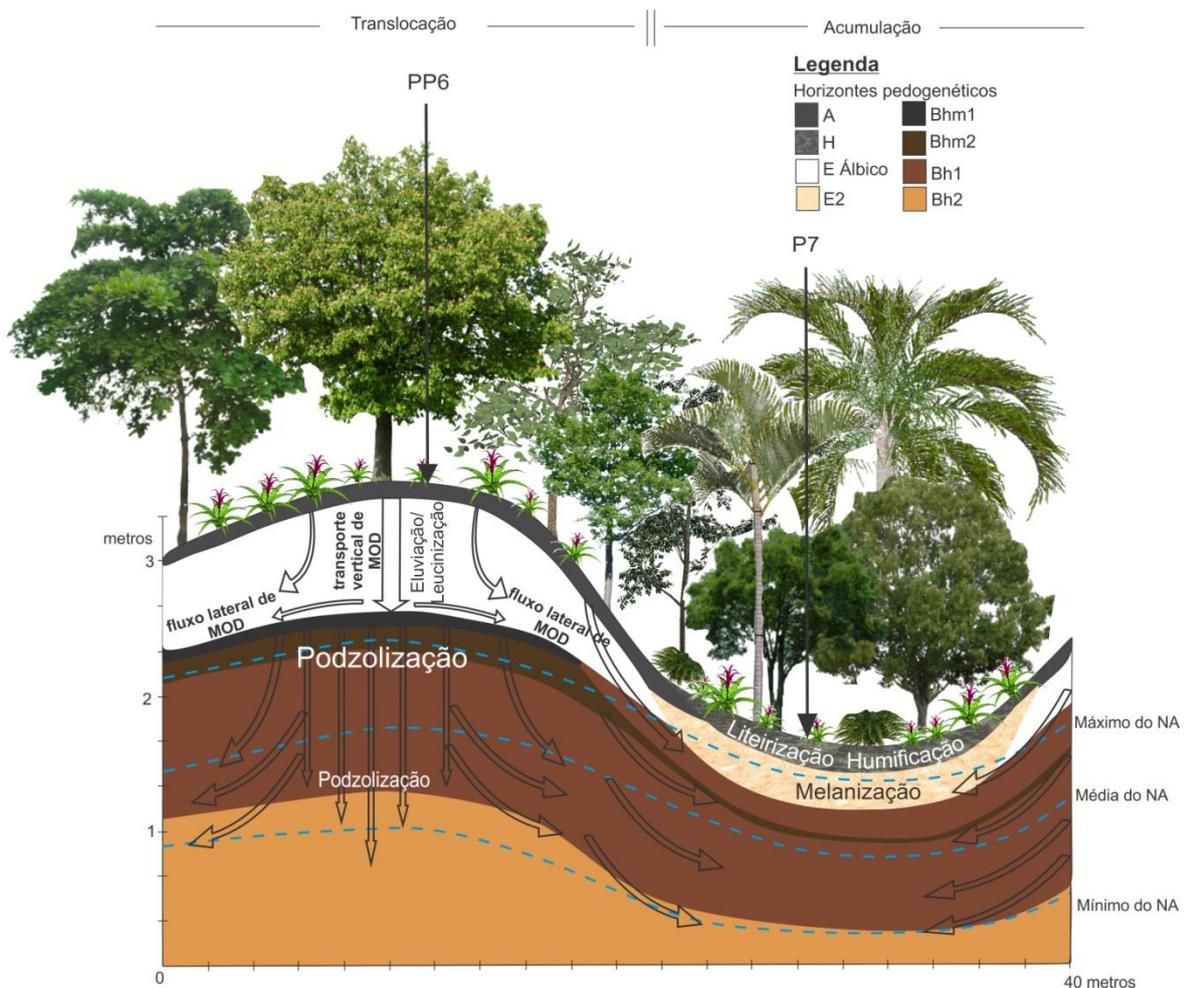


Figura 4.29 – Detalhe do sistema pedológico e processos pedogenéticos em catena do tipo translocação-acumulação entre o PP6 e P7. A formação de horizontes cimentados no PP6 se deve ao acúmulo de MOS pela: (i) imobilização de material espódico por meio do lençol freático; (ii) quebra de capilaridade provocada pelo horizonte subjacente Bh1 composto de areia de granulometria mais grossa que a do Bhm2. Os fluxos laterais se intensificam e são mais evidentes que os fluxos verticais nas áreas de maior declividade da catena. Devido aos fluxos laterais e períodos em que o lençol freático alcança a base do horizonte H do P7, verifica-se o processo de melanização na parte de acumulação da catena. A forma côncava da superfície no P7 e o hidromorfismo periódico favorecem a adição e manutenção da matéria orgânica e proliferação de briófitas (*Sphagnum*), acentuando os processos de lileirização e humificação

A podzolização pelo transporte lateral foi analisada por Jancowski (2014) para solos na Polônia, porém, com lençol freático não atuante na pedogênese, diferente do encontrado na planície costeira paulista (COELHO et al., 2011). Jancowski (2014) encontrou acúmulo absoluto de material espódico em horizonte Bhs na posição côncava de catenas de acumulação, atribuindo esse processo ao fluxo hídrico lateral. Por outro lado, Espodosolos dos estados da Flórida e Carolina do Norte (EUA) localizados em relevo de baixa troca de energia e matéria apresentaram padrões similares de depleção e acumulação de material espódico (HOLZHEY; DANIELS; GAMBLE, 1975; SODEK et al., 1990).

Na catena entre o PP6 e P7 (Figura 4.29) há acúmulo absoluto de carbono orgânico, Al_p e Fe_p somente entre os horizontes superficiais e horizonte E. A ausência de acúmulo no horizonte espódico pode ser atribuída à dinâmica hidrológica regional, pois embora ocorra entrada de MOD pelo transporte lateral vindo das cristas, é provável que os entre-cordões funcionem como escoadouros naturais de MOD em direção à Ponta da Trincheira, conforme sugere o padrão convergente dos alinhamentos de cordões praias e a direção de fluxo dos cursos d'água (Figuras 4.30 e 4.31). De fato, na Ponta da Trincheira são encontrados Espodosolos com máxima expressão morfológica da podzolização, com horizonte Bhm de mais de 2 metros de espessura (Figura 4.30).

A falésia sul vivenciou um recuo provocado pela erosão, de tal forma a suprimir a antiga “Ponta da Trincheira”, exibindo solos que se encontravam mal drenados e que recebiam e recebem enormes quantidades de MOD via transporte lateral (figura 4.30). Embora descrito para condições diferentes da Ilha Comprida (DANIELS; GAMBLE; NELSON, 1971), o efeito de borda no rebaixamento do lençol freático deve ter atuado após a erosão das falésias sul e oeste, bem como pela descida gradual e lenta do NRM durante o Holoceno, favorecendo o dessecamento e a cimentação dos horizontes espódicos desta área.

A extremidade sul da Ilha Comprida está inserida em uma área de intensa atuação das forças da morfodinâmica dominada pelos processos da desembocadura de Cananéia. Comparando-se as fotografias aéreas de 1964, 1985 e 2000 é possível constatar a erosão sofrida na Ponta da Trincheira em curto período de tempo, se considerar a escala do tempo geológico (Figura 4.30). No entanto, a cimentação dos *ortsteins* parece ter retardado a erosão e favorecido o limite territorial com 90 graus, na forma de “L” (extremidade sudoeste da Ilha Comprida, Figura 4.30). Isto demonstra o papel desempenhado pela resiliência do *ortsteins* à erosão, uma vez que não há maciços cristalinos que poderiam funcionar como promontórios rochosos e sustentar esse limite territorial.

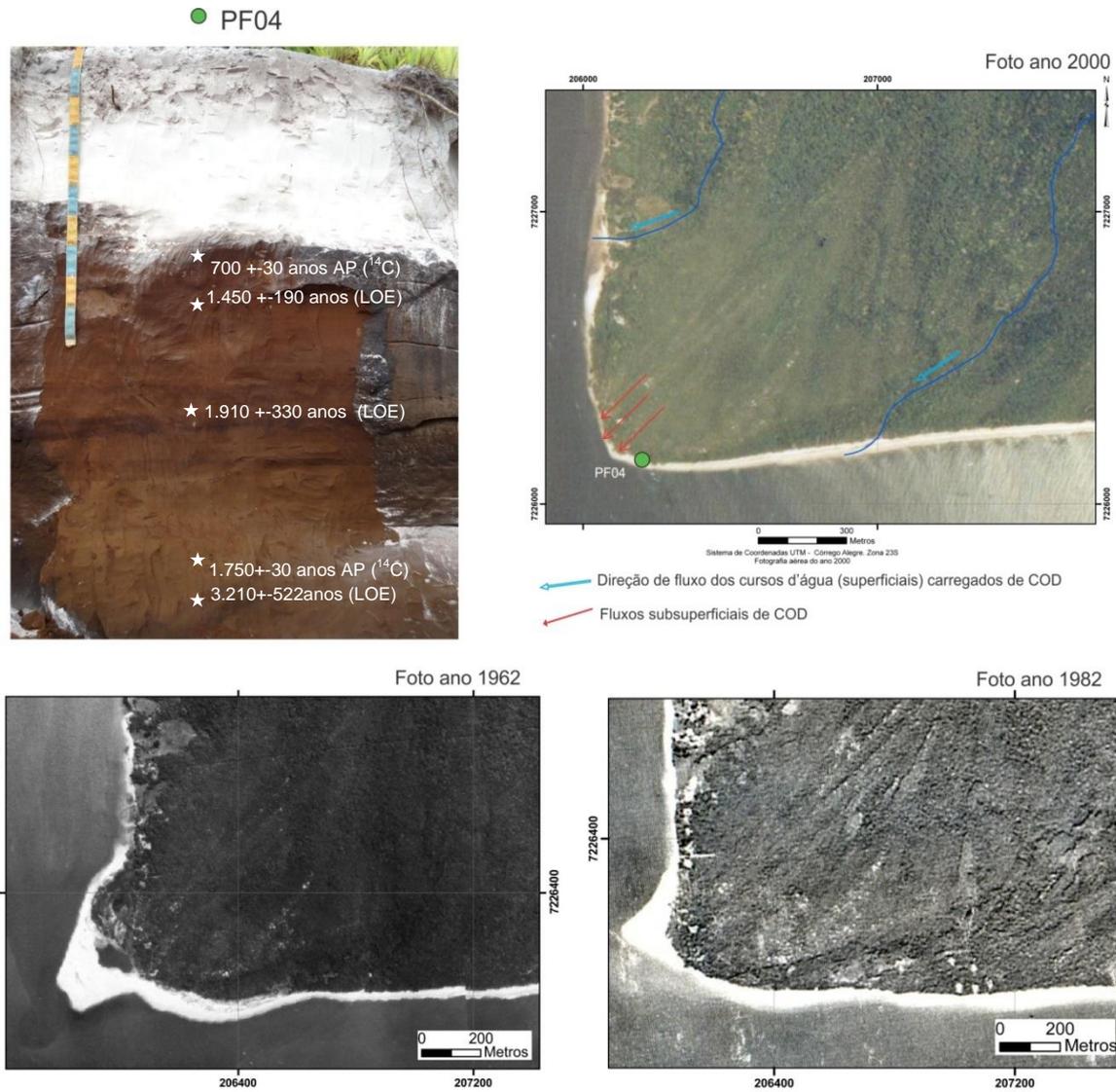


Figura 4.30 – Drenagens superficiais e fluxos laterais de MOD ao longo de entre-cordões no compartimento II. Perfil PF04, alto grau de desenvolvimento do Espodossolo com horizontes E e Bh hiperespessos (note-se que a fita na foto tem 2,0m), idades dos revestimentos de MO (^{14}C) e dos sedimentos quartzosos (LOE). As fotografias aéreas de 1962, 1982 e 2000 mostram a rápida transformação na Ponta da Trincheira



Figura 4.31 – Coloração escura devido a MOD da água subterrânea que aflora na superfície da praia ao lado da Falésia Sul próximo ao PF04 e no interior da ilha no poço 8 (P8)

A capacidade de resistir aos processos erosivos na Ponta da Trincheira deve estar associada às propriedades morfológicas do espesso horizonte Bhm que aflora e marca a paisagem do local. A cimentação deste horizonte imprime forte resiliência à erosão devido ao endurecimento do substrato arenoso (estrutura de grãos simples), pela matéria orgânica monomórfica. Esse material fino composto de MOD preencheu os espaços intersticiais do empilhamento de grãos de areia e passou do estado gel para sólido devido aos ciclos de umedecimento e dessecação, havendo desidratação e saturação dos complexos organometálicos.

A disponibilidade de MOD no interior da ilha, tal como no compartimento III, favorece a manutenção desses horizontes. Embora seja notável a forte erosão na extremidade sudoeste da ilha é possível inferir que a presença do horizonte Bhm na Ponta da Trincheira parece conter a erosão, permitindo afirmar que na ausência do *ortstein* o limite territorial da ilha poderia alcançar as proximidades do afloramento de sienito (Morrete), pois se trata do único elemento fisiográfico capaz de resistir à erosão.

As idades dos revestimentos e da deposição dos sedimentos quartzosos do PF04 denotam um acréscimo em profundidade. Pode-se dizer que a formação desse solo ocorreu por volta de 1.750 \pm 30 anos AP e não anterior a 3.210 \pm 522 anos AP. Embora possa ter havido influência de matéria orgânica mais recente na parte superior do horizonte Bh, as datações de ^{14}C apoiam a idéia de espessamento de baixo para cima. A catena entre o PP6 e P7 mostra o desaparecimento progressivo do *ortstein* em direção ao entre-cordão, fato que deve estar ligado ao hidromorfismo intenso provocado pelo lençol freático próximo à superfície (Figura 4.29). Em condição de saturação permanente, os revestimentos monomórficos podem se desestabilizar ou mesmo não se formarem, uma vez que o período de desidratação é essencial para a polimerização e coalescência da matéria orgânica monomórfica do *ortstein* (YUAN; CARLISLE, 1988; HARRIS; CROWNOVER; COMERFORD, 1995).

O espessamento e o máximo desenvolvimento do horizonte E ocorre quando o lençol freático encontra-se mais profundo, propiciando condições à eluviação e/ou degradação biológica de material espódico (SILVA; VIDAL-TORRADO; LAMBAIS, 2015) de tal forma a originar o horizonte E alábico pelo processo de leucinização, que acontece somente nas áreas de crista de cordão (Figura 4.29). Por outro lado, nas áreas de entre-cordão, o lençol freático atua na imobilização e retroalimentação de MOD imprimindo cor mais escura ao horizonte E

(COELHO et al., 2011; GOMES et al., 2007). Além disso, os processos de translocação lateral de MOD intensificam a melanização do horizonte E, conforme mencionado anteriormente.

A superfície plana onde está localizado o P8 apresenta-se alagada na maior parte do ano, fato que explica a gênese do horizonte H com 50 cm de espessura e elevado teor de carbono orgânico. Além disso, o lençol freático oscila no horizonte E (Tabela 4.4) e atua na melanização, provocando o escurecimento e adição de carbono orgânico neste horizonte eluvial. Os valores de pH desse solos diminuem em profundidade, chegando-se a 3,7 no horizonte Bhm, o qual foi identificado após constatação de clastos de placas de *ortstein* encontrados durante as tradagens para instalação do poço de monitoramento do nível freático (Figura 4.23).

O ponto mais alto deste compartimento é o P9, localizado em cordão praial com cimeira mais convexa que os demais cordões da transeção. Pode-se inferir que esse cordão praial também constitui o truncamento que marca o fim da morfogênese da superfície plana do P8. O solo encontrado no P9 possui horizonte E com mais de 120 cm de espessura e os horizontes espódicos são desprovidos de Al_p, permitindo inferir que no caso da Ilha Comprida, a podzolização não é dependente do processo de queluviação.

O lençol freático apresenta acima do horizonte Bh do P9 na maior parte do ano. A saturação constante do horizonte Bh pelo lençol freático, somado a forma aguçada deste cordão que cumpre o papel de divisor de águas, parece desfavorecer a gênese de horizonte Bhm. Essa condição topográfica não permite a manutenção de MOD no sistema, inibindo a formação de *ortstein* (ANDRIESSE, 1968).

O perfil PC1 mostra o retorno à condição encontrada na porção oeste deste compartimento. Esse perfil localiza-se no terço inferior da vertente, conforme pode ser visto pela espessura, core conteúdo de carbono orgânico do horizonte E. O sistema pedológico e processos pedogenéticos atuantes são muito semelhantes ao encontrado na catena entre o PP6 e P7 (Figura 4.29).

O cordão praial onde está situado o P10 marca o fim do sistema pedológico do compartimento II. Este solo é desprovido de *ortstein*, e sua posição no relevo desfavorece a manutenção de MOD na forma de lençol suspenso. A rampa de declive para leste indicapossíveltranslocação lateral em direção à superfície plana do compartimento III.

Comparando-se o perfil PP6 com aqueles encontrados em áreas expostas da falésia sul é possível constatar as transformações morfológicas sofridas pelos Espodossolos quando

foram submetidos à melhora da drenagem pelo avanço da erosão na face sul da ilha (Figura 4.32).

Basicamente existem duas formas de degradação dos horizontes espódicos na Ilha Comprida. A primeira relacionada à atividade biológica, conforme mostram as evidências de manchas em estágio inicial no topo o horizonte Bh (PF40) e mais evoluídas (PF01), atribuídas a atividade microbiológica (SILVA; VIDAL-TORRADO; LAMBAIS, 2015; MATOS, 2015).

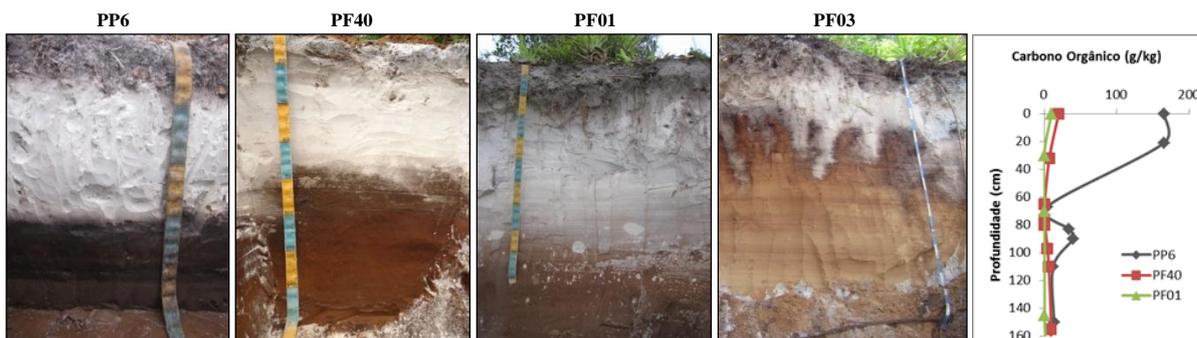


Figura 4.32 – Variações morfológicas e de teor de carbono em Espodosolos da Ilha Comprida. Condição de mal drenado (PP6), moderadamente drenado (PF40) e bem drenado (PF01 e PF03)

Matos (2015) identificou os filos Acidobacteria, Proteobacteria e Actinobacteria nos solos do sul da Ilha Comprida, em perfis da falésia sul. De acordo com a autora, as Acidobacterias mostraram associação positiva com compostos orgânicos mais recalcitrantes oriundos dos horizontes espódicos.

A outra forma de degradação está ligada a abertura de canais por raízes, fazendo com que se instalem fluxos preferenciais da drenagem em horizontes B que não permanecem saturados pelo lençol, formando transição ondulada entre os horizontes Bh e E, na forma de “línguas” (PF03). Evidências similares também foram encontradas para os solos da planície costeira de Bertioga (BUURMAN; VIDAL-TORRADO; MARTINS, 2013).

Também na falésia sul, na Ponta da Trincheira, é possível constatar a presença de na forma de galerias de *Callichirus major* fossilizadas (Figura 4.33). Independente do agente transformador, esses crustáceos participam indiretamente na pedogênese, pois a bioturbação deixada no material de origem deram lugar a feições morfológicas encontradas no Espodosolos. O desenvolvimento dessas galerias biológicas estáveis na estratigrafia permitiram a concentração e posterior de MOD advinda da podzolização nas paredes das estruturas tubulares criadas pelo animal.

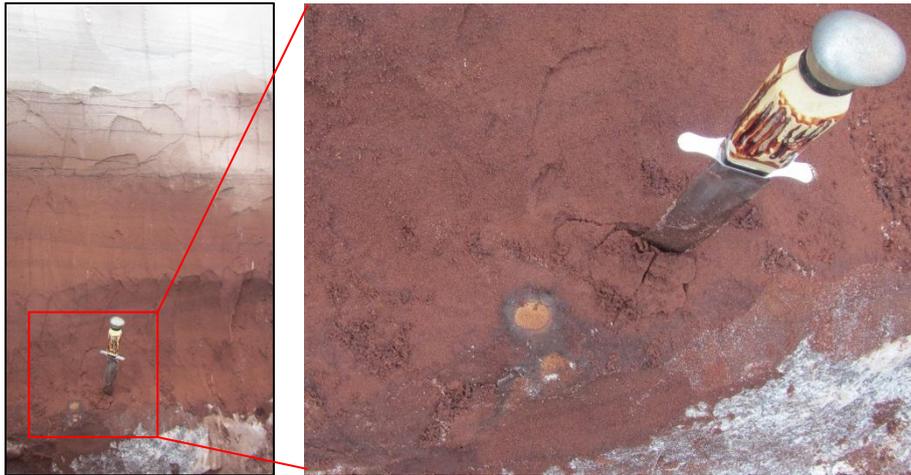


Figura 4.33 – Exemplo de galerias fósseis de *Ophiomorpha* ou *Callichirus* na falésia sul localizada na parte sudoeste da Ilha Comprida

Observando uma galeria fóssil em lâmina delgada é possível constatar a mudança estratigráfica ocorrida pela construção do canal pelos crustáceos (Figuras 4.34 e 4.35). A parte interna da galeria tubular foi posteriormente preenchida por sedimentos, mantendo uma configuração semelhante à parte externa do canal (Figura 4.34 E e F). Esta crotoquina pode ser interpretada comparando-se o tamanho e ajuste dos grãos de areia (material grosso) da parte interna, externa e na parede do canal. Nota-se que há grãos menores e mais arredondados na parte interna da parede, onde os grãos estão justapostos face a face ou conectados pela matéria orgânica monomórfica com distribuição entre f/g do tipo porfírica (Figura 4.34D).

Considerando o papel desempenhado pelos gradientes de retenção da água no solo, é possível inferir que a parede da galeria fóssil funciona como um obstáculo à circulação de MOD, fazendo com que concentre material espódico neste local (Figura 4.35C e D). Como há cimentação intensa, é provável que a podzolização seja o processo pelo qual mantém o icnofóssil resistente à erosão.

No momento em que a galeria tubular foi construída não havia solo (ausência de pedogênese e horizonte A), mas sim sedimento. Para sustentar a parede do canal, o *Callichirus* utilizou material epóxi, como muco gelatinoso de polissacarídeos (BROMLEY, 2012) ou colofana (fosfato de cálcio amorfo) (RODRIGUES; SHIMIZU, 1997). Contudo, com a descida do NRM e o desenvolvimento de vegetação de restinga, o substrato passou a ser caracterizado como solo devido à existência de horizontes superficiais e subsuperficiais definidos por processos pedogenéticos. O incremento substancial de MOD que flui vertical e lateralmente na paisagem passou a se concentrar na bioturbação gerada pelo *Callichirus*, promovendo um processo de pedofossilização.

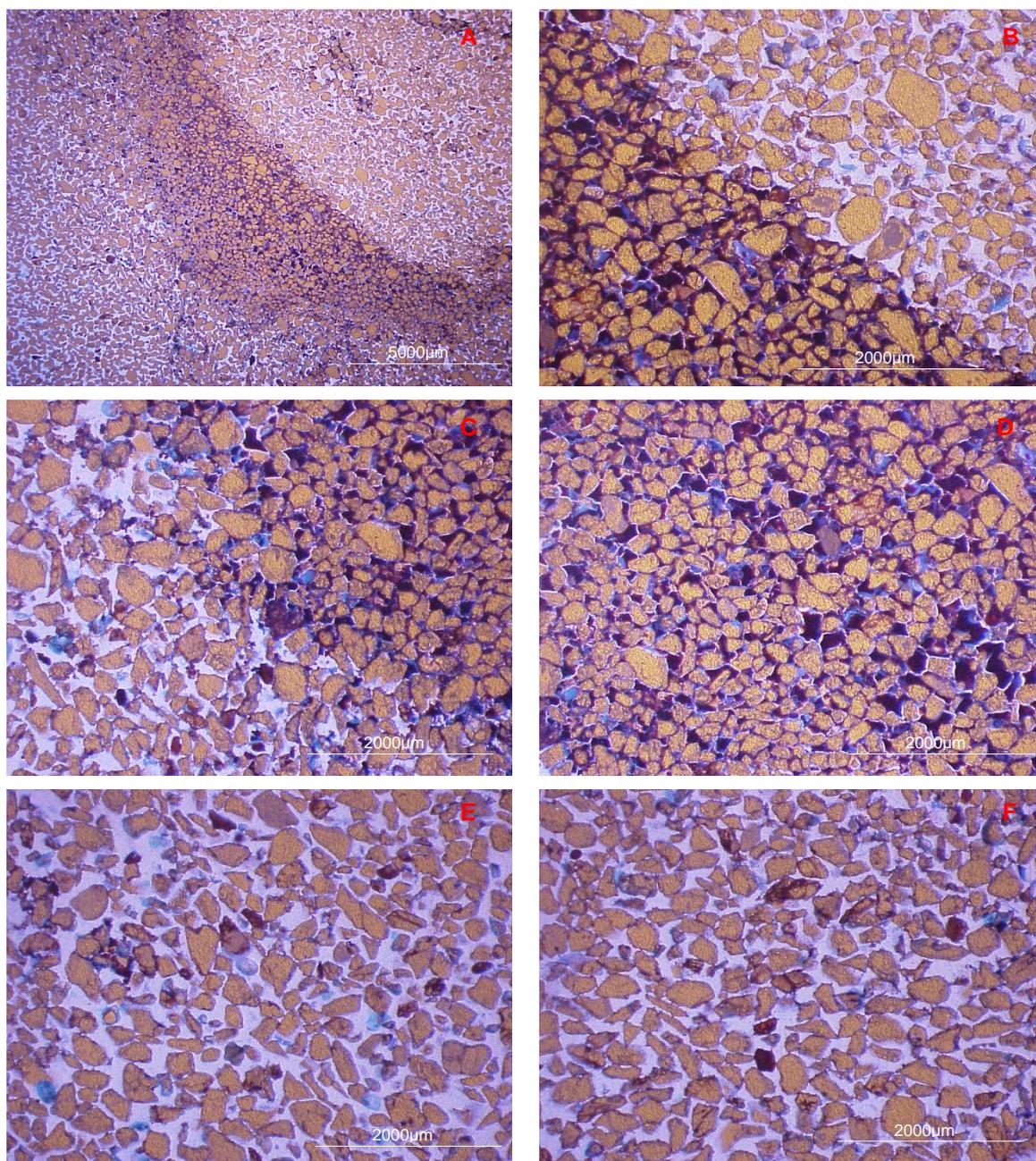


Figura 4.34 – Fotomicrografias de icnofóssil de *Ophiomorpha* ou *Callichirus* coletado no perfil PF01. A: vista geral com a parte interna, externa e parede da galeria tubular. B: contato entre a parte interna e a parede da galeria. C: contato entre a parte externa e a parede da galeria. D: parede da galeria, com grãos de areia (material grosso) justapostos e matéria orgânica monomórfica preenchendo os espaços intersticiais, distribuição f/g do tipo porfírica e secundariamente gefúrica. E e F: parte interna e externa da galeria, respectivamente

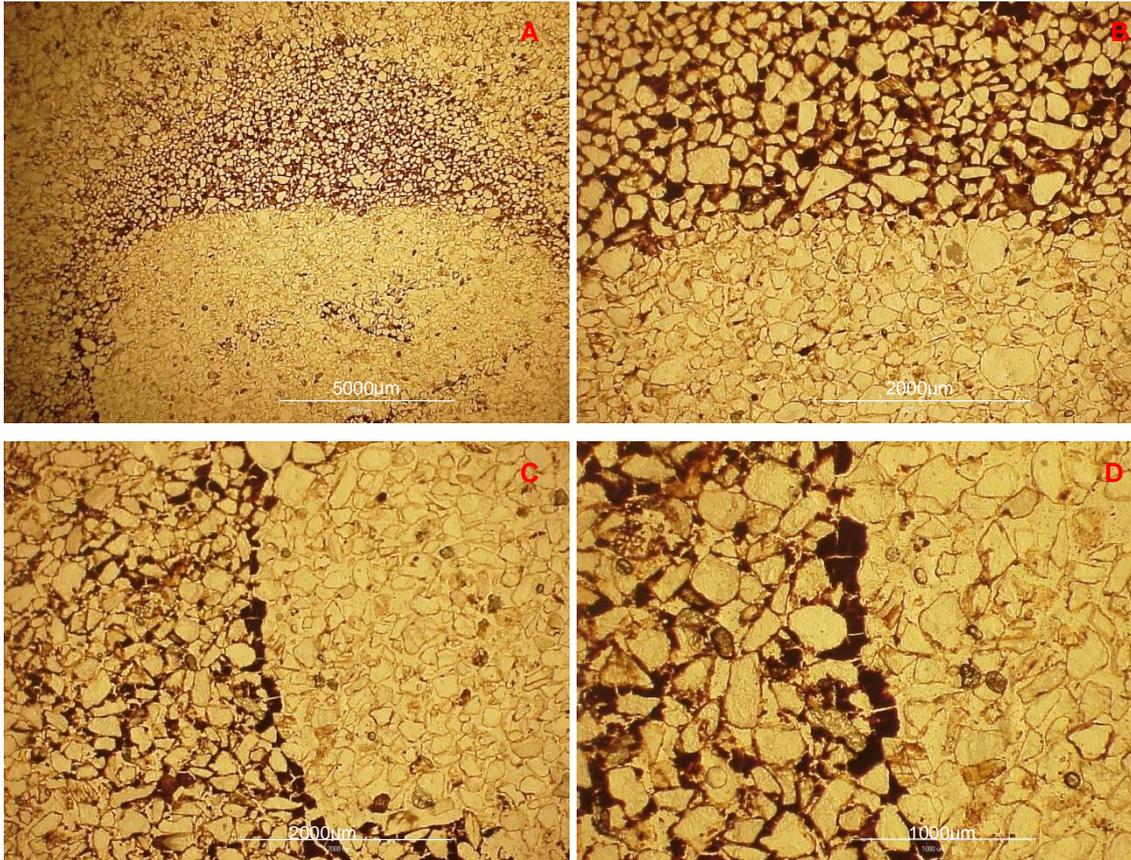


Figura 4.35 – Fotomicrografias de icnofóssil de *Ophiomorpha* ou *Callichirus* coletado no perfil PF01. A: vista geral com a parte interna, externa e parede da galeria tubular. B: contato entre a parte interna e a parede da galeria. C e D: detalhe do contato entre a parte interna e a parede da galeria mostrando acumulação de matéria orgânica monomórfica na extremidade do contato entre a parede construída pelo animal e o material preenchido após o abandono da galeria e formação da crotoquina

4.2.3 Compartimento morfopedológico III

O crescimento predominantemente transversal da Ilha Comprida produziu o compartimento III e sua superfície plana (Figura 4.36). Esse padrão fisiográfico condicionou uma hidrologia diferente da encontrada anteriormente que se reflete tanto na fitofisionomia (Floresta Paludosa de Restinga) como na morfologia dos solos encontrados neste compartimento.

Essa fitofisionomia apresenta maior diversidade de indivíduos arbóreos e dossel mais alto (20 a 30 metros), com forte presença de clusiáceas como o guanandi (*Calophyllum brasiliense* Cambess.) e melastomatáceas como a pixirica (*Miconia cubatanensis* Hoehne), assim como palmeiras do tipo palmito juçara (*Euterpe edulis* Mart.) e brejaúva (*Astrocaryum*

aculeatissimum (Schott) Burret). Esses indivíduos são típicos de áreas alagadas de restinga, localizadas em depressões úmidas com floresta alta (MARTINS et al., 2008).

A classificação e os atributos mais relevantes da morfologia, química e física de solos representativos deste compartimento foram agrupados na Tabela 4.5.

As áreas embaciadas deste compartimento fazem com que sua hidrologia seja caracterizada pela saturação prolongada do lençol freático junto à superfície. Nestas condições, o processo de eluviação é inibido, mas a acumulação em superfície permite a formação de Organossolos. Entretanto, a presença de alguns cordões praias tênues ou erodidos, induz a variações ligeiramente maiores do relevo e do lençol freático (15 cm de profundidade) e a formação de Espodossolos hidromórficos (Figura 4.36 e Tabelas 4.5 e 4.6).

No campo é possível reconhecer a formação de alguns cordões praias efêmeros (Figura 4.36). Nestes locais, a ligeira elevação permitiu que o processo de eluviação se instalasse, embora de maneira incipiente. Portanto, nestas áreas há a formação de horizonte E, conforme constatado no T1. Contudo, não há evidências de cimentação no horizonte Bh saturado na maior parte do tempo pelo lençol freático.

Tabela 4.5 – Classificação e seleção de atributos morfológicos, químicos e físicos dos solos representativos do compartimento morfopedológico III

Hor.	Prof. (cm)	Cor	pH (H ₂ O)	C org.	Fe _p	Al _p	Argila	Silte	Areia
		Úmida (Munsell)							
P11 Espodossolo Humilúvico Hidromórfico organossólico									
H	0-33	7,5YR 3/2	4.41	380.47	0.41	1.58	94.18	1.74	904.08
E	33-40	10YR 5/3	3.96	2.76	0.24	0.38	25.06	1.07	973.87
Bh1	40-60	10YR 3/3	4.52	9.10	0.03	1.54	12.41	1.77	985.82
Bh2	60-200+	10YR 4/4	4.24	10.48	0.00	0.00	25.53	21.80	952.67
T1 Espodossolo Humilúvico Hidromórfico organossólico									
H1	0-15	7,5YR 3/3	3.64	422.43	2.28	2.78	40.02	27.35	932.63
H2	15-35	7,5YR 3/2	3.81	296.27	1.97	3.90	138.27	60.52	801.21
E	35-50	10YR 5/4	4.98	8.69	0.00	0.05	17.08	1.83	981.09
Bh	50+	10YR 3/2	4.21	18.01	0.01	2.29	38.34	38.22	923.44
T2 Organossolo Háptico Sáprico típico									
H1	0-15	7,5YR 3/3	3.75	496.26	3.35	3.52	25.46	30.11	944.43
H2	15-45	7,5YR 3/2	3.92	275.70	2.56	3.10	146.05	60.77	793.18
C1	45-65	7,5YR 4/3	4.85	43.84	3.22	1.03	87.74	0.26	912.00
C2	65-85	10YR 5/3	4.91	5.51	0.31	0.00	24.97	27.47	947.56
C3	85-100+	10YR 6/3	4.44	1.93	0.23	0.00	12.63	28.57	958.80

C org. – Carbono Orgânico;

Fe_p e Al_p – Ferro e Alumínio extraídos com pirofosfato de sódio

Tabela 4.6– Variação* da profundidade do nível do lençol freático no compartimento III

	Jan.	Feb.	Mar.	Abr.	Maió	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	Amplitude
Poço 11	0	0	0	0	0	0	18	19	21	44	19	40	44

* Valores em centímetros

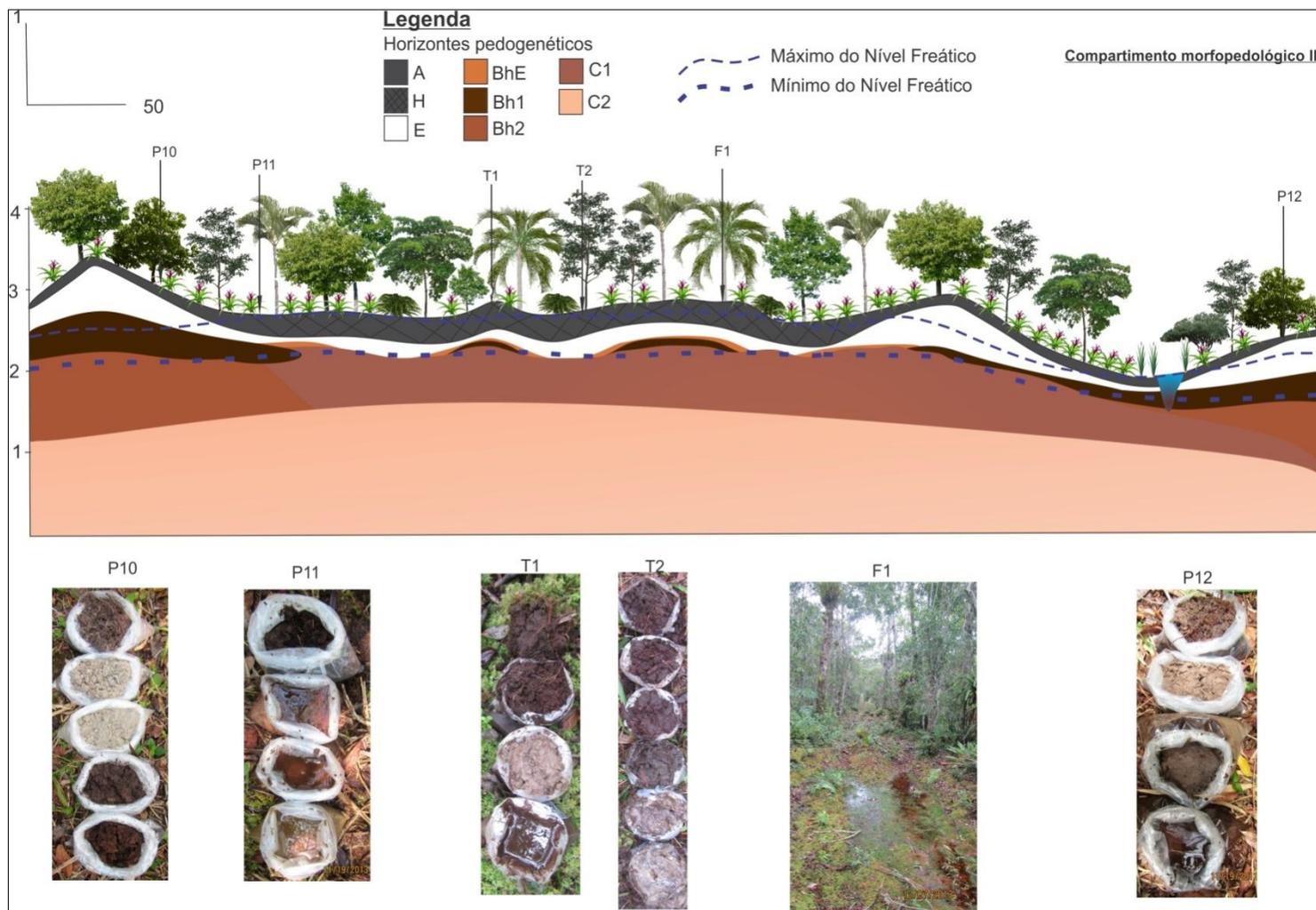


Figura 4.36– Sistema Morfopedológico do Compartimento III da Transeção A-B. A superfície gerada na morfogênese deste compartimento é essencialmente plana com alguns cordões praias efêmeros isolados. Os solos estão influenciados pela saturação do lençol freático junto à superfície do terreno na maior parte do ano. Destaca-se a presença de horizonte hístico e desenvolvimento de Organossolos em alguns pontos mais embaciados da paisagem

Nas áreas mais úmidas desse compartimento ocorre a presença de horizonte H, que pode chegar a mais de 40 cm de espessura o que caracteriza a ocorrência de Organossolos (T2). É visível a proliferação de briófitas do gênero *Sphagnum* e bromélias de restinga (*Aechmea nudicaulis* L. Griseb) por quase toda a Ilha Comprida, contudo, neste compartimento o desenvolvimento dessa flora é mais intenso (Figura 4.37).



Figura 4.37 – Líquens, *Sphagnums*, bromélias e material orgânico do horizonte H em diferentes estágios de decomposição (fibrício, hêmico e sáprico) amostrado até 45 cm no T2

De acordo com a Tabela 4.6, o lençol freático permanece na superfície do terreno durante mais de seis meses do ano (entre janeiro e junho), depois se mantém por volta de 20 cm de profundidade entre julho e setembro, alcançando 44 cm de profundidade durante um mês (outubro). Essa condição de hidromorfismo somada a uma ligeira descida do lençol freático permite que as briófitas se mantenham em máximo estágio de desenvolvimento (ROCHEFORT; CAMPEAU; BUGNON; 2002).

Coelho et al. (2011) e Gomes et al. (2007a) também encontraram Organossolos em áreas deprimidas da planície costeira de Bertioga e Ilha do Cardoso, respectivamente.

Em certas áreas da transeção C-D (falésia sul) é possível constatar os efeitos causados pelo retrabalhamento dos depósitos, conforme evidenciado pelos perfis PF09 e PF10 (Figura 4.38). O perfil PF09 apresenta duas nítidas camadas de depósitos com diferentes graus e causa da podzolização. A camada mais abaixo está ligada ao horizonte 2Bh, bem desenvolvido e cuja gênese parece ser atrelada à deposição de MOD via lençol freático. A camada acima sofreu podzolização mais recente, causada, sobretudo, pelo aporte de material espódico oriundo da decomposição de raízes (horizonte Bh1 com raízes abundantes finas, comuns médias e grossas).

O perfil PF10 também apresenta nítidas evidências de descontinuidade estratigráfica, conforme pode ser visto pelos clastos de horizonte 2Bhm na base do perfil (Figura 4.38).

Além disso, foi encontrado um tronco de árvore enterrado, cuja idade por ^{14}C é de 1.620 ± 30 anos.

O horizonte espódico do perfil PF30 foi fortemente alterado a ponto de desaparecer em alguns trechos. Nestas condições, a degradação do horizonte espódico ocorre pela atuação de fluxos d'água em canais preferenciais de raízes e principalmente pela intensificação da degradação da MO acumulada pela atividade microbiana (manchas), conforme destacado na Figura 4.39 do perfil PF30.

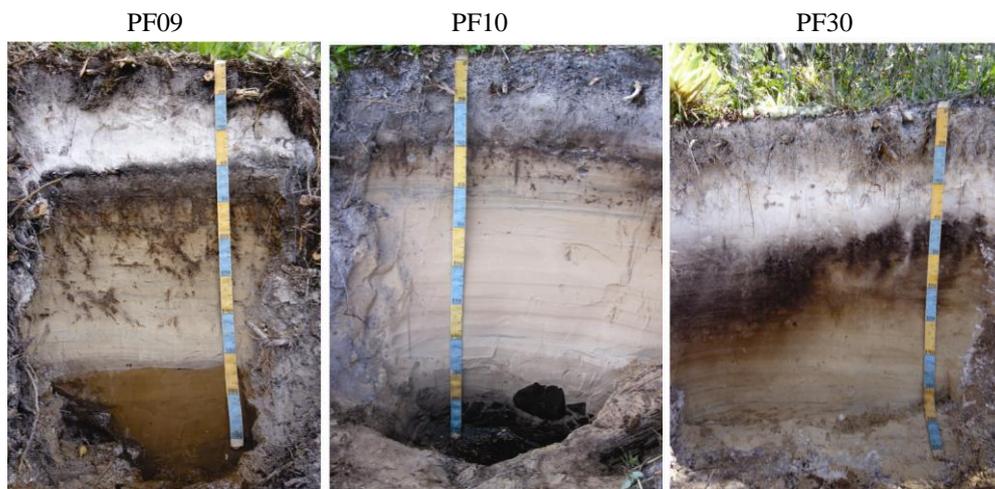


Figura 4.38 – Solos bem drenados do compartimento III encontrados na falésia sul (transeção C-D). Os perfis PF09 e PF10 apresentam nítidas evidências de descontinuidade estratigráfica ocorridas pelo retrabalhamento sofrido na falésia próximo ao estuário. No perfil PF09 existem duas camadas de depósitos, sendo a de baixo (horizonte 2Bhm) sob a podzolização via lençol freático e a de cima por raízes. O perfil PF10 apresenta clastos de horizonte 2Bhm e um tronco de árvore enterrado. O perfil PF30 não apresenta descontinuidade estratigráfica, sendo destacado pelas evidências de degradação do horizonte Bh1 pela abertura de fluxos preferenciais de água, possivelmente atribuídos ao crescimento de raízes

A transição entre os horizontes E e 1Bh do perfil PF30 poderá evoluir formando “línguas”, caso se mantenham os fluxos d'água em canais criados por raízes (Figura 4.39A), tal como observado no perfil PF03 do compartimento II. Por outro lado, nessas condições as raízes são a principal fonte de material espódico, com destaque para os ácidos orgânicos provenientes de seus exsudatos (De CONINCK, 1980; LUNDSTRÖN; van BREEMEN; BAIN, 2000; BUURMAN; JONGMANS, 2005). Desta forma, ao mesmo tempo em que elas promovem a degradação indireta dos horizontes espódicos, previamente formados em condições de hidromorfismo, pela abertura de canais que condicionam um novo caminho preferencial para a água, elas também fornecem MO para acúmulo de material espódico,

formando um horizonte Bh em condições de boa drenagem, com outra conformação e espessura, conforme evidenciado no perfil PF09.



Figura 4.39 – Evidências morfológicas de degradação do horizonte espódicos na condição de boa drenagem do PF30. A: fluxos d'água em canais preferenciais de raízes. B: manchas de degradação pela atividade biológica

4.2.4 Compartimento morfopedológico IV

A morfogênese do compartimento IV foi governada pela componente de crescimento longitudinal, fazendo com que os cordões praias ficassem mais afeiçoados e com maiores desníveis quando comparado com o compartimento III.

A rugosidade do terreno e o sistema cordão/entre-cordão praias deste compartimento se assemelham ao compartimento II, embora com menores desníveis topográficos (Figuras 4.40 e 4.23). Não obstante, a hidrologia, a vegetação e a morfologia dos solos encontrados nessas duas áreas são muito semelhantes, podendo-se dizer que são sistemas pedológicos parecidos.

A classificação e os atributos mais relevantes da morfologia, química e física de solos representativos deste compartimento foram agrupados na Tabela 4.7.

A variação em profundidade dos parâmetros estatísticos das areias do PP13 é muito sutil quando comparado com os perfis PP1 e PP6 (Figuras 4.41 e 4.42). Embora ocorra ligeiro aumento do tamanho dos grãos de areia do horizonte Bhm para o Bh1, o mecanismo de imobilização do MOD vindo de superfície parece estar relacionado à dinâmica do lençol freático.

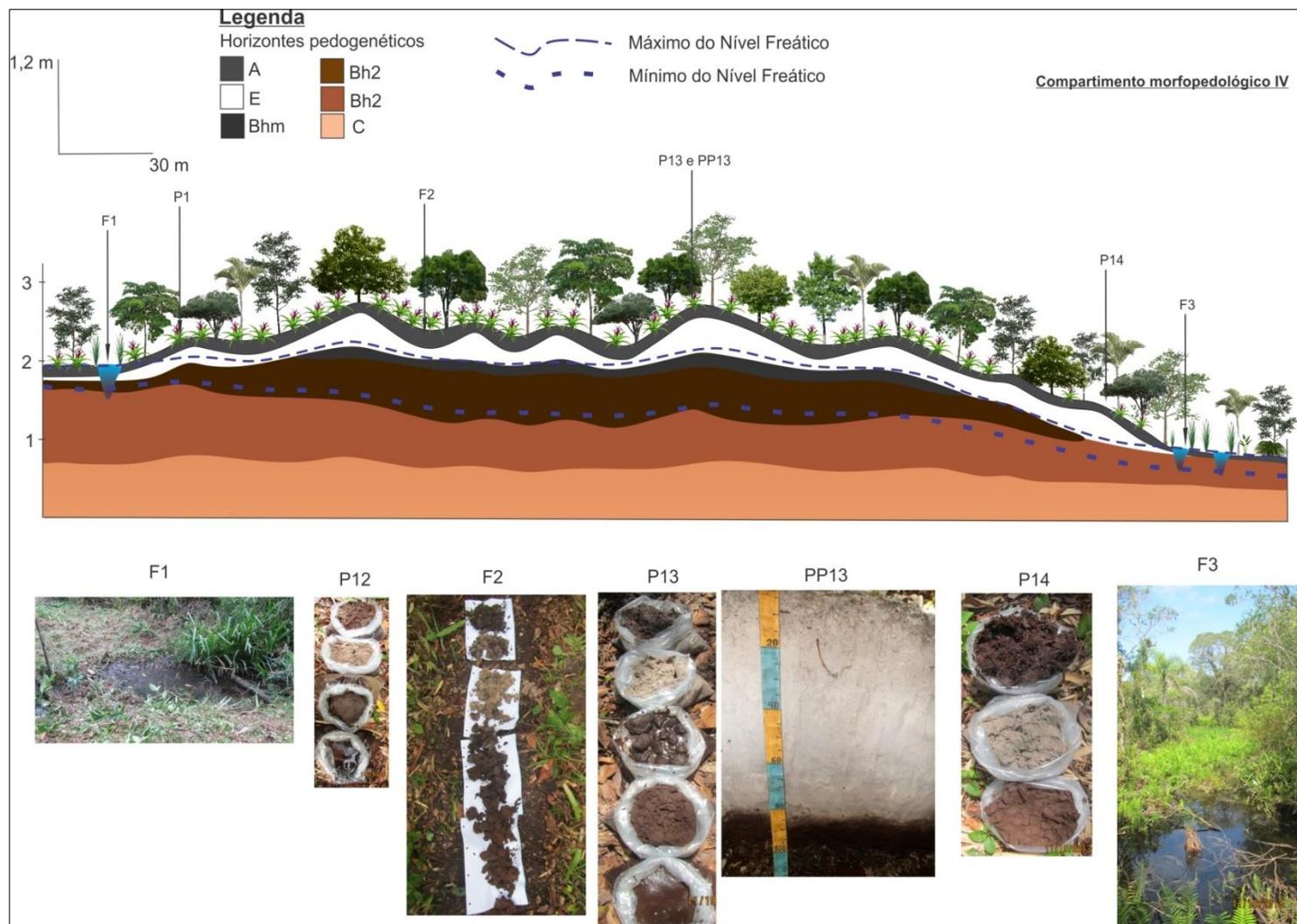


Figura 4.40– Sistema Morfoedológico do Compartimento IV da Transeção A-B. Os horizontes Bhm e Bh2 ocorrem na zona de oscilação do lençol freático. Embora mais jovens (LOE-PP13-70: 1.420 \pm 155 anos) os solos na parte mais alta do compartimento apresentam *ortstein*. O horizonte E apresenta-se mais espesso nas áreas de crista dos cordões praias e mais estreitos nos entre-cordões

Tabela 4.7 – Classificação e seleção de atributos morfológicos, químicos e físicos dos solos representativos do compartimento morfopedológico IV

Hor.	Prof. (cm)	Cor	Consistência	Cimentação	pH (H ₂ O)	C org.	Fe _p	Al _p	Argila	Silte	Areia
		Úmida (Munsell)	úmida								
P12 Espodossolo Humilúvico Órtico típico											
A	0-20	5YR 4/2	--	--	4.53	55.14	0.09	0.00	25.05	2.32	972.63
E	20-50	5YR 6/3	--	--	4.74	2.48	0.00	0.00	12.46	1.99	985.55
EB	50-70	7YR 4/2	--	--	4.56	3.31	0.00	0.00	25.05	4.56	970.39
Bh	70-120+	7,5YR 2,5/2	--	--	3.34	11.86	0.47	0.05	12.62	16.49	970.89
PP13 Espodossolo Humilúvico Órtico dúrico											
A	0-18	5YR 5/2	muito friável	não	4.78	55.18	0.03	0.00	12.43	37.03	950.54
E	18-83	5YR 6/1	solta	não	4.74	0.00	0.00	0.00	5.01	9.86	985.13
Bhm	83-90	7,5YR 2,5/2	firme	fortemente	4.4	28.95	0.05	0.55	32.38	0.42	967.20
Bh1	90-130	7YR 3/3	solta	não	3.57	20.68	0.12	2.49	12.48	5.00	982.52
Bh2	130-180	7,5YR 2,5/3	solta	não	3.62	12.41	0.11	1.47	12.48	5.00	982.52
P14 Espodossolo Humilúvico Órtico arênico											
A	0-30	2,5YR 3/1	--	--	4.61	104.21	0.16	0.00	25.02	8.24	966.74
E	30-70	5YR 6/2	--	--	4.7	0.00	0.00	0.00	0.00	16.55	983.45
Bh	70-90	7,5YR 2,5/2	--	--	4.53	8.27	0.05	0.91	7.55	0.77	991.68

C org. – Carbono Orgânico;

Fe_p e Al_p – Ferro e Alumínio extraídos com pirofosfato de sódio

O nível do lençol freático no PP13 apresenta-se acima do horizonte Bhm durante cinco meses do ano, entre janeiro e junho (Tabela 4.7). Nos demais meses o lençol freático fica abaixo do horizonte Bhm, alcançando 117 cm de profundidade em outubro. Essa amplitude de 102 cm pode favorecer o aporte de MOD e respectivo dessecação, condizente com a formação do *ortstein* (McKEAGUE; WANG, 1980; De CONINCK, 1980). Por outro lado, o nível do lençol freático do P12 e P14 apresentam-se acima do horizonte espódico durante onze meses do ano, desfavorecendo a cimentação (Tabela 4.8).

Comparando-se os solos da falésia sul com os encontrados na transeção A-B é possível visualizar as transformações morfológicas quando Espodossolos passam à condição de bem drenados (Figura 4.43). Nota-se que há a formação de “línguas” de degradação do horizonte Bh ocasionada pela abertura de canais preferencias de fluxo d’água, de tal forma a produzir “ilhas” do horizonte Bh dentro do horizonte E recém formado.

Além disso, ocorrem manchas de degradação possivelmente atribuídas à decomposição da matéria orgânica pela atividade microbiana (Figura 4.43), sobretudo associada à Acidobactérias (SILVA; VIDAL-TORRADO; LAMBAIS, 2015; MATOS, 2005). Essas evidências morfológicas de degradação do horizonte espódico também foram identificadas para Espodossolos na planície costeira de Bertioga (BUURMAN; VIDAL-TORRADO; MARTINS, 2013).

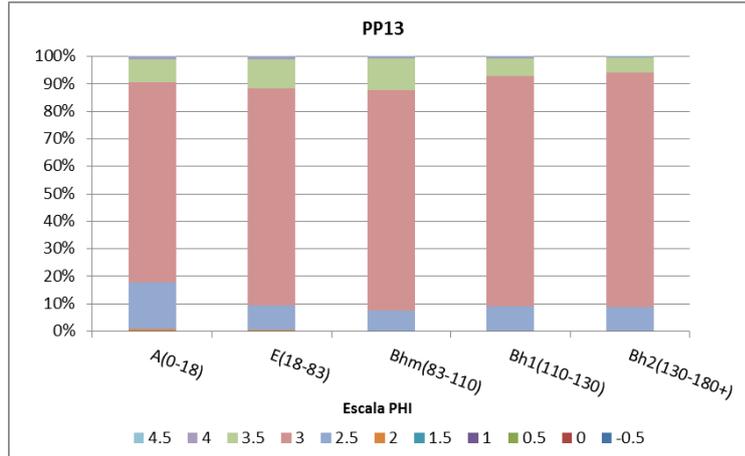


Figura 4.41 – Distribuição percentual do tamanho das areias dos horizontes do perfil PP13 na escala PHI. Padrão homogêneo da distribuição das frações do PP13. Neste solo a dinâmica da MOD parece ser condiciona ao relevo e não à estratigrafia

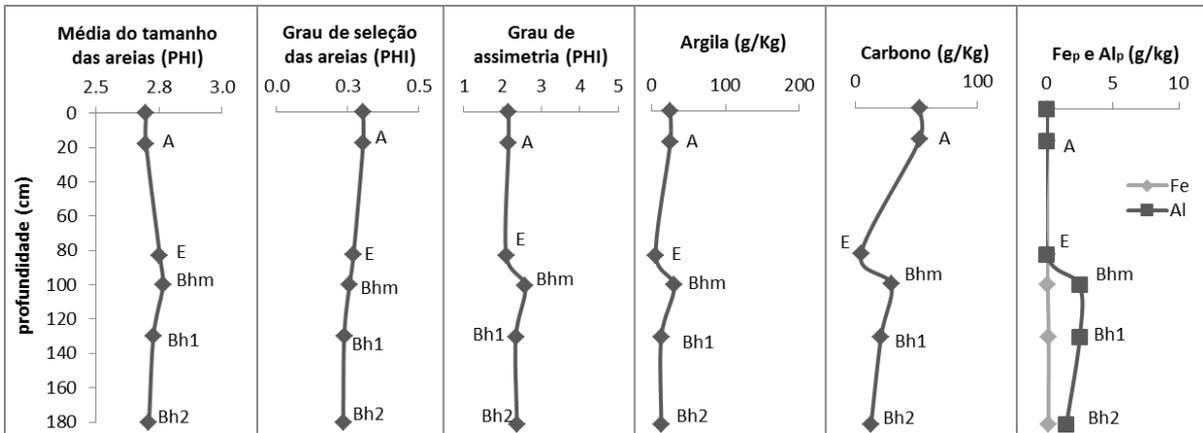


Figura 4.42 – Perfil PP13, variação em profundidade dos parâmetros estatísticos das areias, teor de argila, carbono orgânico e Fe e Al pirofosfato. O perfil PP13 apresenta distribuição uniforme dos sedimentos, tendo como condicionante o lençol freático, que imobiliza o fluxo vertical de MOD e também o redistribui lateralmente



Figura 4.43 – Alteração morfológica em Espodosolos do compartimento IV. Condição de mal drenado no interior da ilha (P13 e PP13) e bem drenado na falésia sul – transeção C-D (PF31). Este perfil pode ter tido um horizonte espódico formado pelo lençol freático, sendo degradado pela drenagem livre, contudo, atualmente verifica-se a presença de podzolização via decomposição de razíes

Tabela 4.8 – Variação* da profundidade do nível do lençol freático no compartimento IV

	Jan.	Fev.	Mar.	Abr.	Maió	Jun.	Jul.	Ago.	Set.	Out.	Nov.	Dez.	Amplitude
Poço 12	22	38	15	39	56	27	56	51	36	70	59	94	79
Poço 13	44	55	44	30	75	66	98	99	96	117	98	132	102
Poço 14	44	53	36	48	61	49	64	65	66	68	70	100	64

*Valores em centímetros

4.2.5 Compartimento morfopedológico V

A porção mais a leste da Ilha Comprida vivenciou um crescimento extremamente rápido, com taxas de progradação para sudeste de 3,6 a 4,6 metros por ano, que deve ter ocorrido nos últimos 222 +-23 anos AP (GUEDES et al., 2011). O resultado deste crescimento recente e acelerado foi uma superfície essencialmente plana (Figura 4.44). Tal crescimento pode ser atribuído ao resultado da inversão de deriva litorânea, que atua rumo a SW nesta extremidade sudeste da ilha, somado ao pouco tempo para erosão (TESSLER et al., 1990), caracterizando um “paradoxo da taxa de sedimentação” (SAWAKUCHI; GIANNINI, 2006). Essa área é ocupada por vegetação arbustiva (escrube), brejos de restinga (entre as dunas frontais (cordões eólicos)) e vegetação rasteira fixadora de dunas. Esse contexto fito-geomorfológico e a formação recente desta superfície parece não ter favorecido o desenvolvimento de Espodossolos tais como encontrados nos demais compartimentos morfopedológicos.

Os solos deste compartimento foram investigados na falésia sul em função da dificuldade de acesso na transeção A-B, bem como pela melhor visualização dos perfis na transeção C-D, embora excessivamente drenados e sobre a atuação das intempéries. A classificação e os atributos mais relevantes da morfologia, química e física de solos representativos deste compartimento foram agrupados na Tabela 4.9.

A classe de solos mais expressiva deste compartimento é a dos Neossolos Quartzarênicos (PF35). No entanto, na parte oeste desta superfície ocorrem Espodossolos Ferrihumilúvicos, cujo horizonte espódico é mais amarelo (10YR) que os nos demais solos da Ilha Comprida (Figura 4.45).

Essa coloração mais amarelada pode ser atribuída ao maior conteúdo de Fe encontrado (Tabela 4.8), podendo-se designar este horizonte como Bs. A idade dos revestimentos orgânicos do PF35 é recente, variando entre 111 +-0,3 anos AP a 105,4 +-0,3 anos AP (Figura 4.45). Desta forma, são idades condizentes com o modelo de evolução da ilha postulado por Guedes et al. (2011), uma vez que a sedimentação desta unidade geomorfológica ocorreu a partir de 222 +-23 anos AP, conforme mencionado anteriormente.

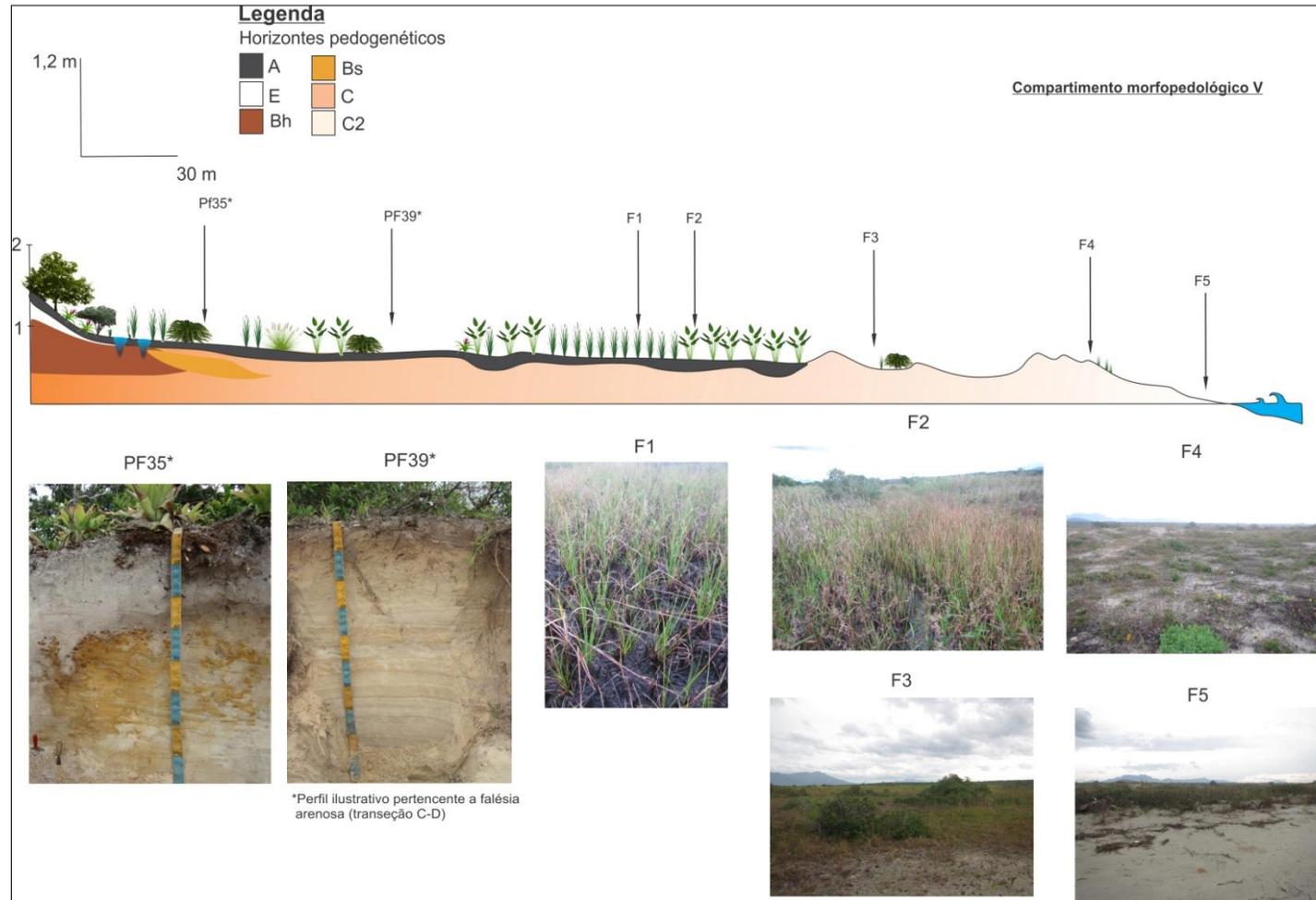


Figura 4.44– Sistema Morfo-pedológico do Compartimento IV da Transeção A-B. Presença de fitofisionomia herbácea e arbustiva com vegetação de brejo de restinga. Lateralmente, o horizonte Bs está justaposto ao horizonte Bh que possui formato de cunha. A formação do horizonte Bs pode ocorrer por dois motivos não excludentes: (i) a gênese do horizonte Bs é posterior a formação do horizonte Bh e acontece pelo acúmulo absoluto de Fe; (ii) formação local e superposição de horizontes do tipo Bs neste contato entre a área mais plana do compartimento V com o final do compartimento IV. De alguma forma ocorre a concentração de Fe nesta parte da paisagem, favorecendo a gênese do horizonte Bs

Tabela 4.9 – Classificação e seleção de atributos morfológicos, químicos e físicos dos solos representativos do compartimento morfopedológico V

Hor.	Prof. (cm)	Cor	Consistência	Cimentação	pH (H ₂ O)	C org.	Fe _p	Al _p	Argila	Silte	Areia
		Úmida (Munsell)	úmida								
PF35 Espodossolo Ferrihumilúvico Órtico típico											
A	0-25	5YR 6/1	solta	não	4.9	6.30	0.04	0.08	12.51	27.28	960.21
E	20-50	5YR 7/1	solta	não	4.8	2.52	0.03	0.09	12.51	19.77	967.72
EB	50-72	5YR 6/1	solta	não	4.7	0.63	0.14	0.17	25.03	10.01	964.96
Bh1	50-60/70-82	5YR 4/2	friável	não	4.4	3.99	1.02	0.26	25.03	27.02	947.95
Bh1'	60-82	7,5YR 5/6	firme	não	4.7	3.99	0.61	0.50	12.51	30.53	956.96
Bs	70-80	10YR 6/6	extr.firme	fracamente	4.8	2.31	1.27	0.47	12.51	30.53	956.96
Bh2	85-110	10YR 6/4	friavel	não	5.0	2.52	0.15	0.27	12.51	17.77	969.72
C	85-150+	10YR 6/3	solta	não	5.1	0.00	0.39	0.16	12.51	20.77	966.72
PF39 Neossolo Quartzarênico Órtico típico											
A	0-25	7,5YR 5/2	solta	não	5.3	1.68	0.12	0.10	12.27	16.19	971.54
C1	25-75	10YR 5/3	solta	não	5.7	0.00	0.05	0.07	25.03	17.51	957.46
2C2	75-86	10YR 7/1	solta	não	5.5	0.00	0.13	0.13	12.51	18.27	969.22
C2	86-110	10YR 6/4	solta	não	5.5	0.00	0.04	0.12	12.51	15.77	971.72
C3	110-170+	2,5YR 7/2	solta	não	5.4	0.00	0.02	0.08	25.03	14.76	960.21

C org. – Carbono Orgânico;

Fe_p e Al_p – Ferro e Alumínio extraídos com pirofosfato de sódio

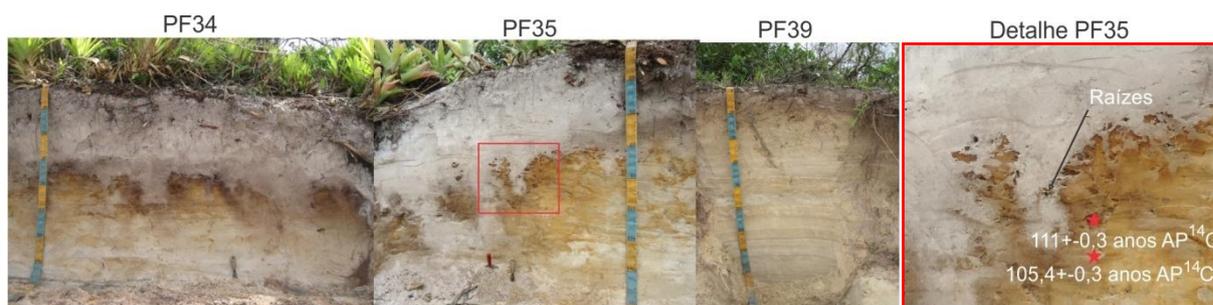


Figura 4.45 – Variação lateral de solos na falésia sul entre os perfis PF34, PF35 e PF39. Detalhe da presença de raízes na transição ondulada entre os horizontes E-Bh1-Bs, e idades dos revestimentos orgânicos do PF35 (falésia sul)

A presença de raízes na transição ondulada entre os horizontes E e Bh-Bs é uma evidência de como elas podem atuar na mudança da hidrologia local e por conseguinte da podzolização. Embora as raízes sejam fontes de material espódico (De CONINCK, 1980; LUNDSTRÖN; van BREEMEN; BAIN, 2000; BUURMAN; JONGMANS, 2005), sobretudo ácidos orgânicos provenientes dos exsudatos, elas também favorecem a abertura de canais preferenciais de fluxos d'água, intensificando a degradação dos horizontes espódicos (BUURMAN; VIDAL-TORRADO, MARTINS, 2013).

Outra evidência do impacto gerado pelas raízes na morfologia dos Espodossolos é verificada na Figura 4.46. Este perfil está localizado no contato entre os compartimentos IV e V, e mostra o início da formação da transição ondulada. Foi constatada a presença de raízes

no interior desta feição, bem como manchas de degradação por atividade biológica. É provável que a atuação biológica seja favorecida ou mesmo associada ao à rizosfera.



Figura 4.46 – Detalhe do início da formação de transição ondulada entre os horizontes E e Bh, possivelmente pela atuação de raízes e instalação de fluxos d'água preferenciais, somado à degradação por microrganismos (manchas)

Nas áreas embaciadas ou em brejos de restinga podem formar Organossolos, pois há acúmulo de material orgânico e formação de horizonte hístico na superfície alagada. Situação parecida foi encontrada em outras áreas do litoral paulista (GOMES et al., 2007a; COELHO et al., 2011).

A ausência de Espodossolos bem desenvolvidos neste compartimento se deve a dinâmica do lençol freático que se assemelha ao compartimento III, ao efeito da vegetação de restinga baixa e pelo reduzido tempo de formação desses solos.

Nos brejos de restinga o lençol freático se mantém junto à superfície (Figura 4.44, F1 e F2), não permitindo a ocorrência de eluviação e podzolização. Além disso, não há um sistema cordão/entre-cordão praiar tal como encontrado nos compartimentos II e IV, fazendo com que a hidrologia desfavoreça a gênese de horizontes espódicos.

Nas áreas de dunas frontais (cordões eólicos) e rupturas de deflação (blow-outs) o não desenvolvimento de Espodossolos é resultado da pequena produção de MOD proporcionado pela vegetação, não sendo suficiente para provocar a podzolização. Desta forma, há o predomínio de Neossolos Quartzarênicos, que podem evoluir para Espodossolos caso ocorra sucessão ecológica para florestas de restinga proporcionando maior adição de MOD no sistema (GOMES et al., 2007a; COELHO et al., 2011).

Por fim, o tempo de formação desses solos é inferior a 200 anos, tendo os revestimentos orgânicos idades em torno de 100 anos. Desta forma, além da baixa produção de MOD que poderia participar da podzolização, o reduzido tempo de formação desses solos demonstra que são solos jovens, ainda em estado incipiente de formação.

4.3 Evolução morfopedológica do setor sul da Ilha Comprida

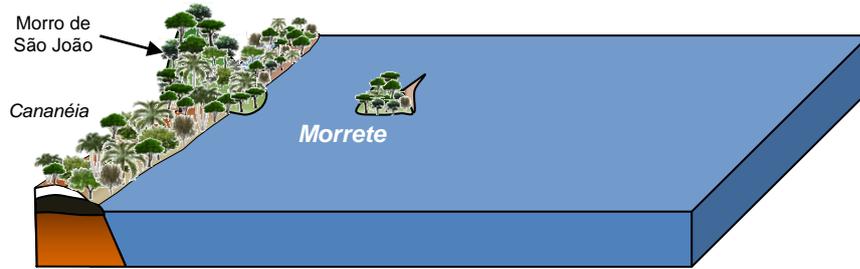
A morfogênese da Ilha Comprida está relacionada à sua evolução quaternária holocênica iniciada a 6.000 anos AP (GUEDES et al., 2011). As componentes de crescimento transversal e longitudinal da Ilha Comprida descritas por Guedes et al. (2011) parecem ser os principais mecanismos de formação das superfícies e feições geomorfológicas da ilha.

O relevo da Ilha apresenta-se ora com maior rugosidade ora mais plano, refletindo na hidrologia do lençol freático. Essas condições geomorfológicas e hidrológicas, somadas às características do clima super-úmido (Af), à vegetação de restinga e ao material de origem arenoso e pobre em nutrientes, favoreceram a podzolização, que ocorre há no mínimo 3.339 +-30 anos AP, conforme datação por ^{14}C de revestimentos orgânicos do Bhm do PF41 (135 cm), localizado no compartimento morfopedológico I.

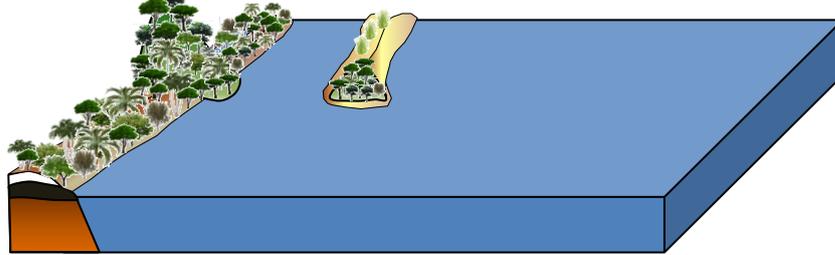
Um modelo que contemple a relação entre morfogênese e pedogênese pode ser feito considerando as seis principais fases de evolução da Ilha Comprida (Figura 4.47). A fase anterior a 6.000 anos AP (fase I) corresponde ao momento em que a ilha era provavelmente um pequeno esporão, de acordo com uma das três hipóteses mencionadas por Giannini et al. (2009). O NRM deveria estar a mais ou menos 4 metros acima do atual conforme a curva de variação do NRM de Angulo et al. (2007). A datação por LOE de 6.041 +-504 anos localizada próxima ao Morrete (GUEDES et al, 2011), é um referencial para o início da formação da ilha que segue em direção à nordeste.

Quando o aporte de sedimento alcança esse esporão em um momento inicial de descida do NRM no Holoceno, há a formação dos primeiros cordões praias do compartimento I (fase II). É provável que a vegetação rasteira tenha dominado as partes na fase lagunar da ilha, sendo possível a formação de horizonte A e desenvolvimento de Neossolos Quartzarênicos.

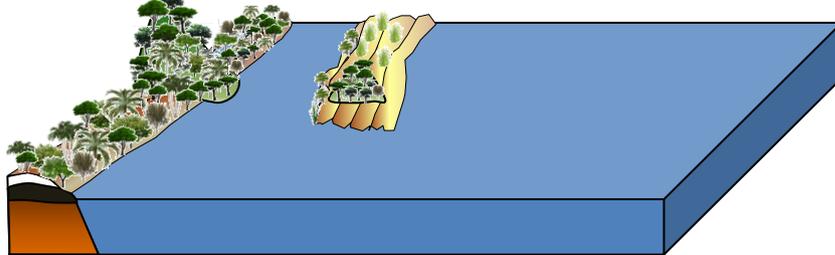
I – fase anterior a 6.000 anos AP: NRM a 4 metros acima do atual e pequeno esporão arenoso ligado ao Morrete.



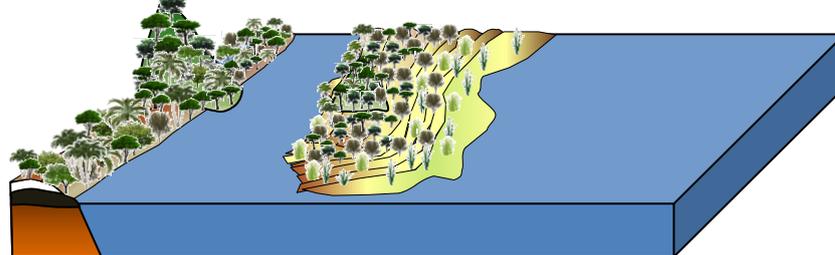
II – fase inicial: aumento de depósitos no esporão arenoso e instalação de vegetação rasteira. Formação de Neossolos Quartzarênicos.



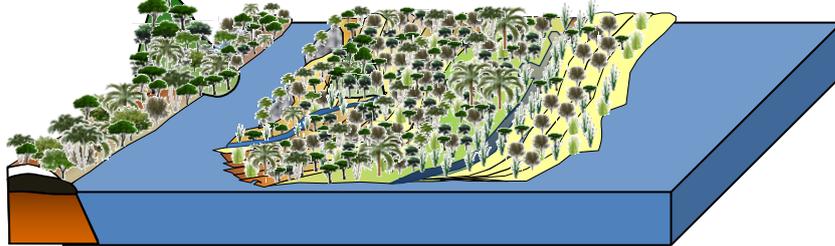
III – fase de 5.800 a 4.500 anos AP: descida do NRM e formação dos cordões litorâneos do compartimento I. Desenvolvimento de mangues e lagunas em ambiente de intermaré. Alteração para ambiente de infra-maré com a intensificação de tempestades, formando horizontes 2Cg e estratificação hummocky.



IV – fase de 4.500 a 2.000 anos AP: descida do NRM e formação dos cordões litorâneos do compartimento II (crescimento longitudinal - superação dos Morros de Pedrinhas e Pedra do Tombo) e depósitos argilosos da face lagunar. Instalação da floresta de restinga e formação dos Espodosolos com horizontes Bh do compartimento I e II. Início da formação da superfície plana do compartimento III.



V – fase de 2.000 a 1.200 anos AP: descida do NRM, encerramento da superfície e formação de Organossolos do compartimento III. Crescimento longitudinal do compartimento IV e desenvolvimento inicial dos Espodosolos. Expansão dos depósitos da fase lagunar e da Ponta da Trincheira e intensificação dos escoamentos laterais de MOD vindos da área central da ilha.



VI – fase de 1.200 anos AP a atual: crescimento acelerado da superfície plana do compartimento VI e intensificação da podzolização no compartimento IV com o desenvolvimento da floresta de restinga e rebaixamento do lençol freático. Erosão da falésia sul e exposição do *ortstein* da Ponta da Trincheira. Erosão parcial da face lagunar da ilha.

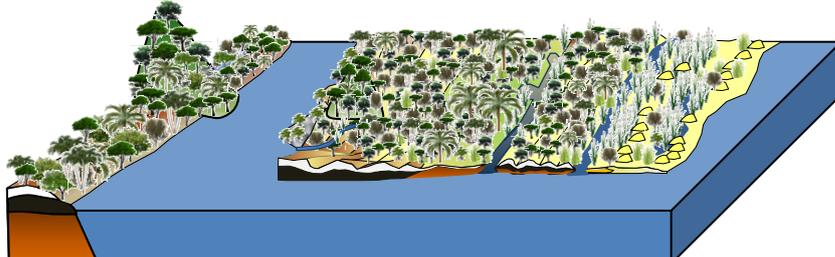


Figura 4.47 – Modelo de evolução morfopedológica do setor sul da Ilha Comprida

Entre 5.800 e 5.000 anos AP inicia-se a descida sutil e gradual do NRM no Holoceno (ANGULO et al., 2007). A partir deste momento é que se dá o aporte de sedimentos em direção a nordeste, contudo, com alternância de crescimento transversal e longitudinal, segundo os obstáculos fisiográficos dos embasamentos dos Morros de Pedrinhas e Pedra do Tombo (GUEDES et al., 2011). Neste período é que ocorre a fase III, com a formação dos cordões praias do compartimento I até 4.650 \pm 560 anos AP, conforme datação do P5. A descida do NRM permitiu a formação de paleolinhas de praias e bermas, precursores da formação dos cordões praias. A datação de raízes no horizonte 2Cg do Caju2, demonstra que em 5.700 \pm 30 anos AP já havia uma zona de sombreamento de ondas que favoreceu a deposição de sedimentos finos na fase lagunar da ilha, de tal forma a se desenvolverem manguezais e lagunas em ambiente de intermaré. Neste ecossistema costeiro formaram os Gleissolos Tiomórficos.

A presença de fácies do tipo hummocky na porção lagunar da ilha (GIANNINI et al., 2009) é uma evidência de eventos de tempestade de alta energia, o que provavelmente fez com que parte dos manguezais fosse enterrada em ambiente de infra-maré, surgindo o horizonte 2Cg sotoposto à deposição arenosa. Essa forte alteração do ambiente em clima de tempestade provocou aporte de material alóctone, conforme evidenciado pelo carvão encontrado em horizonte 2Cg, cuja idade é mais antiga do que o limite do método do radiocarbono (CAJU4-2Cg-210: >43.500 anos AP).

Por volta de 4.500 anos AP inicia-se a morfogênese do compartimento II (fase IV), notadamente quando a deposição sedimentar ultrapassa o obstáculo fisiográfico do Morro Pedra do Tombo e segue em direção aos Morros de Iguape até 1.971 \pm 154 anos AP – datação de Guedes et al. (2011) – progradando rumo ao estuário da extremidade sudoeste da ilha. Nesta fase deve ter ocorrido a sucessão ecológica da restinga do compartimento I, com formação de floresta de maneira a fornecer forte incremento de MOD ao sistema, favorecendo a podzolização Ed envolvendo horizontes Bh fortemente cimentados e espessos, conforme mostra a datação por ^{14}C dos revestimentos orgânicos do PF41 (3.339 \pm 30 anos AP).

Quando a deposição sedimentar alcançou os Morros de Iguape (1.971 \pm 154 anos AP) houve um crescimento transversal acelerado, definindo a morfogênese da superfície plana do compartimento III (fase V). Na falésia sul houve progradação e erosão, conforme as evidências de clastos de horizonte 2Bhm do perfil PF10.

A progradação rumo a sudoeste (fase V) promoveu a ampliação dos cordões praias e estancamento de enormes cargas de MOD na posição interior da ilha, hoje exposta na Ponta

da Trincheira (fase VI). A lenta e gradual descida do NRM fez com que o lençol freático fosse rebaixado progressivamente, permitindo com que os horizontes espódicos dos compartimentos II e IV fossem expostos à desidratação, favorecendo a cimentação do *ortstein* que passou a atuar como lençol freático suspenso. Nessas condições os ciclos de formação e evaporação do lençol freático suspenso carregado de MOD podem ter atuado no espessamento do *ortstein*. A pedogênese do horizonte Bhm da Ponta da Trincheira (PF04) foi fortemente induzida pela convergência de fluxos laterais de MOD vindo da área central da ilha (compartimento III), bem como pelo efeito de borda no rebaixamento do lençol freático após a erosão da falésia sul.

Na fase V, entre 2.000 a 1.200 anos AP, a formação da superfície plana do compartimento III deu lugar à recém-criada superfície de maior rugosidade do compartimento IV, conforme indica a datação do PF13 (1.420 \pm 155 anos AP). O relevo plano do compartimento III fez com que o lençol freático inibisse a eluviação e a podzolização mais intensa. Desta forma, ocorreu a proliferação de briófitas do tipo *Sphagnum*, criando condições para a gênese do horizonte hístico e Organossolos deste compartimento.

Até 1.200 anos AP a superfície do compartimento IV é completamente formada sobre a influência da componente de crescimento longitudinal (fase V). Em seguida, a acelerada expansão transversal somada à inversão da deriva litorânea (extremidade sudeste da ilha) induziu a formação do compartimento V (fase VI). Neste momento, a restinga do compartimento IV se desenvolve para além de fitofisionomia arbustiva e rasteira de ambiente praial. Desta forma, a adição de MOD suficientemente grande abriu caminho para a podzolização no sistema cordão/entre-cordão praial do compartimento IV. Mais recentemente, por volta de 1450-1850 DC (Pequena Era do Gelo), as dunas frontais (cordões eólicos) e de deflação do compartimento V devem ter aumentado substancialmente (SAWAKICHI et al., 2008; GUEDES et al., 2011).

Em suma, o desenvolvimento dos solos na Ilha Comprida foi governado pela dinâmica do lençol freático e da disponibilidade de MOD oriundo da vegetação de restinga. Por outro lado, o lençol freático foi controlado pelas formas de relevo, sendo que, em sistema cordão/entre-cordão praial com maiores desnível topográfico, o lençol freático se mantém mais profundo e com maior amplitude nas áreas de crista de cordão. Desta forma, o processo de eluviação é favorecido, permitindo que ocorra a podzolização e os demais desdobramentos da atuação do lençol freático, como a imobilização e o transporte lateral de MOD.

A presença de descontinuidades estratigráficas evidenciadas pela estatística das areias e pela observação dos grãos em lâminas de delgadas mostra que a hidrologia do perfil pode ser afetada pela mudança abrupta da condutividade hidráulica ou quebra de capilaridade. A primeira se dá quando ocorre uma sucessão de horizonte arenoso sobre horizonte argiloso ou mesmo dentro de horizontes arenosos, quando ocorreu deposição de estreitas lâminas de areias com granulometria muito fina, normalmente constituídas de minerais pesados opacos. A quebra de capilaridade ocorre quando há uma diferença significativa de tamanho dos grãos de quartzo dentro dos horizontes arenosos, gerando um gradiente importante de porosidade..

A gênese e evolução dos horizontes espódicos hiperespessos da Ponta da Trincheira pode estar associada a dois fatores não excludentes. O primeiro deve estar relacionado à descida contínua e suave do NRM durante o Holoceno, somado ao efeito de borda em função da exposição da falésia sul após a erosão estuarina. Ambos atuaram no rebaixamento do lençol freático da falésia, acentuando o dessecamento do material espódico e favorecendo a cimentação. O segundo fator está relacionado ao aporte contínuo de MOD pelo transporte lateral vindo da área central da ilha, conforme sugerem a orientação dos cordões praias e direção do fluxo da hidrografia nesta área.

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A morfogênese da Ilha Comprida produziu superfícies ora com topografia mais plana, controlada pela componente de crescimento transversal, e ora mais rugosa, resultado do crescimento longitudinal. Essa variação topográfica impõe diferentes regimes hídricos do lençol freático. Nas superfícies mais rugosas (I, II e IV) há maior amplitude de oscilação do lençol freático, favorecendo a gênese de horizontes espódicos bem desenvolvidos, enquanto nas superfícies planas (III e V), o lençol freático junto à superfície inibe, em parte, o processo de eluviação. Por outro lado, nestas superfícies mais planas e côncavas ocorre o acúmulo significativo de material orgânico a ponto de formar horizonte H (hístico) caracterizando os Organossolos.

A topografia local do sistema cordão/entre-cordão praial corresponde a uma catena do tipo translocação-acumulação. O segmento de acumulação é evidenciado pela presença do horizonte H formado pelos processos de liteirização e humificação. Neste segmento, o maior tempo de saturação do lençol freático junto à superfície desfavorece o dessecação do MOD e a gênese do *ortstein*, no entanto, induz o processo de melanização das areias. Nas áreas de crista de cordão praial, a formação de horizontes cimentados (*ortstein*) se deve a dois fatores não excludentes: (i) rebaixamento gradual e contínuo do lençol freático durante os últimos 5.000 anos AP, promovendo o dessecação e cimentação do material espódico nos poros intersticiais do material grosso; (ii) acumulação expressiva de material espódico pelo transporte lateral de MOD e em contatos estratigráficos que impõem restrição à drenagem pela diminuição abrupta da condutividade hidráulica ou pela quebra de capilaridade (camada estratigráfica de areia mais grossa subjacente à camada de areia muito fina).

O desenvolvimento de bandas de cimentação por matéria orgânica pode desencadear a formação de lençol freático suspenso carregado de MOD, que, após sucessivos ciclos de aporte vertical e lateral e dessecação de MOD, contribui para o acúmulo de matéria orgânica na forma de revestimento monomórfico, espessando o horizonte Bhm de baixo para cima. Se ao subir o lençol freático alcançar periodicamente uma banda de cimentação ou um contato de segregação granular (estrutura sindeposicional), é possível que o espessamento do *ortstein* também ocorra do horizonte Bhm para baixo, uma vez que essa estrutura sindeposicional atua na quebra de capilaridade e bloqueio da ascensão do lençol freático carregado de MOD.

A bioturbação está presente na formação dos Espodosolos em dois momentos distintos: nos sedimentos originais, na ocasião em que o nível médio do mar estava de 3 a 4m mais elevados (4 a 5 mil anos AP) e após a regressão marinha e posterior colonização da superfície pela vegetação de restinga. No primeiro caso, crustáceos que vivem no ambiente de infra-maré, provavelmente da espécie *Callichirus major* promoveram a construção de galerias que depois de desocupadas foram preenchidas por grãos de areia pela ação da maré, dando lugar a um rearranjo peculiar dos grãos no entorno das paredes dessas galerias. O empacotamento resultante do trabalho do crustáceo na parede das galerias dificultou a circulação de MOD após o início da podzolização, o que levou à cimentação dessas biofeições, criando icnofósseis por pedofossilização. Também após a instalação da floresta de Restinga as raízes atuam de forma direta e indireta na acumulação de MO. Elas são capazes de promoverem o impedimento à drenagem, na medida em que seu crescimento pode resultar na obstrução direta de canais de fluxos laterais de MOD. Indiretamente, o crescimento de raízes também pode alterar a disposição do material grosso, fazendo com que haja menor porosidade em determinados locais do perfil, de tal forma a concentrar MOD, resultando em bandas de cimentação de MO. A adição de material espódico pelas raízes, seja pela sua decomposição ou liberação de exsudados, simboliza um importante mecanismo de podzolização na Restinga. Por outro lado, o crescimento de raízes pode implicar na abertura de canais preferenciais de fluxo d'água, intensificando o processo de leucinização a ponto de degradar totalmente os horizontes espódicos. Como resultado há uma grande variação lateral e vertical da morfologia de horizontes do solo, conforme demonstrado na Falésia Oeste.

A formação de espessos horizontes cimentados (Bhm) na Ponta da Trincheira (sudoeste da Ilha Comprida) é resultado de dois fatores: (i) orientação dos cordões e entrecordões praias convergentes para a extremidade sudoeste da ilha (falésia sul), fazendo com que estas feições geomorfológicas funcionem como verdadeiros escoadouros de MOD oriundos do interior da ilha, sobretudo originado de áreas planas e alagadas com floresta paludosa de restinga; (ii) descida gradual, lenta e contínua do NRM durante o Holoceno e a erosão da falésia sul promoveram o rebaixamento do lençol freático de maneira a condicionar o dessecamento do MOD, o qual parece sofrer um efeito de borda na falésia sul que se apresenta com drenagem livre.

A forma em “L” do limite sudoeste da Ilha Comprida (Ponta da Trincheira) sugere que o espesso *ortstein*, localizado nesta área, possui capacidade de resistir à erosão estuarina, cumprindo o papel de um promontório rochoso ao atuar na morfodinâmica costeira. Pode-se

inferir que a presença desse horizonte pedogenético condicionou a morfogênese e o limite territorial do sudoeste da Ilha Comprida. Ademais, na ausência do espesso horizonte Bhm, o limite sudoeste da Ilha Comprida possivelmente estaria na atualidade atrelado ao sopé do Morrete, composto por rocha alcalina (sienito) capaz de resistir à erosão flúvio-marinha no estuário.

Comparando-se os solos do interior da ilha com aqueles localizados nas falésias é possível afirmar que a drenagem é um fator decisivo na tanto na formação como na degradação do horizonte espódico. Quando mal drenados (interior da ilha), os Espodossolos apresentam horizonte espódico com transição plana e abrupta, não havendo evidências significativas de degradação desses horizontes. Em contrapartida, nas falésias, onde a drenagem é livre, nota-se a presença de transição ondulada formando “línguas” de degradação do horizonte Bh, bem como muitas manchas ocasionadas pela intensa atividade microbiana (Acidobactérias) que ao utilizarem a MO do solo para seu metabolismo, promovem a regressão da podzolização dando origem a um novo horizonte E. A existência de horizontes Bhm (*ortsteins*) no compartimento IV, que foi formado por volta de 2.000 anos AP, demonstra que esses horizontes cimentados devem ser observados com cuidado ao serem utilizados como marcadores pedolitoestratigráficos de depósitos Pleistocênicos. Recomenda-se que outros fatores sejam analisados a fim de se obter melhores resultados para a classificação cronológica de depósitos do Quaternário.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.D.; HASUI, Y.; PONÇANO, W.; DANTAS, A.; CARNEIRO, C.; MELO, M.D.; BISTRICHI, C. **Mapa geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: IPT, 1981. 2 v.
- ALMEIDA, F.F.M.D. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim do Instituto Geográfico e Geológico**, São Paulo, v. 41, p. 169-263, 1974.
- ALMEIDA, J. R.; SUGUIO, K. Potencialidades geoturísticas das dunas eólicas da Ilha Comprida - Estado de São Paulo. **Geociências (UNESP)**, v. 31, n. 3, 473-484, 2012.
- ANDRADE, G.R.P.; AZEVEDO, A.C. de; CUADROS, J.; SOUZA, V.S.; CORREIA FURQUIM, S.A.; KIYOHARA, P.K.; VIDAL-TORRADO, P. Transformation of kaolinite into smectite and iron-illite in brazilian mangrove soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madson, v. 78, n. 2, p. 655-672, 2014.
- ANDRIESSE, J.P. A study of the environment and characteristics of tropical podzols in sarawak (east-Malaysia). **Geoderma**, Amsterdam, v. 2, n. 3, p. 201-227, 1969.
- _____. The development of the podzol morphology in the tropical lowlands of Sarawak (Malaysia). **Geoderma**, Amsterdam, v. 3, n. 4, p. 261-279, 1968.
- ANGULO R.J. **Geologia da planície costeira do Estado do Paraná**. 1992. 334 p. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 1992.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C.; SOUZA, M.C.D. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 25, n. 5/6, p. 486-506, 2006.
- ANGULO, R.J., SOUZA, M.C., GIANNINI, P.C.F., GUEDES, C.C.F., PESSENDA, L.C.R. O início da formação da barreira da Ilha Comprida, sudeste do Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 12., 2009, La Plata. **Anais...** La Plata: ABEQUA, 2009. p. 85-86.
- ANTHONY, E.J. Geomorphology, water table and soil relationships in holocene beach ridges in southern Sierra Leone. **CATENA**, Amsterdam, v. 12, n. 1, p. 167-178, 1985.
- ARAÚJO, D.S.D. Comunidades vegetais. In: ARAÚJO, D.; LACERDA, L.; ARAUJO, D.; CERQUEIRA, R. **Restingas: origem, estrutura e processos**. Niterói: CEUFF, 1984. p. 157.
- BARROS, L.M. Botânica, origem e distribuição geográfica. In: ARAÚJO, J.P.P.; SILVA, V.V. (Ed.). **Cajucultura: modernas técnicas de produção**. Fortaleza: EMBRAPA, CNPAT, 1995. p. 53-69.
- BIGARELLA, J.; MOUSINHO, M. Contribuição ao estudo da formação Pariquera-Açu (Estado de São Paulo). **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, v. 16, n. 17, p. 17-41, 1965.

BIRD, E.C.F. **The geomorphology of the Gippsland Lakes region**. Victoria: Victorian Ministry for Conservation, 1978. 90p.

BLOTT, S. **GRADISTAT version 4.0**: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments by sieving or laser granulometer. London: University of London, Royal Holloway, Surface Processes and Modern Environments Research Group, Department of Geology, 2000. 11 p.

BOCKHEIM, J. G. Genesis of ortstein and placic horizons. In: _____. **Soil geography of the USA**. New York: Springer International, 2014. p. 189-208.

BOULET, R. Análise estrutural da cobertura pedológica e cartografia. In: MONIZ, A.C.; FURLANI, A.M.C.; FURLANI, P.; FREITAS, S.S. **A responsabilidade social da ciência do solo**. Campinas: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 1988. p. 79-90.

BRADY, N.C.; WEIL, R.R. **The nature and properties of soils**. New Jersey: Pearson Prentice Hall, 2008. 975 p.

BROMLEY, R.G. **Trace fossils**: biology, taxonomy and applications. London: Routledge, 2012. 384 p.

BUURMAN, P. **Podzols**. New York: Van Nostrand Reinhold, 1984. 450 p.

BUURMAN, P.; JONGMANS, A.G. Podzolisation and soil organic matter dynamics. **Geoderma**, Amsterdam, v. 125, n. 1/2, p. 71-83, 2005.

BUURMAN, P.; VIDAL-TORRADO, P.; MARTINS, V.M. The podzol hydrosequence of Itaguaraé (São Paulo, Brazil). 1. Geomorphology and interpretation of profile morphology. **Soil Science Society of America Journal**, Madson, v. 77, n. 4, p. 1294-1306, 2013.

CASTRO, S.D.; SALOMÃO, F.D.T. Compartimentação morfopedológica e sua aplicação: considerações metodológicas. **Revista GEOUSP**, São Paulo, n. 7, p. 27-37, 2000.

CENTRO DE PESQUISAS METEOROLÓGICAS E CLIMÁTICAS APLICADAS À AGRICULTURA. **Clima dos municípios paulistas**. Disponível em: <<http://www.cpa.unicamp.br/outras-informacoes/clima-dos-municipios-paulistas>>. Acesso em: 20 nov. 2014)

CLARK, M.; SMALL, R. **Slopes and weathering**. Cambridge: Cambridge University Press, 1987. 112 p.

COELHO, M.R. **Caracterização e gênese de Espodossolos da planície costeira do Estado de São Paulo**. 2008. 270 p. Tese (Doutorado em Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2008.

COELHO, M.R.; VIDAL-TORRADO, P.; PÉREZ, X.L.O.; MARTINS, V.M.; VÁZQUEZ, F.M.. Química e gênese de solos desenvolvidos sob vegetação de restinga no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, p. 1951-1964, 2010a

COELHO, M.R.; MARTINS, V.M.; VIDAL-TORRADO, P.; GOUVEIA SOUZA, C.R. de; PEREZ, X.L.O.; VÁZQUEZ, F.M. Relação solo-relevo-substrato geológico nas restingas da planície costeira do estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 34, n. 3, p. 833-846, 2010b.

COELHO, M.R.; MARTINS, V.M.; PEREZ, X.L.O.; VÁZQUEZ, F.M.; GOMES, F.H.; COOPER, M.; VIDAL-TORRADO, P. Micromorfologia de horizontes espódicos nas restingas do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 36, p. 1380-1394, 2012.

COMPANHIA DE TECNOLOGIA DE SANEAMENTO AMBIENTAL. **Norma 6410/88**: construção de poços e monitoramento de aquífero freático. São Paulo, 1988. 32 p.

CONACHER, A. J.; DALRYMPLE, J. Preface. **Geoderma**, Amsterdam, v. 18, n. 1, p. VII, 1977.

CUNHA, C.M.L.D.; SOUZA, T.D.A.D. A cartografia do relevo de áreas de sedimentação recente: o caso do litoral sul paulista. **Revista Geociências**, Rio Claro, v. 29, n. 2, p. 187-199, 2010.

CUNHA, C.M.L. **A cartografia geomorfológica em áreas litorâneas**. 2011. 105 p. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências de Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", Rio Claro, 2011.

DALRYMPLE, J.; BLONG, R.; CONACHER, A. A hypothetical nine unit landsurface model. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 12, n. 1, p. 60-76, 1968.

DALRYMPLE, R.W.; ZAITLIN, B.A.; BOYD, R. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications: perspective. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 62, n. 6, p. 1130-1146, 1992.

DANIELS, R.; GAMBLE, E.; NELSON, L. Relations between soil morphology and water-table levels on a dissected North Carolina coastal plain surface. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 35, n. 5, p. 781-784, 1971.

DANIELS, R.B.; GAMBLE, E.E.; CADY, J.G. The relation between geomorphology and soil morphology and genesis. In: BRADY, N.C. (Ed.). **Advances in Agronomy**. San Diego: Academic Press, 1971. v. 23, p. 51-88.

DAVIES, J. A morphogenic approach to world shorelines. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Stuttgart, v. 8, p. 27-42, 1964.

DAVIS JR., R.; FITZGERALD, D. **Beaches and coasts**. New Jersey: John Wiley, 2009. 419 p.

DE CONINCK, F. Major mechanisms in formation of spodic horizons. **Geoderma**, Amsterdam, v. 24, n. 2, p. 101-128, 1980.

DOMINGUEZ, J.; BITTENCOURT, A.; MARTIN, L.; LIMA, R.; COSTA, I. Roteiro de excursão geológica a planície costeira do rio Jequitinhonha (BA) e as turfeiras associadas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982. p. 200-235.

EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solos**, Rio de Janeiro, 2011. 212 p.

_____. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro, 2013. 353 p.

FARMER, V.; SKJEMSTAD, J.; THOMPSON, C. Genesis of humus B horizons in hydromorphic humus podzols. **Nature**, London, v. 304, p. 342-344, 1983.

FEATHERSTONE, R.P.; RISK, M. Effect of tube-building polychaetes on intertidal sediments of the Minas Basin, Bay of Fundy. **Journal of Sedimentary Research**, Tulsa, v. 47, n. 1, p. 446-450, 1977.

FREY, R.W.; HOWARD, J.D.; PRYOR, W.A. Ophiomorpha: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, Amsterdam, v. 23, n. 0, p. 199-229, 1978.

GEOBRÁS, S.; FUNDACÕES, S. **Complexo Valo Grande, mar Pequeno, rio Ribeira de Iguape**. São Paulo: Relatório Geobrás. S/A; Engenharia e Fundações para o Serviço do Vale o Ribeira do Departamento de Águas e Energia Elétrica, SP, 1966. v. 2, 380 p.

GIANNINI, P.; GUEDES, C.; ANGULO, R.; ASSINE, M.; SOUZA, M.; MORI, E. Geometria de cordões praias e espaço de acomodação sedimentar na ilha Comprida, litoral sul paulista: modelo baseado em aerofotointerpretação. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9., 2003, Recife. **Anais...** Recife: ABEQUA, 2003. 1 CD-ROM.

GIANNINI, P.; ASSINE, M.; BARBOSA, L.; BARRETO, A.; CARVALHO, A.; CLAUDINO-SALES, V.; MAIA, L.; MARTINHO, C.; PEULVAST, J.; SAWAKUCHI, A. Dunas e paleodunas eólicas costeiras e interiores. In: SOUZA, C.R.S. **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Ed. Holos, 2005. p. 235-257.

GIANNINI, P.C.; GUEDES, C.C.; NASCIMENTO Jr., D.R. do; TANAKA, A.P.; ANGULO, R.J.; SOUZA, M.C. de; ASSINE, M.L. Sedimentology and morphological evolution of the Ilha Comprida barrier system, southern São Paulo coast. In: DILLENBURG, S.R.; HESP, P.A. (Ed.). **Geology and geomorphology of holocene coastal Barriers of Brazil**: New York: Springer, 2009. p. 177-224.

GOMES, F.H.; VIDAL-TORRADO, P.; MACÍAS, F.; GHERARDI, B.; PEREZ, X.L.O. Solos sob vegetação de Restinga na Ilha do Cardoso (SP). I-caracterização e classificação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 31, n. 6, p. 1563-1580, 2007.

GOMES, F.H.; VIDAL-TORRADO, P.; MACÍAS, F.; JUNIOR-SOUZA, V.S.; OTERO, X. Solos sob vegetação de restinga na ilha do Cardoso-SP: II) Mineralogia das frações silte e areia. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 31, n. 6, p. 1581-1589, 2007.

GOMES, J.B.V.; RESENDE, M.; RESENDE, S.B. de; SÁ MENDONSA, E. da. Solos de três áreas de restinga. I. Morfologia, caracterização e classificação. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 33, n. 11, p. 1907-1919, 1998.

GOODWIN, I.D.; STABLES, M.A.; OLLEY, J.M. Wave climate, sand budget and shoreline alignment evolution of the Iluka–Woody Bay sand barrier, northern New South Wales, Australia, since 3000 yr BP. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 226, n. 1/2, p. 127-144, 2006.

GUEDES, C.C.F. **Evolução sedimentar quaternária da Ilha Comprida, Estado de São Paulo**. 2009. 133 p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

GUEDES, C.C.F.; GIANNINI, P.C.F.; SAWAKUCHI, A.O.; DEWITT, R.; NASCIMENTO Jr., D.R.; AGUIAR, V.A.P.; ROSSI, M.G. Determination of controls on Holocene barrier progradation through application of OSL dating: the Ilha Comprida Barrier example, Southeastern Brazil. **Marine Geology**, Amsterdam, v. 285, n. 1, p. 1-16, 2011.

HARRIS, W. Hydrologically linked spodosol formation in the Southeastern United States. In: RICHARDSON, J.; VEPRASKAS, M. **Wetland soils, genesis, hydrology, landscapes and classification**. London: Lewis, 2000. p. 331-342.

HARRIS, W.; CROWNOVER, S.; COMERFORD, N. Experimental formation of Aquod-like features in sandy coastal plain soils. **Soil Science Society of America Journal**, Madson, v. 59, n. 3, p. 877-886, 1995.

HEINBERG, C. A dynamic model for a meniscus filled tunnel (*Ancorichnus n.ichnogen.*) from the Jurassic Pecten Sandstone of Milne Land, East Greenland. **Rapport Grønlands Geologiske Undersøgelse**, Copenhagen, v. 62, p. 1-20, 1976.

HESP, P.A. Coastal sand dunes-form and function. Palmerston North: **Massey University, CDVN Technical Bulletin**, Palmeston North, n. 4, p. 1-27, 2002.

HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R. **Geology and geomorphology of holocene coastal barriers of Brazil**. New York: Springer, 2009. 380 p.

HESP, P.A.; SHORT, A. Barrier morphodynamics. In: SHORT, A. **Handbook of beach and shoreface morphodynamics**. New York: John Wiley, 1999. p. 307-333.

HESP, P.A.; DILLENBURG, S.R.; BARBOZA, E.G.; TOMAZELLI, L.J.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; ESTEVES, L.S.; GRUBER, N.L.S.; TOLDO-JR., E.E.; TABAJARA, L.L.C.D.A.; CLEROT, L.C.P. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 77, p. 493-508, 2005.

HOLZHEY, C.; DANIELS, R.; GAMBLE, E. Thick Bh horizons in the North Carolina Coastal Plain: II. Physical and chemical properties and rates of organic additions from surface sources. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 39, n. 6, p. 1182-1187, 1975.

HOWELL, J.V. **Glossary of geology and related sciences**. Alexandria: American Geological Institute, 1960. 389 p.

- JACKSON, M.L. **Soil chemical analysis: advanced course**. Madison: University of Wisconsin; Librarie Parallel Press, 1979. 895 p.
- JANKOWSKI, M. The evidence of lateral podzolization in sandy soils of Northern Poland. **Catena**, Amsterdam, v. 112, n. 0, p. 139-147, 2014.
- KENNEDY, D.M. 1.03 - tectonic and geomorphic evolution of estuaries and coasts. In: WOLANSKI, E.; MCLUSKY, D. (Ed.). **Treatise on estuarine and coastal science**. Waltham: Academic Press, 2011. p. 37-59.
- KLINGE, H. Podzol soils in the Amazon Basin. **The Journal of Soil Science**, London, v. 16, n. 1, p. 95-103, 1965.
- LAMBERT, J.; HOLE, F. Hydraulic properties of an ortstein horizon. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 35, n. 5, p. 785-787, 1971.
- LEE, F.; YUAN, T.; CARLISLE, V. Nature of cementing materials in ortstein horizons of selected Florida Spodosols: II. Soil properties and chemical form (s) of aluminum. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 52, n. 6, p. 1796-1801, 1988.
- LEPSCH, I.; SARAIVA, I.; DONZELI, P.; MARINHO, M.D.A.; SAKAI, E.; GUILLAUMON, J.; PFEIFER, R.; MATTOS, I.D.A.; ANDRADE, W.D.; SILVA, C.D. **Macrozoneamento das terras da regio do Rio Ribeira de Iguape, Sao Paulo**. Campinas: Instituto Agronômico de Campinas, 1990. 181 p.
- LUNDSTRÖM, U.S.; VAN BREEMEN, N.; BAIN, D. The podzolization process: a review. **Geoderma**, Amsterdam, v. 94, n. 2/4, p. 91-107, 2000.
- MALTERER, T.; VERRY, E.; ERJAVEC, J. Fiber content and degree of decomposition in peats: review of national methods. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 56, n. 4, p. 1200-1211, 1992.
- MANCARELLA, D.; DOGLIONI, A.; SIMEONE, V. On capillary barrier effects and debris slide triggering in unsaturated layered covers. **Engineering Geology**, Amsterdam, v. 147, p. 14-27, 2012.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K. The state of São Paulo coastal marine quaternary geology: the ancient strandlines. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, n. 47, p. 249-263, 1975.
- _____. O quaternário marinho do litoral do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: Sociedade Brasileira de Geologia, 1976. p. 281-293.
- _____. Ilha Comprida: un exemplo de ilha-barreira ligado as flutuações do nível marinho durante o quaternario. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978. p. 905-912.

MARTINS, S.E.; ROSSI, L.; SAMPAIO, P.D.S.P.; MAGENTA, M.A.G. Caracterização florística de comunidades vegetais de restinga em Bertiooga, SP, Brasil. **Acta Botânica Brasílica**, Porto Alegre, v. 22, n. 1, p. 249-274, 2008.

MATOS, E.R. **Variações das estruturas das comunidades de bactérias e fungos em Espodossolos sob diferentes regimes de drenagem**. 2015. 153 p. Tese (Doutorado em Microbiologia Agrícola) - Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2015.

MCKEAGUE, J.; WANG, C. Micromorphology and energy dispersive analysis of ortstein horizons of podzolic soils from New Brunswick and Nova Scotia, Canada. **Canadian Journal of Soil Science**, Ottawa, v. 60, n. 1, p. 9-21, 1980.

MCKEE, E.D. **A study of global sand seas**. Baltimore: US Geological Survey, 1980. 19 p. (Professional Paper, 1052).

MELO, M. **Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese**. 1990. 211 p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.

MESQUITA, A.D.; HARARI, J. Tides and tide gauges of Cananéia and Ubatuba-Brazil (lat. 24). **Relatório do Instituto Oceanográfico USP**, São Paulo, v. 11, p. 1-14, 1983.

MITCHELL, P.; HUMPHREYS, G. Litter dams and microterraces formed on hillslopes subject to rainwash in the Sydney Basin, Australia. **Geoderma**, Amsteram, v. 39, n. 4, p. 331-357, 1987.

MONTEIRO, C.A.D.F. **Dinâmica climática e as chuvas no Estado de São Paulo: um estudo geográfico em forma de atlas**. São Paulo: USP, Instituto de Geografia, 1973. 23 p.

NASCIMENTO JR., D.R.D. **Morfologia e sedimentologia ao longo do sistema praia–duna frontal de Ilha Comprida, SP**. 2006. 156 p. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

NASCIMENTO JR., D.R.D.; GIANNINI, P.C.F.; TANAKA, A.P.B., GUEDES, C.C.F.. Mudanças morfológicas da extremidade NE da Ilha Comprida (SP) nos últimos dois séculos. **Geologia USP. Série Científica**, São Paulo, v. 8, n. 1, p. 25-39, 2008.

NOTT, J.; YOUNG, R.; BRYANT, E.; PRICE, D.. Stratigraphy vs. pedogenesis; problems of their correlation within coastal sedimentary facies. **CATENA**, Amsterdam, v. 23, n. 3/4, p. 199-212, 1994.

NUNES, B.A.; RIBEIRO, M.I.C.; ALMEIDA, V.J. de; NATALI-FILHO, T. **Manual técnico de geomorfologia**. Rio de Janeiro: IBGE, 1994. 113 p.

OTERO, X.; FERREIRA, T.; HUERTA-DÍAZ, M.; PARTITI, C.; SOUZA Jr., V.; VIDAL-TORRADO, P.; MACÍAS, F. Geochemistry of iron and manganese in soils and sediments of a mangrove system, Island of Pai Matos (Cananeia—SP, Brazil). **Geoderma**, Amsterdam, v. 148, n. 3, p. 318-335, 2009.

OTVOS, E.G. Beach ridges: definitions and significance. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 32, n. 1/2, p. 83-108, 2000.

_____. Coastal barriers: nomenclature, processes, and classification issues. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 139/140, n. 0, p. 39-52, 2012.

POHL, M.E. Ecological observations on *Callianassa major* SAY at Beaufort, North Carolina. **Ecology**, Tucson, v. 27, p. 71-80, 1946.

PRADA-GAMERO, R.; VIDAL-TORRADO, P.; FERREIRA, T. Mineralogia e físico-química dos solos de mangue do rio Iriri no canal de Bertioiga (Santos, SP). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 28, n. 2, p. 233-243, 2004.

PRYOR, W.A. Biogenic sedimentation and alteration of argillaceous sediments in shallow marine environments. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 86, n. 9, p. 1244-1254, 1975.

RHOADS, D.C.; YOUNG, D.K. The influence of deposit-feeding organisms on sediment stability and community trophic structure. **Journal of Marine Research**, New Haven, v. 28, n. 2, p. 150-178, 1970.

ROCHFORT, L.; CAMPEAU, S.; BUGNON, J.-L. Does prolonged flooding prevent or enhance regeneration and growth of Sphagnum? **Aquatic Botany**, Amsterdam, v. 74, n. 4, p. 327-341, 2002.

RODRIGUES, S.D.A.; SHIMIZU, R. Autoecologia de *Callichirus major* (Say, 1818). **Oecologia Brasiliensis**, Rio de Janeiro, v. 3, n. 1, p. 155-170, 1997.

ROSS, J.; MOROZ, I. **Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo**. São Paulo: USP, FFLCH, Departamento de Geografia, Laboratório de Geomorfologia; IPT, Laboratório de Cartografia Geotécnica-Geologia Aplicada; FAPESP, 1997. Mapas e Relatório.

ROSS, J.L.S. O Registro cartográfico dos fatos geomorfológicos e a questão da taxonomia do relevo. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, n. 6, p. 17-29, 1992.

SAMPAIO, D.; SOUZA, V.C.; OLIVEIRA, A.A.D.; PAULA-SOUZA, J.D.; RODRIGUES, R.R. **Árvores da restinga: guia ilustrado para identificação das espécies da Ilha do Cardoso**. São Paulo: Neotrópica, 2005. 277 p.

SANTOS, R.D.; LEMOS, R.C.; SANTOS, H.G.; KER, J.C.; ANJOS, L.H.C. **Manual de descrição e coleta de solo no campo**. 6. ed. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2013. 92 p.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.; DIAS, P.S. South America. **Meteorological Monographs**, Boston, v. 27, p. 119-140, 1998.

SAWAKUCHI, A. O.; GIANNINI, P. C. F. Complexidade em sistemas deposicionais. **Brazilian Journal of Geology**, v. 36, n. 2, p. 347-358, 2006.

SAWAKUCHI, A.O.; KALCHGRUBER, R.; GIANNINI, P.C.F.; NASCIMENTO Jr, D.R.; GUEDES, C.C.F.; UMISED, N.K.. The development of blowouts and foredunes in the Ilha Comprida barrier (Southeastern Brazil): the influence of Late Holocene climate changes on coastal sedimentation. **Quaternary Science Reviews**, Oxford, v. 27, n. 21/22, p. 2076-2090, 2008.

SCATAMACCHIA, M. **I Seminário Cananeia tem história**. Cananeia: Prefeitura Municipal de Cananeia, 2005. 1 CD-ROM.

SCHAETZL, R.J. Complete soil profile inversion by tree uprooting. **Physical Geography**, Norwich, v. 7, n. 2, p. 181-189, 1986.

_____. Factors affecting the formation of dark, thick epipedons beneath forest vegetation. **Journal of Soil Science**, London, v. 42, p. 501-512, 1991.

SENTELHAS, P.C.; PEREIRA, A.R.; MARIN, F.R.; ANGELOCCI, L.R.; ALFONSI, R.R.; CARAMORI, P.H.; SWART, S. **BHBRASIL**: balanços hídricos climatológicos de 500 localidades brasileiras. Piracicaba: ESALQ, 1999. 1 CD-ROM.

SIEGLE, E. **Sediment transport and morphodynamics at an estuary mouth: a study using coupled remote sensing and numerical modelling**. 2003. 278 p. Thesis (PhD in Marine Sciences) - Plymouth University, Plymouth, 2003.

SILVA, K.; VIDAL-TORRADO, P.; LAMBAIS, M. Bacterial and archaeal communities in bleached mottles of tropical podzols. **Microbial Ecology**, New York, v. 69, n. 2, p. 372-382, 2015.

SODEK, F.; CARLISLE, V.W.; COLLINS, M.E.; HAMMOND, L.C.; HARRIS, W.G. **Characterization data for selected Florida soils**. Gainesville: University of Florida, Soil Science Department, 1990. 90 p. (Report, 90-1).

SOIL SURVEY STAFF. **Keys to soil taxonomy**. 12th ed. Washington: USDA, Natural Resources Conservation Service, 2014. 362 p.

SOUZA, C.D.G. **As células de deriva litorânea ea erosão nas praias do Estado de São Paulo**. 1997. 2 v. Dissertação (Mestrado em Geoquímica e Geotectônica) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1997.

SOUZA, C.R.D.G.; LUNA, G.D.C. Unidades quaternárias e vegetação nativa de planície costeira e baixa encosta da Serra do Mar no litoral norte de São Paulo. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 29, n. 1/2, p. 1-18, 2008.

SOUZA, C.R.D.G.; SUGUIO, K. Coastal erosion and beach morphodynamics along the State of São Paulo (SE Brazil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 68, n. 3, p. 405-424, 1996.

SOUZA, L.A.P.D.; TESSLER, M.G.; GALLI, V.L. O gráben de Cananéia. **Brazilian Journal of Geology**, São Paulo, v. 26, n. 3, p. 139-150, 1996.

SOUZA, L.D. **A planície costeira Cananéia-Iguape, Litoral Sul do Estado de São Paulo: um exemplo de utilização de métodos geofísicos no estudo de áreas costeiras.** 1995. 207 p. Dissertação (Mestrado em Oceanografia Geológica) - Instituto de Oceanografia, Universidade de São Paulo, São Paulo 1995.

SOUZA-JÚNIOR, V.S.D.; VIDAL-TORRADO, P.; GARCIA-GONZALÉZ, M.T.; OTERO, X.L.; MACÍAS, F. Soil mineralogy of mangrove forests from the state of São Paulo, southeastern Brazil. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 72, n. 3, p. 848-857, 2008.

_____. Smectite in mangrove soils of the State of São Paulo, Brazil. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 67, n. 1, p. 47-52, 2010.

SPINELLI, F.P.; GOMES, C.D.B. A ocorrência alcalina de cananéia, litoral Sul do Estado de São Paulo: geologia e geocronologia. **Geologia USP. Série Científica**, São Paulo, v. 8, n. 2, p. 53-64, 2008.

STOOPS, G. **Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths.** Amsterdam: Elsevier, 2010. 753 p.

SUGUIO, K. **Introdução à sedimentologia.** São Paulo: Blucher; EDUSP, 1973. 312 p.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Mecanismos de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: Sociedade Brasileira de Geologia, 1976. p. 295-305.

_____. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense= quaternary marine formations of the state of São Paulo and Southern Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife: Sociedade Brasileira de Geologia, 1978a. p. 1-57.

_____. **Mapas geológicos da planície costeira do estado de São Paulo e sul do Rio de Janeiro.** São Paulo: DAEE; Secretaria de Obras e do Meio Ambiente, 1978b. v. 1. Escala: 1:100.000.

_____. Geomorfologia das restingas. In: SIMPÓSIO DE ECOSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA: ESTRUTURA, FUNÇÃO E MANEJO, 2., 1990, Águas de Lindóia. **Anais...** Águas de Lindóia: ACIESP, 1990. v. 2, p. 185-205.

SUGUIO, K.; PETRI, S. Stratigraphy of the Iguapé-Cananéia lagoonal region sedimentary deposits, São Paulo State, Brazil: part I: field observations and grain size analysis. **Boletim IG-USP**, São Paulo, v. 4, p. 1-20, 1973.

SUGUIO, K.; TESSLER, M.G. **Depósitos quaternários da planície costeira de Cananéia-Iguape (SP).** São Paulo: USP, Instituto Oceanográfico, Divisão de Informação e Documentação Científica, 1992. 34 p. (Publicação Especial, 9).

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FLEXOR, J.-M. Les variations relatives du niveau moyen de la mer au Quaternaire récent dans la région de Cananéia-Iguape (São Paulo). **Boletim IG-USP**, São Paulo, v. 7, p. 113-129, 1976.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; FALCONI, F.; NIGRO JR., A. Geologia do quaternário. In: FALCONI, F.F; NIGRO JR, A. **Solos do litoral de São Paulo**. São Paulo: ABMS; ASSECOB, 1994. p. 68-97.

SUGUIO, K.; TESSLER, M.G.; FURTADO, V.V.; ESTEVES, C.A.; SOUZA, L.A.P. de. Perfilagens geofísicas e sedimentação na área submersa entre Cananéia e Barra de Cananéia (SP). In: SIMPÓSIO SOBRE ECOSISTEMAS DA COSTA SUL E SUDESTE BRASILEIRA: SÍNTESE DOS CONHECIMENTOS, 2., 1987, Cananéia. **Anais...** Cananéia: ACIESP, 1987. p. 234-241.

SUGUIO, K.; TESSLER, M.; LACERDA, L.; ARAÚJO, D.; CERQUEIRA, R. Planícies de cordões praias quaternários do Brasil: origem e nomenclatura. In: LACERDA, D.S.D.; ARAÚJO, R.; CERQUEIRA, B. **Restingas**: origem, estrutura, processos. Niterói: Universidade Federal Fluminense, 1984. p. 15-26.

TAMURA, T. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. **Earth-Science Reviews**, Amsterdam, v. 114, n. 3/4, p. 279-297, 2012.

TAYLOR, M.; STONE, G.W. Beach-ridges: a review. **Journal of Coastal Research**, Fort Lauderdale, v. 12, n. 3, p. 612-621, 1996.

TESSLER, M.G. **Dinâmica sedimentar quaternária no litoral sul paulista**. 1988. 2 v. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1988. 2v.

TESSLER, M.G; K. SUGUIO; MAHIQUES, M. M. de; FURTADO, V. V. Evolução temporal e espacial da desembocadura lagunar de Cananéia, São Paulo, São Paulo. **Boletim do Instituto Oceanográfico (USP)**, 38 (1): 23 – 29. 1990.

TESSLER, M.G.; GOYA, S. Processos costeiros condicionantes do Litoral Brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo, v. 17, p. 11-23, 2005.

THEISEN, A.; HARWARD, M. A paste method for preparation of slides for clay mineral identification by X-ray diffraction. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 26, n. 1, p. 90-91, 1962.

THORNTHWAITE, C.W.; MATHER, J.R. **The water balance**. Centerton: Drexel Institute of Technology, Laboratory of Climatology, 1957. 104 p.

TRICART, J. Principes et méthodes de la géomorphologie. **Soil Science**, Baltimore, v. 100, n. 4, p. 300, 1965.

VAN BREEMEN, N.; BUURMAN, P. **Soil formation**. New York: Springer, 2002. 393 p.

WALLINGA, J.; MURRAY, A.; WINTLE, A. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. **Radiation Measurements**, Oxford, v. 32, n. 5, p. 529-533, 2000.

WANG, C.; MCKEAGUE, J.; BEKE, G. Site characteristics, morphology and physical properties of selected ortstein soils from the Maritime Provinces. **Canadian Journal of Soil Science**, Ottawa, v. 58, n. 3, p. 405-420, 1978.

APÊNDICE

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA DOS SOLOS

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – Caju4

DATA – 20/02/2014

CLASSIFICAÇÃO (SiBCS, 2006) – ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Ilha Comprida, São Paulo.

Coordenadas: S 25°02'43" ; W 47°54'47"

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – perfil descrito em barranco exposto localizado na face lagunar da Ilha Comprida, com diferença de nível para o canal (Mar de Cananéia) de cerca de 3 m, sob vegetação herbácea de restinga em fase de regeneração e presença de árvores de cajueiro (*Anacardium occidentale*).

LITOLOGIA – sedimentos arenosos marinhos e argilosos de paleomangue (horizonte 2Cg)

PERÍODO – Holoceno

MATERIAL ORIGINÁRIO – areias marinhas e argilas fluvio-marinha de ambiente de mangue

PEDREGOSIDADE – ausente

ROCHOSIDADE – ausente

RELEVO LOCAL – plano

REGIONAL – plano

EROSÃO – forte erosão fluvial (solapamento da encosta marginal)

DRENAGEM – bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – floresta alta de restinga

USO ATUAL – sem uso

CLIMA – Af

DESCRITO E COLETADO POR – Pedro Martinez, Josiane Milane e Pablo Vidal-Torrado

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A	0-13 cm, cinzento (5YR 5/2, úmido); areia; fraca pequena, granular e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
E	13-73 cm, cinzento-escuro (5YR 7/3, úmido); areia; fraca muito pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e clara.
Bh	73-109 cm, cinzento-avermelhado-escuro (5YR 3/3, úmido); areia; fraca, muito pequena e pequena e grãos simples; friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta.
Bhm	109-114 cm, bruno-avermelhado-escuro (5YR 2.5/1, úmido); areia; moderada, média; maciça que se desfazem em grãos simples; muito firme; não plástica e não pegajosa; fortemente cimentada; transição plana e abrupta.
2Cg	114-140 cm, bruno-amarelado-claro (Gley1 4/N), muito argilosa; média e grande, maciça; firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e gradual.
3C	140-155 cm, amarelo-brunado (7.5YR 7/2, úmido) areia; fraca, pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
4C	155-200+ cm, amarelo-brunado (7.5YR 8/2); areia; fraca muito pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa.

RAÍZES - Abundantes finas, comuns médias nos horizontes A e E1; comuns finas e poucas médias no E; poucas finas no Bh; poucas e finas no 2Cg; e ausente nos horizontes Bhm, 3C e 4C

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – Caju5

DATA – 20/02/2014

CLASSIFICAÇÃO (SiBCS, 2006) – ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Ilha Comprida, São Paulo.

Coordenadas: S 25°02'43" ; W 47°54'47"

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – perfil descrito em barranco exposto localizado na face lagunar da Ilha Comprida, com diferença de nível para o canal (Mar de Cananéia) de cerca de 3 m, sob vegetação herbácea de restinga em fase de regeneração e presença de árvores de cajueiro (*Anacardium occidentale*).

LITOLOGIA – sedimentos arenosos marinhos e argilosos de paleomangue (horizonte 2Cg)

PERÍODO – Holoceno

MATERIAL ORIGINÁRIO – areias marinhas e argilas fluvio-marinha de ambiente de mangue

PEDREGOSIDADE – ausente
 ROCHOSIDADE – ausente
 RELEVO LOCAL – plano
 REGIONAL – plano
 EROSÃO – forte erosão fluvial (solapamento da encosta marginal)
 DRENAGEM – bem drenado
 VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – floresta alta de restinga
 USO ATUAL – sem uso
 CLIMA – Af
 DESCRITO E COLETADO POR – Pedro Martinez, Josiane Milane Lopes e Pablo Vidal-Torrado

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A	0-20 cm, cinzento (5YR 5/1, úmido); areia; fraca pequena e média, granular e grãos simples; friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
AE	20-40 cm, cinzento-escuro (5YR 7/1, úmido); areia; fraca pequena, granular e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
E	40-90 cm, cinzento-avermelhado-escuro (5YR 8/2, úmido); areia; fraca muito pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição irregular e clara.
BhE	90-120 cm, bruno-avermelhado-escuro (5YR 4/4, úmido); areia; fraca, média e grãos simples; friável, não plástica e não pegajosa; transição irregular e clara.
Bh	120-170 cm, bruno-amarelado-claro (5YR 3/2, úmido), areia; fraca, muito pequena e pequena e grãos simples; firme, não plástica e não pegajosa; fracamente cimentada; transição plana e abrupta.
Bhm	170-183 cm, amarelo-brunado (5YR 2.5/1) areia; moderada, média; maciça que se desfazem em grãos simples; muito firme; não plástica e não pegajosa; fortemente cimentada; transição plana e abrupta.
2Cg	183-225 cm, amarelo-brunado (Gley1 5/N) com mosqueados amarelo (10YR 6/8); muito argilosa; média e grande, maciça; firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e gradual.
3C	225-300+ cm, amarelo-brunado (7.5YR 8/2, úmido) areia; fraca, pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa.

RAÍZES - Abundantes finas, comuns médias nos horizontes A e AE; comuns finas e poucas médias no E e BhE; poucas finas no Bh; poucas e finas no 2Cg; e ausente nos horizontes Bhm e 3C

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – PP1

DATA – 25/04/2014

CLASSIFICAÇÃO (SiBCS, 2006) – ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico dúrico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Ilha Comprida, São Paulo.

Coordenadas: S 25°02'44" ; W 47°54'45"

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – perfil descrito em trincheira localizada o interior da ilha, a 80 metros do canal (Mar de Cananéia), em área de crista de cordão praial, sob vegetação arbustiva e arbórea de restinga em fase de regeneração.

LITOLOGIA – sedimentos arenosos marinhos e argilosos de paleomangue (horizonte 3Cg)

PERÍODO – Holoceno

MATERIAL ORIGINÁRIO – areias marinhas e argilas fluvio-marinha de ambiente de mangue

PEDREGOSIDADE – ausente

ROCHOSIDADE – ausente

RELEVO LOCAL – plano

REGIONAL – plano

EROSÃO – ausente

DRENAGEM – mal drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – floresta alta de restinga

USO ATUAL – sem uso

CLIMA – Af

DESCRITO E COLETADO POR – Pedro Martinez, Josiane Milane Lopes e Pablo Vidal-Torrado

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A	0-15 cm, cinzento (7.5YR 6/1, úmido); areia; fraca pequena e média, granular e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
AE	15-25 cm, cinzento-escuro (7.5YR 7/1, úmido); areia; fraca pequena, granular e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
E	25-48 cm, cinzento-avermelhado-escuro (7.5YR 8/1, úmido); areia; fraca muito pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
EB	48-56 cm, bruno-avermelhado-escuro (7.5YR 5/2, úmido); areia; fraca, muito pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição irregular e clara.
BE	56-63 cm, bruno-avermelhado-escuro (5YR 4/2, úmido); areia; fraca, muito pequena e grãos simples; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta.
Bh	63-75 cm, bruno-amarelado-claro (5YR 3/2, úmido), areia; fraca, muito pequena e pequena e grãos simples; muito firme, não plástica e não pegajosa; fracamente cimentada; transição plana e clara.
Bhm	75-130 cm, amarelo-brunado (5YR 2.5/1) areia; moderada, média e grande; maciça que se desfazem em grãos simples; muito firme; não plástica e não pegajosa; fortemente cimentada; transição plana e abrupta.
2C	130-140 cm, amarelo-brunado (10YR 5/6, úmido) areia grossa; fraca, pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta.
3Cg	140-150 cm, amarelo-brunado (Gley1 4/10Y); muito argilosa; média e grande, maciça; firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e abrupta.
4C	150-160 cm, amarelo-brunado (10YR 5/3, úmido) areia; fraca, pequena e grãos simples; muito friável, não plástica e não pegajosa.
5C	160-180 cm, amarelo-brunado (10YR 8/1, úmido) areia; fraca, pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa.

RAÍZES - Abundantes finas, comuns médias nos horizontes A e AE; comuns finas e poucas médias no E, EB e BE; abundantes finas e médias no Bh; ausente nos horizontes Bhm, 3Cg, 4C e 5C

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – PP3

DATA – 25/04/2014

CLASSIFICAÇÃO (SiBCS, 2006) – GLEISSOLO MELÂNICO

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Ilha Comprida, São Paulo.

Coordenadas: S 25°02'44" ; W 47°54'45"

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – perfil descrito em trincheira localizada o interior da ilha, a 90 metros do canal (Mar de Cananéia), em área de entre-cordão praial, sob vegetação arbustiva e arbórea de restinga em fase de regeneração.

LITOLOGIA – sedimentos arenosos marinhos e argilosos de paleomangue (horizonte Cg)

PERÍODO – Holoceno

MATERIAL ORIGINÁRIO – areias marinhas e argilas fluvio-marinha de ambiente de mangue

PEDREGOSIDADE – ausente

ROCHOSIDADE – ausente

RELEVO LOCAL – plano

REGIONAL – plano

EROSÃO – ausente

DRENAGEM – mal drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – floresta alta de restinga

USO ATUAL – sem uso

CLIMA – Af

DESCRITO E COLETADO POR – Pedro Martinez e Josiane Milane Lopes

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

H	0-10 cm, cinzento (2.5YR 3/2, úmido); orgânico (fíbrico); ausência de estrutura, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
A	10-40 cm, cinzento-escuro (5YR 3/3, úmido); textura média; fraca pequena, granular e grãos simples; muito friável, ligeiramente plástica e pegajosa; transição plana e clara.
Cg1	40-65 cm, cinzento-avermelhado-escuro (Gley1 5/10Y, úmido); argiloso; pequena e média, maciça;

Cg2	friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara. 65-100 cm, bruno-avermelhado-escuro (Gley1 4/10Y, úmido); muito argiloso; média e grande, maciça; firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e abrupta.
2C	100-140+ cm, amarelo-brunado (5YR 7/1, úmido) areia; fraca, pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – PP6

DATA – 20/02/2014

CLASSIFICAÇÃO (SiBCS, 2006) – ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico dúrico

RAÍZES - Abundantes finas, comuns médias nos horizontes A e Cg1; comuns finas e poucas médias no Cg2; ausente no horizonte 2C.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – PP4

DATA – 20/02/2014

CLASSIFICAÇÃO (SiBCS, 2006) – ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Hidromórfico típico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Ilha Comprida, São Paulo. Coordenadas: S 25°02'44" ; W 47°54'38"

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – perfil descrito em trincheira localizada o interior da ilha, a 250 metros do canal (Mar de Cananéia), na porção central da vertente de sistema cordão/entre-cordão praial, sob vegetação arbustiva de restinga em fase de regeneração.

LITOLOGIA – sedimentos arenosos marinhos e argilosos de paleomangue (horizonte 2Cg)

PERÍODO – Holoceno

MATERIAL ORIGINÁRIO – areias marinhas e argilas fluvio-marinha de ambiente de mangue

PEDREGOSIDADE – ausente

ROCHOSIDADE – ausente

RELEVO LOCAL – plano

REGIONAL – plano

EROSÃO – ausente

DRENAGEM – mal drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – floresta alta de restinga

USO ATUAL – sem uso

CLIMA – Af

DESCRITO E COLETADO POR – Pedro Martinez e Josiane Milane

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Ilha Comprida, São Paulo. Coordenadas: S 25°02'43" ; W 47°54'30"

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – perfil descrito em trincheira

RAÍZES - Abundantes finas, comuns médias nos horizontes A, e 2CgBh; poucas e finas nos horizontes E e Bh; e ausente no horizonte 2Cg

A 0-25 cm, cinzento (5YR 6/3, úmido); areia; fraca pequena, granular e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.

E 25-52 cm, cinzento-escuro (5YR 6/1, úmido); areia; fraca pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e gradual.

Bh 52-71 cm, cinzento-avermelhado-escuro (5YR 4/2, úmido); areia; fraca, muito pequena e pequena e grãos simples; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta.

2CgBh 71-76 cm, bruno-avermelha do-escuro (5YR 2.5/1, úmido); argilosa; moderada, média; maciça que se desfazem em grãos simples; firme; plástica e pegajosa; transição irregular e gradual.

2Cg 76-100+ cm, bruno-amarelado-claro (Gley1 5/10Y), muito argilosa; média e grande, maciça; firme, muito plástica e muito pegajosa.

localizada o interior da ilha, na posição de crista de cordão praial, sob vegetação arbustiva e arbórea de restinga em fase de regeneração.

LITOLOGIA – sedimentos arenosos marinhos

PERÍODO – Holoceno
 MATERIAL ORIGINÁRIO – areias marinhas
 PEDREGOSIDADE – ausente
 ROCHOSIDADE – ausente
 RELEVO LOCAL – plano
 REGIONAL – plano
 EROSÃO – ausente
 DRENAGEM – moderadamente drenado
 VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – floresta alta de restinga
 USO ATUAL – sem uso
 CLIMA – Af
 DESCRITO E COLETADO POR – Pedro Martinez e Josiane Milane Lopes

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0-21 cm, cinzento (7.5YR 5/1, úmido); areia; fraca pequena e média, granular e grãos simples; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
 E 21-67 cm, cinzento-escuro (7.5YR 7/1, úmido); areia; fraca pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta.
 Bhm1 67-83 cm, bruno-avermelhado-escuro (5YR 2.5/1, úmido); areia; moderada, média e grande e grãos simples; muito firme, não plástica e não pegajosa; fortemente cimentado; transição plana e clara.
 Bhm2 83-90 cm, bruno-amarelado-claro (5YR 3/2, úmido), areia; moderada, pequena e grãos simples; muito firme, não plástica e não pegajosa; fortemente cimentado; transição plana e abrupta.
 Bh1 90-150 cm, amarelo-brunado (5YR 2.5/1) areia; fraca, pequena e grãos simples; solta; não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
 Bh2 150-180+ cm, amarelo-brunado (2.5YR 3/4) areia; fraca, pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa.

RAÍZES - Abundantes finas, comuns médias no horizonte A; comuns finas e poucas médias no E; ausente nos horizontes Bhm1, Bhm2 e Bh2

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – PC1

DATA – 25/07/2014

CLASSIFICAÇÃO (SiBCS, 2006) – EPODOSSOLO HUMILÚVICO Hidromórfico dúrico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Ilha Comprida, São Paulo.

Coordenadas: S 25°02'43" ; W 47°54'18"

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – perfil descrito em trincheira localizada o interior da ilha, no terço inferior da vertente (próxima ao entre-cordão), sob vegetação arbustiva e arbórea de restinga em fase de regeneração.

LITOLOGIA – sedimentos arenosos marinhos

PERÍODO – Holoceno

MATERIAL ORIGINÁRIO – areias marinhas

PEDREGOSIDADE – ausente

ROCHOSIDADE – ausente

RELEVO LOCAL – suave ondulado

REGIONAL – plano

EROSÃO – ausente

DRENAGEM – mal drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – floresta alta de restinga

USO ATUAL – sem uso

CLIMA – Af

DESCRITO E COLETADO POR – Pedro Martinez e Rogério Goulart Oliveira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0-25 cm, cinzento (5YR 4/2, úmido); areia; fraca pequena e média, granular e grãos simples; friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
 E 25-38 cm, cinzento-escuro (5YR 6/2, úmido); areia; fraca pequena e grãos simples; solta, não

- plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
- Bh 38-50 cm, bruno-avermelhado-escuro (7,5YR 3/2, úmido); areia; moderada, média e grande e grãos simples; firme, não plástica e não pegajosa; fracamente cimentado; transição plana e clara.
- Bhm 50-60+ cm, bruno-amarelado-claro (7.5YR 2.5/1, úmido), areia; moderada, pequena e grãos simples; muito firme, não plástica e não pegajosa; fortemente cimentado;
- RAÍZES** - Abundantes finas, comuns médias no horizonte A e E; comuns finas e poucas médias no E e Bh; ausente no horizonte Bhm

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – PP13

DATA – 25/07/2014

CLASSIFICAÇÃO (SiBCS, 2006) – ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico dúrico

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Ilha Comprida, São Paulo.

Coordenadas: S 25°02'40" ; W 47°53'48"

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – perfil descrito em trincheira localizada o interior da ilha, na posição de crista de cordão praial, sob vegetação arbustiva e arbórea de restinga em fase de regeneração.

LITOLOGIA – sedimentos arenosos marinhos

PERÍODO – Holoceno

MATERIAL ORIGINÁRIO – areias marinhas

PEDREGOSIDADE – ausente

ROCHOSIDADE – ausente

RELEVO LOCAL – suave ondulado

REGIONAL – plano

EROSÃO – ausente

DRENAGEM – mal drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – floresta alta de restinga

USO ATUAL – sem uso

CLIMA – Af

DESCRITO E COLETADO POR – Pedro Martinez e Rogério Goulart Oliveira

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A 0-18 cm, cinzento (5YR 5/2, úmido); areia; fraca pequena e média, granular e grãos simples; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
- E 18-83 cm, cinzento-escuro (5YR 6/1, úmido); areia; fraca pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta.
- Bhm 83-90 cm, bruno-avermelhado-escuro (7,5YR 2.5/2, úmido); areia; moderada, média e grande e grãos simples; firme, não plástica e não pegajosa; fortemente cimentado; transição plana e clara.
- Bh1 90-130 cm, bruno-amarelado-claro (7.5YR 3/3, úmido), areia; fraca, pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara;
- Bh2 130-180+ cm, bruno-amarelado-claro (7.5YR 2.5/3, úmido), areia; fraca, pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa.

- RAÍZES** - Abundantes finas, comuns médias no horizonte A; comuns finas e poucas médias no E; ausente nos horizontes Bhm, Bh1 e Bh2

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – PF01

DATA – 09/10/2011

CLASSIFICAÇÃO (SiBCS, 2006) – ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico espessarênico, A moderado, textura arenosa, moderadamente drenado

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Ilha Comprida, São Paulo.

Coordenadas: S 25°03'08.8" ; W 047°54'45.3"

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – perfil descrito em barranco exposto localizado na face sul da Ilha Comprida, com diferença de nível para a praia de cerca de 5 m, sob vegetação arbustiva de restinga em fase de regeneração.

LITOLOGIA – sedimentos arenosos marinhos
 PERÍODO – Holoceno – Quaternário Marinho
 MATERIAL ORIGINÁRIO – sedimentos arenosos marinhos
 PEDREGOSIDADE – ausente
 ROCHOSIDADE – ausente
 RELEVO LOCAL – plano
 REGIONAL – plano
 EROSÃO – ausente
 DRENAGEM – moderadamente drenado
 VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – floresta alta de restinga
 USO ATUAL – sem uso
 CLIMA – Af
 DESCRITO E COLETADO POR – Josiane Millani Lopes, Elisa Rabelo Matos e Peter Buurman

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A	0-30 cm, cinzento (5YR 5/1, úmido); areia; fraca pequena e média granular e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
E1	30-70 cm, cinzento-escuro (5YR 4/1, úmido); areia; fraca muito pequena e pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
E2	70-145 cm, cinzento-avermelhado-escuro (5YR 4/2, úmido); areia; fraca pequena e pequena e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
EB	145-165 cm, bruno-avermelhado-escuro (10YR 4/6, úmido); areia; fraca, média e grande, blocos subangulares que se desfazem em grãos simples; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e difusa.
Bh1	165-185 cm, bruno-amarelado-claro (10YR 6/4), apresenta manchas circulares de cor bruno (7,5YR 5/4, úmida); areia; média e grande, blocos subangulares que se desfazem em grãos simples; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
Bh2	185-315 cm, amarelo-brunado (10YR 6/6, úmido) apresenta manchas circulares de cor bruno (7,5YR 5/4, úmida); areia; média e grande, blocos subangulares que se desfazem em grãos simples; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
Bh3m	315-345 cm, amarelo-brunado (10YR 6/8, úmido); apresenta manchas circulares de cor bruno (7,5YR 5/4, úmida); areia; média e grande, blocos subangulares que se desfazem em grãos simples; firme, não plástica e não pegajosa.

RAÍZES - Abundantes finas, comuns médias e raras grandes nos horizontes A e E1; comuns finas e poucas médias no E2; poucas finas no EB e ausente nos horizontes Bh1, Bh2 e Bh3m.

OBSERVAÇÕES – O horizonte E2 apresenta muita estratificação por mineral escuro. Pode haver indícios de tectônica na base do perfil. Presença de manchas circulares concêntricas nos horizontes Bh1, Bh2 e Bh3m.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – PF04

DATA – 13/10/2011

CLASSIFICAÇÃO (SiBCS, 2006) – ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico espessarênico, A moderado, textura arenosa, imperfeitamente drenado

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Ilha Comprida, São Paulo. Coordenadas: S 25°03,138' ; W 047°54,772'

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – perfil descrito em barranco exposto localizado na face sul da Ilha Comprida, com diferença de nível para a praia de cerca de 5 m, sob vegetação arbustiva de restinga em fase de regeneração.

LITOLOGIA – sedimentos arenosos marinhos

PERÍODO – Holoceno – Quaternário Marinho

MATERIAL ORIGINÁRIO – sedimentos arenosos marinhos

PEDREGOSIDADE – ausente

ROCHOSIDADE – ausente

RELEVO LOCAL – plano

REGIONAL – plano

EROSÃO – ausente

DRENAGEM – imperfeitamente drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – floresta alta de restinga

USO ATUAL – sem uso

CLIMA – Af

DESCRITO E COLETADO POR – Josiane Millani Lopes, Elisa Rabelo Matos e Peter Buurman

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A	0-40 cm, cinzento-escuro (7,5YR 4/1, úmida); areia; grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
E	40-110 cm, cinzento-claro (5YR 7/1, úmida); areia; grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e clara.
EB	110-130 cm, cinzento (5YR 6/1), apresenta manchas circulares de cor bruno (7,5YR 5/4, úmida); areia; grão simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e clara.
BE	130-140 cm, cinzento-claro (5YR 7/1, úmida); areia; maciça, muito friável, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e abrupta.
Bhm1	140-155 cm, cinzento-escuro (5YR 4/1, úmida), apresenta manchas circulares de cor bruno (7,5YR 5/4, úmida); areia; maciça; duro, firme, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
Bhm2	155-250 cm, cinzento muito escuro (5YR 3/1, úmida); areia; maciça; extremamente duro, extremamente firme, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
Bhm3	250-262 cm, preto-avermelhado (2,5YR 2/1, úmida); areia; maciça; extremamente duro, extremamente firme, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
Bhm4	262-360 cm, preto (5YR 2,5/1, úmida); areia; maciça; extremamente duro, extremamente firme, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
Bhm5	360-460 cm+, bruno (7,5 YR 5/4, úmida), apresenta estratificações plano-paralelas de cor cinzento (5YR 6/1, úmida); areia; maciça; extremamente duro, extremamente firme, não plástica e não pegajosa.

RAÍZES - Abundantes finas e poucas médias no horizonte A; comuns finas e poucas médias no EB; ausente nos demais horizontes.

OBSERVAÇÕES – Presença de manchas circulares concêntricas nos horizontes EB e Bhm1 e estratificações plano-paralelas e de acúmulo de MO no horizonte Bhm5. Apresenta galerias de *Callichirus* nos horizontes Bhm4 e Bhm5.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – PF09

DATA – 14/10/2011

CLASSIFICAÇÃO (SiBCS, 2006) – ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico espessarênico, A moderado, textura arenosa, acentuadamente drenado.

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Ilha Comprida, São Paulo. Coordenadas: S 25°03'09.0" ; W 047°54'37.1"

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – perfil descrito em barranco exposto localizado na face sul da Ilha Comprida, com diferença de nível para a praia de cerca de 2,5 m, sob vegetação de floresta alta de restinga

LITOLOGIA – sedimentos arenosos marinhos

PERÍODO – Holoceno – Quaternário Marinho.

MATERIAL ORIGINÁRIO – sedimentos arenosos marinhos

PEDREGOSIDADE – ausente

ROCHOSIDADE – ausente

RELEVO LOCAL – plano

REGIONAL – plano

EROSÃO – ausente

DRENAGEM – acentuadamente drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – floresta alta de restinga

USO ATUAL – sem uso

CLIMA – Af

DESCRITO E COLETADO POR – Josiane Millani Lopes, Elisa Rabelo Matos e Peter Buurman.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A	0-20 cm, cinzento (5YR 5/1, úmida); areia; fraca pequena e média granular e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
AE	20-27 cm, cinzento (5YR 5/1, úmida); fraca pequena e média granular e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
E	27-50 cm, branco (10YR 8/1, úmida); areia; grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
EB	50-55 cm, cinzento (10YR 6/1), mosqueado abundante pequeno distinto cinzento muito escuro (5YR 3/1); areia; maciça que se desfaz em grã simples; friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta.
Bh1	55-63 cm, cinzento muito escuro (5YR 3/1); areia; maciça; friável a firme, não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta.
Bh2	63-80 cm, coloração variegada, úmida, composta por bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/2) e bruno (7,5YR 4/4 e 10YR 5/3); areia; maciça; friável a firme, não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta.
Bh3	80-92 cm, coloração variegada, úmida, composta de bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3) e bruno-avermelhado (5YR 4/4); areia; maciça; friável a firme, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e clara.
BC	92-150 cm, bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/2, úmida); areia; grão simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
C	150-165 cm, bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/3, úmida); areia; grão simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta.
2Bh	165-216 cm, bruno-amarelado (10YR 5/6, úmida); areia; maciça; friável a firme, não plástica e não pegajosa.

RAÍZES - Abundantes finas, comuns médias e grossas nos horizontes A, AE, EB e Bh1; poucas finas e médias, raras grossas no horizonte E; ausente nos demais horizontes.

OBSERVAÇÕES – Horizontes Bh2 e Bh3 apresentam manchas escurecidas advindas de canais de raízes em decomposição. Presença de linhas finas de estratificação de mineral escuro nos horizontes BC e C. Há uma descontinuidade litológica evidente entre os horizontes C e 2Bh.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – PF10

DATA – 13/08/2012

CLASSIFICAÇÃO (SiBCS, 2006) – ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico espessarênico, A moderado, textura arenosa, acentuadamente drenado

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Ilha Comprida, São Paulo. Coordenadas: S 25°03'08.9" ; W 047°54'35.5"

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – perfil descrito em barranco exposto localizado na face sul da Ilha Comprida, com diferença de nível para a praia de cerca de 1,5 m, sob vegetação de floresta alta de restinga.

LITOLOGIA – sedimentos arenosos marinhos

PERÍODO – Holoceno – Quaternário Marinho

MATERIAL ORIGINÁRIO – sedimentos arenosos marinhos

PEDREGOSIDADE – ausente

ROCHOSIDADE – ausente

RELEVO LOCAL – plano

REGIONAL – plano

EROSÃO – ausente

DRENAGEM – acentuadamente drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – floresta alta de restinga

USO ATUAL – sem uso

CLIMA – Af

DESCRITO E COLETADO POR – Josiane Millani Lopes, Elisa Rabelo Matos e Peter Buurman.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A 0-15 cm, cinzento (5YR 6/1, úmido); areia; fraca pequena e média granular e grãos simples;

	solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
E	15-23 cm, branco (5YR 8/1, úmido); areia; grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e gradual.
EB	23-35 cm, cinzento-claro (5YR 7/1, úmido), mosqueado pouco médio e pequeno difuso bruno-avermelhado (5YR 5/3, úmido); areia; grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e abrupta.
Bh1	25-36 cm, preto (5YR 2,5/1, úmido); areia; maciça; firme, não plástica e não pegajosa; transição descontínua e abrupta.
Bh2	36-43 cm, bruno-avermelhado-escuro (5YR 3/4, úmido); areia; maciça; friável e localmente muito firme; não plástica e não pegajosa; transição descontínua e abrupta.
Bh3	55-65 cm, preto (5YR 2,5/1, úmido); areia; maciça; friável, não plástica e não pegajosa; transição descontínua e abrupta.
BC	43-63 cm, preto (5YR 2,5/1, úmido); areia; maciça; friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e gradual.
C	63-160 cm, preto (5YR 2,5/1, úmido); areia; maciça; friável, não plástica e não pegajosa; transição descontínua e abrupta.
2Bhm	160+ cm, preto (5YR 2,5/1, úmido); areia; maciça; firme, não plástica e não pegajosa.

RAÍZES - Abundantes finas, comuns médias e raras grossas no horizonte A, E, Bh1 e Bh2; comuns fins, raras médias e grossas no EB; ausente nos demais horizontes.

OBSERVAÇÕES – Presença de linhas de estratificação por mineral escuro em quase todo o perfil, sendo mais evidenciado nos horizontes BC e C. No horizonte BC há manchas de raízes decompostas. Presença de um tronco enterrado a cerca de 150 cm do topo do perfil, na base do mesmo (tronco datado por C¹⁴ com idade aproximadamente de 1.500 anos). Há vestígios de descontinuidade com blocos de horizonte Bhm na base do perfil próximo ao tronco.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – PF11

DATA – 14/08/2012

CLASSIFICAÇÃO (SiBCS, 2006) – ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico espessarênico, A moderado, textura arenosa, acentuadamente drenado

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Ilha Comprida, São Paulo. Coordenadas: S 25°03'05.8" ; W 047°53'57.8"

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – perfil descrito em barranco exposto localizado na face sul da Ilha Comprida, com diferença de nível para a praia de cerca de 1,5 m, sob vegetação de floresta alta de restinga.

LITOLOGIA – sedimentos arenosos marinhos

PERÍODO – Holoceno – Quaternário Marinho

MATERIAL ORIGINÁRIO – sedimentos arenosos marinhos

PEDREGOSIDADE – ausente

ROCHOSIDADE – ausente

RELEVO LOCAL – plano

REGIONAL – plano

EROSÃO – ausente

DRENAGEM – acentuadamente drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – floresta alta de restinga

USO ATUAL – sem uso

CLIMA – Af

DESCRITO E COLETADO POR – Josiane Millani Lopes, Elisa Rabelo Matos e Peter Buurman

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A	0-15 cm, cinzento muito escuro (5YR 3/1, úmida); areia; fraca pequena e média granular e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e clara.
E	15-35 cm, cinzento (5YR 6/1, úmida); areia; grão simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e clara.
EB	35-45 cm, bruno (10YR 5/3, úmida); mosqueado abundante pequeno distinto cinzento-claro (5YR

	7/1); areia; fraca média e pequena blocos que se desfazem em grãos simples; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e clara.
Bh1	45-55 cm, bruno (10YR 5/3, úmida); areia; maciça; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e clara.
Bh2	55-90 cm, bruno-amarelado (10YR 5/4, úmida); areia; maciça; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e difusa.
Bh3	90-145 cm, bruno (7,5YR 5/4, úmida); areia; maciça; muito friável, não plástica e não pegajosa..

RAÍZES - Abundantes finas, fasciculadas e médias A e E; raras finas nos horizontes EB e Bh1; ausente nos horizontes Bh2 e Bh3.

OBSERVAÇÕES – Presença de linhas de estratificação irregular por acúmulo de matéria orgânica nos horizontes EB, Bh1 e Bh2. Presença de aproximadamente 20 cm de serrapilheira (horizonte O), com restos vegetais em diferentes estádios de decomposição.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – PF35

DATA – 17/08/2012

CLASSIFICAÇÃO (SiBCS, 2006) – ESPODOSSOLO FERRIHUMILÚVICO Órtico espessarênico, A moderado, textura arenosa, fortemente drenado

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Ilha Comprida, São Paulo.

Coordenadas: S 25°03'05.2" ; W 047°53'48.5"

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Perfil descrito em barranco exposto localizado na face sul da Ilha Comprida, em uma sequência de cordão – entrecordão, com diferença de nível para a praia de cerca de 2 m, sob vegetação de floresta alta de restinga.

LITOLOGIA – Sedimentos arenosos marinhos

PERÍODO – Holoceno – Quaternário Marinho

MATERIAL ORIGINÁRIO – sedimentos arenosos marinhos

PEDREGOSIDADE – ausente

ROCHOSIDADE – ausente

RELEVO LOCAL – plano

REGIONAL – plano

EROSÃO – ausente

DRENAGEM – fortemente drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – floresta alta de restinga

USO ATUAL – sem uso

CLIMA – Af

DESCRITO E COLETADO POR – Josiane Millani Lopes, Elisa Rabelo Matos e Peter Buurman.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A	0-25 cm, cinzento (5YR 6/1, úmida); areia; grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
E	20-50 cm, cinzento-claro (5YR 7/1, úmida); areia; grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e abrupta..
EB	50-72 cm, cinzento (5YR 6/1, úmida), mosqueado pouco proeminente médio cinzento (5YR 6/1); areia; grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição descontínua e abrupta.
Bh1	(50-60)-(70-85) cm, cinzento-avermelhado-escuro (5YR 4/2, úmida); areia; maciça; friável, não plástica e não pegajosa; transição descontínua e abrupta.
Bh1'	60-82 cm, bruno-forte (7,5YR 5/6, úmida); areia; maciça; firme e localmente extremamente firme, não plástica e não pegajosa; transição descontínua e abrupta.
Bs	70-80 cm, amarelo-avermelhado (7,5YR 6/6, úmida); areia; maciça; extremamente firme, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e gradual.
Bh2	85-110 cm, bruno-claro (10YR 6/4, úmida); areia; maciça que se desfaz em grãos simples; friável, não plástica e não pegajosa; transição descontínua e abrupta.
C	85-150+ cm, coloração variegada, úmida, composta de bruno-claro (10YR 6/3, 10YR 6/4); areia; maciça que se desfaz em grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa.

RAÍZES - Abundantes finas e comuns médias e poucas grossas no horizonte A; abundantes finas e poucas médias no EB e Bh1; comuns finas no E; comuns finas e poucas médias Bh1' e Bs; poucas finas no Bh2 e raras finas no C.

OBSERVAÇÕES – Perfil descrito em área de cordão (porção mais alta da sequência cordão-entrecordão). Perfil fortemente drenado evidenciando a formação de horizonte Bh em condições de boa drenagem, com a distribuição do horizonte espódico na forma de “línguas” ao longo do perfil. Presença de linhas de estratificação por mineral escuro no horizonte C.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – PF39

DATA – 19/08/2012

CLASSIFICAÇÃO (SiBCS, 2006) –NEOSSOLO QUARTZARÊNICO Órtico típico, A moderado, excessivamente drenado

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Primeira duna próximo à praia, Município de Ilha Comprida, São Paulo. Coordenadas: S 25°03'09.2” ; W 047°54'38.1”

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – perfil descrito no topo da primeira duna próxima à praia, em relevo plano no topo curto da duna (1 % de declive), sob vegetação de escrube.

LITOLOGIA – Sedimentos arenosos marinhos

PERÍODO – Holoceno – Quaternário Marinho

MATERIAL ORIGINÁRIO – sedimentos arenosos marinhos

PEDREGOSIDADE – ausente

ROCHOSIDADE – ausente

RELEVO LOCAL – plano

REGIONAL – plano

EROSÃO – ausente

DRENAGEM – excessivamente drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Escrube

USO ATUAL – sem uso

CLIMA – Af

DESCRITO E COLETADO POR – Josiane Millani Lopes, Elisa Rabelo Matos e Peter Buurman.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- | | |
|----|---|
| A | 0-25 cm, bruno (7,5YR 5/2, úmido); areia; fraca pequena e média granular e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara. |
| C1 | 25-75 cm, bruno (10YR 5/3, úmido); areia; grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta. |
| C2 | 75-86 cm, cinzento-claro (10YR 7/1, úmido), mosqueado abundante distinto médio cinzento (5YR 6/1); areia; grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta. |
| C3 | 86-110 cm, bruno-amarelo-claro (10YR 6/4, úmido), mosqueado abundante distinto médio cinzento (5YR 6/1); areia; maciça que se desfaz em grãos simples; muito friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e abrupta. |
| C4 | 110-170 cm+, vermelho-claro-acinzentado (2,5YR 7/2, úmido); areia; grãos simples; muito friável, não plástica e não pegajosa. |

RAÍZES - Abundantes finas e médias, comuns grossas no horizonte A; comuns finas no C1; poucas finas no C2; raras nos horizontes C3 e C4.

OBSERVAÇÕES – Presença de linhas de estratificação de minerais escuros por todo o perfil, mas mais pronunciado no horizonte C4.

DESCRIÇÃO GERAL

PERFIL – PF41

DATA – 07/11/2012

CLASSIFICAÇÃO (SiBCS, 2006) – ESPODOSSOLO HUMILÚVICO Órtico espessarênico, A moderado, textura arenosa, bem drenado

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Município de Ilha Comprida, São Paulo. Coordenadas: S 25°02'01.1" ; W 047°54'46.3"

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – perfil descrito em barranco exposto localizado na face oeste da Ilha Comprida, com diferença de nível para a praia de cerca de 3 m, sob vegetação de floresta de restinga.

LITOLOGIA – sedimentos arenosos marinhos

PERÍODO – Holoceno – Quaternário Marinho

MATERIAL ORIGINÁRIO – sedimentos arenosos marinhos

PEDREGOSIDADE – ausente

ROCHOSIDADE – ausente

RELEVO LOCAL – plano

REGIONAL – plano

EROSÃO – ausente

DRENAGEM – bem drenado

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – floresta arbustiva de restinga

USO ATUAL – sem uso

CLIMA – Af

DESCRITO E COLETADO POR – Josiane Millani Lopes, Elisa Rabelo Matos e Peter Buurman.

DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

A	0-30 cm, cinzento (7,5YR 6/1, úmida); areia; fraca média e pequena granular e grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
E1	30-80 cm, cinzento (7,5YR 5/1, úmida); areia; grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e difusa.
E2	80-125 cm, bruno (7,5YR 4/2, úmida), apresenta manchas circulares de cor bruno (7,5YR 5/4, úmida); areia; grãos simples; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
Bh1	125-135 cm, bruno (7,5YR 4/2, úmida); areia; maciça que se desfaz em grãos simples; friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
Bh2	135-155 cm, bruno (7,5YR 4/3, úmida); areia; maciça que se desfaz em grãos simples; friável, não plástica e não pegajosa; transição ondulada e clara.
2C1	155-165 cm, cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmida); areia; maciça; friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
2C2	165-180 cm, cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmida), apresenta manchas circulares de cor bruno (7,5YR 5/4, úmida); areia; maciça; friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
2C3	180-190 cm, cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmida); areia; maciça; friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
2C4	190-220 cm, cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmida); areia; maciça; friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
3EB	220-223 cm, cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmida); areia; maciça; friável, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
3Bh1	223+ cm, cinzento muito escuro (10YR 3/1, úmida); areia; maciça; friável, não plástica e não pegajosa.

RAÍZES - Comuns finas e poucas médias nos horizontes A; poucas finas e raras médias no E1 e E2; ausente nos demais horizontes.

OBSERVAÇÕES – Presença de manchas circulares concêntricas nos horizontes E2 e 2C2. Presença de linhas de estratificação plano-paralelas de mineral escuro pelo perfil.