

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA OCEÂNICA

**EVOLUÇÃO E ESTRATIGRAFIA DO TERRENO NA REGIÃO DO
SUPERPORTO DE RIO GRANDE/RS: ANÁLISE COM BASE EM PROPRIEDADES
GEOTÉCNICAS E VARIAÇÕES DO NÍVEL MÉDIO DO MAR.**

Everaldo de Bastos

Rio Grande, fevereiro de 2014.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA OCEÂNICA

**EVOLUÇÃO E ESTRATIGRAFIA DO TERRENO NA REGIÃO DO
SUPERPORTO DE RIO GRANDE/RS: ANÁLISE COM BASE EM PROPRIEDADES
GEOTÉCNICAS E VARIAÇÕES DO NÍVEL MÉDIO DO MAR.**

Everaldo de Bastos

Dissertação apresentada à Comissão de Curso de Pós-Graduação em Engenharia Oceânica da Universidade Federal do Rio Grande, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Engenharia Oceânica.

Orientador: Claudio Renato Rodrigues Dias, D. Sc.

Rio Grande, fevereiro de 2014.

Esta dissertação é dedicada à minha família, em especial à minha amada esposa Bruna e meu filho Gustavo.

AGRADECIMENTOS

Acima de tudo e de todos devo meu agradecimento sincero ao Criador dos céus e da Terra, ao Deus Soberano cujo nome é Jeová! (Salmo 83:18)

Minha gratidão à minha amada esposa e companheira, Bruna, que me ajudou muito durante esta fase de minha vida e que tenho certeza continuará como minha ajudadora enquanto eu viver.

Meus sinceros agradecimentos pelo privilégio de ter sido orientado pelo Professor Claudio Renato Rodrigues Dias. Sinto-me prestigiado por sua atenção dispensada a mim e por ter enriquecido minha trajetória com toda sua experiência.

À Professora Kita Macario, do IF-UFF por sua imprescindível colaboração nas datações usadas neste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e à Universidade Federal do Rio Grande (FURG), através da Comissão de Pós Graduação em Engenharia Oceânica por ter tornado possível este trabalho.

Aos professores que enriqueceram minha carreira, muitos são eles, mas quero destacar ao Professor José Scotti Fontoura, Coordenador da Pós Graduação em Engenharia Oceânica que colaborou muito para o término desta dissertação.

E a todos aqueles que compartilham de minha felicidade por mais esta vitória em minha vida, como minha família e meus amigos.

“Quanto melhor é obter sabedoria do que ouro! E obter compreensão deve ser preferido à prata”.

Prov. 16;16

RESUMO

As camadas de deposição sedimentar no Período Quaternário, nas regiões costeiras, foram influenciadas pelos eventos de regressão e transgressão do nível médio do mar. Alguns trabalhos sugerem a utilização dos ensaios de prospecção geotécnica de penetração de cone estático com medida de pressão neutra (CPTu ou piezocone), para contribuir na definição da litologia de alta resolução de sequências sedimentares quaternárias na costa brasileira. Este trabalho objetiva estudar a estratigrafia do terreno onde se localiza o dique seco do Estaleiro Rio Grande (ERG) na região do Superporto, em Rio Grande /RS. Para isso, considera o comportamento geotécnico do solo obtido por ensaios do tipo SPT e CPTu, tendo em vista seu processo de deposição (sedimentação e adensamento), que pode ter sido influenciado pelas variações do nível médio do mar desde a Transgressão Flandriana (18.000 A.P.). Os resultados dos ensaios de piezocone foram interpretados à luz da formação geológica regional e considerando as curvas de variação dos níveis do mar desde essa época. A tentativa foi de correlacionar os eventos transgressivos e regressivos com as características de adensamento do solo argiloso encontrado na região. Foram empregadas técnicas de geocronologia, como medidas de datação por C^{14} , feitas através da Espectrometria de Massa com Acelerador de Partícula (AMS) e correlação com resultados de estudos palinológicos para verificar os tempos de formação das diferentes camadas sedimentares na área. Com auxílio das datações em amostras de diferentes profundidades foi proposto um modelo evolutivo para definir os períodos de deposição das camadas do solo, ora em ambiente transgressional, ou seja, de elevação do nível do mar, formando camadas argilosas ou argilo-siltosas, ora em ambiente regressivo, de abaixamento do nível do mar, com forte tendência a formar camadas arenosas. Dessa forma, pôde-se demonstrar que os ensaios CPTu, prestam-se como ferramenta geotécnica importante na definição da litologia de alta resolução e, quando agregado com o devido conhecimento geológico e das datações radiométricas, representa uma importante contribuição para o estudo da estratigrafia.

PALAVRAS CHAVE: Estratigrafia, Deposição Sedimentar Marinha no Holoceno, Ensaios de Piezocone, História Sedimentar Geológica, Superporto do Rio Grande.

ABSTRACT

The layers of sediment deposition in the Quaternary Period, the coastal regions were influenced by the events of transgression and regression of the mean sea level. Some studies suggest the use of tests for geotechnical investigations of static cone penetration with pressure gauge neutral (CPTu or piezocone), to contribute to the definition of lithology high-resolution quaternary sedimentary sequences in the Brazilian coast. This work aims to study the stratigraphy of the land where the dry dock is located in the Rio Grande Shipyard (ERG) in seaport region in Rio Grande / RS. For this, consider the geotechnical behavior of soil obtained by the type SPT and CPTu, given his deposition process, which may have been influenced by changes in the mean sea level since the Flandrian Transgression (18,000 AP). The test results of piezocone were interpreted in the light of regional geological formation and considering the curves of variation in sea levels since that time. The attempt was to correlate the transgressive and backward with the characteristics of clay soil compaction of events found in the region. Geochronology techniques were employed, as measured by ^{14}C dating made by Accelerator Mass Spectrometry (AMS) and palinological correlation with the results of studies designed to determine the time of formation of the various rock layers in the area. With the aid of dating on samples from different depths was proposed an evolutionary model to define the periods of deposition of soil layers, sometimes in transgressional environment, ie, rising sea level, forming clay or silty clay layers, sometimes in regressive environment, lowering sea level, with a strong tendency to form sand layers. Thus, we could demonstrate that CPTu trials lend themselves as an important tool in geotechnical definition of lithology and high resolution, when aggregated with proper geological knowledge and radiometric dating, is an important contribution to the study of stratigraphy.

KEYWORDS: Stratigraphy, Sedimentary Deposition in Quaternary, piezocone test, History Sedimentary Geology, Superporto Rio Grande.

SUMÁRIO

LISTA DE SÍMBOLOS.....	9
LISTA DE ABREVIATURAS.....	11
LISTA DE TABELAS.....	12
LISTA DE FIGURAS.....	13
1 INTRODUÇÃO.....	15
1.1 Contextualização da pesquisa.....	15
1.2 Objetivos.....	17
1.2.1 Objetivo Geral.....	17
1.2.2 Objetivos específicos.....	18
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	20
2.1 Do Quaternário.....	20
2.1.1 Glaciações quaternárias.....	24
2.1.2 Variações do nível médio do mar no Quaternário.....	28
2.1.2.1 Causas das variações quaternárias do nível médio do mar.....	31
2.1.2.2 Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa no Quaternário.....	33
2.1.3 Depósitos quaternários no Brasil.....	37
2.1.3.1 Depósitos quaternários na planície costeira do Rio Grande do Sul.....	40
2.1.4 Evidências palinológicas do Quaternário.....	43
2.2 Da Geotecnia	45
2.2.1 Standard Penetration Test (SPT)	49
2.2.2 Ensaios de penetração de cone (CPT) e Piezocone (CPTu).....	54
2.2.2.1 Resistência de ponta (q_c).....	58
2.2.2.2 Atrito lateral local (f_s).....	58
2.2.2.3 Medida de poro-pressão.....	59
2.2.2.4 Razão de atrito.....	60
2.2.2.5 Poro-pressão hidrostática.....	61
2.2.2.6 Registro de poro-pressão.....	61
2.2.2.7 Razão diferencial de poro-pressão.....	61
2.2.2.8 Correções de parâmetros.....	62
2.2.2.9 Métodos de apresentação e interpretação.....	63
2.2.2.10 Estimativas de parâmetros de projeto.....	66
2.2.2.11 Parâmetros de adensamento e permeabilidade.....	68

2.2.2.12	História de tensões.....	70
2.2.3	Compressibilidade e adensamento.....	70
2.2.3.1	Influência do nível de tensões.....	74
2.2.4	Tensão de pré-adensamento.....	75
2.2.5	Recalques.....	78
3	GEOLOGIA E GEOTECNIA DO LOCAL.....	81
3.1	Localização do sítio.....	81
3.2	Formação geológica do sítio.....	82
3.3	Sedimentos quaternários da região.....	85
3.4	Evidências palinológicas do Quaternário na região.....	88
4	RESULTADOS DA PESQUISA.....	91
4.1	Ensaio de piezocone no Superporto de Rio Grande RS.....	93
4.1.1	Classificação e cartas de comportamento do solo.....	97
4.1.2	Índice de Comportamento do solo (I_c)	98
4.1.3	Parâmetro de poro-pressão (B_q)	100
4.1.4	Parâmetros indiretos obtidos pelo CPTu.....	100
4.1.4.1	Razão de sobre adensamento (OCR).....	102
4.1.4.2	Resistência ao cisalhamento não drenado (S_u)	104
4.2	Resultados e discussões das datações por C^{14}	105
4.2.1	Metodologia utilizada nas datações.....	106
4.2.2	Resultados das datações para o sítio do Superporto de Rio Grande RS.....	112
5	ANÁLISE DOS RESULTADOS.....	113
5.1	Piezocone e estratigrafia local.....	113
6	CONCLUSÕES.....	125
	ANEXO A.....	127
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	128

LISTA DE SÍMBOLOS

A_f	área externa do piezocone;
A_n	área interna do piezocone;
B_q	razão de poro-pressão;
C_{14}	isótopo do átomo de carbono;
Ch	coeficiente de adensamento horizontal;
C_α	coeficiente de adensamento secundário;
DPPR	razão diferencial de poro-pressão;
e	índice de vazios;
E	módulo de elasticidade;
f_s	atrito lateral local;
f_t	atrito lateral local corrigido;
I_c	índice de comportamento do solo;
I_r	índice de rigidez;
k	coeficiente de permeabilidade;
m_v	módulo de compressão volumétrica;
N_{60}	padrão americano de referência considerando 60% da energia efetiva do martelo no SPT;
N_{spt}	número de golpes para o amostrador padrão penetrar 300 mm após penetração inicial de 150 mm no ensaio SPT;
O^{18}	isótopo do átomo de oxigênio;
OCR	razão de sobre adensamento;
Pb^{210}	isótopo do átomo de chumbo 210;
q_c	resistência de ponta;
q_t	resistência de ponta corrigida;
R_f	ou F_r razão de atrito;
SBT	“Soil Behavior Type”- tipo de comportamento de solo;
S_u	resistência ao cisalhamento não drenado;
$T_{1/2}$	meia vida do elemento radioativo;
u_o	poro-pressão hidrostática;
u_1	medida de poro-pressão na base do cone;
u_2	medida de poro-pressão na lateral do cone;

u_3	medida de poro-pressão na parte superior do cone;
β	partícula beta ou núcleo do átomo de hélio;
ε	deformação do material;
λ	constante de decaimento do elemento radioativo.
$\bar{\nu}$	anti-neutrino;
ρ_T	recalque total;
σ'_p	pressão de pré-adensamento;
σ'_{v0}	tensão vertical efetiva de campo;
σ'_{vm}	tensão efetiva de pré-adensamento;
σ_{v0}	tensão vertical;
Φ'	ângulo de atrito efetivo;
Δu	excesso de poro-pressão

LISTA DE ABREVIATURAS

A.P.	Antes do presente (presente como referência em 1950);
ABNT	Associação Brasileira de Normas Técnicas;
AMS	Accelerator Mass Spectrometry;
ASTM	American Society for Testing and Materials – órgão estadunidense de normalização;
CPT	Cone Penetration Test;
CPTu	CPT com medida de poro-pressão;
ERG	Estaleiro Rio Grande.
M.O.	Matéria Orgânica;
NMM	Nível Médio do Mar;
NBR	Norma da Associação Brasileira de Normas Técnicas
SPT	Standard Penetration Test;
U.M.G.	Último Máximo Glacial;

LISTA DE TABELAS

2.1 Características gerais do Último Glacial (Weichseliano e Wisconsiniano).....	24
2.2 Subdivisão cronoestratigráfica e subdivisão do Pós-Glacial e Último Glacial, com as cronologias baseadas em radiocarbono.....	25
2.3 Possíveis causas de pré-adensamento dos solos.....	80
3.1 Relação entre os feixes de restinga e datas de formação com o Nível Médio do Mar (NMM)	87
4.1 Tipos de comportamento de solo-SBT.....	101
4.2 Características das amostras do dique seco do Estaleiro Rio Grande (ERG) obtidas dos ensaios SPT.....	114
4.3 Resultados da datação por C ¹⁴	115

LISTA DE FIGURAS

2.1 Cronoestratigrafia geral dos últimos 100 milhões de anos (escala logarítmica).....	20
2.2 Mudanças paleomagnéticas e climáticas generalizadas na história da Terra em relação às condições atuais (em milhões de anos).....	25
2.3 Algumas ciclicidades e suas origens, com escala de tempo logarítmica em anos.....	26
2.4 Curva de variações do nível médio do mar desde 35.000 A.P.....	29
2.5 Curva média de variações do paleonível do mar nos últimos 7.000 anos ao longo da costa brasileira em confronto com a curva da área de Salvador – BA.....	34
2.6 Curva de variação relativa do NMM.....	36
2.7 Cordão litorâneo formado por emersão.....	38
2.8 Cordão litorâneo formado por elevação do NMM.....	38
2.9 Cordão litorâneo formado por ação do vento.....	39
2.10 Exemplo de Cordão litorâneo em Caravelas-BA.....	39
2.11 Exemplo de truncamento dos cordões litorâneos – Caravelas-BA.....	40
2.12 Sistemas de ilhas-barreiras testemunhando fases de ascensão ao NMM acima do atual para a costa sul brasileira.....	41
2.13 Localização e mapa geológico da planície costeira do Rio Grande do Sul.....	42
2.14 Amostrador padrão (SPT) e suas medidas características.....	49
2.15 Esquema ilustrativo do ensaio SPT.....	51
2.16 Esquema ilustrativo do ensaio de CPTu.....	56
2.17 Descrição das posições dos sensores de medida.....	57
2.18 Exemplo de apresentação de resultados do ensaio de CPTu.....	63
2.19 Curva (tensão x deformação).....	72
2.20 Exemplo de ensaio para o estudo da compressibilidade de areias.....	73
2.21 Estrutura dos solos argilosos.....	74
2.22 Gráfico ilustrativo da influência do nível de tensões e deformação do solo.....	74
2.23 Gráfico que relaciona o índice de vazios do solo com a tensão efetiva.....	75
2.24 Gráfico ilustrativo do recalque total com o passar do tempo.....	78
2.25 Gráfico do índice de vazios x logaritmo da tensão efetiva.....	79
2.26 Gráfico (e x log t) destacando o coeficiente de adensamento secundário.....	80
3.1 Localização do sítio estudado (Fonte: Google Earth).....	81
3.2 Gráfico que relaciona os últimos 6.000 anos com as variações do NMM – formação dos feixes de restinga em Rio Grande.....	83

3.3 Imagem de satélite de Rio Grande que evidencia os feixes de restinga formados desde 6.000 anosA.P.....	85
3.4 Perfil longitudinal desde os molhes da Barra até o Campus Cidade da FURG, compreendendo toda a extensão do Superporto.....	87
4.1 Perfil de piezocone na região do dique seco do ERG.....	94
4.2 Perfis do ensaio de piezocone do furo de sondagem CPTu 17 a.....	95
4.3 Perfis do ensaio CPTu 18.....	96
4.4 Perfis do ensaio CPTu 19.....	96
4.5 Gráfico do SBT.....	97
4.6 Perfil do I_c do ensaio CPTu 17 a.....	99
4.7 Gráfico $q_t \times F_r$; $q_t \times B_q$ - SBT	100
4.8 Perfil de B_q para o furo Cptu 17 a.....	101
4.9 Gráfico $q_t \times F_r$; $q_t \times B_q$ - SBT para furo CPTu 17a.....	102
4.10 Perfil de OCR do ensaio CPTu 17 a.....	103
4.11 Perfil de S_u do ensaio CPTu 17 a.....	105
4.12 Ilustração do ciclo do carbono.....	107
4.13 Esquema dos três métodos de datação radiométrica.....	106
5.1 Perfil do subsolo de Caravelas-BA.....	107
5.2 Resultado dos ensaios de piezocone e ábaco de Robertson para Caravelas-BA.....	109
5.3 Perfil geotécnico representativo do terreno do ERG no Superporto do Rio Grande obtido por SPT.....	111
5.4 Perfil CPTu 17 a com a nova subdivisão de camadas.....	118
5.5 Perfil CPTu 18 com a nova subdivisão das camadas.....	119
5.6 Parâmetro B_q obtido do ensaio (CPTu 17 a) com a nova subdivisão de camadas.....	120
5.7 Perfil de I_c para o ensaio CPTu 17 a com a nova subdivisão de camadas.....	120
5.8 Perfil longitudinal de Sul a Norte do Superporto de Rio Grande.....	121
5.9 Flutuações do nível médio do mar, descritas por diversos autores.....	122
5.10 Modelo proposto para explicar as sedimentações em função das variações do NMM com as datações das amostras de sedimentos inclusas.....	123
	124

1 INTRODUÇÃO

1.1 CONTEXTUALIZAÇÃO DA PESQUISA

Os projetos geotécnicos de qualquer natureza, especialmente os localizados em regiões costeiras, exigem a definição satisfatória da litologia do subsolo e uma estimativa realista das propriedades geomecânicas dos materiais envolvidos. Estas informações são obtidas principalmente por meio de ensaios de campo. Os mais usados e comuns são Standard Penetration Test (SPT), o Cone Penetration Test (CPT) e CPTu ou Piezocone (CPT com transdutores de pressão, capazes de medir a poro-pressão durante o ensaio). Os ensaios de cone e piezocone vêm se caracterizando internacionalmente como uma das mais importantes ferramentas de prospecção geotécnica. Resultados de ensaios podem ser utilizados para determinação de perfis de solos, determinação de propriedades dos materiais prospectados, particularmente em depósitos de argilas moles, e previsão da capacidade de carga de fundações (Schnaid, 2000). O ensaio de piezocone é o que melhor retrata a litologia das camadas de solo, tornando possível detectar de forma mais precisa suas diversas camadas, diferenciando o comportamento de areias e argilas. Além disso, nesse tipo de ensaio obtém-se uma melhor caracterização de camadas de pequena espessura (alguns centímetros), que nem sempre é possível com o SPT (geralmente as coletas de solo se dão a cada 1 m).

Os ensaios de laboratório em geral necessitam de poucas amostras, contudo fornecem pouca representatividade do todo, mas com maior precisão. Já os ensaios de campo, como SPT e CPTu são menos precisos em relação aos de laboratório, mas a amostragem é quase que integral e todas as camadas são reconhecidas. Portanto, atualmente, o maior uso e desenvolvimento das técnicas encontram-se nos ensaios de campo. O ensaio SPT fornece um reconhecimento inicial das camadas, permite recolhimento de amostras e identifica o nível d'água do terreno, além de parâmetros do solo como a compactação e consistência das camadas. O SPT é considerado indispensável pela Norma NBR-6122 da ABNT em qualquer obra, pois a amplitude de informações de uma sondagem deste tipo é muito grande: permite a coleta de amostras a cada metro de profundidade, permitindo a classificação táctil-visual dos materiais atingidos; a identificação do início e fim de cada macro camada de solo (para

camadas delgadas o CPTu é mais indicado) através da observação do material aderido ao trado ou pela observação da água de lavagem; avaliação da profundidade do lençol freático e de eventual artesianismo, além da definição da consistência ou compacidade das argilas ou areias, respectivamente, pelo número de golpes necessários para a cravação do amostrador padrão. É um procedimento excelente para o primeiro reconhecimento geotécnico de um terreno e essencial para complementar os dados qualitativos obtidos pelo piezocone.

No caso do piezocone, as informações qualitativas do CPT são adicionadas às medidas de poro-pressões geradas durante o processo de cravação do cone. As principais medidas registradas num computador são: a resistência de ponta (q_c , q_t), a resistência lateral (f_s) e a poro pressão (u_1 , u_2 ou u_3) (Lunne et al., 1997). As medidas contínuas de resistência ao longo da profundidade, associadas à extrema sensibilidade observada na monitoração das poro pressões, possibilitam a identificação precisa de camadas de solos, podendo-se por exemplo detectar camadas drenantes delgadas de poucos centímetros de espessura. Diferentemente dos ensaios tipo SPT, ou ensaios de simples reconhecimento, com medida do número de golpes para penetrar um amostrador padrão, em que é possível a coleta de amostras para classificação do solo em laboratório, o piezocone mede somente tensões. No entanto, os dados obtidos permitem a classificação do solo e a definição de parâmetros por seu comportamento no ensaio, através de métodos e correlações empíricas, apresentados por diversos autores (Douglas e Olsen, 1981, Robertson et al., 1986; Robertson, 1990; Robertson e Campanella, 1991, Senneset e Janbu, 1984).

De Mio e Giachetti (2007) apresentam resultados e discutem ensaios de piezocone realizados em solo sedimentar da planície costeira, mostrando individualização clara das camadas, as características das transições entre camadas em detalhes e a carta de classificação de Robertson et al. (1986) para classificar e interpretar os sedimentos litorâneos. O perfil é característico de amplas áreas do litoral brasileiro, onde a formação do perfil estratigráfico está intimamente ligada à história geológica de deposição e às variações do nível médio do mar, ocorridas durante o Quaternário (Andrade et al. 2003). Os autores revelam que as transições entre os diferentes pacotes de materiais inconsolidados, representam superfícies de discordâncias. Sua identificação a partir de ensaios de perfilagem pontuais também requer interpretação da história geológica da área estudada. Nas superfícies de transição, verifica-se contraste marcante entre as camadas silto-argilosas e camadas arenosas, tanto em sondagens SPT como em ensaios CPT. No entanto, frequentemente, ocorrem intercalações centimétricas a decimétricas de materiais com diferentes composições onde o caráter descontínuo das

amostras SPT não permitem interpretações detalhadas do perfil. Com isso os ensaios de piezocone se destacam, pois retrata elevado nível de sensibilidade na identificação de camadas com tais dimensões, marcadas nos três principais sensores da ponteira cônica (q_t , f_s , u).

Estes dados são importantes quando se estuda a estratigrafia dos solos costeiros à luz da geologia regional, e principalmente a partir dos estudos de variação do nível do mar no Quaternário (Massad, 1988). De Mio (2005), em sua tese de doutorado, indica a alta aplicabilidade dos ensaios de piezocone, uma ferramenta de engenharia geotécnica, para definir a estratigrafia das camadas, além da possibilidade de integrar-se com outras técnicas correntes como as utilizadas nos estudos de paleo-ambientes, como dados da palinologia, bem como com estudos de combinação dos ensaios de piezocone com datação pelo carbono (C^{14}).

No presente trabalho foram feitas datações radiométrica do isótopo C^{14} através da Espectrometria de Massa com Acelerador de Partícula (AMS) de seis amostras de sedimentos, de diferentes profundidades, e foram discutidos resultados de ensaios de piezocone feitos na mesma região do Superporto de Rio Grande/RS, no dique-seco do Estaleiro Rio Grande ($32^{\circ} 5'S 52^{\circ} 6' W$).

Desta forma, propõe-se uma modelagem para explicar a formação das diversas camadas de solo formadas durante os últimos eventos de variações do nível médio do mar ocorridas de aproximadamente 18.000 A.P. até hoje, nesta região, avaliando o comportamento de alguns parâmetros do solo que interessam aos projetos geotécnicos, notadamente aqueles que são influenciados pela história de tensões, e que interessam ao estudo das deformações, principalmente aos recalques de fundações ou de aterros.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo geral

Esta dissertação tem por objetivo geral relacionar resultados de datação radiométrica do isótopo C^{14} , realizadas em amostras do perfil litológico da região do Superporto de Rio Grande/RS com as propriedades geotécnicas relevantemente influenciadas pela história de tensões durante os eventos de rebaixamento e subidas do nível do mar e que foram obtidas por

ensaios de prospecção (SPT e CPTu) e correlações. As 6 amostras coletadas em diferentes profundidades (entre as cotas -15 e -42 m) na área do Estaleiro Rio Grande, foram datadas pelo método de Espectrometria de Massa com Acelerador de Partículas (AMS). Com esses dados objetiva-se propor um modelo evolutivo do sítio de deposição que contribua na descrição da estratigrafia das diferentes camadas que sedimentaram desde a última grande transgressão (Transgressão Flandriana) desde 18.000 A.P., nesta região específica.

1.2.2 Objetivos específicos

Como um dos objetivos específicos, esta dissertação pretende reafirmar a utilidade do ensaio de prospecção geotécnica de cone com medidas de pressões neutras ou piezocone como um método para definir a litologia com grande precisão e agregar resultados de datações para explicar a estratigrafia sedimentar do Quaternário.

Além disso, outro objetivo é utilizar os parâmetros geotécnicos notadamente influenciados pela história de tensões e relacionados com as variações do nível do mar para entender melhor as camadas argilosas pré-adensadas presentes neste sítio.

1.3 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

A dissertação está organizada de tal forma que no Capítulo 2 é feita uma ampla revisão bibliográfica contendo informações sobre a geologia, com ênfase na formação dos depósitos sedimentares da planície costeira sul do Rio Grande do Sul, e a influência dos eventos de variação do nível médio do mar, principalmente os que ocorreram durante o período geológico designado como Quaternário tardio, mais especificamente à época do Holoceno, quando então se sedimentaram solos cujas propriedades geotécnicas mais influenciam nos projetos de fundações de grandes obras portuárias que são atualmente implantadas na região do Superporto do Rio Grande, como os estaleiros.

São consideradas as causas das flutuações do nível médio do mar, tais como as glaciações quaternárias em nível global. Discute-se ainda o uso de uma ferramenta importante

na identificação de características quaternárias dos paleoclimas e paleoníveis do mar, a saber, os estudos palinológicos.

Também é feita uma revisão sobre os métodos de prospecção do solo, dos ensaios de simples reconhecimento, bem como a definição de certos parâmetros do solo, notadamente aqueles que foram mais influenciados pelas variações no nível médio do mar, como a história de tensões e parâmetros de compressibilidade (razão de sobreadensamento OCR), a resistência ao cisalhamento não drenada (S_u), os parâmetros de poro pressão (B_q), e as definições dos tipos de solos (I_c) sugeridos por modelos (Robertson, 1990) para serem aplicados aos ensaios de piezocone.

No Capítulo 3 apresentam-se as características geológicas quaternárias da região em estudo através de referências a trabalhos de Palinologia realizados neste sítio, bem como se faz referência a trabalhos anteriores que definiram a litologia e os parâmetros geotécnicos dos solos das diversas camadas do subsolo, e que interessam aos projetistas de fundações. São apresentados principalmente os resultados de ensaios *in situ*, como Standard Penetration Test (SPT), mas com ênfase nos ensaios de cone com medidas de pressões neutras, ou piezocone, por ser objetivo desta dissertação.

No Capítulo 4 são apresentados os resultados de datação radiométrica das amostras de solos que foram obtidos nesta pesquisa através do método de Espectrometria de Massa com Acelerador de Partícula (AMS), avaliando as características fundamentais deste método, suas vantagens em relação à datação tradicional que é feita por contagem de decaimentos beta, bem como suas desvantagens.

Já no capítulo 5, são discutidos os dados da datação das amostras e avaliados segundo uma hipótese para a interpretação da formação geológica do terreno. Também são traçadas comparações com pesquisas anteriores, em outro sítio da costa brasileira, em Caravelas-BA, um sítio litorâneo com características sedimentológicas quaternárias semelhantes ao da planície costeira no sul do Rio Grande do Sul, descritos na tese de doutorado de De Mio (2005). Ainda analisam-se, os resultados dos ensaios de piezocone que foram efetuados no Superporto de Rio Grande/RS à luz da formação geológica local.

No Capítulo 6 são apresentadas as conclusões e sugestões para a continuação desta pesquisa, considerada importante, tendo em vista a originalidade e ineditismo do tema, isto é, a correlação entre a geotecnia e a estratigrafia de camadas com a datação de solos no sítio do Superporto de Rio Grande/RS em grandes profundidades.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 DO QUATERNÁRIO

O termo Quaternário é empregado para designar o período geológico mais recente da história da Terra. Essa denominação veio completar a tabela do tempo geológico, proposta por Giovanni Arduíno, em 1735, quando dividiu a história da Terra em quatro períodos: Primitivo (primário), Secundário, Terciário e Vulcânico (Quaternário). Mais tarde esses nomes foram substituídos por Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico, respectivamente. Os termos Terciário e Quaternário, porém, permaneceram como subdivisão da Era Cenozóica conforme pode ser visto na Figura 2.1:

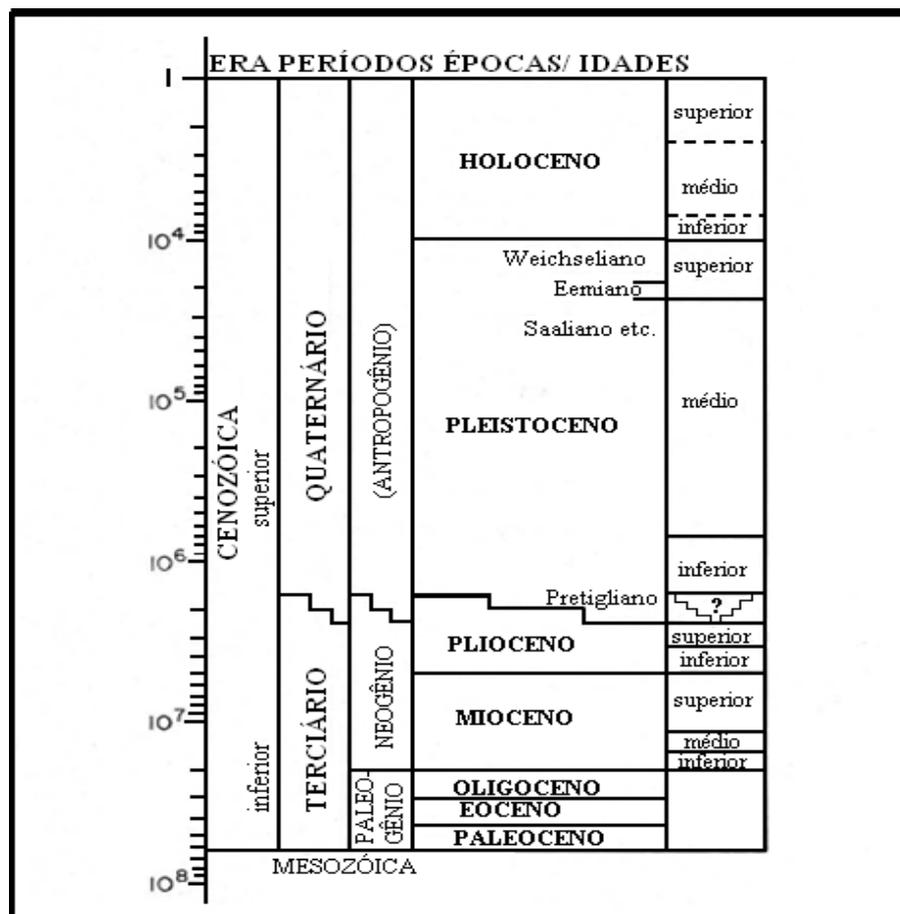


Figura 2.1 – Cronoestratigrafia geral dos últimos 100 milhões de anos em escala logarítmica. (Fonte: Martin et al. 1986a)

O período Quaternário, além de ser definido bioestratigraficamente pelos conteúdos faunísticos e florísticos de formas predominantemente viventes, pode ser considerado também como a idade das glaciações (Pleistoceno) e do Homem (Holoceno). A denominação do Quaternário foi originalmente utilizada para definir o período da idade do gelo e do homem. O seu limite inferior tem sido colocado na passagem do Plioceno para o Pleistoceno (vide figura 2.1), embora nenhum acontecimento importante delimite essa transição. De fato, não corresponde ao início das glaciações nem ao aparecimento do homem. Deste modo, o termo Quaternário parece um tanto impróprio e talvez fosse mais correto falar em Cenozóico Recente. A base do Pleistoceno é geralmente colocada na parte inferior (1,8 milhões de anos) ou superior (1,6 milhões de anos) do evento geomagnético Olduvai, de mudança de polaridade magnética terrestre.

Embora o período Quaternário constitua apenas uma parte ínfima da história da Terra, é o mais importante, pois representa o intervalo de tempo em que vivemos. Ele é um dos capítulos mais estudados e conhecidos, talvez, justamente por isso, muitas são as dúvidas que pairam sobre a história evolutiva da Terra neste período.

As épocas em que se produziram as glaciações, bem como as condições de sua formação, constituem a característica mais marcante do Quaternário. Trata-se de um período geológico que abrange eventos atuais e antigos. A partir do conhecimento dos eventos atuais pode-se tentar compreender os eventos antigos, razão da expressão “o presente é a chave do passado” (Teoria do Uniformitarianismo). Da mesma maneira, a partir dos registros precisos do passado podem-se reconstruir os mecanismos e estabelecer possíveis flutuações, sendo assim, afirma-se que “o passado pode constituir uma chave do futuro”. O controle através de datações absolutas, a abundância de dados disponíveis, a acessibilidade dos testemunhos e os estudos multidisciplinares em curso no mundo inteiro são fatores que fazem do Quaternário uma época excepcional.

Eventos como o desaparecimento de numerosas espécies animais, abrangendo numerosos fósseis característicos do Pleistoceno e o aparecimento de uma vida totalmente nova sobre a Terra, ou seja, a consequência da presença do homem e de suas atividades permite pensar que nós vivemos atualmente numa época geológica nova, isto é, Holoceno. O limite Pleistoceno/Holoceno tem sido estabelecido em torno de 10 000 anos A.P. Este limite tem sido escolhido em função de uma mudança climática radical que ocorreu há 10 000 anos passados em toda a região noroeste da Europa (Mörner, 1976). Porém este limite parece ilógico em outras partes do mundo. É o caso da porção nordeste do Canadá Ártico, onde o

Último Máximo Glacial (U.M.G.) parece ter ocorrido há 8 000 anos (Andrews et al., 1972), isto é, durante o Holoceno Inferior.

O último período glacial tem sido objeto de estudos detalhados. Entretanto, as suas subdivisões (vide Tabela 2.1) bem como as correlações inter-regionais ainda apresentam numerosos problemas. Desta maneira, o início da última glaciação ainda não foi estabelecido.

A base do Holoceno pode ser colocada há 10 000 anos A.P. Outros eventos climáticos que poderiam ser escolhidos parecem ser de 13 000/12 700 anos A.P. e de 8 000 A.P. Na América do Norte tem-se frequentemente atribuído a denominação “RECENTE” à época pós-wisconsiniana, que apresenta características climáticas interglaciais e que abrange aproximadamente os últimos 7 000 anos.

Tabela 2.1 – Características gerais do Último Glacial (Fonte: Martin et al. 1986a)

DIVISÃO PRINCIPAL	CARACTERÍSTICAS GERAIS	TEMPO (A.P.)
ÚLTIMO GLACIAL SUPERIOR	Deglaciação oscilatória (estadiais/ interestadiais)	10 000
	Máximo glacial III	18 000
ÚLTIMO GLACIAL MÉDIO	"Complexo" interestadial	23 000
	estadial interestadial estadial	50 000
ÚLTIMO GLACIAL INFERIOR	Máximo glacial II	Incerto
ÚLTIMO GLACIAL MAIS INFERIOR	Grande interestadial	Desconhecido
	Máximo glacial I	Desconhecido

Frequentemente tem-se atribuído o nome Flandriano ou Interglacial Flandriano à época interglacial atual. O uso dos termos Interglacial Flandriano ou Pós-glacial deveria ser

reservado à região noroeste da Europa, onde eles tiveram origem, e termos locais correspondentes deveriam ser utilizados em outras regiões do mundo.

O Holoceno é frequentemente dividido em: Pré-boreal, Boreal e Sub-Atlântico, conforme pode ser visto na Tabela 2.2. O Holoceno pode ser subdividido ainda em: Inferior, Médio e Superior. Porém seus limites não estão muito claramente estabelecidos. O termo é naturalmente mal empregado quando inclui idades mais antigas que 10 000 anos como, quando se fala, por exemplo, em Transgressão Holocênica para designar a totalidade das transgressões que se produziram após o máximo regressivo há cerca de 20 000 anos passados.

Tabela 2.2 – Subdivisão cronoestratigráfica e subdivisão do Pós Glacial e Último Glacial, com as cronologias baseadas em radiocarbono (Fonte: Martin et al., 1986a).

HOLOCENO	PÓS-GLACIAL E/ OU FLANDRIANO	Sub-atlântico	2 200	2 200
		Sub-boreal	5 000	5 800
		Atlântico	7 750	8 000
		Boreal	9 700	9 700
		Pré-boreal		
			10 000	10 000
PLEISTOCENO	ÚLTIMO GLACIAL E/ OU PARTE SUPERIOR DO WEICHSELIANO SUPERIOR	"Younger Dryas"	10 950	10 950
		"Alleröd"	11 750	11 750
		"Older Dryas"	11 900	11 900
		"Bölling"	12 350	(12 350)
		"Fjaras"	12 400	(12 400)
		"Ågard"	12 700	(12 900)
		Báltico Inf.	13 100	(13 250)
		"Vintapper"	13 700	(13 700)
	(cobertura glacial)			

O Pleistoceno abrange várias alternâncias glaciais e interglaciais. A partir de dados fornecidos pelos sedimentos de mares profundos, Ericson et al. (1961) definiram inicialmente cinco períodos frios. Mais tarde, as variações do conteúdo de oxigênio 18 (O¹⁸) dos sedimentos de mares profundos (Shackleton e Opdyke, 1973 e 1976 e Donk, 1976), bem como as sequências de depósitos loessicos europeus (Kukla, 1975), sugeriram que tenham

ocorrido cerca de 17 rápidas alternâncias entre condições glaciais e interglaciais (Fink e Kukla, 1977). As discrepâncias entre os dados continentais e marinhos constituem uma das razões fundamentais da nossa incompreensão da evolução climática quaternária.

2.1.1 Glaciações Quaternárias

O acúmulo de neve e de gelo e a formação e o desenvolvimento de geleiras necessárias às enormes calotas das “idades do gelo” são uma função das variações climáticas, cuja origem é controvertida. As glaciações e os climas das “idades do gelo” tiveram repercussões consideráveis sobre toda a Terra. Deste modo ocorreram os seguintes fenômenos:

- I) A zonação climática da Terra e os sistemas de circulação atmosférica e oceânica foram modificados;
- II) Em consequência das regressões glácio-eustáticas o nível dos oceanos sofreu um rebaixamento importante;
- III) Os substratos rochosos das regiões glaciais foram deformados pela sobrecarga do gelo (a profundidade de subsidência é da ordem de 1/3 da espessura da cobertura glacial);
- IV) A velocidade de rotação da Terra, a distribuição das massas e o campo de gravidade, foram afetados;
- V) Os fenômenos geológicos, tais como, erosão, sedimentação, pedogênese, movimentos crustais, etc. foram também modificados. As regiões submetidas às glaciações são facilmente reconhecidas graças aos mecanismos erosivos e deposicionais característicos.

Atualmente existem geleiras continentais importantes na Antártida e na Groelândia, e geleiras menores nas zonas de altas latitudes e nas regiões montanhosas. Deve-se lembrar de que essas geleiras existem, embora hoje em dia estejamos num período de condições climáticas interglaciais. Então elas não são características das “Idades do Gelo”. Se a geleira continental antártica se fundisse totalmente o nível do mar seria elevado cerca de 60 m. Se o mesmo ocorresse com a geleira da Groelândia o nível do mar subiria 6 m, enquanto que todas as outras geleiras não causariam uma ascensão superior a 0,5 m (Flint, 1971). O conjunto de

todas estas acumulações de gelo representa menos de 2% do volume total do que existia na época das “Idades do Gelo” (no Pleistoceno).

Frequentemente tem-se falado que o início da formação das geleiras continentais tenha ocorrido a 3,2 milhões de anos (Berggren, 1972; Shackleton e Opdyke, 1977). No entanto, essa afirmação é dificilmente defensável. Atualmente pensa-se que a formação das geleiras continentais tenha se iniciado cerca de 2,5 milhões de anos, que corresponde na Europa ao início da glaciação Pretigliana.

As “Idades do Gelo” não são exclusivas do Quaternário, e mesmo as glaciações quaternárias podem ter tido início no Terciário, segundo indícios de sedimentos submarinos paleogênicos e neogênicos encontrados em várias partes do mundo. Podem-se notar na figura 2.2 que indica as mudanças climáticas generalizadas na história da Terra, pelo menos duas glaciações pré-cambrianas e ainda mais dois períodos glaciais no Proterozóico.

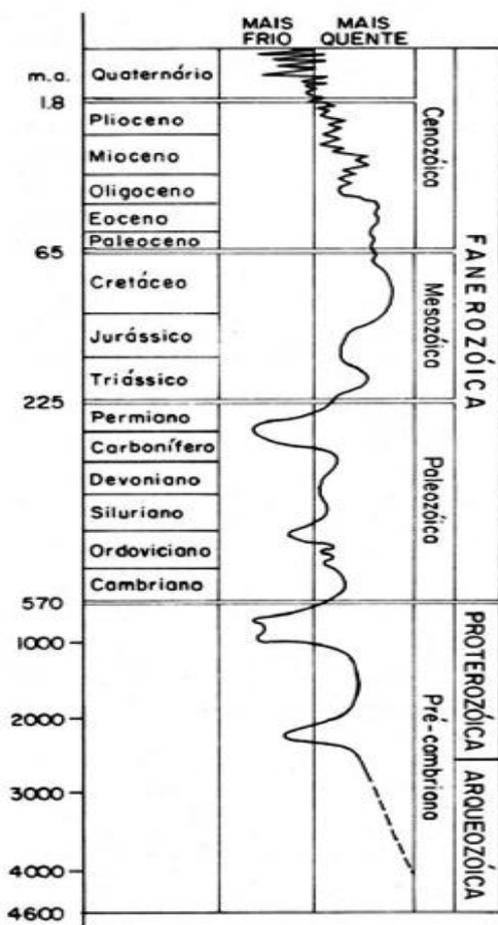


Figura 2.2 – Mudanças climáticas generalizadas na história da Terra, em relação às condições atuais (escala de tempo em milhões de anos) –(modificado de Frakes, 1979).

Glaciações continentais estiveram presentes, por exemplo, no Proterozóico inferior (África e América do Norte e Austrália Ocidental) e superior (todos os continentes, exceto Antártida), no Cambriano (África, Bolívia e Europa), no Ordoviciano superior/Siluriano inferior (América do Norte e América do Sul, África e Europa), no Permocarbonífero (Gondwana) segundo Hambrey e Harland (1981). No Brasil as evidências de glaciações pré-quadernárias acham-se representadas principalmente pelas seguintes unidades geológicas: Grupo Macaúbas (Proterozóico), Grupo Trombetas (Siluriano inferior), Formações Itararé/Aquidauana/Batinga (Permocarbonífero) e Formação Cabeças (Devoniano).

Admite-se que as alternâncias glacial/interglacial durante o Quaternário tenham sido causadas por mudanças climáticas cíclicas (algumas destas ciclicidades podem ser vistas na figura 2.3). O mais surpreendente é que estas alternâncias parecem ter se iniciado bruscamente a cerca de 2,4 milhões de anos (ou 2,1 milhões de anos). Isto mostra que uma espécie de “idade limiar” desempenhou um papel muito importante no início das flutuações climáticas quadernárias

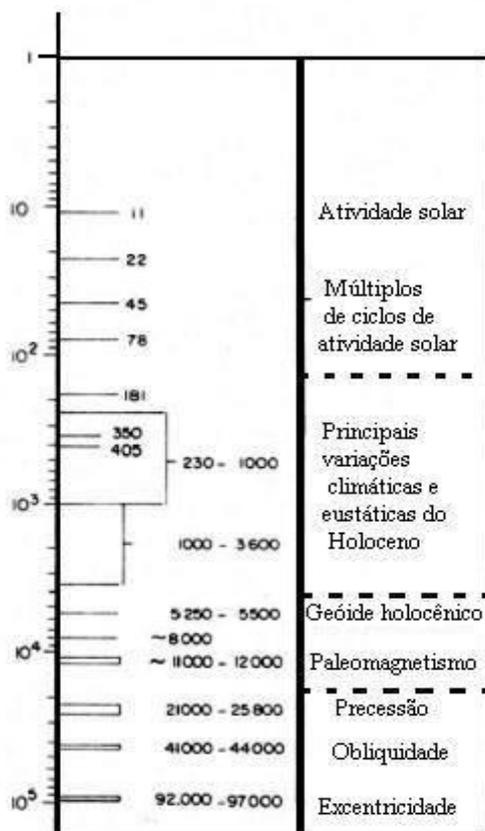


Figura 2.3 – Algumas ciclicidades e suas origens, com escala de tempo logarítmica em número de anos (Fonte: Martin et al., 1986a).

Numerosas teorias têm sido propostas para explicar a causa dos períodos glaciais e das mudanças cíclicas glacial/interglacial que se produziram no decorrer do Quaternário. No entanto as palavras chave são: “complexidade e interação” e parece um erro procurar um único mecanismo. As variações climáticas podem ser de curta ou de longa duração e certamente esses dois tipos de variações possuem origens diferentes. As mudanças climáticas compreendem tanto variações cíclicas quanto variações escalonadas. As mudanças climáticas podem variar, simultaneamente, em amplitude e frequência em função do tempo. Um testemunho de mudança climática pode corresponder a um evento completamente local. Por outro lado, um testemunho local pode ser a expressão de uma mudança climática global. O significado de um testemunho depende muito da posição geográfica do mesmo no interior da zona climática (Martin et al., 1986 a).

As variações do nível médio dos oceanos são resultantes de fenômenos gerais (alteração eustática) e locais (alteração não eustática). Durante o período Quaternário houve várias subidas e descidas eustáticas do nível oceânico ligadas a fases interglaciais e glaciais.

Os solos das baixadas litorâneas e planícies costeiras, são considerados geologicamente recentes e foram submetidos predominantemente aos processos ligados à sedimentação. Por outro lado, os solos de regiões interiores, denominados de solos tropicais, foram submetidos a uma sequência de processos de transformação das rochas preexistentes que permanecem registrados em maior ou menor intensidade nos perfis dos solos tropicais atuais. Grande parte destas transformações foram produzidas sob influência das mudanças climáticas ocorridas durante o Quaternário (Suguio et al., 1985; Angulo e Lessa, 1997).

Os estudos das mudanças ambientais do Quaternário estão ligados a duas linhas de pesquisas principais. A primeira estuda principalmente as regiões litorâneas, os sedimentos, a flora, a fauna, investigando as variações sucessivas de paleoambientes e procurando identificar as mudanças climáticas com base nas variações do nível médio dos mares e pela distribuição dos sedimentos, nesta linha se encaixa esta dissertação. O segundo tipo de estudo enfoca as mudanças geomorfológicas ocorridas nos terrenos de diversas regiões do interior do Brasil, através de estudos de morfogênese e pedogênese condicionadas pelas variações paleoambientais (paleoclimáticas e neotectônicas) ocorridas no Quaternário.

Os registros da história da evolução do Quaternário permitem algumas considerações úteis para a interpretação da história de formação dos solos, baseadas nos trabalhos de Bigarella et al. (1965), Suguio et al. (1985) e Ledru et al. (1996), entre outros. Como visto, o período Quaternário engloba duas épocas: o Holoceno desde 10.000 A.P. até hoje, e o

Pleistoceno, até aproximadamente 2,1 milhões de anos atrás. A separação entre estas duas épocas é feita com base nas superfícies erosivas entre os dois períodos. Contudo, no Brasil não ocorreu a glaciação quaternária e muitos dos depósitos continentais não podem ser diferenciados segundo esta subdivisão. Por outro lado, a última glaciação mundial interferiu no clima e no Nível Médio dos Mares (NMM). Considera-se que o máximo avanço desta glaciação ocorreu em torno de 20.000 anos atrás. Entre 20.000 e 12.000 anos ocorreu aumento da temperatura e das chuvas, com desenvolvimento de um intenso processo erosivo e formação de extensos colúvios registrados em nível mundial (Bigarella et al., 1965; Thomas e Torp, 1995 e Morrison, 1995). Durante esta fase devem ter sido esculpidos os padrões regionais de relevo atualmente identificados na paisagem do Sul e Sudeste do Brasil.

Ainda sobre o Quaternário, segundo outro autor (Morrison,1995), destaca que o período apresentou mudanças climáticas intensas, que resultaram em mudanças cíclicas nos processos fluviais, coluviais, eólicos e pedogenéticos que modelaram a superfície atual do terreno, devendo-se entender a história geológica do Quaternário como responsável por grande parte das características dos perfis de solos presentes nas regiões litorâneas do Brasil.

Sendo assim, sabe-se que os ambientes sedimentares foram controlados pelas flutuações do nível do mar durante o Quaternário, e podem indicar que cada um tenha características específicas, talvez influenciadas por diferentes taxas de disposição do sedimento.

2.1.2 Variações do nível médio do mar no Quaternário

Passa-se a focar os múltiplos aspectos relacionados à reconstrução dos antigos níveis marinhos do Quaternário. As flutuações do nível relativo do mar resultam de variações reais do nível marinho (eustasia) e das modificações dos níveis dos continentes (tectonismo e isostasia) e são resultantes de fenômenos gerais (alteração eustática) e locais (alteração não eustática). Portanto, o nível do mar em um determinado ponto da costa é a resultante momentânea de interações complexas entre a superfície do oceano e do continente. Durante o Período Quaternário houve várias subidas e descidas eustáticas do nível do mar ligadas àquelas fases interglaciais e glaciais, vistas anteriormente.

As variações do nível relativo do mar são reconstruídas através de várias evidências dessas flutuações, que devem ser reconhecidas no tempo e no espaço. Para se definir a

posição de uma amostra no espaço é necessário conhecer a sua altitude atual em relação á original, isto é, conhecer a sua posição em relação ao nível do mar na época de sua sedimentação. Para se definir a sua posição no tempo é necessário conhecer a época de sua formação ou sedimentação, utilizando-se para isso de métodos de datação. Se for possível estabelecer um grande número de antigas posições do nível relativo do mar, cobrindo satisfatoriamente um determinado intervalo de tempo, será possível assim construir uma curva de variação para este período de tempo. Na Figura 2.4 é apresentada uma curva de reconstrução do NMM que evidencia a flutuação deste nos últimos 30.000 anos.

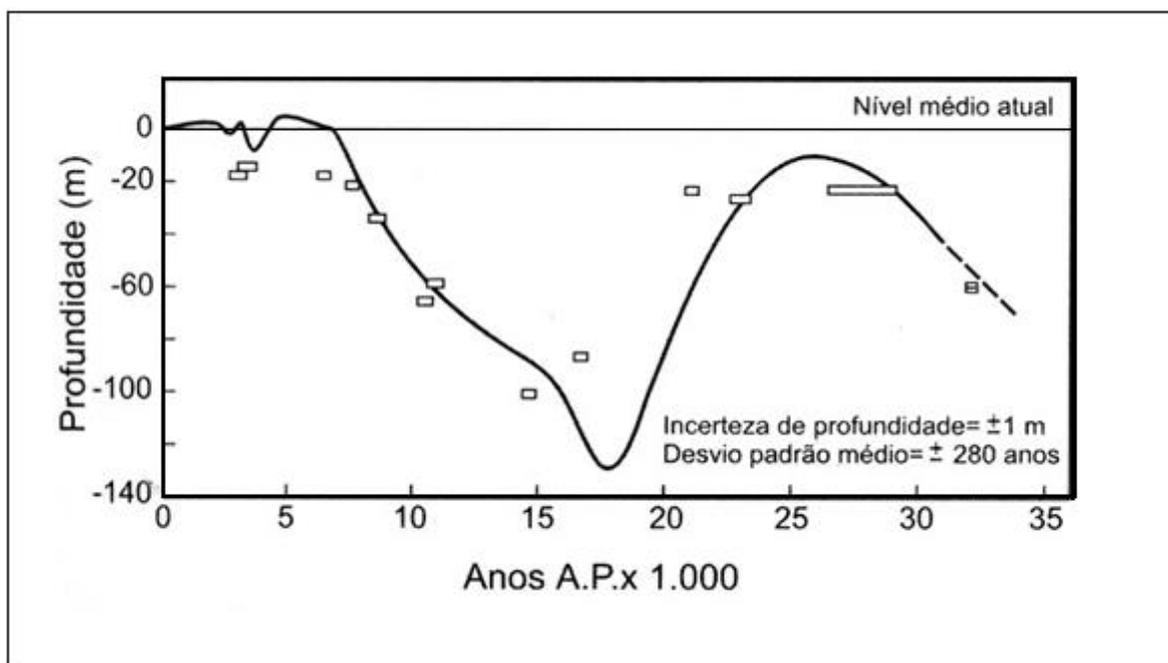


Figura 2.4 – Curva de variações do nível médio do mar desde cerca de 30.000 anos A.P. até hoje, segundo dados obtidos na plataforma continental e na planície costeira do Rio Grande do Sul (Corrêa, 1996).

A curva de Corrêa (1996) na Figura 2.4 indica que por volta dos 18.000 A.P. o mar esteve em fase de descida máxima, com seu nível médio na isóbata atual aproximada de 120 m; nesse tempo iniciou-se uma fase transgressiva (Transgressão Flandriana), a qual teve seu máximo por volta dos 5.100 A.P. Daí para cá o nível médio do mar tem sofrido pequenas variações eustáticas, com tendência geral para o abaixamento (Vieira, 1981).

Embora Charles Darwin (1809-1882) tenha reconhecido, pela primeira vez, as rochas praias presentes ao longo da costa de Pernambuco como evidências de mudança recente de paleonível do mar, esses estudos foram muito escassos até a década de 1970 no Brasil. As primeiras pesquisas usando datações com radiocarbono foram realizadas por Laborel e

colaboradores (Van Andel e Laborel, 1964; Delibrias e Laborel, 1971). Após 1974, os estudos realizados sobre os paleoníveis do mar e paleolinhas de costa no Quaternário, particularmente durante os últimos 6.000 a 7.000 anos A.P. tornaram-se bem mais frequentes. Contudo, os maiores avanços se deram através de um projeto estabelecido entre universidades brasileiras e agências governamentais, o REMAC (Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira), durante a década de 1970. Atualmente vários grupos de pesquisa de universidades brasileiras vêm se empenhando no tema em laboratórios costeiros, relacionados a localidades selecionadas, principalmente estuários, lagunas costeiras e baías, visando estudos ambientais e as obras de engenharia, em cooperação com a Diretoria de Hidrografia e Navegação (DHN) da Marinha do Brasil (Souza et al., 2005)

Energia de ondas, amplitudes de marés e cargas fluviais, por exemplo, têm sido considerados como os fatores mais importantes nos modelos clássicos sobre a sedimentação costeira. Entretanto, o papel desempenhado pelas variações relativas de nível do mar raramente tem sido considerado. Provavelmente, isto se deve ao fato de os modelos terem sido propostos por autores de países do Hemisfério Norte, onde o atual nível do mar é o mais alto no Holoceno. Este não é o caso do Brasil, onde, como visto anteriormente, a maior parte da costa foi submergida até cerca 5.500 anos A.P., seguida por emersão até hoje, abstraindo-se duas prováveis oscilações negativas.

Obviamente a dinâmica costeira não será a mesma durante a subida ou descida do nível relativo do mar. Durante os episódios de submersão (subida do nível relativo do mar), sistemas de ilhas/barreiras/lagunas são dominantes e os rios poderiam alcançar áreas protegidas, como lagunas e estuários, para construir deltas (intralagunares ou intraestuarinos). Em contraste, descidas de nível do mar criam condições desfavoráveis á gênese e manutenção de sistemas de ilhas/barreiras/lagunas. As lagunas e baías ficam emersas e planícies de cristas praias (cordões litorâneos ou cordões arenosos) progradam rapidamente, resultando em depósitos regressivos arenosos. Quando cristas fósseis praias estão presentes, a sua geometria reflete os sentidos pretéritos de transporte litorâneo. Isso torna possível determinar a proveniência das antigas ondulações e estabelecer os padrões de ventos do passado.

Reconstruções paleogeográficas sustentadas por numerosas datações ao radiocarbono permitiram reconhecer o papel essencial desempenhado pelas mudanças de nível relativo do mar, associadas ao transporte longitudinal de sedimentos e flutuações paleoclimáticas na formação das planícies costeiras do Brasil.

2.1.2.1 Causas das variações quaternárias do nível médio do mar

As flutuações do nível do mar representam uma consequência das variações reais dos níveis dos oceanos, conhecidas por eustasia, e das mudanças dos níveis dos terrenos emersos adjacentes, devidas à tectônica e/ou isostasia (Martin et al., 1986 b).

As variações do nível do mar são controladas principalmente por:

- I) Flutuações nos volumes das bacias oceânicas, principalmente em consequência da tectônica de placas, causando a tectonoeustasia;
- II) Flutuações nos volumes das águas contidas nas bacias oceânicas, principalmente por fenômenos de glaciação e deglaciação, dando origem à glacioeustasia;
- III) Flutuações devidas à deformações das superfícies oceânicas, principalmente por causas gravitacionais, causando a geoidoeustasia.

Por outro lado, as mudanças dos níveis dos continentes são controladas por:

- I) Movimentos tectônicos, tanto horizontais como verticais, que afetam a crosta terrestre por mecanismos de dinâmica interna, cujas escalas temporais de atuação variam desde geológicas (muito longas) até instrumentais (instantâneas), como os movimentos sísmicos;
- II) Movimentos isostáticos relacionados às variações nas sobrecargas exercidas pela expansão (glaciação) ou retração (deglaciação) das calotas glaciais sobre os continentes ou ainda pela deposição e erosão em bacias sedimentares ou pela transgressão e regressão sobre as plataformas continentais (hidroisostasia) e;
- III) Deformações das superfícies continentais, devidas principalmente a causas gravitacionais.

O nível do mar num determinado local da costa, portanto, é o produto instantâneo de complexas interações entre os níveis das superfícies do oceano e da terra emersa adjacente. As flutuações dos volumes das bacias oceânicas e as variações dos volumes das águas oceânicas exercem seus efeitos em escala global. Por outro lado, as mudanças nas superfícies dos geoides e nas superfícies dos continentes atuam em escalas regional ou local. Desse modo, são mais do que lógicas as inconsistências existentes entre as reconstruções de paleoníveis do mar de mesmas idades em diferentes pontos da superfície terrestre.

A reconstrução de antigas posições ocupadas pelos níveis do mar e pelas paleolinhas de costa só se tornou viável com a definição de um indicador (evidência ou testemunho) desse fato, no espaço e no tempo. Como já observado, para a definição de um indicador no espaço, é necessário conhecer a altitude de formação ou de deposição em relação ao nível do mar da época. Por outro lado, para situar um indicador no tempo, é preciso determinar a idade de sua formação ou de deposição, de preferência por meio de métodos geocronológicos, utilizando em geral algum radioisótopo. O indicador assim definido fornece a posição relativa do paleonível do mar ou da paleolinha de costa, em um determinado local e naquele instante.

Uma das curvas representativas dos níveis do mar abaixo do atual foi aquela esboçada por Corrêa (1996) (figura 2.4 na página 30), que sugeriu a possibilidade de reconhecer pelo menos três fases, mais ou menos bem definidas, na evolução paleogeográfica da costa sul brasileira desde 35.000 A.P até hoje:

- I) Fase de 17.500 a 16.000 anos A.P. Há aproximadamente 17.500 anos A.P., o nível do mar situava-se entre -120 a -130 m abaixo do atual. Portanto, praticamente toda a plataforma continental atual estava emersa e submetida à intensa oxidação e erosão. Essa superfície, originalmente plana, foi dissecada por profundos vales fluviais, que hoje podem ser reconhecidos sobre mapas batimétricos e por levantamentos de sísmica rasa. Nesse intervalo de tempo, a elevação do nível do mar foi rápida (2 cm/ano) sendo estabilizada há cerca de 16.000 anos A.P. A paleolinha de costa correspondente a essa fase é representada por areias médias, provavelmente estuarinas ou deltaicas, supridas pelas paleodrenagens costeiras.
- II) Fase de 16.000 a 11.000 anos A.P.. Essa fase é representada por areias lamosas, de ambiente pré-litorâneo e geralmente situadas na base de sequências transgressivas. Elas estão localizadas entre as plataformas continentais, média e externa, recobrimdo a superfície erosiva desenvolvida sobre os depósitos subjacentes. Nessa fase ocorre areia grossa associada a material bioclástico, e em muitos testemunhos foi notada a presença de turfa. A velocidade de ascensão do nível relativo do mar, nessa fase, diminuiu de 2 cm/ano para 0,6 cm/ano.
- III) Fase de 11.000 a 6.500 anos A.P. À medida que o processo transgressivo continuava e a paleolinha de costa deslocava-se para oeste, os sedimentos finos foram recobrimdo as areias transgressivas das plataformas continentais, externa e média. A presença de fases de estabilização é sugerida pelas camadas de cascalhos biotróficos e por

concentração de minerais pesados, indicativas de paleolinhas de costa. A velocidade de subida do nível do mar deve ter passado de 0,6 cm/ano para 1,6 cm/ano.

2.1.2.2 Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa no Quaternário

No Pleistoceno, distribuídos através das planícies costeiras dos estados de Santa Catarina, Paraná e sul de São Paulo, existem vestígios de terraços arenosos e cascalhosos com mais de 13 m de altura acima do nível médio do mar atual, de possível origem marinha. Segundo Martin et al. (1988), esse terraço poderia ser correlacionável ao sistema laguna-barreira II no Rio Grande do Sul, onde ocorrem os registros mais completos desses eventos, inclusive com uma unidade mais velha, denominada de sistema laguna-barreira I (Villwock et al., 1986). A Transgressão Antiga, anterior a 120 mil anos foi seguida por um novo evento transgressivo mundialmente reconhecido, quando o nível relativo do mar em grande parte do Brasil, esteve entre 8 e 10 m acima do atual. Esse episódio é conhecido no estado de São Paulo como Transgressão Cananéia (Suguio e Martin, 1978) ou como sistema laguna-barreira III no Rio Grande do Sul (Villwock et al., 1986).

No Holoceno, relativamente poucas datações, obtidas até o momento, situam-se entre 6.500 e 7.000 anos A.P.. Entretanto, os últimos 6.500 anos dessa transgressão conhecida como Transgressão Santos (Suguio e Martin, 1978), são bem conhecidos através de vários indicadores geológicos, biológicos e pré-históricos (Martin et al., 1996). Na literatura geológica brasileira, essa transgressão, que começou há 17.500 anos A.P., com frequência também é referida como Transgressão Flandriana.

Com base em dados obtidos de terraços marinhos holocênicos e de outros indicadores, evidenciando paleoníveis do mar diferentes do atual, foram esboçadas curvas parciais ou completas dos últimos 7.000 anos para vários trechos do litoral brasileiro (Suguio et al, 1985), que podem ser analisadas pela figura 2.5.

Segundo o modelo de Suguio et al. (1985) para o litoral paulista, foi possível constatar que os paleoníveis relativos do mar estiveram situados acima do atual nos últimos 6.500 anos, com algumas seguintes peculiaridades:

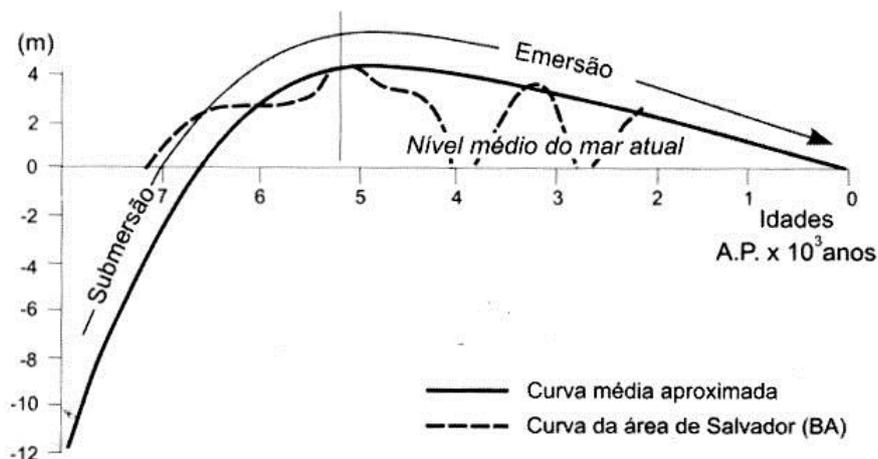


Figura 2.5- Curva média de variações do paleonível do mar relativo nos últimos 7.000 anos ao longo da costa brasileira em confronto com a curva da área de Salvador.

(Fonte: Suguio e Tessler, 1984).

- I) O nível médio atual do mar foi ultrapassado pela primeira vez no Holoceno entre 7.000 e 6.500 anos A.P.;
- II) Há cerca de 5.500 anos A.P., o paleonível do mar subiu entre 3 e 5 m acima do atual;
- III) Há aproximadamente 3.900 anos A.P., o paleonível médio relativo do mar deve ter estado entre 1,5 e 2 m abaixo do atual (Massad et al.,1996);
- IV) Há cerca de 3.000 anos A.P., o paleonível do mar ascendeu entre 2 e 3 m acima do atual;
- V) Há cerca de 2800 anos A.P., ocorreu novamente um pequeno rebaixamento, atingindo provavelmente um nível inferior ao atual;
- VI) Há cerca de 2.500 anos A.P., foi atingido um paleonível 1,5 a 2 m acima do atual e, desde então, tem estado em rebaixamento contínuo.

As rápidas oscilações negativas do nível do mar (Figura 2.5), que ocorreram entre cerca de 3.900 A.P. e 2.700 A.P. somente encontram explicação plausível pelas deformações da superfície do geóide.

Essas oscilações negativas do nível do mar foram questionadas por Angulo et al (1997), que admitem apenas uma transgressão do mar no Holoceno para o litoral brasileiro, do nordeste ao sul, cujo máximo teria sido atingido por volta dos 5.000 A.P., seguida de regressão contínua até os dias de hoje. Rejeitaram as oscilações negativas do nível do mar que segundo Suguio e Martin (1978 a) e Martin et al. (1979, 1980, 1984), teriam ocorrido pelo menos uma vez por volta dos 3.900 A.P. no litoral paulista.

Para chegar a essa conclusão, Angulo et al.(1997) descartaram o uso dos sambaquis como evidência das oscilações negativas. Questionaram o postulado de sua construção acima do nível das marés altas. Algumas evidências geomorfológicas referentes aos terraços de construção marinha, na reconstituição das curvas de variação do NMM foram postas em dúvida com base em modelação matemática, da formação de novos sistemas de ilhas-barreiras-lagunas aderentes às existentes.

Martin et al. (1998, 1986) responderam às críticas, lembrando que os sambaquis, apesar de não fornecerem informações precisas da posição do NMM indicam se era mais alto ou mais baixo que o atual e permitem determinar o sentido das oscilações e sua datação. Os pesquisadores que propunham as oscilações negativas refutam a interpretação de Angulo et al. (1997) quanto às consequências morfológicas de tais variações do NMM, como a formação de ilhas-barreiras-lagunas. Contestam também o recurso à modelação matemática, por simplificar em excesso a realidade.

A curva proposta por Angulo et al.(1997) baseia-se apenas nas datações e posicionamentos de vermitídeos e revela uma enorme dispersão, principalmente nas faixas de tempo associadas às oscilações negativas. A “curva suave” obtida pelos autores resultou de uma regressão polinomial de 4º grau, sem indicar o desvio-padrão e o grau de confiança associado. (Massad, 2009).

A polêmica motivou uma interessante pesquisa de De Mio e Giachetti (2007) sobre a relação entre os ambientes de sedimentação e as flutuações do nível do mar. Os autores recorreram ao ensaio de piezocone sísmico (CPTuS), por fornecer perfis estratigráficos contínuos, e concluíram que há diferenças nos padrões sequenciais dos sedimentos entre Paranaguá (PR) e outros locais pesquisados: Guarujá (SP) e Caravelas (BA). Eles sugerem que para esses dois locais, diferentemente do que foi constatado em Paranaguá, ponto de partida dos ensaios de Angulo e Lessa, há uma correspondência entre a variabilidade dos sedimentos mais superficiais e as rápidas oscilações negativas do nível do mar descritas por Suguio e Martin. Além disso, Massad et al. (1996) estudando o sobreadensamento de argilas moles da baixada santista indicam que foi possível a confirmação da oscilação negativa de 3.900 A.P. e indica uma estimativa realista de sua amplitude (entre 1,5 e 2 m abaixo do atual).

As curvas de paleonível do mar holocênico no mundo revelaram grandes surpresas e geraram discussões inéditas. Por exemplo, o fato de que não se pode pensar em curva única de variação mundial, mesmo em regiões de crostas mais estáveis, como o Brasil. Essa descoberta

impulsionou as pesquisas visando à construção dessas curvas em diversas regiões da Terra. Suguio et al. (1985) propuseram que o nível do mar teria descido de 3 a 5 m nos últimos 5.500 anos. Essa ideia de existência de nível do mar acima do atual no Holoceno foi, na ocasião, aceita com certa relutância, pois contrariava a curva correspondente à costa leste dos Estados Unidos, onde o mar estivera em ascensão contínua no mesmo intervalo de tempo. Atualmente essa divergência é aceita pelos especialistas e admite-se que o fenômeno tenha atuado de maneira diferente naquela parte da América do Norte e na costa brasileira. Modelos evolutivos também foram propostos por Dominguez et al. (1981); Lessa et al. (2000); Dillenburg et al. (2000).

Divergências de dados e controvérsias sobre suas possíveis interpretações representam alavancas para o progresso das pesquisas científicas. Elas obrigam os estudiosos a reavaliar os seus dados e métodos e repensar as possíveis interpretações. A Figura. 2.6, apresenta algumas curvas de paleoníveis do mar nos últimos 12.000 anos A.P. segundo diversos autores e evidenciam um exemplo dessa divergência de interpretações citada.

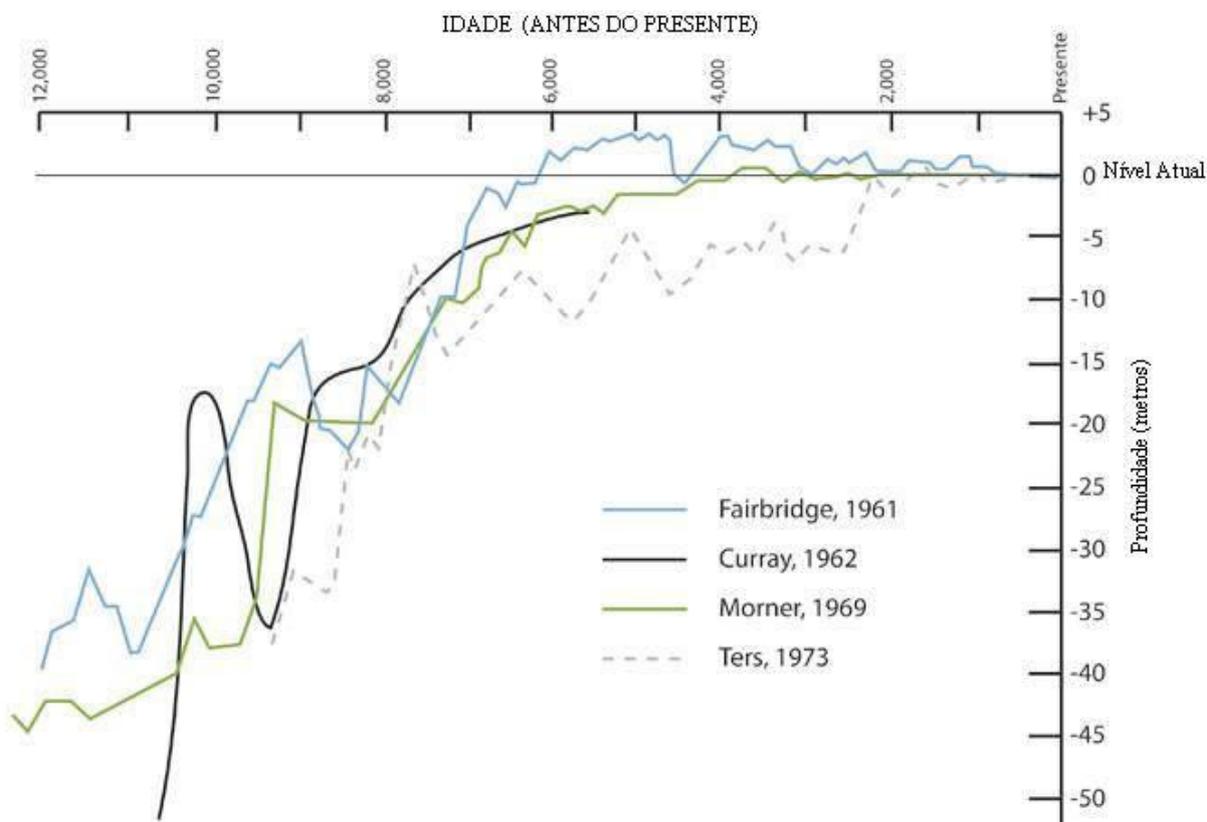


Figura 2.6 – Curvas de variação relativa do NMM (Fonte: Mörner, 1976).

Dessa forma, através de numerosos estudos, foram identificados diversos indicadores de paleoníveis do mar, principalmente acima do atual, tanto no Pleistoceno como no Holoceno. Entretanto, até o momento, a reconstituição desses indicadores no espaço e no tempo, em número suficiente para delimitação das curvas correspondentes, só foi possível para os últimos 6.000 a 7.000 anos, bem como para o intervalo de tempos subsequentes ao Último Máximo Glacial (UMG) entre 17.500 e 6.500 anos A.P.

2.1.3 Depósitos quaternários no Brasil

No Brasil, os depósitos sedimentares do Quaternário, estão associados às bacias hidrográficas ou às planícies litorâneas. Em geral, são representados por áreas de superfícies planas e de baixas altitudes. Pode-se admitir o *Quaternário Continental* (depósitos de encostas, fluviais, eólicos e lacustres) e o *Quaternário Marinho e/ou Transicional*. Os depósitos transicionais são representados, principalmente, por sedimentos de cordões litorâneos, sedimentos deltaicos, sedimentos lagunares e sedimentos eólicos. Os depósitos marinhos correspondem aos sedimentos submersos que recobrem a margem continental, embora nessa área possam ser encontrados também depósitos transicionais e continentais, sedimentados durante o UMG (cerca 18.000 anos A.P.). Entre os depósitos quaternários do Brasil, não ocorrem sedimentos glaciais, pois as glaciações quaternárias não atingiram o território brasileiro.

Em toda costa brasileira, os terraços holocênicos são arenosos e, em alguns locais, contém grande quantidade de conchas de moluscos. Sua superfície é marcada por feixes de cordões litorâneos, muitas vezes retrabalhada por processos eólicos que dão origem aos campos de dunas.

Segundo Dominguez et al (1982), três tipos básicos de cordões litorâneos holocênicos podem ser reconhecidos no litoral brasileiro, veremos cada exemplo segundo este autor:

O primeiro exemplo (Figura 2.7) é um caso de cordão litorâneo formado pela emersão e estabilização de bancos arenosos na porção baixa da praia/zona de surfe principalmente em regiões vizinhas de desembocaduras fluviais e canais de maré.

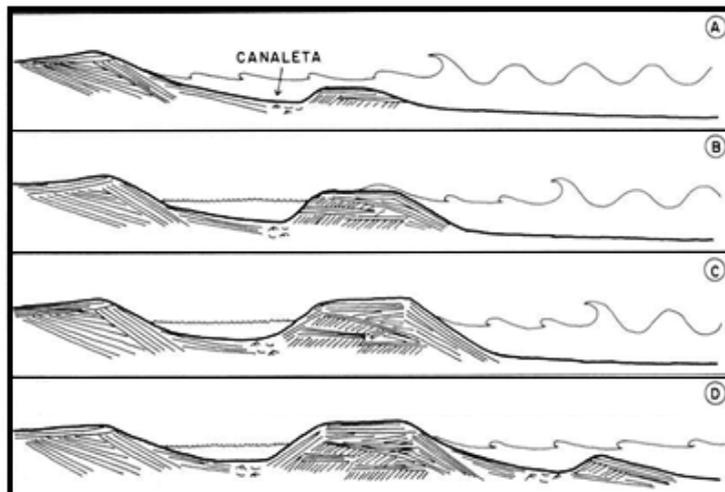


Figura 2.7 – Cordão litorâneo formado por emersão (Fonte: Dominguez et al., 1982).

Outro exemplo é o da Figura 2.8, o de cordões litorâneos formados pela elevação do nível do mar por efeito de maré ou devido a tempestades, quando as ondas lançam areia no pós-praia, em alturas não alcançadas pelas ondas em condições normais.

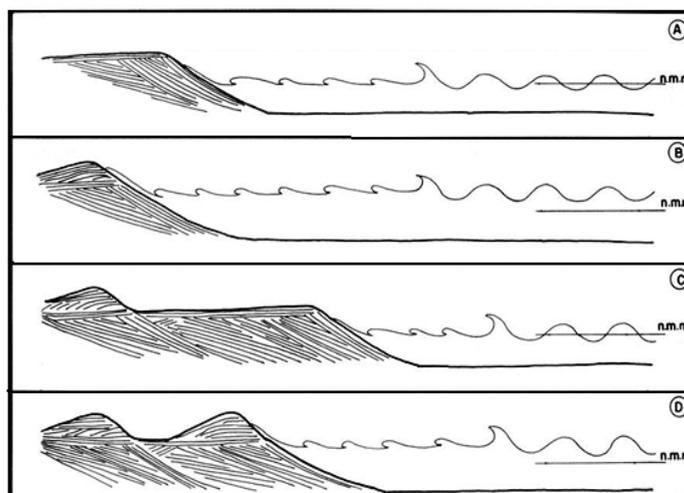


Figura 2.8 – Cordão litorâneo formado por elevação do nível do mar (Fonte: Dominguez et al., 1982).

Finalmente, o terceiro exemplo, é o da Figura 2.9, o de cordão litorâneo que resulta da contribuição de areias retiradas da face da praia por ação do vento e depositado no pós-praia ao encontrar a vegetação pioneira. Este tipo de cordão tem sua origem como uma duna frontal.

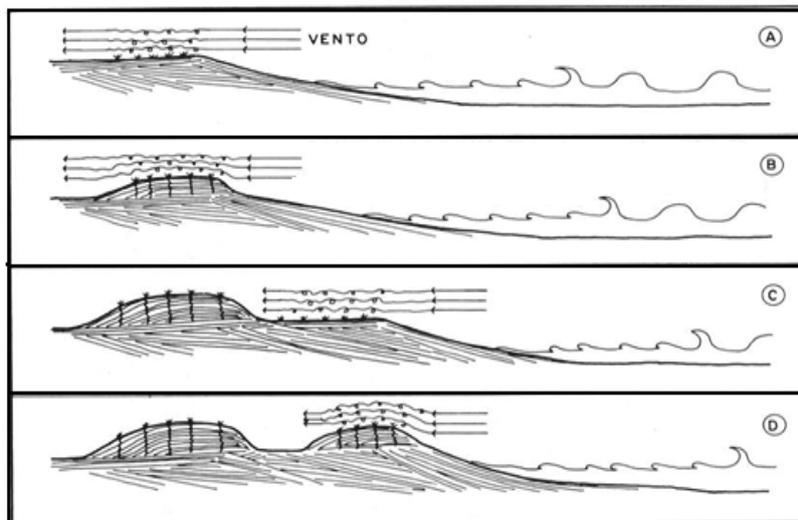


Figura 2.9 – Cordão litorâneo formado por ação do vento (Fonte: Dominguez et al., 1982).

As zonas entre os cordões, normalmente por serem mais baixas, coletam mais água na estação chuvosa quando o terreno fica mais encharcado como exemplificado pela Figura 2.10. Isto tende a ocorrer naqueles trechos onde o cordão litorâneo teve como origem a estabilização de bancos arenosos, o que faz com que a região intercordão seja originalmente mais baixa.



Figura 2.10 – Exemplo de cordão litorâneo na região de Caravelas-BA (Fonte: foto extraída do site <http://www.cpgg.ufba.br/lec/Pesq.htm>).

O estudo da geometria, da orientação e dos padrões de truncamento dos cordões litorâneos pode fornecer uma grande quantidade de informações sobre a evolução destas planícies, os padrões de dispersão dos sedimentos e os episódios pretéritos de erosão severa

que afetaram a linha de costa. Estas feições representam, portanto, “anéis de crescimento” destas planícies, constituindo um registro da história evolutiva das mesmas. A Figura 2.11 exempifica o truncamento da orientação dos cordões litorâneos que evidencia um evento de erosão severa no passado para a região de Caravelas (BA).



Figura 2.11 – Exemplo de truncamento da orientação dos cordões litorâneos- Caravelas-BA
(Fonte: foto extraída do site <http://www.cpgg.ufba.br/lec/Pesq.htm>)

2.1.3.1 Depósitos quaternários na planície costeira do Rio Grande do Sul

Os depósitos sedimentares acumulados na costa sul brasileira constituem a porção superior de numerosos sistemas de leques deltaicos instalados na borda interna das bacias marginais. São sedimentos clásticos terrígenos acumulados em ambientes continentais e transicionais mistos que, posteriormente, tiveram suas porções distais retrabalhadas por processos ligados a ambientes lagunar, praias e marinho raso, no decorrer de, pelo menos, quatro grandes ciclos de transgressão e regressão mostrados na Figura 2.12.

A costa sul, do Cabo de Santa Marta (SC) até o Arroio Chuí (RS), caracteriza-se por uma ampla planície costeira com cerca de 700 km de comprimento e até 120 km de largura, onde um sistema múltiplo e complexo de barreiras arenosas aprisiona um gigantesco sistema lagunar (Laguna dos Patos e Mirim) e uma série de outros corpos d'água isolados ou interligados com o mar por intermédio de canais estreitos e rasos. Ali são encontrados quatro sistemas “laguna-barreira”, constituindo uma sucessão de terraços marinhos e lagunares, onde

falésias, cordões litorâneos, pontais arenosos suspensos e campos de dunas marcam, de modo definido, antigas linhas de costa, pleistocênicas e holocênicas (Villwock e Tomazelli, 1995).

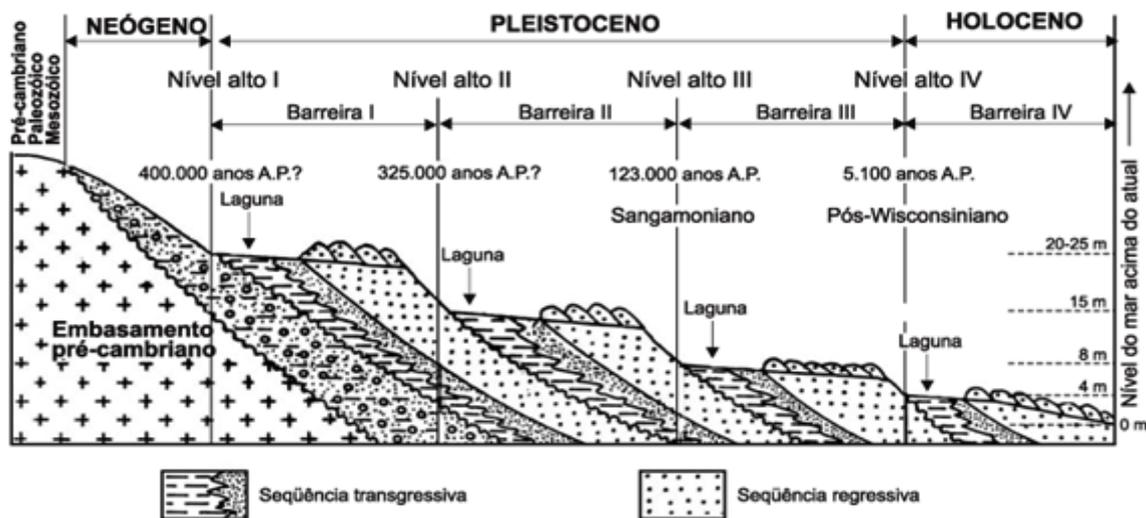


Figura 2.12 – Sistemas de ilhas barreira testemunhando fases de ascensão ao nível relativo do mar acima do atual para a costa sul brasileira (Villwock et al., 1986)

Os depósitos relacionados com o primeiro grande ciclo transgressivo-regressivo pleistocênico têm sido descritos, no Rio Grande do Sul, como pertencentes ao sistema Laguna-Barreira I (Villwock e Tomazelli, 1995). Estão mais bem preservados ao longo de uma faixa desde Osório até Tapes, conforme pode ser visto na Figura 2.13, constituída de sedimentos eólicos que inicialmente se ancoraram sobre altos do embasamento. São areias quartzosas avermelhadas, de granulação fina a média, muito bem arredondadas, que quase sempre apresentam elevado conteúdo de matriz siltico-argilosa de origem pedogenética. Esse corpo sedimentar, em forma de barreira arenosa, isolou, do lado do continente, uma depressão onde se acumularam sedimentos fluviais, lagunares e paludiais. Os sedimentos eólicos que formam o corpo principal da Barreira I foram descritos como Formação Itapoã (Delaney, 1965).

Durante o segundo grande ciclo transgressivo-regressivo pleistocênico, um novo sistema, o Laguna-Barreira II, acumulou sedimentos nas planícies costeiras. Os depósitos praias e eólicos da Barreira II estão preservados, no Rio Grande do Sul, como um pontal arenoso desenvolvido a leste da Lagoa dos Barros (Osório e Santo Antônio da Patrulha) e, mais ao sul, como um antigo sistema de ilhas-barreira, responsável pelo primeiro isolamento da Laguna Mirim.

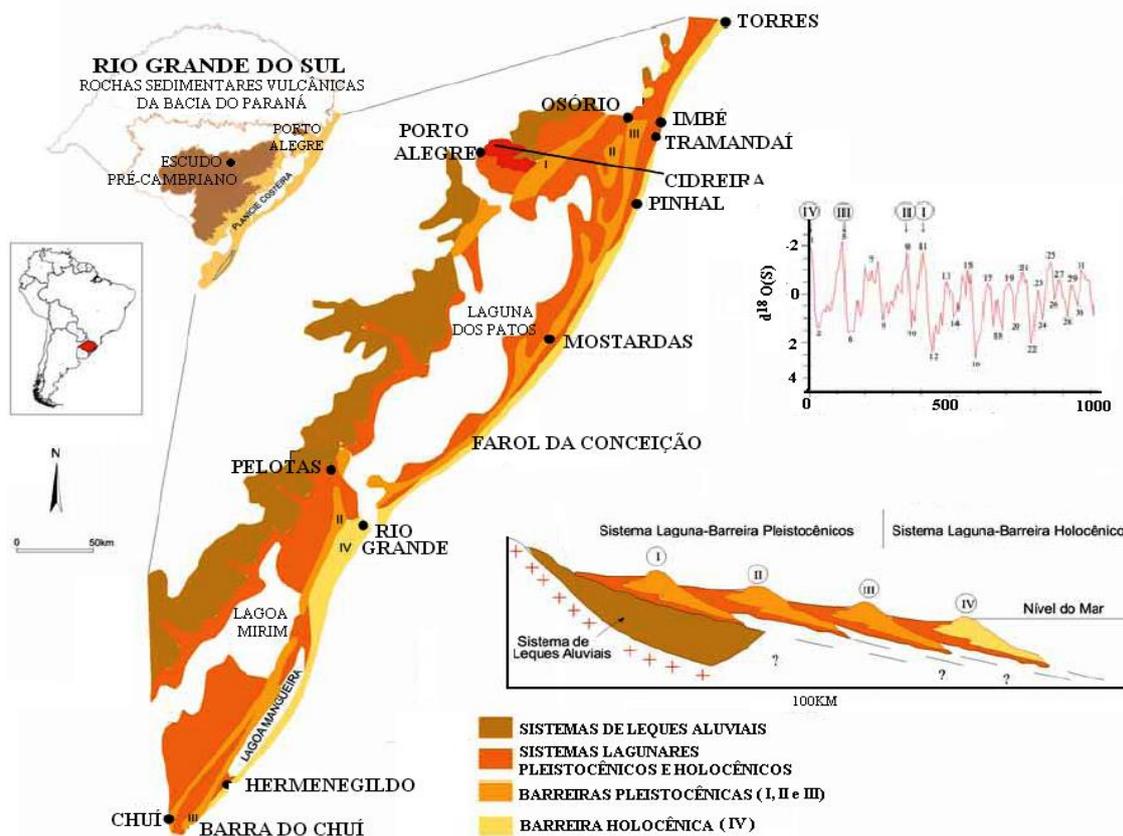


Figura 2.13-Localização e mapa geológico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. As barreiras são correlacionadas com a curva isotópica (modificado de Tomazelli e Villwock, 1996 e Tomazelli e Villwock, 2000).

Sedimentos produzidos no terceiro grande evento transgressivo-regressivo pleistocênico estão bem preservados ao longo de toda a costa. No Rio Grande do Sul, integram o sistema Laguna-Barreira III, responsável pelo isolamento de todo sistema lagunar Patos-Mirim. É constituído por areias claras, finas, bem selecionadas, com estratificações muito bem desenvolvidas, com grande quantidade de tubos fósseis, atribuídos á origem praial e marinho-rasas recobertas por areias eólicas (indicadores de antigas linhas de costa) de coloração mais avermelhada e aspecto maciço. Esses depósitos têm sido mapeados, no Rio Grande do Sul, como Membros Taím e Santa Vitória da Formação Chuí e como Formação Itapoã. São correlacionáveis com os gerados pela Transgressão Cananéia (Suguio e Martin, 1978) ou Penúltima Transgressão (Bittencourt, 1979), descritos ao longo de toda a costa brasileira.

O último grande ciclo transgressivo-regressivo iniciado ao final do Pleistoceno estendeu-se pelo Holoceno. No Rio Grande do Sul ele controlou o desenvolvimento do Sistema Laguna-Barreira IV. A última grande transgressão marinha avançou sobre os

depósitos da Barreira III, erodindo-os, e neles esculpindo uma falésia que se desenvolveu nitidamente ao longo de toda a sua borda leste. A regressão que se seguiu possibilitou o desenvolvimento da Barreira IV, que isolou, do lado do continente, um novo sistema lagunar que, hoje em dia, se apresenta em diferentes estágios de segmentação, quase sempre controlada pela ação do vento nordeste. Nas margens do Sistema Patos-Mirim, uma sucessão de terraços entre as cotas -1 e +4 m retrata oscilações do nível do mar durante sua fase regressiva. A Barreira IV é constituída fundamentalmente pelas areias da faixa praias atual e do campo eólico adjacente. A formação da Barreira IV na região de Rio Grande e do Superporto será discutida mais detalhadamente no próximo capítulo quando a análise for feita sobre a geologia regional.

2.1.4 Revisão palinológica do Quaternário

O estudo dos perfis litológicos de depósitos sedimentares do Quaternário tem sentido ultimamente forte contribuição de geólogos, arqueólogos, paleontólogos, e de palinólogos percebendo que as sequências de deposição do Quaternário nas regiões costeiras foram fortemente afetadas pelos eventos de regressão e transgressão do nível do mar, principalmente nos chamados ambientes transicionais de lagoas, planícies costeiras e áreas inundáveis.

Os palinóforos e palinofácies são importantes ferramentas para a compreensão das mudanças paleoclimáticas e paleoambientais do passado. Os estudos palinológicos iniciaram-se em 1885 quando Ehrenberg registrou a primeira ocorrência de pólenes fósseis em turfeiras quaternárias na parte norte da Europa. Desde então, outros tipos de restos microscópicos de diferentes plantas (fitopalinóforos) e de animais (zoopalinóforos) têm sido incluídos no escopo da palinologia, denominados palinóforos não polínicos (Vilela, 2004). A inclusão desses novos organismos tornou a definição de Palinologia mais abrangente, deixando de ser somente o estudo de pólenes e esporos fósseis. Atualmente, o termo Palinologia refere-se ao estudo de organismos fósseis encontrados em resíduos resultantes de um tratamento químico específico aplicado às rochas sedimentares e/ou sedimentos (Traverse, 2007). A Palinologia é usada com várias finalidades, tanto para estudos geológicos como para enfoques biológicos e ambientais.

Os palinóforos apresentaram uma evolução relativamente rápida ao longo da escala geológica. Com isso, suas características morfológicas específicas estão atreladas a curtos

períodos de tempo, tornando-se úteis para datações, estudos paleogeográficos, estratigráficos e geocronológicos (Traverse, 2007). Na bioestratigrafia, os dados palinológicos tem se revelado muito importantes para a correlação de sedimentos gerados no mesmo período, porém encontradas em localidades diferentes e com litologias diferentes. Vários palinomorfos podem ser usados como indicativos de ambientes que predominaram no passado. São bastante eficazes na determinação da origem dos sedimentos e nos processos atuantes no momento da formação do depósito sedimentar (Traverse, 2007). Além da determinação do ambiente deposicional, os palinomorfos indicam, com bastante precisão, características como profundidade, salinidade, temperatura, bem como a dinâmica do meio (ondas e correntes), características do substrato e níveis de oxigênio, permitindo que as reconstruções ambientais se tornem fidedignas (Vilela, 2004).

As palinofácies são definidas como sendo o estudo palinológico da assembleia total de matéria orgânica (M.O.) contida nos sedimentos. Com a expansão e integração dos métodos de geoquímica e microscopia foi introduzido o conceito de Fácies Orgânicas (Rogers, 1980). Seu objetivo foi estudar as rochas geradoras de hidrocarbonetos como função do ambiente deposicional. Outro conceito relacionado foi o de Organofácies (Cornford et al, 1979), definida como parâmetros organopetrográficos e geoquímicos que caracterizam uma dada associação de sedimentos. Em síntese, o conceito de palinofácies é definido como um corpo de rocha sedimentar contendo um conjunto distinto de matéria orgânica, estudada após o processamento palinológico padrão. Esse conjunto de M.O. é dividido em três grupos distintos: palinomorfos (esporos, grãos de pólen, algas); fitoclastos e matéria orgânica amorfa.

A caracterização qualitativa e quantitativa da matéria orgânica contida nos sedimentos e rochas sedimentares constitui-se no estudo das palinofácies. Esta análise pode fornecer informações sobre a origem (fonte) da M.O., condições redução/oxidação, tendências transgressivo-regressivas, entre outras (Tyson, 1995). O mesmo autor ainda relata que, os estudos palinofaciológicos são mais eficazes que estudos geoquímicos por ser uma técnica discriminativa simples, com observação direta do conteúdo orgânico presente no material, além de gerar maior número de parâmetros, permitindo uma análise mais sutil e detalhada das variações no ambiente de deposição sedimentar.

No Holoceno (10.000 A.P. até o hoje) os estudos palinológicos, além de serem usados para reconstruções paleoambientais, podem ser usados para estudar o impacto antrópico nos ambientes (Medeanic e Dillenburg, 2005). Mesmo neste curto período é possível identificar uma série de mudanças climáticas de menor amplitude.

Todas estas mudanças climáticas influenciaram diretamente nas paisagens costeiras. Os estudos palinológicos realizados na zona costeira do Rio Grande do Sul evidenciam de forma eficiente os efeitos das mudanças climáticas principalmente nos ecossistemas lagunares, de marismas, de dunas, entre outros. Importante ressaltar que os estudos paleoambientais no litoral brasileiro ainda são relativamente raros.

No estado do Rio Grande do Sul, estudos palinológicos mostraram a existência de oscilações climáticas na região costeira, as quais foram inferidas essencialmente a partir da alternância entre elementos marinhos, pantanosos e continentais nos testemunhos lagunares e que evidenciaram transições entre fases transgressivas e regressivas holocênicas que serão mais bem discutidas no próximo capítulo, quando se discutirá a geologia regional.

2.2 DA GEOTECNIA

A identificação do perfil geotécnico do solo abrange a compartimentação das unidades e a caracterização dos materiais constituintes. As classificações têm objetivo de agrupar os diferentes tipos de solos em classes definidas por algum tipo de critério ou combinação de critérios. Este agrupamento tradicionalmente é realizado por critérios tácteis-visuais, a partir de sondagens a trado ou de simples reconhecimento com ensaio SPT, normalmente abrangendo a aplicação de um sistema de classificação desenvolvido com base em ensaios de laboratório que consideram as características granulométricas e limites de consistência.

Qualquer ensaio de campo ou de laboratório pode servir como critério de classificação, porém os ensaios mais simples, baratos e rápidos têm sido convencionalmente utilizados para este fim (Carter e Bentley, 1991). Cada critério de classificação é função de um tipo de observação ou medição por instrumento. Na observação táctil-visual, existe uma influência considerável do nível de percepção ou experiência de cada pessoa, o que impõe um empirismo às classificações deste tipo. Quando um critério é definido a partir da medida de um instrumento a percepção perde em parte sua importância na fase de aquisição de dados, os resultados tendem a ser mais precisos e produzem uma classificação com menor empirismo, com base em resposta mecânica mais padronizada. Cada tipo de ensaio ou medição que utiliza sensores pode conduzir a um tipo de classificação, e a adequabilidade desta classificação será função da sensibilidade do instrumento ou sensor frente à propriedade investigada.

A maioria das classificações foi desenvolvida para solos que predominam na Europa e América do Norte, tipicamente de origem sedimentar, em climas frios, com comportamento geotécnico controlado basicamente pelo tamanho e constituição das partículas sedimentares, bem como pelo histórico de tensões que estas camadas foram submetidas.

Os solos residuais receberam por muito tempo pouca atenção e foram pouco estudados por situarem-se principalmente em regiões de baixo desenvolvimento econômico, contrastando com as regiões de grande desenvolvimento sobre solos tipicamente sedimentares (Lambe e Whitmann, 1969).

O objetivo das classificações é agrupar solos com características semelhantes, de forma a obter informações sobre o comportamento de uma determinada classe de solo com base na classificação usada. No entanto é necessário que a aplicação destas classificações seja feita com base em um contexto geológico mais amplo. Tradicionalmente aplica-se o conceito de camada extensivamente a todos os solos estudados pela engenharia, porém, nos solos tropicais, este conceito falha. Materiais classificados como “solo” para a engenharia envolvem materiais granulares naturais de várias origens, que necessitam ser adequadamente compreendidos para que se possa interpretar adequadamente o perfil do terreno.

Conforme está definido em Tognon (1985) “solo” para geotecnia significa: *“todo o material terroso encontrado na superfície da crosta de origem inorgânica ou orgânica que é escavável por meio de picareta, pá, escavadeira, etc. ou ainda, que perde sua resistência quando em contato prolongado com a água. Em síntese todo material de imediata e fácil desagregação pelo manuseio ou ação da água”*. Já o conceito de “solo” para a geologia, segundo o mesmo autor, tem uma conotação genética importante e significa: *“produto do intemperismo químico e físico das rochas, situado na parte superficial do manto de intemperismo. Constitui-se de material rochoso desintegrado e decomposto”*. Diferencia-se, desta forma, daqueles materiais inconsolidados (solo para a geotecnia) denominados de sedimentos, que significam *“material sólido, mineral ou orgânico, transportado ou que se moveu de sua área fonte por agentes transportadores, (água, vento), depositado sobre a superfície terrestre acima ou abaixo do nível do mar”*. Estes sedimentos podem apresentar diferentes graus de consolidação, podendo caracterizar rochas moles, cujo comportamento é intermediário entre solo e rocha. Nos sedimentos, independente do estágio de consolidação, a interpretação é feita com base em conceitos geológicos, principalmente da estratigrafia e sedimentologia. Nesse caso, o conceito tradicional de camada é válido na interpretação. Já, nos solos formados por processos de intemperismo e morfogênese, o entendimento da

distribuição dos materiais envolve a identificação dos processos que atuaram na formação do perfil atual dos materiais inconsolidados e envolve conhecimentos da área de pedologia, geomorfologia, geologia, entre outras (Bigarella et al.,1994; Gidigasu, 1990 e Morrison, 1995). Desta forma, a história geológica recente influencia sensivelmente nas características dos materiais superficiais.

As campanhas de investigação geotécnica e geoambiental do subsolo utilizam diversos tipos de sondagens e ensaios com o objetivo de mapear a distribuição espacial das unidades e definir os parâmetros de projeto específicos para cada tipo de intervenção. A etapa da identificação da distribuição e da constituição dos materiais é comum a grande parte dos projetos e normalmente é conduzida através de sondagens em campo que produzem uma perfilagem pontual e vertical do terreno. Para os projetos de engenharia, deve ser feito um reconhecimento dos solos envolvidos, para sua identificação, para a avaliação de seu estado e, eventualmente, para amostragem, visando à realização de ensaios especiais.

O método mais comum de reconhecimento do subsolo é a Sondagem de Simples Reconhecimento (NBR 6.484/2001). A sondagem consiste em dois tipos de operação: perfuração e amostragem. A perfuração do terreno é iniciada com trado tipo cavadeira com 10 cm de diâmetro. Através da repetição dessas operações o furo vai sendo aprofundado e o material sendo recolhido e classificado quanto à sua composição. O esforço requerido para a penetração do trado dá uma primeira indicação da consistência ou da compactidade do solo. Uma caracterização complementar se dá com a amostragem que costuma ser feita a cada metro de perfuração, ou sempre que ocorre mudança de material.

Atingida certa profundidade, introduz-se um tubo de revestimento, com duas polegadas e meia de diâmetro, que é cravado com o martelo que também será usado para amostragem. Por dentro desse tubo, a penetração progride com trado espiral.

A perfuração com o trado é mantida até ser atingido o nível d'água. Quando isso ocorre, registra-se a cota do nível d'água, interrompe-se a operação e aguarda-se para determinar se o nível se mantém na cota atingida ou se ele se eleva no tubo de revestimento. Se isto ocorrer, é indício de que a água estava sob pressão. Aguarda-se o nível d'água entrar novamente em equilíbrio e registra-se a nova cota. A diferença entre essa cota e a cota onde a água foi encontrada indica a pressão a que está submetido o lençol. Níveis d'água sob pressão, são comuns, principalmente em camadas de areias recobertas por argilas que são muito menos permeáveis. A informação referente à pressão do lençol freático é muito

importante, pois essas pressões interferem, por exemplo, na estabilidade de escavações que se fazem nesse solo.

Depois de atingido o nível d'água, a perfuração pode prosseguir com a técnica de circulação de água, conhecida como percussão e lavagem. A água é injetada na extremidade inferior do furo por uma bomba motorizada, passando por dentro do tubo de revestimento. Na extremidade do tubo existe um trépano com a ponta afiada com dois orifícios pelos quais a água sai com pressão. A água é injetada pelos orifícios e ajuda na desagregação do solo, que retorna á superfície pelo espaço entre a haste interna e o tubo de revestimento, transportando partículas do solo que foram desagregadas no fundo do furo.

A amostragem é feita a cada metro ou sempre que ocorrer alteração do solo, detectável pelas partículas transportadas pela água até a superfície. A perfuração por lavagem pode ser executada somente abaixo do nível d'água porque acima dele alteraria a umidade do solo e as condições de amostragem.

Para executar a amostragem é necessário um amostrador padrão, constituído de um tubo com 50,8 mm (duas polegadas) de diâmetro externo e 34,9 mm de diâmetro interno, com a extremidade cortante biselada, conforme pode ser observado na Figura 2.14. A outra extremidade fixada à haste que a leva até o fundo da perfuração, deve ter dois orifícios laterais para saída de água e ar, e uma válvula constituída por uma esfera de aço.

O amostrador é conectado á haste e apoiado no fundo da perfuração. A seguir, é cravado pela ação de uma massa de ferro fundido (martelo) de 65 kg. Para a cravação, o martelo é elevado de uma altura de 75 cm e deixado cair livremente. O alteamento do martelo é feito manualmente ou por equipamento mecânico (apesar de não estar previsto em norma), através de uma corda flexível que passa por uma roldana existente na parte superior do tripé. A cravação do amostrador no solo é obtida por quedas sucessivas do martelo, até a penetração de 45 cm.

A amostra colhida é submetida a exame tátil-visual e suas características principais são anotadas. As amostras são guardadas posteriormente em ambiente impermeável para futuras análises.

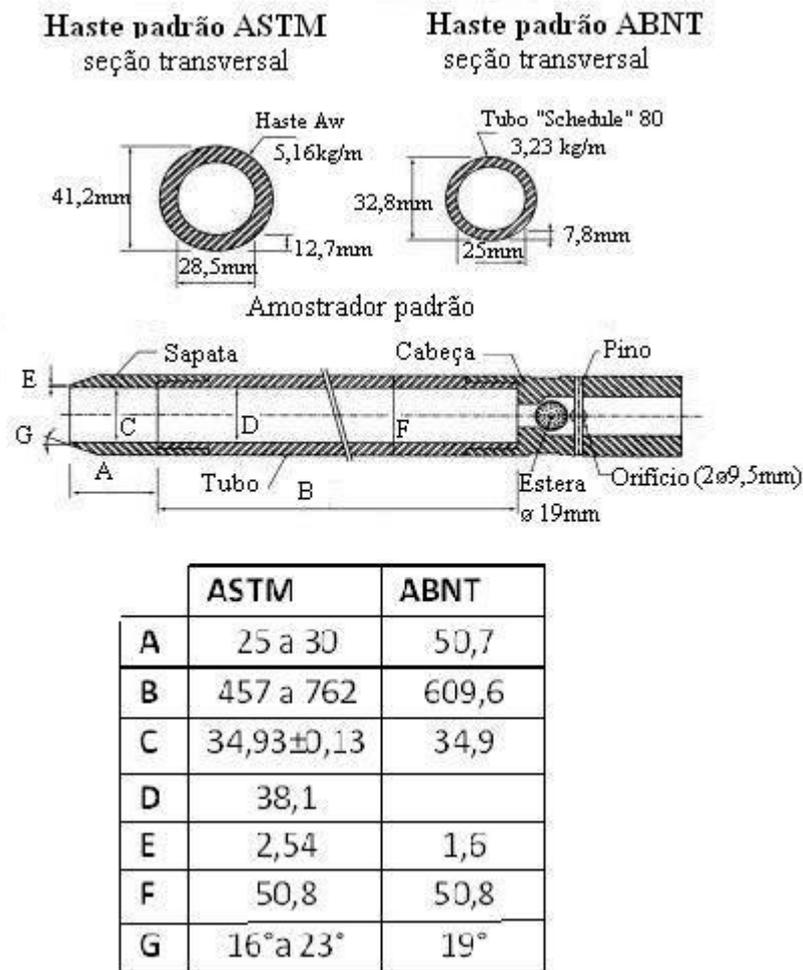


Figura 2.14 – Amostrador padrão (SPT) e suas medidas características (Fonte: Baillot e Ribeiro Jr., 1999).

2.2.1 Standard Penetration Test (SPT)

O reconhecimento das condições do subsolo constitui pré-requisito para projetos de fundações seguros e econômicos. As informações geotécnicas obtidas das sondagens de reconhecimento são indispensáveis à previsão dos custos fixos associados ao projeto e sua solução final (Schnaid, 2000). Os projetos geotécnicos são executados com base em ensaios de campo, cujas medidas permitem definir satisfatoriamente a litologia do subsolo e estimativas realistas das propriedades geomecânicas dos materiais envolvidos. Diversos equipamentos de investigação do solo foram introduzidos nos últimos anos. Dentre todas se enfocam as técnicas mais comuns e usadas no Brasil, os ensaios SPT (Standart Penetretion Test), CPT (Cone Penetration Test) e ainda CPTu ou piezocone (ensaio de penetração de cone

estático com medidas de pressão neutra), abordando algumas de suas vantagens e limitações específicas.

A escolha do tipo de ensaio deve ser compatível com as características do subsolo e as propriedades a serem medidas. O SPT é adequado á prospecção de solos granulares, porém não obtém bons resultados de previsibilidade para resistência não drenada de depósitos de argilas moles, por exemplo. Nesse caso, ensaios com piezocone devem ser adotados.

Note-se ainda que as campanhas de retirada de amostras indeformadas, para realização de ensaios de laboratório para determinar parâmetros de resistência e deformabilidade, podem ser adotadas como procedimentos complementares às investigações de campo. Sendo que a natureza predominante é investigativa das atividades geotécnicas, alguns ensaios são realizados visando somente à identificação da estratigrafia do subsolo e dos materiais que compõem as diferentes camadas.

Devido à diversidade de equipamentos e procedimentos disponíveis no mercado brasileiro, estabelecer um plano racional de investigação constitui a etapa crítica de projeto. O conhecimento e a experiência devem ser considerados no processo de “julgamento geotécnico” de seleção dos critérios necessários à solução do problema. As recomendações indicam que a programação de sondagens deve satisfazer exigências mínimas que garantam o reconhecimento das condições do subsolo. A Norma Brasileira NBR 8.036 regulamenta tais exigências, apresentando recomendações quanto ao número, localização e profundidade de sondagens de simples reconhecimento. Esta norma, por exemplo, estabelece que o número de sondagens e sua localização em planta dependem do tipo da estrutura e das características específicas do subsolo, devendo ser alocadas de forma a resolver técnica e economicamente o problema.

O nível de abrangência do programa de investigação deve ser definido em função das características da superestrutura e das condições do subsolo. É impossível o dimensionamento de obras geotécnicas de qualquer natureza sem a realização de um número mínimo de sondagens. Em solos resistentes e estáveis não há necessidade de estudos geotécnicos mais elaborados, além das informações rotineiras de ensaios SPT. Na ocorrência de solos compressíveis, de baixa resistência, a solução deve basear-se em informações de diferentes técnicas de ensaio, visando caracterizar de forma adequada e representativa o comportamento do solo.

O SPT (Standard Penetration Test) é reconhecidamente a mais popular, rotineira e econômica ferramenta de investigação geotécnica em todo o mundo. Permite uma indicação

da densidade de solos granulares, também pode ser aplicado para a identificação da consistência de solos coesivos e mesmo de rochas brandas.

O ensaio constitui-se em uma medida de resistência dinâmica conjugada a uma sondagem de simples reconhecimento. A perfuração é realizada por tradagem e circulação de água utilizando-se o trépano de lavagem como ferramenta de escavação. As amostras representativas do solo são coletadas a cada metro de profundidade através do amostrador padrão. O procedimento de ensaio consiste na cravação deste amostrador, com 50 mm de diâmetro externo no fundo de uma escavação, usando um peso de 65 kg, caindo de uma altura de 750 mm. O valor N_{spt} é o número de golpes necessário para fazer o amostrador penetrar 300 mm, após uma cravação inicial de 150 mm. A Figura 2.15 ilustra os equipamentos utilizados no ensaio SPT.

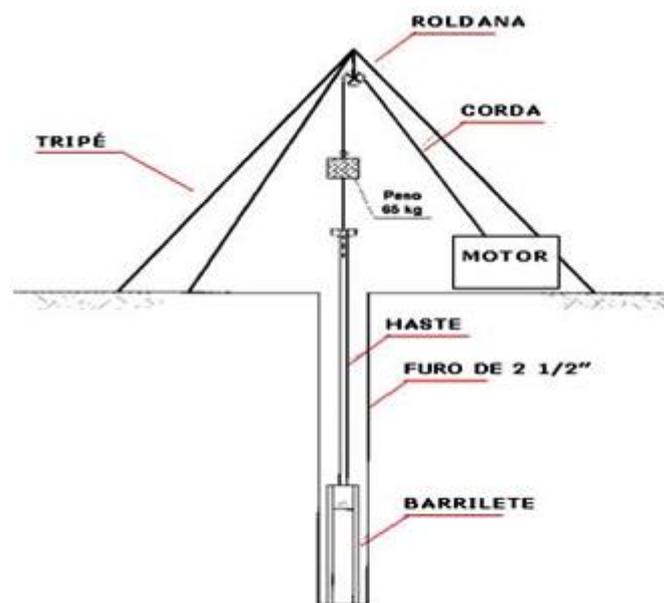


Figura 2.15 – Esquema ilustrativo do ensaio SPT (Fonte: imagem extraída do site <http://www.forumdaconstrucao.com.br>)

Algumas vantagens do ensaio SPT em relação às demais são: simplicidade do equipamento, baixo custo e obtenção de um valor numérico de ensaio que pode ser relacionado com regras empíricas de projeto. Apesar das críticas recorrentes em relação á diversidade de procedimentos utilizados para a execução do ensaio e aos métodos de interpretação, este ainda é o ensaio mais utilizado na prática da Engenharia de Fundações.

A normalização do ensaio SPT foi realizada em 1958 pela ASTM, contudo continuam comuns, em todo o mundo, procedimentos não padronizados e equipamentos que estão fora do padrão internacional. O Brasil tem uma norma própria para o ensaio, a NBR 6.484/2001.

Existem diferentes técnicas de perfuração, equipamentos e procedimentos de ensaio nos diferentes países, resultantes de fatores locais e grau de desenvolvimento tecnológico do setor, o que resulta em desuniformidade de significado dos resultados obtidos. As principais diferenças se referem ao método de perfuração, fluido estabilizante, diâmetro do furo, mecanismo de levantamento e liberação de queda do martelo, rigidez das hastes, geometria do amostrador e método de cravação. Além disso, tem-se a influência marcante das características e condições do solo nas medidas de SPT.

É importante reconhecer os efeitos das condições do solo na resistência a penetração. Quando o amostrador é impelido para dentro do solo, sua penetração é resistida pelo atrito nas superfícies externas e internas e na base do amostrador. Com isso, a massa de solo nas proximidades do amostrador é afetada pela energia de choque do martelo transmitida através das hastes. O excesso de pressões neutras gerado terá dissipação decorrente da permeabilidade do material testado. Como o comportamento dos solos depende da trajetória de tensões e nível de deformações a que são submetidos, teoricamente o ensaio de campo ideal deveria impor uma trajetória de tensões e nível de deformações uniforme em toda a massa envolvida no processo, complementado por condição perfeitamente não-drenada ou de total dissipação da pressão neutra. Contudo, nem o SPT, nem outros ensaios de campo satisfazem completamente a essas condições.

Nos solos coesivos, por exemplo, a resistência à penetração é função da resistência não-drenada (S_u). Os fatores que controlam a resistência são a plasticidade, sensibilidade e fissuração da argila, por isso, existem relações diferentes entre S_u e N_{spt} na literatura. Além disso, a resistência não drenada não é uma propriedade exclusiva do solo, pois depende da trajetória de tensões e como consequência, do ensaio utilizado para sua determinação.

Conhecidas as limitações do ensaio, causadas por fatores que influenciam os resultados e não estão relacionadas às características do solo, é possível avaliar as metodologias empregadas na aplicação de valores N_{spt} em problemas geotécnicos. Para isso, as abordagens modernas recomendam a correção do valor medido de N_{spt} considerando o efeito da energia de cravação e do nível de tensões.

Deve-se considerar que a energia transferida ao amostrador, no processo de cravação, não é a energia de queda livre teórica transmitida pelo martelo. A eficiência do sistema é

função das perdas por atrito e da própria dinâmica de transmissão de energia do conjunto. No Brasil, é comum o uso de sistemas manuais de liberação de queda do martelo que aplica uma energia da ordem de 70% da energia teórica. Nos EUA e Europa o sistema é mecanizado e a energia liberada é da ordem de 60%. A prática internacional sugere normalizar o número de golpes com base no padrão americano de N_{60} .

Sempre que os resultados de ensaio forem interpretados visando à estimativa de parâmetros de comportamento do solo, serão fornecidas recomendações específicas quanto a necessidade de correção dos valores medidos de N_{spt} . A correção para um valor de penetração de referência, normalizado com base no padrão americano de N_{60} , é realizada simplesmente através de uma relação linear entre a energia empregada e a energia de referência. Assim, pode-se representar a correção:

$$N_{60} = (N_{spt} \times \text{energia aplicada})/0,60 \quad (2.1).$$

Por exemplo, um ensaio realizado no Brasil, segundo a Norma Brasileira, com acionamento manual do martelo, fornecendo uma medida de energia de 66% da energia teórica de queda livre, teria seu valor medido de penetração de 20 golpes convertido em um valor de $N_{60} = (20 \times 0,66)/0,60 = 22$.

O ensaio SPT tem sido usado para inúmeras aplicações, desde amostragem para identificação dos diferentes horizontes, previsão da tensão admissível de fundações diretas em solos granulares, até correlações com outras propriedades geotécnicas. A primeira aplicação atribuída ao SPT consiste na simples determinação do perfil de subsolo e identificação tátil-visual das diferentes camadas a partir do material recolhido no amostrador padrão. A classificação do material é normalmente obtida combinando a descrição do testemunho de sondagem com as medidas de resistência à penetração. O sistema de classificação, amplamente utilizado no Brasil e recomendado pela NBR 7.250/82, é fundamentado em medidas de resistência à penetração sem qualquer correção quanto à energia de cravação e nível de tensões. Alternativamente pode-se utilizar a proposta de Clayton (1993).

Com isso, podem-se enunciar algumas conclusões sobre o uso do SPT: o ensaio constitui a investigação mais utilizada na prática corrente da Geotecnia, especialmente em fundações, e a tendência observada deve ser mantida no futuro próximo, devido à simplicidade, economia e experiência acumulada; o avanço do conhecimento sobre o ensaio deve ser necessariamente incorporado à prática de engenharia. Para tanto é imprescindível o

uso de metodologia e equipamentos padronizados, com a avaliação da energia transmitida ao amostrador. O treinamento de pessoal e a supervisão durante a realização do ensaio constitui um desafio permanente, mesmo com o acréscimo de custo, para que os resultados sejam representativos e confiáveis. Uma vez atendidas às recomendações anteriores, pode-se aplicar as metodologias apresentadas para estimativa de parâmetros de comportamento dos solos e previsão de desempenho de fundações, resguardadas as limitações apresentadas. Do ponto de vista da prática da engenharia de fundações, os valores médios de penetração podem servir de indicação qualitativa à previsão de problemas, por exemplo, N_{spt} superiores a 30 indicam em geral solos resistentes e estáveis sem necessidade de estudos geotécnicos mais elaborados para a solução de casos correntes. Solos com N_{spt} inferiores a 5 são compressíveis e pouco resistentes e não devem ter a solução produzida com base única nestes ensaios, mesmo porque nesta faixa (0-5) os mesmos não são representativos.

2.2.2 Ensaio de Penetração de Cone (CPT) e Piezocone (CPTu)

Os Ensaio de Penetração de Cone (CPT) e Piezocone (CPTu), vêm se caracterizando como uma das mais importantes ferramentas de prospecção geotécnica do mundo. Resultados de ensaios podem ser utilizados para determinação estratigráfica de perfis de solos, determinação de propriedades dos materiais prospectados, particularmente em depósitos de argilas moles, e previsão de capacidade de carga de fundações.

Enquanto que os procedimentos de ensaio já são padronizados, há diferenças entre equipamentos, que podem ser classificados em três categorias: o Cone Mecânico, caracterizado pela medida na superfície, com transferência mecânica pelas hastes, dos esforços necessários para cravar a ponta cônica q_c e o atrito lateral f_s ; o Cone Elétrico, cujas células de carga instrumentadas eletricamente permitem a medida de q_c e f_s diretamente na ponteira; e o Piezocone, que além das medidas elétricas de q_c e f_s , permite o monitoramento contínuo das pressões neutras u geradas durante o processo de cravação. Assim, define-se o Piezocone como uma ponteira cônica metálica instrumentada com sensores, sendo os principais os de resistência, de poro-pressão, de inclinação, de velocidade da onda sísmica e de resistividade. A automação na aquisição destas informações traz mais precisão e rapidez nos resultados, que são fornecidos em tempo real, suprimindo uma lacuna na área de ensaios de campo, com qualidade e eficácia.

Os primeiros ensaios de penetração estática foram realizados pela Ferrovia Estatal da Suécia, em 1917, e pelas Ferrovias Dinamarquesas, em 1927 (Cestari, 1990). Estes primeiros equipamentos eram mecânicos e apresentavam um sensor de carga posicionado no topo das hastes, medindo a força necessária para a cravação da ponteira. Em 1934 surgiram os primeiros cones, denominados Delft, na Holanda (Lunne et al., 1997). A introdução da medida do atrito lateral através de uma luva metálica foi feita por Beggmann (1953) seguidos dos primeiros cones elétricos, propiciando grande incremento no uso a partir da década de 1960, em função da precisão e rapidez na obtenção dos resultados. A introdução da medida da poro-pressão nas sondas piezométricas (Wissa et al., 1975; Torstensson, 1975) e posteriormente com o surgimento do piezocone para medir simultaneamente resistência de ponta, atrito lateral e poro-pressão (De Ruiter, 1971). A partir deste período, as medições tornaram-se mais precisas e foram sucessivamente sendo acrescentados novos sensores ao piezocone padrão, aumentando sensivelmente o potencial como ferramenta de investigação geotécnica e geoambiental (Campanella et al., 1998). Estudos em grandes áreas, objetivando mapeamentos estratigráficos e avaliações de risco, têm sido realizados com sucesso utilizando os ensaios de piezocone (Schneider et al., 2001; Amorosi e Marchi, 1999).

O princípio do ensaio de cone é simples, consistindo da cravação no terreno de uma ponteira cônica com 60° de ápice a uma velocidade constante de 20 mm/s. A secção transversal do cone é normalmente de 10 cm^2 , podendo atingir 15 cm^2 para equipamentos mais robustos, de maior capacidade de carga. O ensaio de penetração de piezocone é executado em solos e traduz-se na cravação vertical da ponteira cônica de aço, instrumentada com diversos tipos de sensores, com informações coletadas digitalmente e visualizadas em tempo real na tela de um computador. A cravação depende de um sistema de reação, que pode ser um lastro ou uma ancoragem no solo. A capacidade de penetração da ponteira depende da resistência total do conjunto: capacidade do sistema de reação e a resistência do solo. Existem dois tipos principais de aplicação dos esforços estáticos, que são caminhões com peso variável de 10 a 40 toneladas e outro que são os penetrômetros de pequeno e médio porte ancorados com trados mecânicos no solo. Os primeiros têm a capacidade de reação independente do tipo de solo superficial já, os sistemas ancoráveis, têm sua capacidade vinculada às características de resistência de ancoragem nos solos superficiais. O equipamento de cravação compreende a estrutura de reação sobre a qual é montado um sistema de aplicação de cargas. Sistemas hidráulicos são normalmente utilizados para essa finalidade, sendo o pistão acionado por uma bomba hidráulica acoplada a um motor a combustão ou elétrico. Uma válvula reguladora de

vazão possibilita o controle preciso de velocidade de cravação. A penetração é obtida através da cravação contínua de hastes de comprimento de 1 m, seguida da retração de um pistão hidráulico para posicionar uma nova haste. A Figura 2.16 ilustra o mecanismo do ensaio de piezocone com um sistema ancorável propiciado pela reação do caminhão.

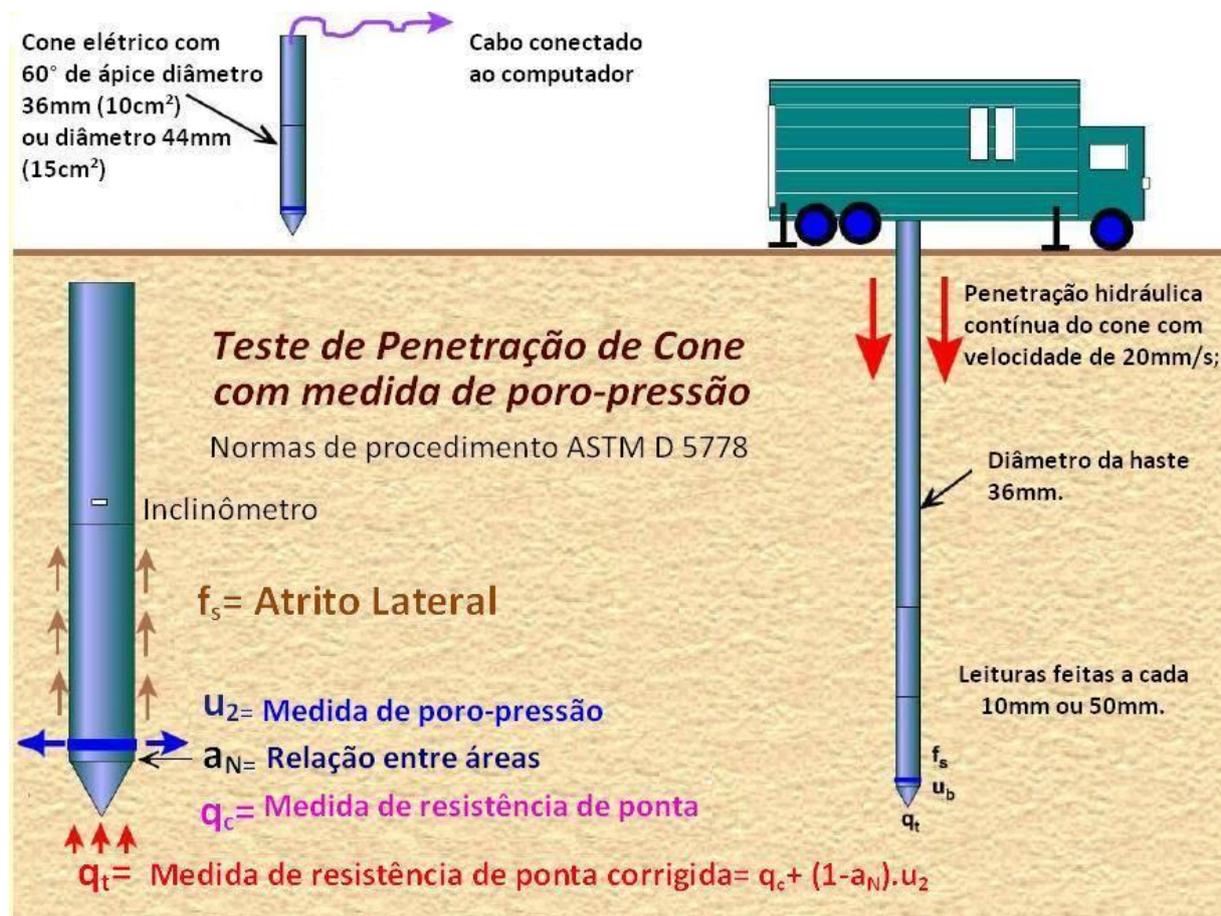


Figura 2.16- Esquema ilustrativo do ensaio de piezocone (Fonte:

<http://www.consultoriaeanalise.com/2012/08/cone-penetration-testing.html-modificada>)

Sistemas automáticos de aquisição de dados são empregados em ensaios de cone. Programas computacionais permitem o gerenciamento do processo de aquisição e armazenamento das medidas *in situ*. Além disso, recomenda-se inclusive que o acionamento das leituras não seja feito de forma manual, evitando a interferência do operador na aquisição de dados de ensaio.

O piezocone, pelas próprias características de concepção, permite o acoplamento de diversos tipos de sensores, e desta forma pode permitir a perfilagem com a obtenção de

parâmetros específicos em posições específicas. São aqui evidenciadas, por exemplo, algumas posições características do sensor de poro-pressão (u) na Figura 2.17:

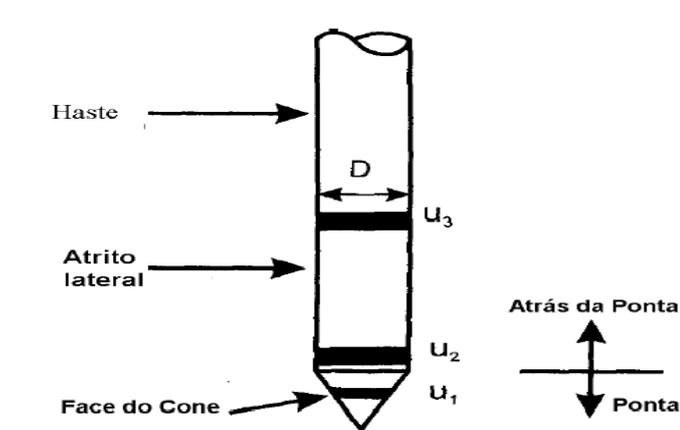


Figura 2.17 – Descrição das posições dos sensores de medida da poro-pressão no piezocone (Fonte: <http://www.conepenetration.com>)

A posição de medição da poro-pressão tem forte influência nos resultados. A posição considerada padrão é a u_2 , atrás da base do cone, principalmente devido à necessidade de correção da resistência de ponta devido ao efeito de áreas desiguais. No entanto esta posição é criticada por alguns autores por estar localizada em uma região de intensa redistribuição de tensões e deformações, o que prejudica a interpretação do ensaio em certas condições de solo. Existe consenso entre diversos pesquisadores de que não existe posição única que permita a interpretação de todo o potencial deste parâmetro. Os resultados de resistência de ponta (q_c) e atrito lateral (f_s) normalmente são tratados em conjunto e indicam a resistência oferecida pelo solo à penetração de uma ponteira de aço padrão com 10 cm^2 de área, e ao atrito lateral de uma luva metálica com 150 cm^2 de área.

A padronização das dimensões, velocidade de cravação, geometria, entre outros é de fundamental importância para permitir a comparação e correlação entre os diversos ensaios de piezocone. Os procedimentos de checagem e calibração, descritos em detalhe por Lunne et al. (1997), devem ser sempre seguidos de forma a garantir erros mínimos e confiabilidade, viabilizado através da precisão propiciada pelos resultados dos ensaios de piezocone, quando devidamente calibrados e executados.

No Brasil, o ensaio de cone é empregado desde o final da década de 1950, contudo seu uso limitava-se à prospecção de petróleo em plataformas marítimas. Essa tendência foi revertida na década de 1990, observando-se um excelente interesse comercial pelo ensaio de cone.

2.2.2.1 Resistência de ponta (q_c)

A resistência de ponta (q_c) é a resistência oferecida pelo solo à penetração quase estática de um conjunto de hastes com uma ponteira cônica, com área de 10 cm^2 e frequência de leitura que varia de 1 a 5 cm, resultando num perfil de resistência praticamente contínuo. O modelo do ensaio simula a cravação de uma estaca e os parâmetros geotécnicos podem ser obtidos por correlações, e o tipo de solo é obtido interpretando sistemas de classificação em geral apresentados em ábacos. Os valores da resistência de ponta, em solos saturados, sofrem forte influência da pressão neutra gerada durante o processo de cravação. Os valores devem ser corrigidos para o efeito da poro-pressão, através do registro de u_2 medida na base do cone. A resistência de ponta é o parâmetro básico dos Ensaio de Cone (CPT) e de Piezocone (CPTu), pois fornece um parâmetro de resistência quase contínuo. Diversas pesquisas enfocando resistência ao cisalhamento e propriedades de deformação procuram correlacionar os parâmetros geotécnicos com a resistência de ponta (q_c) (Wroth, 1984; Jamiolkowski et al., 1988; Lunne et al.; 1997; De Beer, 1963). A previsão de parâmetros de deformação está sujeita a grandes incertezas em função dos níveis de deformação provocados pela inserção do cone no solo, devido às características do próprio solo e do diâmetro do instrumento (Wroth, 1984; Lunne et al., 1997).

2.2.2.2 Atrito lateral local (f_s)

O atrito lateral local (f_s) é medido através de uma luva com área de 150 cm^2 posicionada acima da ponteira cônica. Os resultados do atrito lateral local são considerados imprecisos por diversos autores (Bandini e Salgado, 1998; Eslami e Fellenius, 1997) devido a variações de projeto dos diversos cones e do nível de deformação do solo elevado na posição de medida do atrito. Outro aspecto que torna impreciso o uso dos resultados de f_s é a frequente ausência de correção de posição devido à simultaneidade de medição no sensor da luva de atrito em relação ao sensor de resistência de ponta do cone.

Jaksa et al. (1997) estudando o efeito das correções de posição, concordam com Campanella et al. (1983), que para a maioria dos tipos de solos uma correção de 100 mm para a posição da luva de atrito é recomendada. Para estes autores, ignorar a correção dos

resultados de f_s com relação à posição implica em erros significativos na razão de atrito (R_f) e consequentemente na identificação do perfil estratigráfico.

2.2.2.3 Medida da poro-pressão

A medida da poro-pressão é um parâmetro que efetivamente diferencia o piezocone como ferramenta de investigação, por fornecer informações sobre o desenvolvimento de pressões neutras e consequentemente de migração dos fluidos nos poros do solo (Baligh e Levadoux, 1980; Robertson et al., 1986; Robertson, 1990). Parâmetros de resistência e compressibilidade dos solos argilosos estão diretamente influenciados pelas características de fluxo da água nos poros, de forma que as avaliações de parâmetros tornaram-se mais precisas e o entendimento do comportamento do solo frente a uma solicitação de carga é mais bem compreendida e modelada através do uso do resultado das medidas da poro-pressão (Burns e Mayne, 2002).

A poro-pressão pode ser avaliada sob dois enfoques distintos. O primeiro com relação ao perfil da poro-pressão desenvolvido durante a cravação do piezocone, que fornece indicações claras da drenabilidade dos solos investigados quando ocorre a penetração do piezocone. O segundo enfoque é a realização dos ensaios de dissipação, que permitem a determinação de parâmetros do solo como coeficiente de adensamento e permeabilidade nos solos argilosos, além do nível d'água e de indicações sobre a direção de fluxo da água subterrânea nos solos mais arenosos. O perfil da poro-pressão, desenvolvido durante a cravação do piezocone, tem por base o conceito de que o excesso de poro-pressão gerado na cravação do piezocone, em solos com granulação fina e saturados, tende a ser elevado e se dissipa lentamente; já em solos de granulação grossa insaturados tende a ser baixo ou nulo, refletindo a alta permeabilidade. O sensor da poro-pressão apresenta elevada sensibilidade para detecção de camadas muito delgadas e muito permeáveis de comportamento drenado (areias), em meio a solos pouco permeáveis de comportamento não drenado (argilas), e também camadas delgadas de argila em meio a pacotes arenosos (Robertson et al.,1986). Os resultados da medida da poro-pressão são fortemente influenciados pela posição do sensor (u_1, u_2, u_3), e os valores têm sido correlacionados com o histórico de tensões (Kulhawy et al., 1989), com a permeabilidade entre outros parâmetros geotécnicos.

O funcionamento e a resposta do sensor de poro-pressão estão intimamente ligados às características do fluido e às condições de saturação do elemento filtrante (Larson, 1995; Elmgren, 1995). Segundo Lunne et al. (1997) o fluido de saturação deve ser incompressível e respostas deficientes da poro-pressão estão frequentemente associadas a problemas de saturação da cavidade filtrante. Não há diferenças significativas nos procedimentos de ensaio utilizando CPT e CPTu, exceto pelo procedimento necessário à saturação do piezocone. O fluido de saturação pode ser água deairada, óleo de silicone ou óleo de glicerina, havendo ainda experiências bem sucedidas com o uso de óleo mineral. O uso de água pode acarretar dificuldades de manutenção da saturação do elemento poroso durante a cravação do piezocone acima do nível do lençol freático. A saturação do piezocone é obtida através da aplicação de vácuo, em câmara de calibração, onde se encontra a pedra porosa imersa no fluido por um período de 2 a 3 horas. Este processo é realizado em laboratório anteriormente à execução do ensaio, mantendo-se a pedra em imersão até o momento da cravação.

Alguns parâmetros importantes que ajudam na interpretação do resultado do ensaio de piezocone são: a Razão de Atrito (R_f); a Poro-pressão Hidrostática (u_0); Registro de Poro-pressão (u) e o excesso de Poro-pressão (Δu), além da Razão Diferencial de Poro-pressão (DPPR e B_q).

2.2.2.4 Razão de atrito

A Razão de Atrito é definida como a razão entre o atrito lateral (f_s) e a resistência de ponta (q_c ou q_t definida na equação 2.10) corrigida, em %.

$$R_f = (f_s/q_c).100\%; \quad (2.2)$$

$$R_f = (f_t/q_t).100\%; \quad (2.3)$$

$$R_f = (f_s/q_t).100\% \quad (2.4)$$

2.2.2.5 Poro-pressão hidrostática – u_0

Também conhecida como poro-pressão de campo, em um determinado nível do solo, é integrada no valor da medição do sensor de poro-pressão durante o processo de penetração do piezocone. Em condições de ausência de fluxo ou confinamento, este valor pode ser obtido através do ensaio de dissipação aguardando-se a dissipação total do excesso de poro-pressão. Neste ponto, o valor medido deve equivaler à coluna d'água existente acima do ponto investigado.

2.2.2.6 Registro da poro-pressão – u

Trata-se da poro-pressão medida durante a penetração, dada por:

$$u = (u_0 + \Delta u) \quad (2.5)$$

Sendo u a poro-pressão correspondente à área do filtro que se localiza na base do piezocone.

Além disso, definido como sendo a diferença entre u e u_0 , é o excesso de poro-pressão que pode ser negativo ou positivo, dependendo das propriedades do solo e também é muito dependente da posição em que o filtro se encontra no piezocone.

2.2.2.7 Razão Diferencial de Poro-Pressão (DPPR e B_q)

Definida como sendo a razão entre o excesso de poro-pressão (Δu) e a resistência de ponta do cone corrigida para os efeitos de áreas desiguais (q_t) ou apenas pela resistência de ponta do cone (q_c):

$$DPPR = (\Delta u/q_t); \quad (2.6);$$

$$DPPR = (\Delta u/q_c). \quad (2.7);$$

Segundo Lunne et al. (1997), a Razão de Poro-Pressão (B_q) pode ser escrita, quando utilizada para a normalização dos dados com relação a tensão vertical total (σ_{v0}).

$$B_q = \Delta u / (q_c - \sigma_{v0}); \quad (2.8)$$

$$B_q = \Delta u / (q_t - \sigma_{v0}) \quad (2.9)$$

2.2.2.8 Correções de parâmetros

Os resultados do ensaio de piezocone são obtidos digitalmente a partir da leitura dos diversos sensores disponíveis. A confiabilidade e precisão dos dados dependem, entre outros, das correções que devem ser efetuadas nos resultados obtidos no ensaio. Segundo Senneset et al. (1989) as correções podem ser divididas em três tipos principais: as correções devidas à calibração dos sensores; as correções devidas à posição relativa dos sensores; e as correções devidas à normalização dos resultados.

Segundo Lunne et al. (1997) as calibrações dos sensores de resistência de ponta, atrito lateral e poro-pressão, são feitas tendo como referência dispositivos precisos e aferidos. A calibração consiste em aplicar um esforço e medir as forças ou as pressões simultaneamente na leitora do sensor e em um sistema independente de referência. Os resultados das calibrações, quando dentro das faixas especificadas pelas normas, devem ser aplicados aos resultados dos ensaios realizados no campo. Além da calibração dos sensores, devem ser obtidas as características geométricas do cone que incluem diâmetro, ângulo de ponta, rugosidade, entre outros. Um parâmetro de grande importância, no ensaio de piezocone, principalmente em solos moles, é a relação de áreas desiguais de cada piezocone. É indicado pela letra “*a*” e representa a relação das diferentes áreas entre a porção interna e externa do piezocone, indicadas como A_N e A_f . A correção para as áreas desiguais é aplicada ao resultado da resistência de ponta (q_c), resultando na resistência de ponta corrigida (q_t), dada pela equação 2.10:

$$q_t = q_c + u_2(1-a) \quad (2.10)$$

Onde, q_c é a resistência de ponta; u_2 é a poro-pressão medida na base do cone; “*a*” é a relação de áreas desiguais.

A correção para áreas desiguais torna-se muito importante em solos que apresentam q_c baixo e u_2 alto, principalmente para argilas moles saturadas.

As correções devido à posição dos sensores são necessárias em virtude da própria geometria do piezocone, pois dados registrados simultaneamente durante o ensaio não representam informações provenientes de uma mesma posição. Os valores a serem aplicados a estas correções dependem da geometria e da interpretação teórica do ensaio (Robertson et al., 1986). O sensor de ponta (q_c) é considerado posição de referência. O sensor de poro-pressão, apesar de estar um pouco deslocado da ponta também não é convencionalmente corrigido. Já para o sensor de atrito lateral (f_s) são necessárias correções de posição (Robertson et al., 1986; Jaksa et al., 1997).

As correções devidas à normalização são geralmente executadas com o objetivo de comparar resultados em diferentes condições de profundidade, identificando propriedades com forte controle e tendência marcante, normalmente sob o efeito da tensão vertical efetiva, produzida pelo solo acima da profundidade de ensaio.

2.2.2.9 Métodos de apresentação e interpretação

A apresentação dos resultados das leituras dos diversos sensores segue a forma de gráficos da profundidade contra o parâmetro avaliado, conforme exemplo da Figura 2.18.

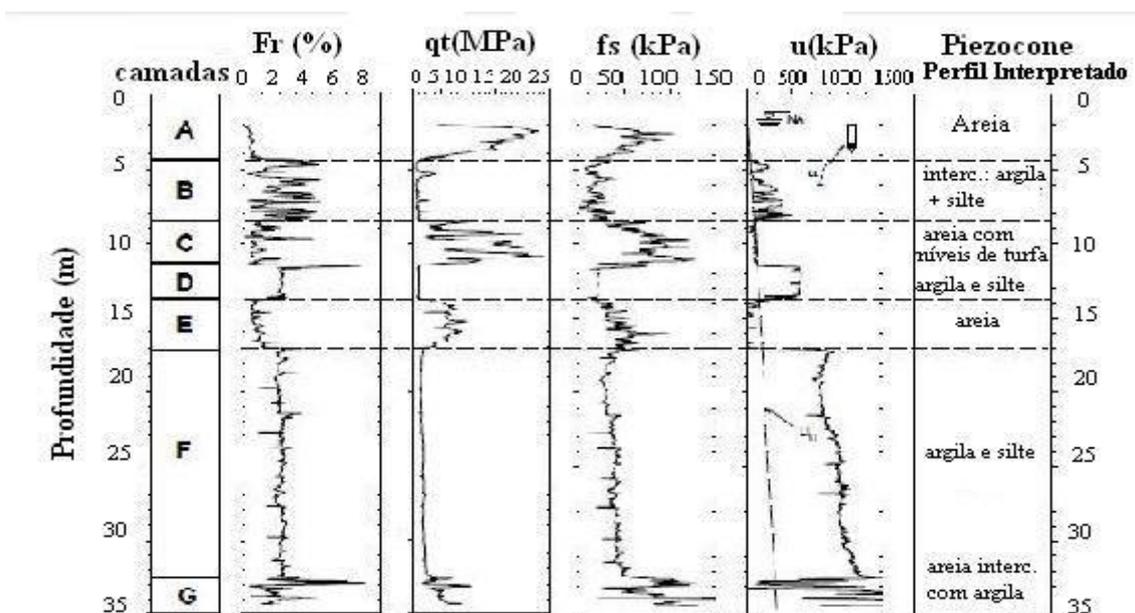


Figura 2.18 – Exemplo de apresentação de resultados do ensaio de piezocone para os sensores convencionais (q_c , f_s e u) (Fonte: De Mio & Giachetti, 2007)

Robertson et al. (1983) e Lunne et al. (1997), indicam que a forma de apresentação deve ser semelhante àquela que foi indicada na Figura 2.18, onde também é apresentada a classificação dos solos e a subdivisão do perfil. Os resultados, na forma de gráficos devem ainda estar acompanhados dos dados numéricos e do certificado de calibração e aferição do piezocone.

A introdução da ponteira metálica cônica no solo com velocidade constante provoca mudança sensível no estado de tensões, nas deformações e pressões de água dos poros do maciço em torno do cone (Baligh, 1986 b). Esta penetração no solo resulta em um processo combinado de expulsão de um material instantaneamente incompressível e de um decréscimo de volume pela modificação estrutural de solo compressível (De Beer, 1963). A forma e intensidade destes processos dependem das características de deformação de cada tipo de solo. A complexidade destas deformações e da distribuição da pressão da água dos poros tornam as soluções teóricas de difícil aplicação, não existindo até o momento uma solução que modele perfeitamente parâmetros geotécnicos a partir do resultado do ensaio de piezocone (Robertson et al., 1986; Schnaid, 2000). Desta forma, a interpretação do ensaio de piezocone normalmente é feita a partir de calibrações e correlações com ensaios de laboratório e campo (Wroth, 1984). Considerando os princípios básicos da mecânica dos solos, as interpretações podem ser feitas de forma consistente para os solos onde a penetração do cone é completamente drenada e para os solos onde essa penetração é completamente não drenada (Lunne et al., 1996). Os solos intermediários de comportamento parcialmente drenado impõem dificuldades adicionais à interpretação dos resultados do ensaio de piezocone

Os principais métodos teóricos de abordagem do processo de penetração do cone abrangem os Métodos de Capacidade de Carga (Terzaghi, 1943; De Beer, 1977), os Métodos de Expansão de Cavidades (Vesic, 1972), e os Métodos das Trajetórias de Deformação (Baligh, 1985; Baligh, 1986). Existem ainda soluções baseadas no Método dos Elementos Finitos e os Métodos de Tensão Característica, porém ainda pouco desenvolvidos (Campanella e Robertson, 1988).

Houlsby e Teh (1988) consideram a penetração do cone em material homogêneo, como um fluxo estacionário de solo passando por um penetrômetro estático, o que caracteriza uma análise utilizando a trajetória das deformações. Esses autores propõem um novo método de avaliação da consolidação dos solos a partir do ensaio de piezocone, considerando o índice de rigidez do solo. Consideram que as teorias de expansão de cavidades são válidas quando o

material deslocado se acomoda por deformação elástica, normalmente a grandes profundidades. De acordo com Baligh (1985), devido às severas restrições cinemáticas nas penetrações profundas, as deformações produzidas pela penetração do cone são independentes da resistência ao cisalhamento do solo. O autor considera que o método de expansão das cavidades falha em não considerar dois aspectos essenciais da penetração vertical: a dependência das deformações na coordenada vertical, pois não se pode identificar a direção precisa de penetração, e a condição de penetração estática contínua. O autor considera ainda que os problemas de fundações rasas são controlados pela tensão e os problemas de fundações profundas são controlados pelas deformações, o que indica que cada método teórico é melhor aplicável a situações específicas de cada projeto e tipo de solo.

Chang et al. (2001) aplicando a teoria de expansão de cavidades aos ensaios de piezocone, consideram que os resultados do ensaio são afetados por parâmetros chave, como a resistência ao cisalhamento não drenado (S_u), a razão de sobre adensamento (OCR) e o índice de rigidez (I_r). Desta forma, o resultado do ensaio CPTu pode ser teoricamente utilizado para avaliar estes parâmetros

Assim, conclui-se que o uso do piezocone é recomendado principalmente em depósitos de solos compressíveis e de baixa resistência. A precisão do equipamento possibilita estimativas realistas das propriedades do solo, justamente em condições nas quais outras técnicas de ensaio mostram-se inadequadas. Desta forma, podem-se enfatizar as principais vantagens do método que são o registro contínuo da resistência à penetração, fornecendo uma descrição detalhada da estratigrafia do subsolo, informação essencial à composição de custos de um projeto de fundações, e a eliminação de qualquer influência do operador nas medidas de ensaio (q_c ; f_s ; u). A aceitação do piezocone, em nível internacional, reside no potencial do ensaio para caracterizar o perfil do subsolo, identificando inclusive camadas drenantes de pequena espessura.

As recomendações quanto à terminologia, dimensões, procedimentos, precisão de medidas e apresentação de resultados foram estabelecidas em Normas, tais como: ABNT-MB 3.406/1991

2.2.2.10 Estimativas de parâmetros de projeto

A seguir são detalhados os principais parâmetros que têm sido avaliados a partir do ensaio de piezocone, com indicação das correlações mais comuns. Os resultados das correlações devem ser considerados indicativos de comportamento e nunca utilizados para obtenção direta de parâmetros de projeto, o que deve ser feito com base em experiência prévia, características da obra, ensaios específicos e análises probabilísticas, conforme Duncan (1999).

A estimativa de parâmetros geotécnicos a partir do ensaio de piezocone se faz na prática através de correlações com dados de laboratório ou ensaios em campo (Jamiolkowski et al., 1988; Senneset et al., 1989; Wroth, 1984; Lunne et al., 1997). A aplicação e validação de determinada correlação, deve considerar a similaridade com a condição do solo no qual se pretende aplicar a correlação (Moss, 2003).

No estabelecimento de correlações entre os diversos ensaios é necessário considerar dois fatores básicos:

- A variabilidade interna do maciço de solo;
- Grau de correlação entre as variáveis analisadas.

O grau de correlação depende do nível de conhecimento do problema e do tamanho e qualidade da base de dados utilizada para definir a correlação. As correlações locais, para solos com a mesma origem, história geológica semelhante e extensão areal restrita, tendem a ser mais precisas.

A tensão vertical efetiva causa, segundo Baldi et al. (1982), uma forte influência nos resultados do piezocone, tornando frequente a apresentação de resultados normalizados na obtenção dos parâmetros de projeto. Em solos tropicais Ajayi e Palogun (1988) concluem que a resistência de ponta (q_c) não é influenciada pela tensão vertical efetiva. Atribuem este comportamento à saturação parcial e às heterogeneidades estruturais e micro estruturais reliquias.

Senneset et al. (1989) avaliam criticamente a obtenção de parâmetros do solo a partir do ensaio de piezocone. Concluem que o ensaio tem excelente capacidade para determinar a estratificação e o tipo de solo, apresentando bom potencial na obtenção de parâmetros de resistência e deformabilidade, porém a utilização corrente depende de uma maior padronização do ensaio e do desenvolvimento de modelos de interpretação mais precisos.

Para interpretação de parâmetros os autores sugerem o uso do q_t e do Δu . É ainda necessário conhecer as condições iniciais de tensão do solo penetrado, representada pela tensão vertical efetiva ($\sigma'_{v0} = \sigma_{v0} - u_0$).

Considerando o nível de deformação provocado pela penetração do piezocone no solo, o estabelecimento de muitas das propriedades geotécnicas torna-se impreciso. Exemplos típicos são as correlações amplamente utilizadas entre módulos de deformabilidade e resistência à penetração estimada a partir do CPTU, que segundo Jamiolkowski et al. (1988) são puramente empíricas e estão sujeitas a limitações nem sempre reconhecidas pelos usuários potenciais, e muitas vezes mal interpretadas. Além disso, as correlações são formuladas para condições completamente drenadas ou completamente não drenadas, o que limita o uso extensivo em muitas condições práticas.

Estimativas de parâmetros geotécnicos a partir dos ensaios de penetração podem englobar três grupos distintos de propriedades (Jamiolkowski, et al., 1982; Wroth, 1984): parâmetros de estado inicial; parâmetros de deformabilidade e parâmetros de resistência ao cisalhamento.

As classificações com base nos resultados de ensaios de piezocone são consideradas indiretas, pois durante o ensaio não se obtêm amostras de solo. Desta forma diversos ábacos propostos (Begemann, 1965; Douglas e Olsen, 1981; Robertson et al., 1986; Robertson, 1990; Fellenius e Eslami, 2000) avaliam o comportamento dos solos frente a cravação da ponteira cônica instrumentada e não relacionam diretamente com as suas características granulométricas. Existem basicamente três fatores que controlam a resistência de ponta (q_c), o atrito lateral (f_s) e a poro-pressão (u), que são: os equipamentos, os procedimentos, a constituição do solo e as condições ambientais (Douglas e Olsen, 1981). Ao alcançar rigorosa padronização dos equipamentos e procedimentos, ainda permanecem a constituição do solo e as condições ambientais como fatores intervenientes. Estes dois fatores se manifestam nos gráficos classificatórios indicando duas tendências básicas, refletidas através das linhas de formato curvo, quase ortogonais, que definem as regiões dos diferentes tipos e condições do solo (Zhang e Tumay, 1996). O tipo de solo pode mudar segundo uma direção e características de campo, como OCR, sensibilidade e densidade relativa mudam em outra direção. Desta forma, as cartas de classificação mais comuns são similares no sentido de que solos arenosos geralmente apresentam alta resistência de ponta e baixa razão de atrito; e os solos argilosos geralmente apresentam baixa resistência de ponta e elevada razão de atrito. Os parâmetros q_c , f_s e u tendem a aumentar com o aumento da tensão vertical (Robertson, 1990).

Em decorrência surgem diversas correções para tensão vertical, através da normalização dos resultados do ensaio de piezocone, refletidas em algumas cartas de classificação, como na de Robertson (1990). No entanto, a normalização dos resultados do ensaio de piezocone deve também considerar os efeitos da tensão horizontal, já que este fator tem influência na estimativa de parâmetros a partir dos resultados do ensaio de piezocone (Mayne e Kulhawy, 1982; Chen & Mayne, 1994, 1996), porém apresenta dificuldade de determinação no campo.

2.2.2.11 Parâmetros de adensamento e permeabilidade

Os parâmetros de adensamento e permeabilidade estão agrupados num mesmo item por serem obtidos a partir de procedimentos de interpretação semelhantes com base nos resultados dos ensaios de piezocone, mais especificamente da interpretação dos registros de poro-pressão e da dissipação de seu excesso, quando da realização do ensaio de dissipação da poro-pressão. Os resultados de um ensaio de piezocone permitem estimar o coeficiente de adensamento (C_h), a permeabilidade (k) e o módulo de compressão volumétrica (m_v). O ensaio de dissipação consiste na paralisação da penetração do piezocone e no registro das variações da poro-pressão ao longo do tempo. Geralmente a poro-pressão é medida em kPa, com precisão de 0,01 kPa, e o tempo em segundos com intervalos de 0,1 s. O ensaio é normalmente realizado em solos finos, onde o excesso de poro-pressão é elevado. Em geral, a aplicação dos vários métodos de estimativa de parâmetros considera dissipação mínima de 50% do excesso de poro-pressão (Robertson et al., 1992; Sills et al., 1988). Em alguns casos específicos o ensaio é conduzido até a dissipação total do excesso de poro-pressão, atingindo-se a pressão hidrostática. A poro-pressão é medida através de sensor localizado na extremidade do cone. A posição mais utilizada e recomendada pelas normas ABNT MB-3406/1991 e ASTM D-344/1998 é a u_2 , na base do cone, por permitir a correção da resistência de ponta para o efeito das áreas desiguais.

Em solos saturados a cravação do cone gera excesso de poro-pressão devido às deformações no solo e ao fluxo de água nos poros. O gráfico de poro-pressão do ensaio de piezocone registra o somatório do excesso de poro-pressão e da pressão hidrostática.

Os métodos para interpretação da curva de dissipação foram desenvolvidos inicialmente para solos normalmente adensados, a partir da posição u_1 ou u_2 de medição da poro-pressão. As duas posições apresentam respostas e aplicabilidades distintas em função da propriedade a ser avaliada. A posição u_1 , na face do cone, mostra excelentes resultados na definição do perfil estratigráfico (Mayne e Burns, 2000; Robertson et al., 1986; Robertson, 1990), porém a posição u_2 foi estabelecida como padrão pelas normas da ASTM e ABNT, devido a necessidade de correção da resistência de ponta para o efeito de áreas desiguais, principalmente em solos argilosos moles.

Os resultados dos ensaios de dissipação, com medição da poro-pressão na posição u_2 sistematicamente mostram uma elevação da poro-pressão após a paralização do cone, com o início da redução após um certo tempo. Este comportamento foi interpretado inicialmente como falha na saturação do piezocone (Lunne et al., 1997), porém os resultados obtidos por Sully e Campanella (1994) indicaram que este comportamento poderia estar ligado à redistribuição de pressão que ocorre no entorno do piezocone, devido aos elevados gradientes gerados em solos sobre adensados.

Diversos são os modelos teóricos que permitem a interpretação do ensaio de dissipação da poro-pressão (Tortensson, 1975; Baligh e Levadoux, 1980; Gupta e Davidson, 1986). Recentemente Burns e Mayne (1998a) e Burns e Mayne (2002) apresentaram fundamentação teórica que combina a Teoria de Expansão de Cavidades e a Mecânica dos Solos dos Estados Críticos, resultando em solução analítica para as equações de consolidação radial. As alterações na poro-pressão se devem a dois tipos de componentes. O primeiro representa uma componente de tensão normal octaédrica, produzida pelo deslocamento de solo e fluidos durante a penetração do cone; o outro representa a tensão cisalhante octaédrica, que é produzida pelas deformações cisalhantes do solo junto ao corpo do cone.

Estas duas componentes podem ser diferenciadas teoricamente, mas são medidas em conjunto, não sendo possível discriminá-las. A existência de uma componente de cisalhamento explicou o comportamento dilatante de solos sobre adensados, e este entendimento permitiu a interpretação de curvas de dissipação em qualquer tipo de solo. Os principais parâmetros que interferem na dissipação do excesso de poro-pressão são: índice de rigidez (I_r), ângulo de atrito efetivo (Φ'), OCR, tensão vertical efetiva, poro-pressão hidrostática e raio do cone.

2.2.2.12 História de Tensões

A história de tensões refletida no perfil de pressão de pré-adensamento e da razão de sobre adensamento, interfere sensivelmente na deformabilidade dos solos. Estas características desenvolvem-se em função da história de deposição, processos diagenéticos e pedogenéticos, que são bastante distintos quando comparados os solos sedimentares de clima frio e os solos tropicais residuais (Robertson et al., 1986; Lunne et al., 1997).

Com o objetivo de entender as características de deformabilidade de um solo, foram propostas diversas correlações para estimativa da história de tensões através da determinação do OCR e da pressão de pré-adensamento (Chen e Mayne, 1996; Sully et al., 1988; Konrad e Law, 1987; Mayne e Kulhawy, 1982). O surgimento do sensor de poro-pressão com o piezocone propiciou diversos estudos que indicaram existir boas correlações entre a poro-pressão e a tensão de pré-adensamento. Chen e Mayne (1996), em abrangente levantamento estatístico, procuram identificar uma relação entre os resultados dos ensaios de piezocone e a história de tensões de argilas. Concluíram que as correlações com a σ'_{vm} (pressão de pré-adensamento) em termos de diferença de tensão ($q_t - \sigma_{v0}$ ou $q_t - u$) apresenta uma melhor correlação estatística do que aquelas envolvendo o parâmetro B_q .

Konrad e Law (1987) concluem que o excesso de poro-pressão medido na cravação do piezocone não é sensível o suficiente para refletir mudanças no OCR, pelo menos na faixa de 1,3 a 4,5. Por outro lado, consideram que o perfil contínuo de medição da resistência de ponta e da poro-pressão resultam em um perfil contínuo da tensão vertical efetiva, que é aproximadamente paralela ao perfil de pressão de pré-adensamento obtido dos ensaios em laboratório.

2.2.3 Compressibilidade e adensamento

Um dos aspectos mais importantes em projetos e obras associados à Engenharia Geotécnica é a determinação das deformações (recalques) devidas a carregamentos verticais aplicados na superfície do terreno ou em camadas próximas à superfície.

No caso de projetos de edificações com fundações superficiais, como sapatas ou radiers, ou de aterros construídos sobre os terrenos, é importante o cálculo destas deformações

sob a ação das cargas aplicadas. A magnitude destas deformações deve ser avaliada e comparada com aquelas admissíveis para o bom funcionamento da construção projetada, ao longo de sua vida útil.

No caso de solos as deformações sob a ação das cargas são muito mais complexas em comparação a outros materiais. Podem ser causadas por deformação ou deslocamento das partículas sólidas, ou ainda por expulsão de ar e/ou água dos vazios; são comparativamente maiores que as dos materiais de construção (cerca de 0,005 a 2,5% nos solos); podem ser imediatas ou ocorrerem durante um período de tempo elevado após a aplicação do carregamento (em linhas gerais: deformações em solos arenosos ou argilosos não saturados são rápidas; nos solos argilosos saturados os recalques são lentos e estão associados à saída de água dos vazios dos solos); podem não ser uniformes, o que pode acarretar em danos, como trincas e rachaduras, nas estruturas assentes sobre o solo de fundação e inviabilizar a sua utilização.

Alguns exemplos famosos da Engenharia Geotécnica, em que foram observados recalques de fundação de grandes magnitudes e merecem destaque são: a Torre de Pisa na Itália; a Catedral Metropolitana da Cidade do México; o Palácio de Belas Artes também na Cidade do México; alguns edifícios na orla de Santos (Massad, 2005).

Quando se executa uma obra de engenharia, impõe-se no solo uma variação no estado de tensão que acarreta em deformações, as quais dependem não só da carga aplicada, mas também da compressibilidade do solo. As deformações podem ser classificadas em três categoriais: as deformações elásticas; as deformações plásticas e as deformações viscosas, expressas conforme o gráfico (tensão x deformação) na Figura 2.19.

Quando as deformações são proporcionais ao estado de tensões imposto e forem regidas pela lei de Hooke ($\sigma = E \cdot \epsilon$, onde E representa o módulo de elasticidade ou módulo de Young, constante e característico do material) serão elásticas e estarão associadas a variações volumétricas totalmente recuperadas após a remoção do carregamento. Serão plásticas as deformações quando associadas a variações volumétricas permanentes sem a restituição do índice de vazios inicial do solo, após o descarregamento; as deformações viscosas são aquelas que evoluem com o tempo sob um estado de tensões constante.

Sabendo-se que o solo é um sistema trifásico, composto de partículas sólidas (minerais), ar e água nos seus vazios, as deformações que ocorrem no elemento podem estar associadas à: deformação dos grãos individuais; compressão da água presente nos vazios (solo saturado); variação do volume de vazios, devido ao deslocamento relativo entre as partículas.

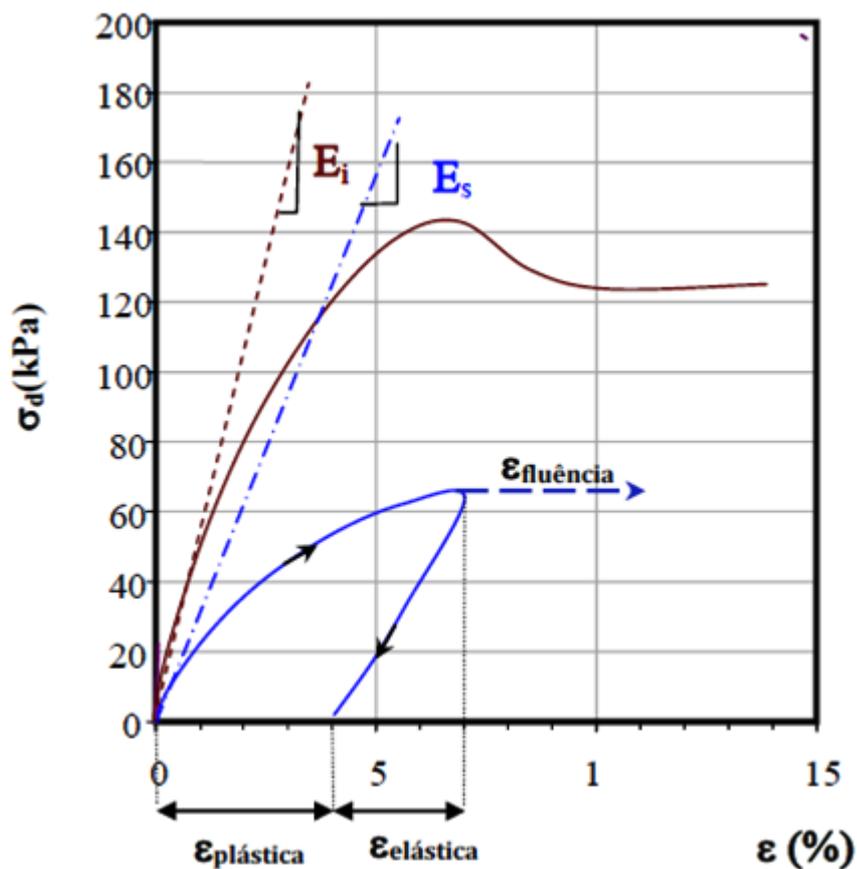


Figura 2.19-Curva (tensão x deformação) – ilustrando as três deformações possíveis para o solo (Fonte: Ian Martins e André Lima-UERJ-FEN 2007).

A magnitude dos carregamentos aplicados às camadas de solo não são suficientes para promover deformações das partículas sólidas. A água, por sua vez, é considerada incompressível. Assim, as deformações no solo ocorrem basicamente pela variação do volume de vazios. Somente para casos onde o nível de tensões é muito elevado, a deformação total do solo pode ser acrescida da variação de volume dos grãos.

Sempre que for projetada uma estrutura sobre solos compressíveis é fundamental prever as deformações e sua evolução com o tempo submetido, a fim de avaliar a sua repercussão sobre a estrutura e decidir com acerto sobre o tipo de fundação a ser adotada. Para a estimativa da ordem de grandeza dessas deformações é necessário reconhecer o subsolo, estudar a distribuição de pressões no mesmo e estimar suas propriedades através de ensaios de campo e de laboratório.

Alguns fatores podem influenciar na compressibilidade dos solos, tais como o tipo de solo e sua estrutura.

A interação entre as partículas de solos argilosos (argilo-minerais) é feita através de ligações elétricas e o contato feito através da camada de água adsorvida (camada dupla).

Os solos granulares transmitem os esforços diretamente entre as partículas. Por esta razão a compressibilidade dos solos argilosos é superior a dos solos arenosos, pois a camada dupla lubrifica o contato e, portanto, facilita o deslocamento relativo entre as partículas. É comum referir-se aos solos argilosos como solos compressíveis.

A estrutura dos solos é outro fator importante na definição de sua compressibilidade. Solos granulares podem ser arranjados em estruturas fofas, densas e “favo de mel” (solos finos). Considerando que os grãos são admitidos como incompressíveis, quanto maior o índice de vazios, maior será a compressibilidade do solo.

A Figura 2.20 mostra um exemplo experimental da influência da estrutura para o caso de areias fofa e compacta evidenciando o caso para a compressibilidade de areias:

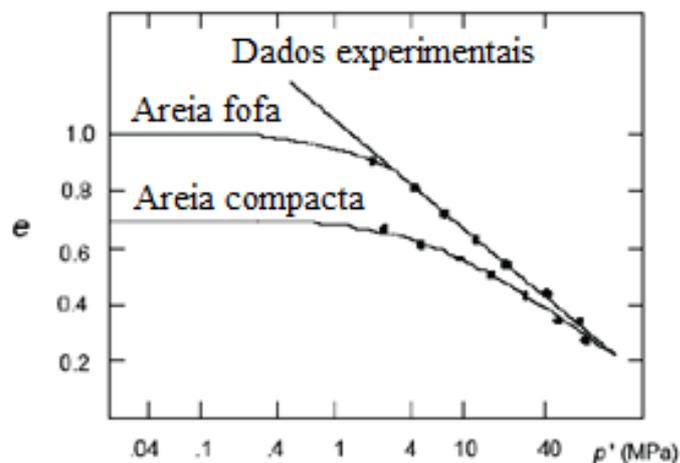


Figura 2.20- Exemplo de ensaio para o estudo da compressibilidade de areias (Fonte: Ian Martins e André Lima-UERJ-FEN 2007).

Contudo, os solos argilosos se apresentam segundo estruturas dispersas ou floculadas, conforme mostra a Figura 2.21:

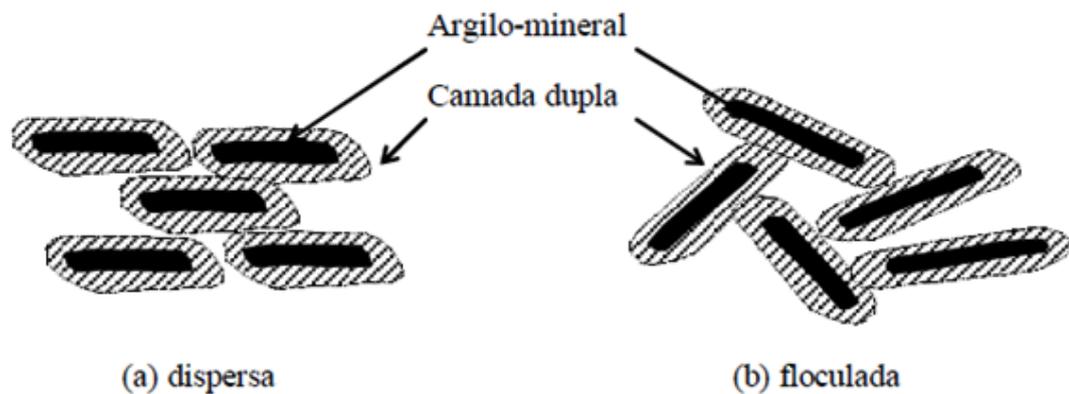


Figura 2.21 Estrutura dos solos argilosos (Fonte: Ian Martins e André Lima-2007).

Solos com estrutura floclulada são mais compressíveis; com a compressão desses solos o posicionamento das partículas tende a uma orientação paralela (estrutura dispersa).

Devido à importância da estrutura na definição da compressibilidade dos solos, ensaios de laboratório para determinação das características de compressibilidade devem ser sempre executados em amostras indeformadas.

2.2.3.1 A influência do nível de tensões

Na figura 2.22 está ilustrada a influência do nível de tensões. Quanto mais vertical é a tangente à curva, maior é a compressibilidade do material.

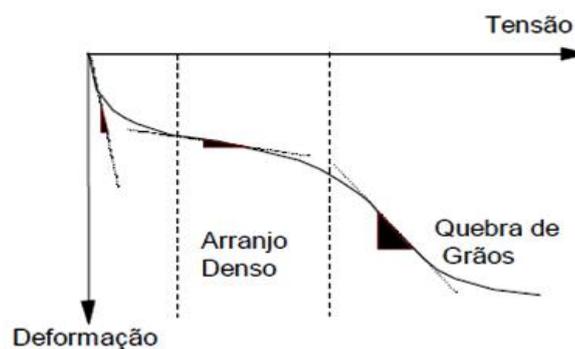


Figura 2.22 – Gráfico ilustrativo da influência do nível de tensões e deformação do solo (Fonte: Ian Martins e André Lima-2007).

O nível de tensões a que o solo está sendo submetido interfere na sua compressibilidade tanto no que diz respeito a movimentação relativa das partículas, quanto na possibilidade de acarretar em processos de quebra de grãos.

Por exemplo, quando um solo arenoso fofo é comprimido, as partículas vão se posicionando em arranjos cada vez mais densos, diminuindo a compressibilidade do solo. À medida que o nível de tensões é aumentado, elevam-se as tensões inter granulares acarretando em faturamento e/ou esmagamento das partículas. Com a quebra de grãos a compressibilidade aumenta sensivelmente. Na maioria das obras de engenharia os níveis de tensão não atingem os patamares necessários para causar a quebra dos grãos.

2.2.4 Tensão de pré-adensamento

No caso da utilização da curva que relaciona o índice de vazios do solo (e) com o logaritmo de sua tensão efetiva (σ'_v), ou seja [e x $\log(\sigma'_v)$], conforme a Figura 2.23, observa-se uma mudança brusca de inclinação da tangente à curva de compressibilidade. Este fato se dá porque este tipo de gráfico permite observar claramente quando o solo muda de comportamento.

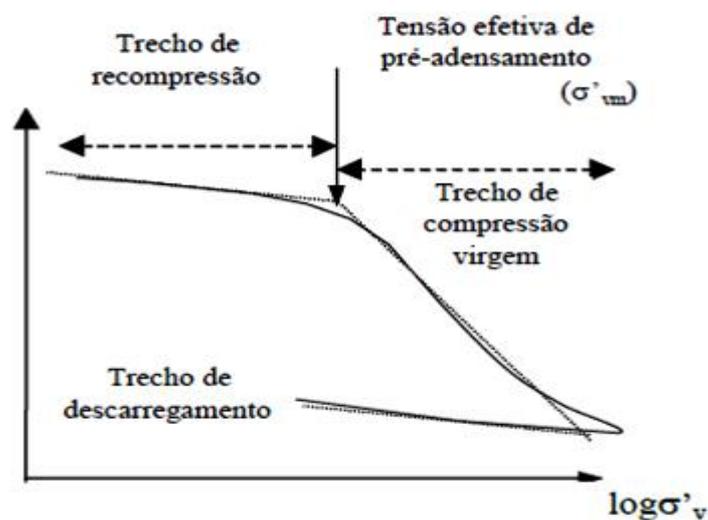


Figura 2.23-Gráfico que relaciona o índice de vazios do solo (e) com a tensão efetiva (σ'_v) - curva de compressibilidade (Fonte: Ian Martins e André Lima-2007).

No trecho inicial, de menor compressibilidade, o solo está, na realidade, sendo submetido a um processo de recompressão. No trecho seguinte, o solo está sendo carregado pela primeira vez para valores de tensão efetiva maiores do que os máximos que o depósito já foi submetido. Assim sendo, o limite entre os dois trechos é definido por um valor de tensão

efetiva correspondente à máxima tensão efetiva que o solo foi submetido em toda sua história. A esta tensão efetiva dá-se o nome de tensão efetiva de pré-adensamento (σ'_{vm})

Originalmente, acreditava-se que o trecho de compressão virgem pudesse ser representado por uma reta. Entretanto, com os avanços das técnicas de amostragem e preparação de corpos de prova para realização de ensaios; isto é, com a melhoria da qualidade das amostras, tem-se verificado a não linearidade do trecho de compressão virgem. Há uma redução da compressibilidade com o aumento do nível de tensão efetiva. Este comportamento pode ser atribuído à indução de alinhamento das partículas com o aumento da tensão efetiva vertical. Com isso, gera-se uma mudança na estrutura e, conseqüentemente, na compressibilidade do material.

O conhecimento do valor da tensão efetiva de pré-adensamento (σ'_{vm}) é extremamente importante para o estudo do comportamento dos solos, pois representa a fronteira entre deformações relativamente pequenas e muito grandes.

Na prática, a relação entre a tensão efetiva de pré-adensamento (σ'_{vm}) e a tensão efetiva vertical de campo (σ'_{v0}) pode se dar de duas maneiras:

- Para Solos **Normalmente Adensados** ($\sigma'_{vm} = \sigma'_{v0}$):

Neste caso, o solo nunca foi submetido a uma tensão efetiva vertical maior que a atual. Para esta condição diz-se que o solo é normalmente adensado e sua razão de pré adensamento (RPA) ou OCR (“Over Consolidation Ratio”), definida como sendo:

$$\text{OCR} = \sigma'_{vm} / \sigma'_{v0} \quad (2.11)$$

é igual à unidade (OCR = 1)

Durante a formação de um solo sedimentar, por exemplo, as tensões vão crescendo continuamente com a deposição de novas camadas. Nesses casos, nenhum elemento foi submetido a tensões efetivas maiores do que as atuais.

- Para Solos **Pré-Adensados** ($\sigma'_{vm} > \sigma'_{v0}$):

Se a tensão efetiva de pré-adensamento (σ'_{vm}) é maior que a tensão efetiva de campo (σ'_{v0}), conclui-se que, no passado, o depósito já foi submetido a um estado de tensões superior

ao atual. A Razão de Pré-Adensamento (OCR) será sempre superior a um ($OCR > 1$) e a este material dá-se o nome de solo pré-adensado.

Além dos dois casos vistos (solos normalmente adensados e solos pré-adensados) ainda é possível encontrar o caso em que a tensão de pré-adensamento pode ser menor que a tensão efetiva local, ou seja, ($\sigma'_{vm} < \sigma'_{v0}$). Este resultado pode estar associado a duas situações:

- i) Quando o solo se encontrar em processo de adensamento devido a carregamentos recentes. Neste caso, o valor da tensão efetiva σ'_{v0} não seria aquele calculado pelos dados do perfil, mas sim ao levar-se em consideração o desenvolvimento das tensões efetivas no processo de adensamento.
- ii) Erro na estimativa de σ'_{vm} devido à má qualidade do corpo de prova. Sempre que ocorrem problemas de amolgamento da amostra nas fases de extração e preparação do corpo de prova, a curva de compressibilidade tende a ficar mais achatada, não sendo possível identificar corretamente a mudança dos trechos de recompressão e compressão virgem.

Vários fatores podem causar o pré-adensamento, tais como a variação da tensão efetiva, da poro-pressão e da estrutura do solo. A Tabela 2.3 lista algumas das causas que podem provocar o pré-adensamento dos solos.

Tabela 2.3 – Causas de pré-adensamento dos solos (Fonte: Ian Martins e André Lima – 2007)

Variação	Ação
Tensão total	Remoção de sobrecarga superficial (processo erosão, ação do homem, recuo das águas do mar, por exemplo); Demolição de estruturas antigas; Glaciação.
Poropressão	Variação da cota do lençol freático; Pressões artesianas; Bombeamento profundo; Ressecamento e Evaporação; Ressecamento devido à vegetação.
Estrutura do solo	Compressão secundária; Mudanças ambientais tais como: temperatura, concentração de sais, pH, etc; Precipitação de agentes cimentantes, troca catiônica, etc.

2.2.5 Recalques

De maneira geral os recalques podem ser divididos em três categorias: recalque inicial, recalque por adensamento e, muito frequentemente, observa-se ainda uma última fase, denominada de recalque secundário. O recalque total (ρ_T) é, então, determinado somando-se todas as parcelas, conforme pode ser visto na Figura 2.24.

O recalque secundário também chamado de “fluência” ou adensamento secundário está associado à deformações observadas após o final do processo de adensamento primário, quando as tensões efetivas já se estabilizaram. Com isso, ao contrário do recalque imediato e do recalque de adensamento, a consolidação secundária ocorre para tensões efetivas constantes. Este processo pode ser atribuído a uma mudança no posicionamento das partículas em busca de um arranjo mais estável, após a dissipação dos excessos de poro-pressão. O fenômeno do adensamento secundário é encontrado em todos os solos, mas se mostra mais pronunciado naqueles que contêm matéria orgânica e camadas argilosas.

As deformações durante a compressão secundária ocorrem pelo fato das partículas de solo, ao final do adensamento primário, estarem posicionadas em um equilíbrio instável (Ladd, 1977). Assim sendo, estas continuam a se movimentar e restabelecer uma estrutura estável. Num tempo infinito, a compressão secundária tende a zero.

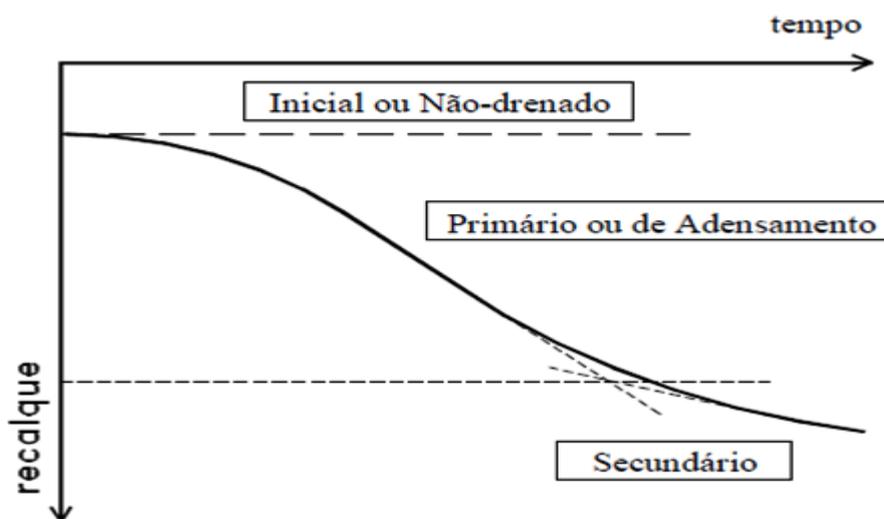


Figura 2.24-Gráfico ilustrativo do recalque total com o passar do tempo (Fonte: Ian Martins e André Lima-2007).

O adensamento secundário constitui uma redução do índice de vazios enquanto a tensão efetiva se mantém constante. Desta forma, se o coeficiente de adensamento secundário for constante para todas as tensões efetivas, pode-se representar no gráfico ($e \times \log \sigma'$), curvas correspondentes a diversos tempos de adensamento secundário, paralelas à reta virgem, conforme pode ser visto pela Figura 2.25:

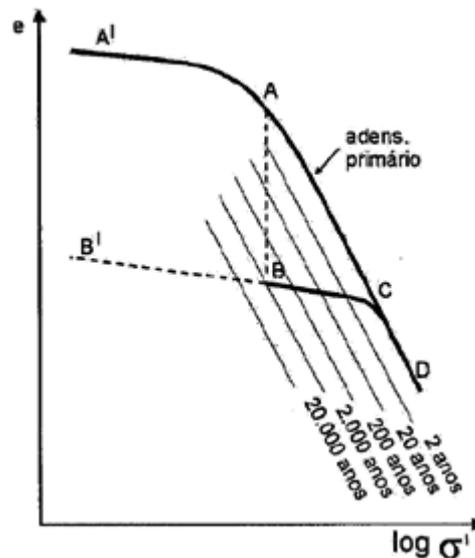


Figura 2.25 – Gráfico do índice de vazios \times logaritmo da tensão efetiva, ilustrando o adensamento secundário (Fonte: Ian Martins e André Lima-2007).

Admitindo que o solo tenha sido carregado em A , observa-se que após 2.000 anos, o índice de vazios reduz para o ponto B , somente pela ação do adensamento secundário (com σ' constante). Ao ser recarregado, seguindo a trajetória BCD ou $B'BCD$ (laboratório), percebe-se que o material apresenta um comportamento de material pré-adensado para a situação indicada no ponto C . A tensão de pré-adensamento determinada no ensaio não corresponde à máxima tensão efetiva a que o solo foi submetido no passado. Nesse contexto, a tensão correspondente (ponto C) é, para alguns autores, denominada “pseudo tensão de pré-adensamento”.

Na maioria dos solos a compressão secundária tem menor importância porque a sua magnitude é inferior à dos outros tipos de recalque, sendo por esta razão desconsiderada na maioria das análises. Entretanto, em argilas plásticas e solos orgânicos o recalque secundário é significativo e deve ser incorporado no projeto.

Considerando que o recalque secundário independe da variação de tensões efetivas, sendo função exclusiva do intervalo de tempo, a expressão para cálculo do recalque normalmente usada na prática é:

$$\rho_s = \frac{H_o}{(1+e_o)} C_\alpha \log \frac{t_f}{t_p} \quad (2.12)$$

Nesta equação e_o ; H_o respectivamente representam o índice de vazios e a espessura da camada inicial, C_α representa o coeficiente de compressão secundária, t_f o tempo final e t_p o tempo correspondente ao final do adensamento primário. Em geral t_f está associado com o tempo de vida útil da obra. Na Figura 2.26 pode ser vista a relação geométrica do coeficiente de adensamento secundário no gráfico do índice de vazios versus o logaritmo do tempo

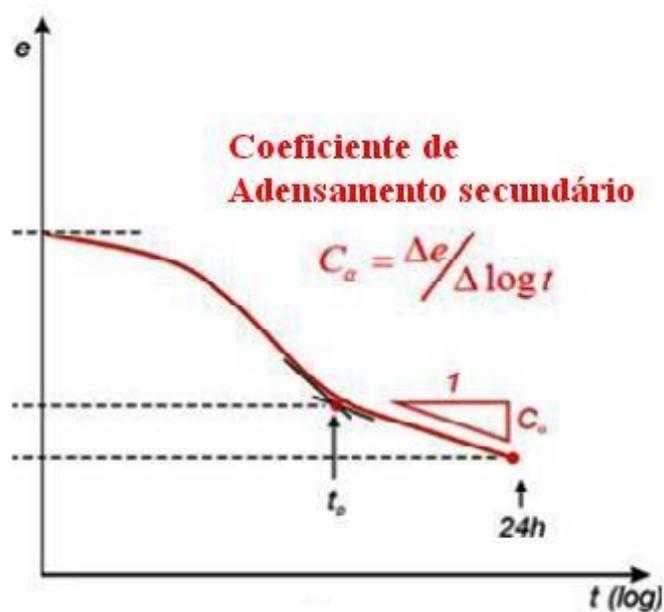


Figura 2.26 – Gráfico ($e \times \log t$) destacando o coeficiente de adensamento secundário (Fonte: Ian Martins e André Lima-2007).

Lacerda e Martins (1985) afirmam que a compressão secundária é um fenômeno de aumento da tensão efetiva horizontal, já que a tensão efetiva vertical permanece constante. Vários aspectos foram verificados experimentalmente em argilas brasileiras, tais como a influência da taxa de carregamento no desenvolvimento da compressão secundária, a duração da compressão secundária, além de sugerirem método de cálculo que prevê que a compressão secundária não ocorre indefinidamente.

3 GEOLOGIA E GEOTECNIA DO LOCAL

3.1 LOCALIZAÇÃO DO SÍTIO

Os furos de sondagem de onde foram obtidas as amostras dos sedimentos datados nesta dissertação e que são o objeto de estudo encontram-se localizados no Superporto da cidade de Rio Grande, no estado do Rio Grande do Sul, na planície costeira sul do Brasil ($32^{\circ} 5' 25.81''S$ $52^{\circ} 6' 28.47'' W$).

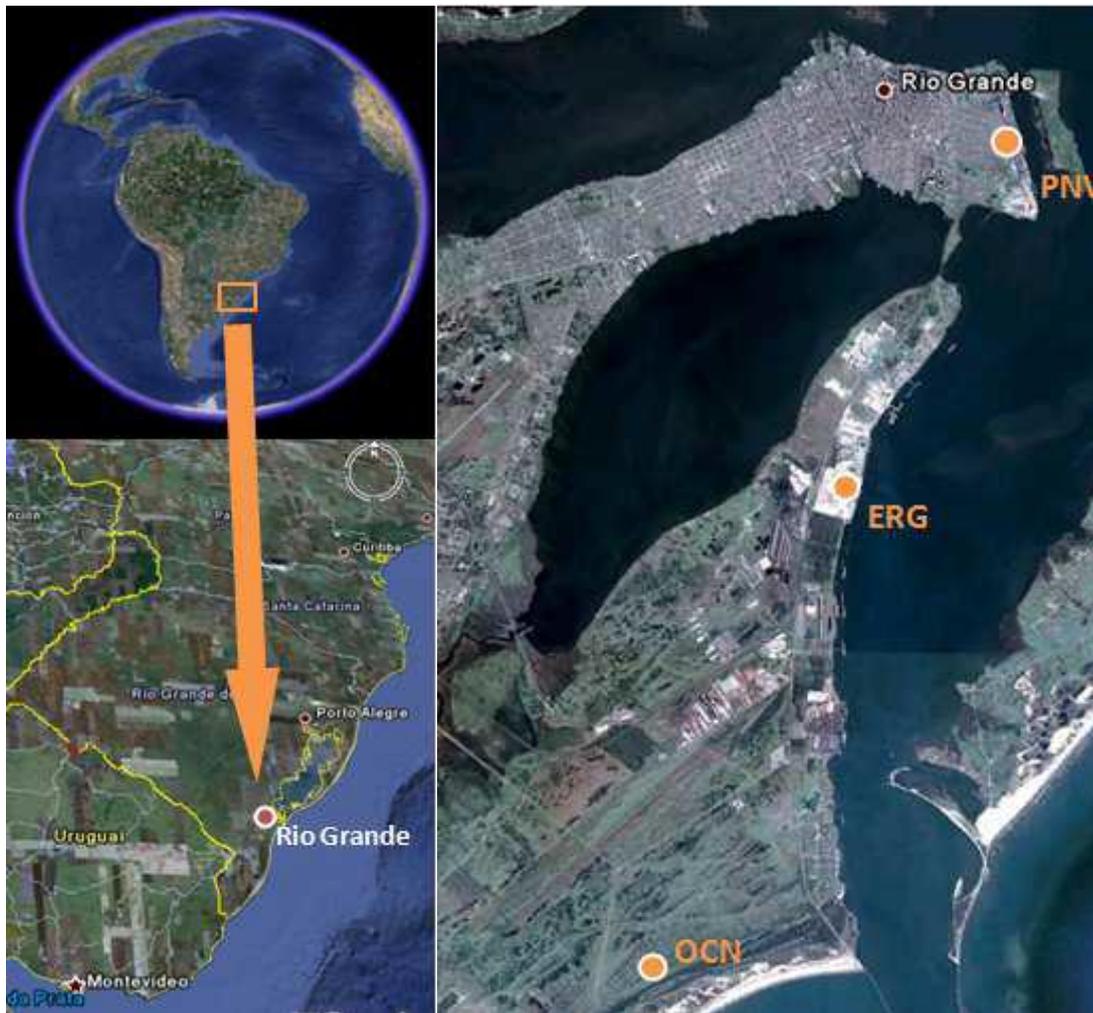


Figura 3.1 Localização do sítio (Superporto do Rio Grande)-destaque para o Estaleiro Rio Grande (ERG); Porto Novo (PNV); frente ao Oceanário (OCN)-(Adaptado de Google Earth).

Trata-se da cidade mais antiga do estado onde se localiza o porto consolidado por sua importância no Conesul e como um dos mais importantes do continente americano em produtividade. Considerado o segundo mais relevante do país no que tange ao comércio exterior. Este é o porto de mar mais meridional do Brasil, localizado na margem oeste do Canal do Norte, que é o escoadouro natural de toda a bacia hidrográfica da Laguna dos Patos. Situado a 32 graus 05 minutos e 25 segundos de latitude Sul e a 52 graus 06 minutos e 28 segundos de longitude Oeste de Greenwich, está o Estaleiro Rio Grande (ERG), na área do Superporto. Neste local foram executados os furos de sondagem e retiradas as amostras de sedimentos pesquisados. Os ensaios e a coleta de material se deram por ocasião das escavações do dique seco para a construção do Estaleiro Rio Grande.

3.2 FORMAÇÃO GEOLÓGICA DO SÍTIO

Na área de estudo, em Rio Grande, a progradação da Barreira IV (Villwock, 1986) se fez através da construção de sete distintos feixes de cordões litorâneos (Godolphim, 1976). Os sedimentos acumulados na depressão e nos terraços lagunares são arenosos a areno-siltico-argilosos, às vezes ricos em matéria orgânica. Esses depósitos mapeados no Rio Grande como Formação Quinta, são correlacionáveis com os produzidos pela Transgressão Santos ou Última Transgressão (Suguio e Martin, 1978), nos demais setores da costa.

A transgressão do nível do mar no período do Holoceno deslocou a linha de costa por vários quilômetros da posição atual para o interior. Isso pode ser notada pela exposição de uma restinga pleistocênica interiorizada cerca de 20 km, fazendo separação entre terrenos pleistocênicos e holocênicos. Durante os últimos 6.000 anos a linha de costa tem, em média, regredido, com a deposição de um corpo de areias litorâneas.

Ao tempo desta regressão o nível do mar tem variado levemente e cada pequena oscilação construindo um depósito de cristas arenosas. As cristas isoladas coalesceram formando uma superfície sulcada. A partir disso, sete séries de feixes de restinga puderam ser identificadas e correspondem aos depósitos das pequenas flutuações do nível do mar que ocorreram durante esse tempo. Os depósitos holocênicos foram analisados em termos de seus ambientes deposicionais e de suas feições geomorfológicas, permitindo que se estabelecessem critérios utilizados para diferenciar as sequências.

A morfologia da área em estudo permitiu à Godolphim (1976) sugerir uma morfoestratigrafia do Holoceno para a área de Rio Grande tomando por critério a ocorrência dos feixes de restinga e a sua correlação com as possíveis oscilações do nível do mar durante essa idade, proposta pela teoria de Fairbridge (1961), que sugeriu um comportamento dinâmico e cíclico para o nível do mar conforme pode ser analisado na Figura 3.2. Segundo este autor, os feixes de restinga tendem a ser construídos progressivamente na regressão do mar.

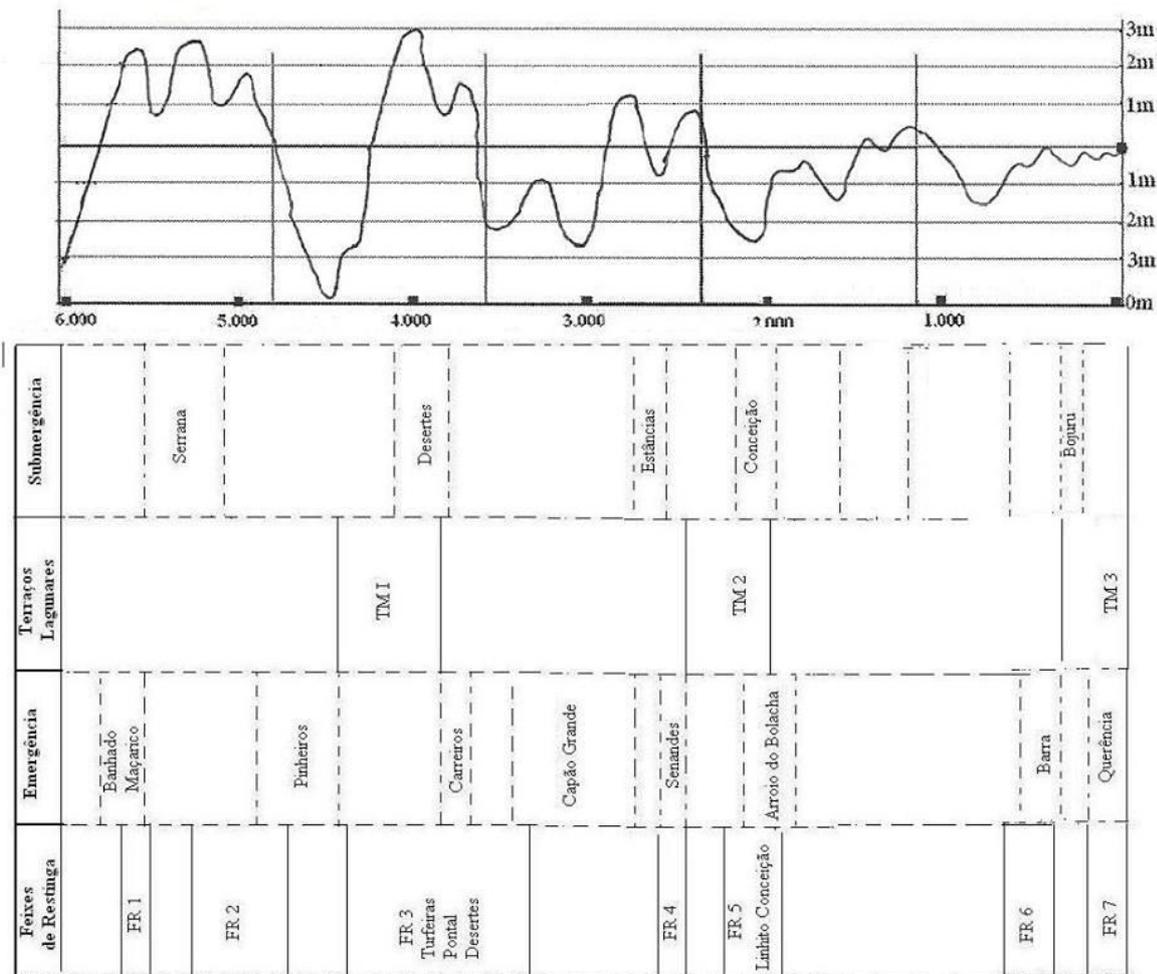


Figura 3.2-Acima: gráfico que relaciona os últimos 6.000 anos (na horizontal) com as variações do NMM (na vertical). Abaixo: formação correspondente dos feixes de restinga em Rio Grande com as variações eustáticas do nível do mar-(Fonte: Godolphim ,1976).

Concluiu-se que a costa do município de Rio Grande pode ser classificada como costa de emersão, onde ocorrem seis séries de feixes de restinga com cristas e sulcos bem definidos e mais um sétimo com características particulares, em que as cristas ainda não estão bem formadas (de acordo com a Tabela 3.1). As feições morfológicas que ocorrem nessa área

estão ligadas à ação das vagas e ondulações altas e da contra corrente marinha, todas originadas no quadrante sul (Godolphim, 1976).

Tabela 3.1 – Relação entre os feixes de restinga e datas de formação com o NMM
(Fonte: Godolphim, 1976).

Feixe de Restinga	Hipótese de tempo de formação	Fenômeno associado
FR1	Entre 6000 e 5200 anos A.P.	Nível do mar 5m acima do atual
FR2	Entre 5200 e 4600 anos A.P.	Início da formação do Pontal de Rio Grande
FR3	Entre 3850 e 2800 anos A.P.	Cresce o pontal, desvio da barra sul da Laguna dos Patos; emersão Carreiros
FR4	Entre 2450 e 2380 anos A.P.	Elevação do nível do mar em 2m; emersão do Senandes
FR5	Entre 2120 e 1890 anos A.P.	Volta da regressão, com formação de barra mais ao sul; emersão do Arroio Bolacha
FR6	Entre 880 e 550 anos A.P.	Nova subida do nível do mar, com submersão de feixes anteriores; emersão da Barra.
FR7	De 350 anos A.P. até hoje	Reposição da Barra atual, recobrimento por depósitos eólicos; emersão Querência.

As descrições morfológicas e sedimentológicas apresentadas evidenciam a grande influência que as variações do nível do mar exerceram sobre a construção e evolução das planícies costeiras da costa em estudo.

Foi possível identificar sete oscilações do nível do mar nessa área, durante os últimos 6.000 anos, no Holoceno. No conjunto, essas oscilações fazem parte de uma regressão que pode ser confirmada pelas curvas de Fairbridge (apud Godolphim, 1976), de Corrêa (1996), na Figura 2.4.; e de Suguio e Tessler (1984), na Figura 2.5.

De modo geral, as planícies costeiras que se encontram ao longo da costa brasileira podem ser classificadas como costas em avanço associadas a processos de emersão e/ou deposição, quando se considera a evolução geológica de 6.000 anos A.P. até hoje.

Na imagem de satélite (adaptada do Google Earth) a seguir (Figura 3.3) procura-se evidenciar os feixes descritos por Godolphim (1976), separados pela restinga que limita terrenos pleistocênicos e holocênicos:

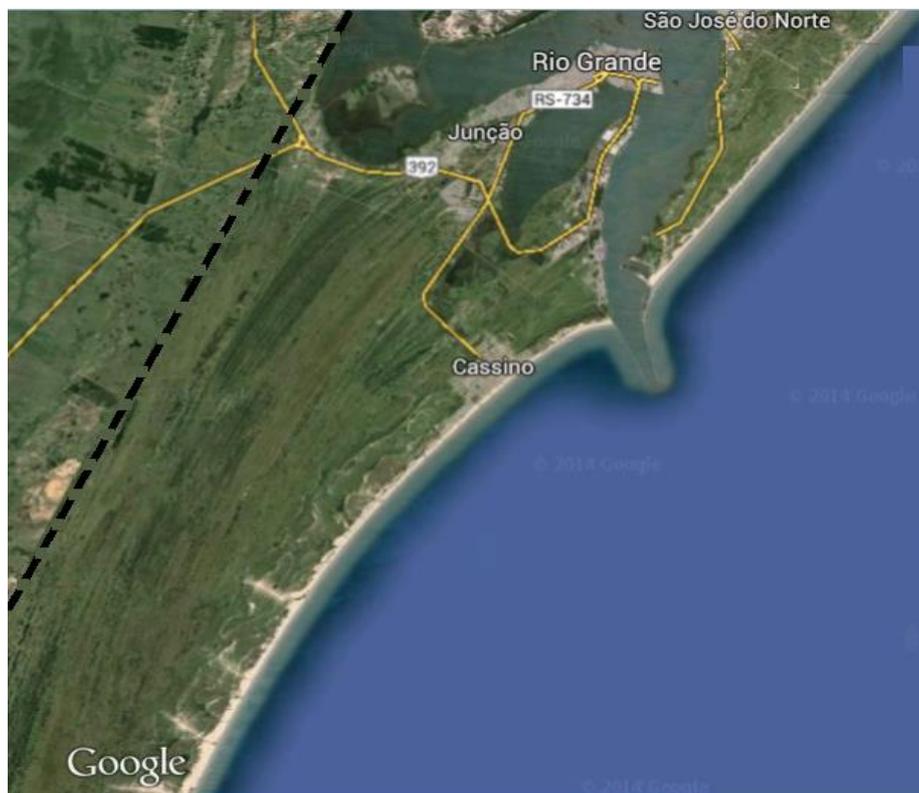


Figura 3.3-Imagem da região de Rio Grande que evidencia os feixes de restinga formados desde 6.000 A.P. e que foram descritos por Godolphim (1976)-(adaptado do Google Earth).

A imagem evidencia a separação entre os terrenos pleistocênicos (à esquerda da linha pontilhada) e holocênicos (à direita). Os terrenos holocênicos são formados por sete feixes de restingas, descritos por Godolphim (1976). A linha pontilhada também demarca a posição da linha de costa no máximo da transgressão a cerca 6.000 A.P. (Transgressão Quinta).

3.3 SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS DO SÍTIO

Os sedimentos quaternários, como os encontrados em Rio Grande, são materiais inconsolidados formados por processos sedimentares, predominantemente em meio aquoso, de ambiente marinho ou transicional. As variações na constituição, espessura, extensão e relações de contato entre as camadas dependem dos ambientes e dos agentes de sedimentação,

além da energia envolvida nos processos. Os sedimentos finos (argila e silte) concentram-se em ambiente de pouca energia como as baías fechadas, os sedimentos arenosos predominam em ambientes de maior energia, como os praias e fluviais. Em alguns ambientes de transição, como nas planícies e canais de marés, podem ser formadas finas intercalações de materiais arenosos e silto-argilosos, em função das amplitudes e conseqüentes correntes de marés. Este é o caso específico da região onde se localiza o Superporto. No entanto, as características geotécnicas destes sedimentos não estão vinculadas apenas à sua constituição e, em diversas situações, o comportamento geotécnico está ligado ao nível de pré-adensamento dos mesmos, principalmente dos pacotes argilosos que, no início da diagênese, deveriam apresentar elevados teores de água, mas, em função da granulometria fina, teria sido lentamente expulsa com o aumento do peso pela deposição das sucessivas camadas e pelo processo de adensamento secundário relacionado ao tempo de formação dessas camadas, e aos processos de regressão marinha. Assim, sedimentos depositados num mesmo ambiente, porém em épocas distintas, podem exibir propriedades geotécnicas distintas, tornando evidente a importância do adequado entendimento da história geológica, conforme mostrado por Massad (1988) e Massad et al. (1996) em sedimentos do litoral do estado de São Paulo.

Diversos estudos ao longo de todo litoral brasileiro têm mostrado que a formação dos solos quaternários do litoral esteve intimamente ligada à flutuações do NMM, que ocorreram de forma particularmente intensa durante o período Quaternário (Martin e Suguio, 1986; Ângulo e Lessa, 1997; Andrade et al., 2003). O exemplo de Caravelas-BA, apresentado por De Mío e Giachetti (2005) apud Andrade et al. (2003) evidencia que toda deposição dos sedimentos ocorreu em ambiente de costa aberta, por influência das variações do NMM e das correntes marinhas, responsáveis pela formação dos depósitos arenosos em cordões aproximadamente paralelos à costa. Semelhante caso foi demonstrado por Godolphim (1976) em Rio Grande.

De acordo com os estudos geológicos, as diversas camadas de sedimentos da região correspondem a materiais depositados em um ambiente altamente influenciado pela maré e pelas correntes de maré, ora enchente, ora vazante. Tal ambiente, dito transicional, apresenta intercaladas camadas de sedimentos com influência de paleorios ou paleolagos e camadas com influência das variações do nível do mar.

O perfil litológico longitudinal de sul a norte, desde os Molhes da Barra até o Campus Cidade da FURG, compreendendo toda a extensão do Superporto é apresentado na Figura 3.4.

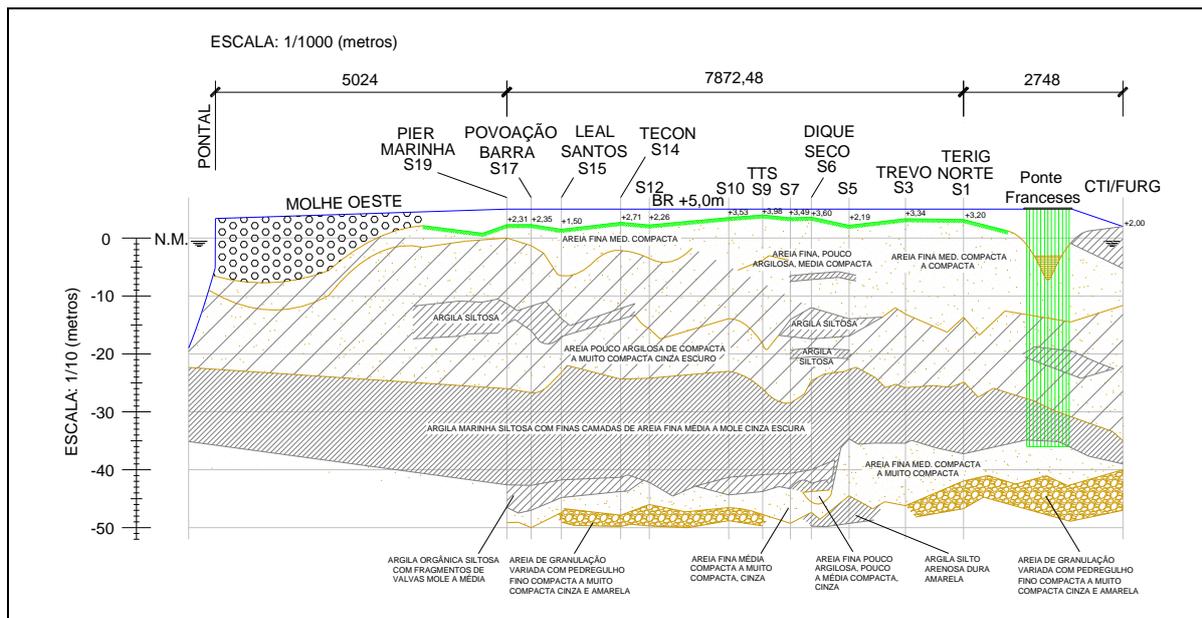


Figura 3.4-Perfil longitudinal (S-N) desde os Molhes da Barra até o Campus Cidade da FURG, compreendendo toda a extensão do Superporto (Dias et al., 2008; Goulart, 2012)

Os eventos de transgressão e regressão do nível do mar foram muito importantes na construção deste perfil. A figura 3.4 apresenta um perfil longitudinal de 12 km do Superporto de Rio Grande e mais 4 km do Molhe Oeste da Barra do Rio Grande (Dias et al., 2008).

Sondagem profunda, realizada pela PETROBRAS na praia do Cassino (7 km do Superporto) confirma sedimentos superficiais da regressão ocorrida de 6.000 anos A.P. até os dias atuais, sedimentos arenosos, além de sedimentos argiloso-siltosos provenientes da transgressão entre 17.000 e 6.000 anos A.P. Além disso, este mesmo trabalho confirmou que a espessura de depósito continental situa-se entre 45 e 100 m de profundidade (Closs, 1970). O substrato rochoso apresenta-se a uma profundidade de 520 m, com pacotes de sedimentos sotopostos, se apresentando como: ora argiloso, ora arenoso indicativo da influência das variações do nível médio do mar nestas épocas.

Importante que se considerem as curvas de variações relativas do nível do mar na costa brasileira, relacionadas aos últimos 7.000 anos. Um dos eventos geológicos que marcaram a passagem Pleistoceno-Holoceno foi um aumento do nível do oceano em cerca de 5 metros, que na região de Rio Grande foi designada por Transgressão Quinta, sendo sua ação registrada na construção de uma falésia, com cerca de dois metros de altura, atualmente interiorizada, cerca de 20 km da linha de praia (Godolphim, 1976). Medeanic et al (2009) apresentam datação por C^{14} em amostra tirada à cota -20 m, num local em torno de 20 km da

costa atual da praia do Cassino, e a idade da amostra é de 4.940 anos A.P., num estrato que foi definido como transgressivo de argila siltosa. Naquele sítio, essa camada chega até a cota -13 m. A partir daí, o estrato passa a ser chamado de regressivo.

A regressão se deu a partir do nível do mar mais alto do que o atual ter submergido e erodido as praias ao longo da planície costeira. Ao longo dos terrenos pleistocênicos marinhos (regionalmente denominados Formação Chuí) teria sido construída tal falésia que, portanto, constitui um contato entre os terrenos pleistocênicos marinhos e os holocênicos marinhos e lagunares. Com o retrabalhamento dos terraços marinhos e da praia, e mais material transportado pelas correntes marinhas provenientes do sul (sedimentos do Rio da Prata), à medida que o nível do mar regredia, formavam-se conjuntos de cordões, chamados feixes de restingas.

3.4 EVIDÊNCIAS PALINOLÓGICAS DO QUATERNÁRIO LOCAL

Como foi visto, os palinórfos e palinofácies são importantes ferramentas para a compreensão das mudanças paleoclimáticas e paleoambientais. Os palinórfos apresentaram uma evolução relativamente rápida ao longo da escala geológica. Com isso, suas características morfológicas específicas estão atreladas a curtos períodos de tempo, tornando-se úteis para datações, estudos paleogeográficos, estratigráficos e geocronológicos (Traverse, 2007). Vários palinórfos podem ser usados como indicativos de ambientes que predominaram no passado. São bastante eficazes na determinação da origem dos sedimentos e nos processos atuantes no momento da formação do depósito sedimentar (Traverse, 2007). Além da determinação do ambiente deposicional, os palinórfos indicam, com bastante precisão, características como profundidade, salinidade, temperatura, bem como a dinâmica do meio (ondas e correntes), características do substrato e níveis de oxigênio, permitindo que as reconstruções ambientais se tornem fidedignas (Vilela, 2004).

No estado do Rio Grande do Sul, estudos palinológicos mostraram a existência de oscilações climáticas na região costeira, as quais foram inferidas essencialmente a partir da alternância entre elementos marinhos, pantanosos e continentais nos testemunhos lagunares. Foram realizados estudos palinológicos dos sedimentos holocênicos na planície costeira do Rio Grande do Sul. Seis testemunhos e furos de sondagens no fundo da Laguna dos Patos, Laguna de Tramandaí e adjacências, e um testemunho no vale do Rio Maquiné foram

analisados. Algumas amostras foram datadas pelo método C^{14} e Pb^{210} . Nesses estudos, estão descritas as mudanças ambientais na planície costeira ocorridas durante a transgressão marinha pós-glacial e sua regressão holocênica. (Medeanic et al, 2000; Medeanic et al., 2001; Medeanic, 2002). Num outro estudo de (Medeanic e Santos, 2011) foram analisadas amostras retiradas na região do Cone do Rio Grande que, de acordo com datações de C^{14} correspondem ao Holoceno Médio. Com a avaliação foi possível determinar cinco zonas de palinomorfos correspondentes a cinco estágios de desenvolvimento paleoambiental e paleoclimático. A formação dos sedimentos ocorreu sempre em ambiente francamente marinho, porém sob a influência de correntes (paleorios e paleocanais) que aportaram material continental. Durante a formação desses sedimentos, o nível médio do mar não esteve estável, com uma transgressão e posterior regressão marinha, o que foi refletido na frequência de ocorrência de vários palinomorfos de origem marinha (cistos de dinoflagelados, palinoforaminíferos, silicoflagelados) e também de palinomorfos terrestres (esporos de briófitas e pteridófitas, pólen e fungos) e palinomorfos aquáticos (algas clorófitas). Assim, a Palinologia confirma que, a formação dos sedimentos na região amostrada, entre 5.500 e 2.000 anos, é bastante complexa, influenciada pelos diversos fatores que afetam o ambiente marinho e também o ambiente terrestre. Entre esses fatores podemos citar oscilações do nível médio do mar, o clima da região continental e os índices de pluviosidade.

Os estudos palinológicos dos sedimentos holocênicos da planície costeira sul foram realizados durante os anos de 1999 a 2002. Os estudos palinológicos realizados basearam-se nas determinações de pólen e esporos de plantas terrestres e aquáticas, cistos de dinoflagelados, silicoflagelados e acritarcos, zigósporos e algas verdes. Nos sedimentos lagunares, formados durante a transgressão marinha, foi observado um aumento de cistos de dinoflagelados, silicoflagelados e acritarcas. Nos sedimentos correspondentes à regressão marinha posterior, observou-se um aumento na quantidade de zigósporos e algas verdes (Medeanic et al., 2000; Medeanic et al., 2001; Medeanic, 2002).

Numa amostra de idade 9.620 anos A.P. foi determinado o início da transgressão marinha pós-glacial na área da Laguna de Tramandaí. A influência marinha é confirmada pela presença de cistos de dinoflagelados, silicoflagelados, carapaças de micro foraminífero e várias espécies de diatomáceas marinhas (Medeanic e Dillenburg, 2001a). Em outra amostra com idade 7.370 anos A.P. foi identificada uma importante transgressão que corresponde aos estágios de inundação da área da Laguna dos Patos sob condições de clima relativamente seco. A época da máxima transgressão do nível mar quando chegou a 5 m acima do atual

(6.000 a 5.500 anos A.P.) na planície costeira do Rio Grande do Sul é confirmada pelo aumento significativo da diversidade e da quantidade de cistos de dinoflagelados, silicoflagelados e acritarcas. A alta salinidade das águas da laguna resultou num aumento na diversidade taxonômica de diatomáceas marinhas e de água salobra. Essa época coincide com o Ótimo Climático, caracterizado por maiores taxas de precipitação atmosférica e médias anuais de temperatura. Nesse período transgressivo, houve aumento na variedade e diversidade de plantas arbóreas pteridófitas e plantas herbáceas mesófitas (Medeanic et al., 2001a,b).

Vários trabalhos realizados no Rio Grande do Sul revelaram as variações climáticas ocorridas durante o Holoceno. Medeanic et al (2000) estudaram algas clorófitas depositadas na costa do Rio Grande do Sul neste período, evidenciando três estágios de desenvolvimento paleoambiental, relacionados com mudanças climáticas. Outros estudos costeiros nesta região revelaram variações ambientais ocorridas durante o Pleistoceno e o Holoceno. Na região de Bojuru, sul do estado, Weschenfelder et al (2008) mostraram que, durante o Pleistoceno, quando o nível médio do mar esteve cerca de 120 m abaixo do atual, havia uma desembocadura nesta região, que conectava a Lagoa dos Patos com o Oceano Atlântico. Durante o último ciclo transgressivo, no Holoceno, esta barra foi preenchida por sedimentos logo após o pico da transgressão (cerca de 5.500 anos A.P.).

Na região da praia do Cassino foi demonstrado que a ocorrência de palinomorfos terrestres é relativamente baixa, em oposição à predominância de indicadores marinhos (Medeanic et al., 2009). Essa baixa frequência de palinomorfos terrestres é um forte indicativo de distanciamento de ambientes continentais durante a transgressão marinha que ocorreu no Holoceno.

4 RESULTADOS DA PESQUISA

Em trabalhos anteriores (Godolphim, 1976) discutia-se a formação das camadas arenosas sobre a argila siltosa, que teria ocorrido no Holoceno, entre 6.000 anos A.P. e os dias atuais, segundo as evidências geomorfológicas (feixes de cordões litorâneos e paleocanais). As datações no presente estudo têm indicado desde valores de 12.000 anos para cota de -42 m, há 10.000 anos para cota de -30 m, dentro da camada de argila siltosa. Como nessas datas o mar estava subindo, após seu recuo máximo (cota: -120 m há 17.000 anos A.P.), e pelas evidências obtidas de amostragem em estacas escavadas que atingiram a cota -50 m, onde se detectou seixos, solo amarelado (laterizado) e pouco acima turfa (fundo de paleolago ou paleocanal), pode-se concluir que o depósito de argila siltosa se formou durante a transgressão, como esperado, entre 12.000 A.P. e 6.000 anos A.P. Neste capítulo se discutirá detalhes da estratigrafia do terreno obtida por ensaios geotécnicos, com ênfase no piezocone, relacionado com as idades de deposição reveladas pelas datações radiométricas por Espectrometria de Massa com Aceleradores de Partículas (AMS).

Os estudos realizados tiveram como principal objetivo avaliar a influência da história geológica na execução e na interpretação dos ensaios de piezocone para identificação estratigráfica. Nos sedimentos os resultados dos ensaios de piezocone foram eficazes na caracterização estratigráfica, na classificação dos sedimentos e na estimativa de parâmetros de projeto a partir de correlações (Douglas e Olsen, 1981; Amorosi e Marchi, 1999; Scheneider et al., 2001). Nestes sedimentos foram observadas relações consistentes entre a história de formação do perfil e as propriedades geotécnicas estimadas a partir da interpretação dos ensaios de piezocone.

Na programação e interpretação dos resultados das campanhas de investigação as informações geológicas nem sempre são utilizadas de forma adequada. Entende-se por informação geológica aquelas ligadas às dinâmicas interna e externa do planeta, que contribuem nas características dos materiais presentes na superfície da Terra, com sensíveis variações espaciais e temporais dos processos e produtos e que abrangem desde a formação das rochas, as transformações por metamorfismo ou intemperismo, até a erosão, morfogênese e pedogênese, que podem mostrar comportamentos cíclicos, com superposição de eventos (Morrison, 1995). A combinação dos diversos processos normalmente aumenta a

complexidade do perfil e pode permanecer registrada, interferindo na interpretação dos ensaios. A integração entre os resultados e análises dos ensaios nos diversos locais estudados mostra que sempre existe incerteza, que pode estar ligada aos equipamentos e procedimentos, às condições ambientais e às variabilidades naturais do solo. Desta forma as variabilidades dos materiais inconsolidados são função das condições de formação, e as variáveis investigadas são consideradas aleatórias com um grau de correlação espacial imposto pela estabilidade e continuidade do meio ou agente formador do solo. Isto significa que a informação obtida em cada ensaio é estritamente válida somente para o local onde foi obtida e é aleatória onde se pretende estimá-la (Isaaks e Srivastava, 1989).

Na compreensão dos solos para a engenharia são utilizados conhecimentos interdisciplinares da Geologia, Pedologia, Geomorfologia e Geotecnia, ressaltando as variações no conceito de solo. Na interpretação para a análise estratigráfica, o termo solo pode referir-se às alterações intempéricas das rochas. O termo sedimento refere-se a material proveniente de processo sedimentar podendo ser diferenciado em consolidado e inconsolidados.

Muitas das pequenas variabilidades detectadas pela interpretação dos resultados dos ensaios de piezocone auxiliam na caracterização detalhada das camadas e nas análises de variabilidade do solo. Nos sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados (sedimentos quaternários e terciários) o resultado dos ensaios de piezocone mostra-se muito adequado, pois fornece elevado detalhamento da sequência estratigráfica que, quando adequadamente calibrado com a interpretação geológica, pode ser utilizado para diversos estudos de estratigrafia de alta resolução (Hegazy, 1998; Sins, 2002), estudos arqueológicos e estudos paleoambientais (Amorosi e Marchi, 1999).

Para a obtenção do perfil ou modelo geotécnico de um terreno é necessária uma etapa prévia de reconhecimento geológico quando são idealizadas possíveis sequências estratigráficas, utilizando os conceitos mais adequados para cada situação. Esse modelo geológico é confrontado com as necessidades de cada tipo de projeto, e é então produzido o modelo ou seção geotécnica que caracteriza os materiais para os dimensionamentos das estruturas geotécnicas ou das intervenções geoambientais.

Deve-se ressaltar a importância do conhecimento geológico na interpretação dos resultados dos ensaios de campo, principalmente quando amostras não são disponíveis, como em ensaios de piezocone. A elevada precisão e frequência de registro dos sensores tornam o piezocone um ensaio adequado a estudos de variabilidade dos materiais inconsolidados.

4.1 ENSAIOS DE PIEZOCONO NO SUPERPORTO DE RIO GRANDE

Os ensaios de piezocone foram realizados como ferramenta e suporte para o projeto geotécnico de um dique seco, pertencente ao Estaleiro Rio Grande, situado no Superporto, à margem oeste do Canal do Norte (Rio Grande - RS), que ocorreu durante o ano de 2007. Os referidos ensaios de piezocone, num total de 23, são usados, nesse trabalho, para comparar com estudos de palinologia e datação com C¹⁴.

Para efetuar os ensaios de piezocone foram contratadas duas empresas (aqui chamadas de A e B), sendo que a primeira executou três ensaios de piezocone que, inicialmente, permitiram definir parâmetros importantes do local. Essa empresa executou pré-furos até a profundidade de -26 m e a partir deste ponto, realizou os ensaios de piezocone. A empresa B executou 20 ensaios de piezocone (CPTu) e 20 ensaios dilatométricos (DMT), ao longo de todo o perfil, que completaram o estudo da estratigrafia e possibilitaram uma melhor definição de parâmetros como: a resistência não drenada (S_u), a razão de sobre adensamento OCR, e o tipo de solo (litologia).

Durante a escavação interna do dique seco ocorreram alguns problemas, podendo-se apontar como um dos principais deles, o não funcionamento previsto do rebaixamento do lençol freático do local. Tal fato foi influenciado pelas condições peculiares do solo local, como a presença de camadas de pouca espessura de argila siltosa, entremeadas por subcamadas de areia, nos níveis: entre cotas -6 e -8 m e entre cotas -12 e -20 m, conforme se pode observar no perfil do ensaio e na disposição das camadas. Desta forma, a necessidade de executar a campanha de sondagem com piezocones e ensaios dilatométricos se tornou imprescindível. Esta iniciativa propiciou um refinamento no conhecimento dos perfis de solo atravessados, podendo-se assim, definir melhor a estratigrafia do sítio, e propor explicações para as mudanças no comportamento do solo, tendo em vista seu processo de disposição (sedimentação e adensamento) em diversos tempos geológicos, e influenciados pelas variações do nível do mar entre o Pleistoceno e Holoceno.

Tipicamente, a resistência de ponta no ensaio de cone (q_c) é alta nas areias e baixa nas argilas e por consequência disso a razão de atrito ($R_f = f_s/q_c$) se torna baixa nas areias e alta nas argilas, fornecendo um parâmetro importante na definição das camadas e subcamadas penetradas pelo cone.

Na realidade não se espera definir o tipo de solo a partir do ensaio de cone, mas sim o comportamento do solo. Outro fator importante que deve ser salientado é a melhor caracterização de camadas de pequena espessura (alguns centímetros), que nem sempre é possível num ensaio do tipo SPT, no qual, geralmente, as medições e coletas de amostras se dão a cada 1 metro de perfuração. Para os perfis do dique seco, no interior da camada de argila siltosa, pode ser apontada a presença de veios de areia de pequena espessura, em cota de -30 m, como se pode observar na Figura 4.1, que apresenta resultados de ensaios executados pela empresa A.

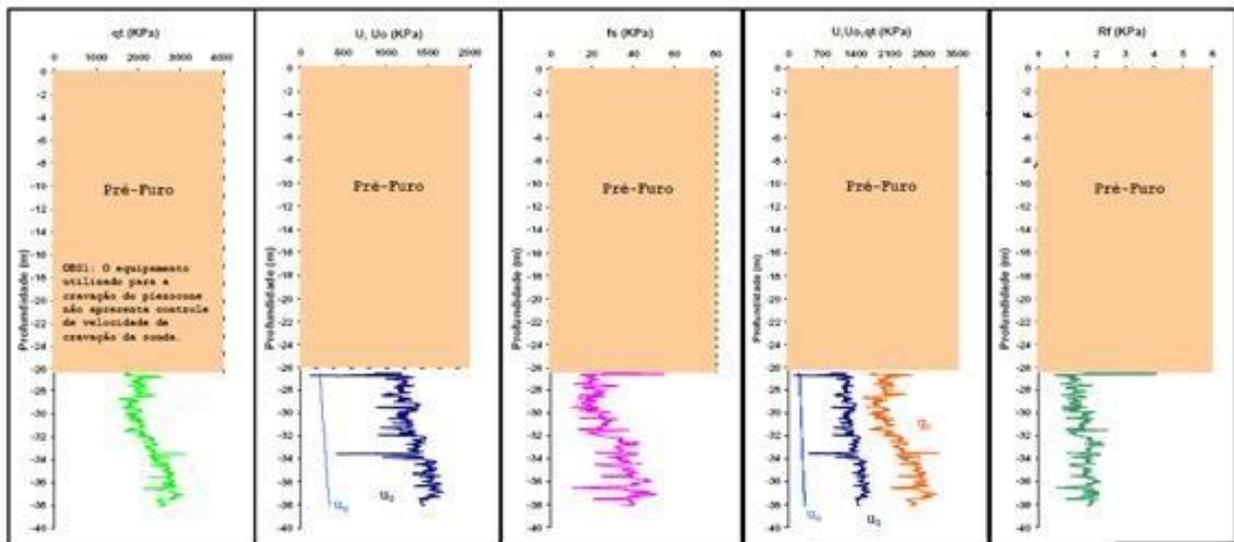


Figura 4.1 - Perfil de piezocone na região do Estaleiro Rio Grande (Dias et al., 2008)

Analisando os perfis dos ensaios de piezocone (CPTu 17 a; CPTu 18; CPTu 19), apresentados nas Figuras 4.2, 4.3 e 4.4, executados pela empresa B, com cota no nível do terreno de +3,47 m, verifica-se uma camada superficial de areia até a cota -13m, com uma camada de argila siltosa de permeio, entre as cotas -6 m e -7 m. Esta camada foi classificada por Dias et. al. (2008) como camada A. A partir da cota -13 m começa uma sucessão de subcamadas com espessuras variando de 0,2 a 3 m, sendo classificadas como areia ou argila arenosa. Essa camada foi classificada por Dias et al. (2008) como camada B. Deve-se salientar o fato que, ao se retirar blocos indeformados com dimensões de (40 cm x 40 cm x 40 cm), entre as cotas -13 e -14 m, ocorreu uma variabilidade, ainda maior, detectando-se subcamadas de 2,5 a 7,0 cm de espessura, intercalando-se sempre argila e areia, às vezes com muitas conchas. Pode-se apontar como possível causa destas diferenças nas espessuras das camadas classificadas, o fato das leituras no ensaio de piezocone representarem valores médios dentro das subcamadas, podendo ser influenciados pela velocidade de cravação do

ensaio, e principalmente pelo efeito de escala (influência da ponteira). A partir da cota -24 até a cota -41 m, o comportamento do ensaio apresenta uma camada mais homogênea, tanto na classificação como no comportamento, de argila siltosa, com leve crescimento da resistência não drenada (S_u) e da razão de sobre adensamento (OCR) com a profundidade. Essa camada foi denominada de camada C por Dias et al. (2008). Abaixo de -42 m encontra-se a denominada camada D, considerada como a camada basal para efeito de fundações em estacas, que é formada por areia muito compacta.

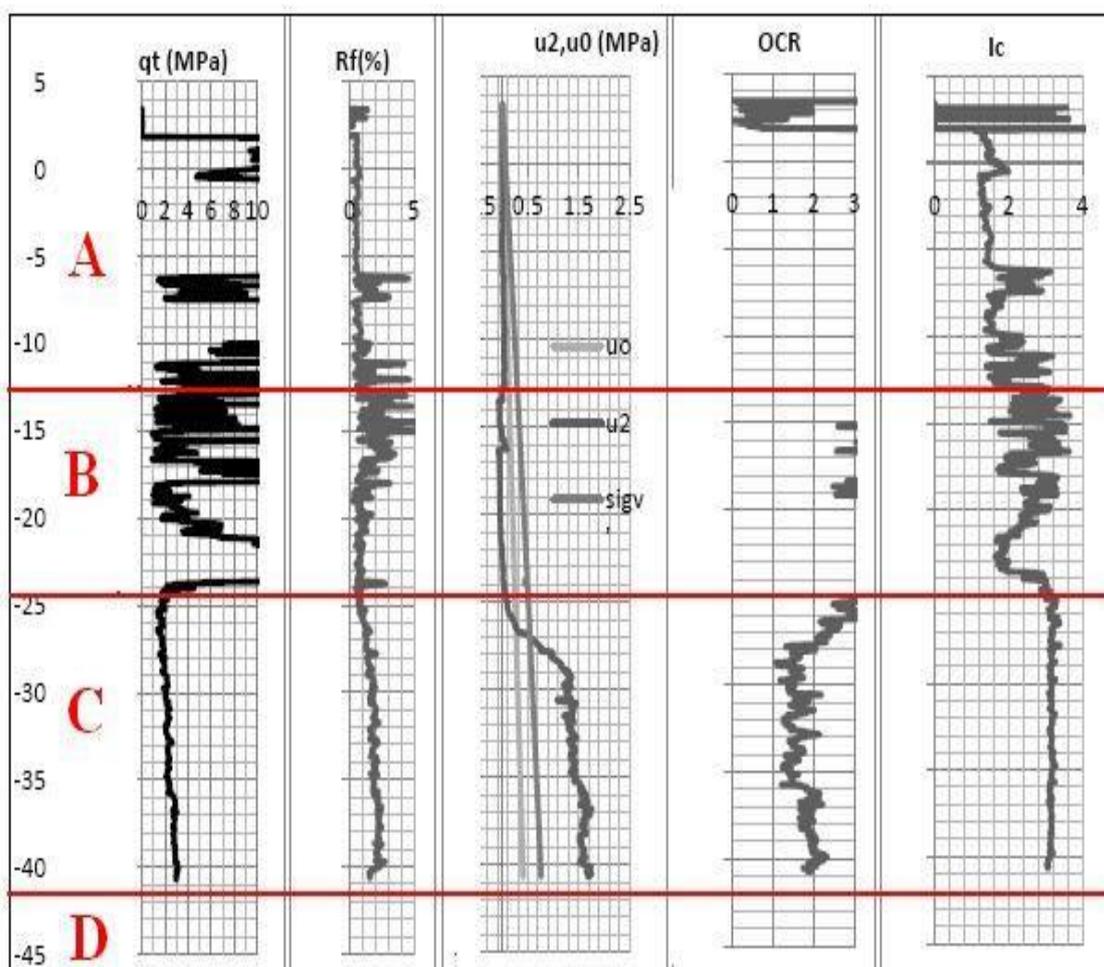


Figura 4.2 - Perfis do ensaio de piezocone, furo de sondagem do dique seco CPTU 17 a As camadas descritas por Dias et al. (2008) de A até D estão demarcadas.

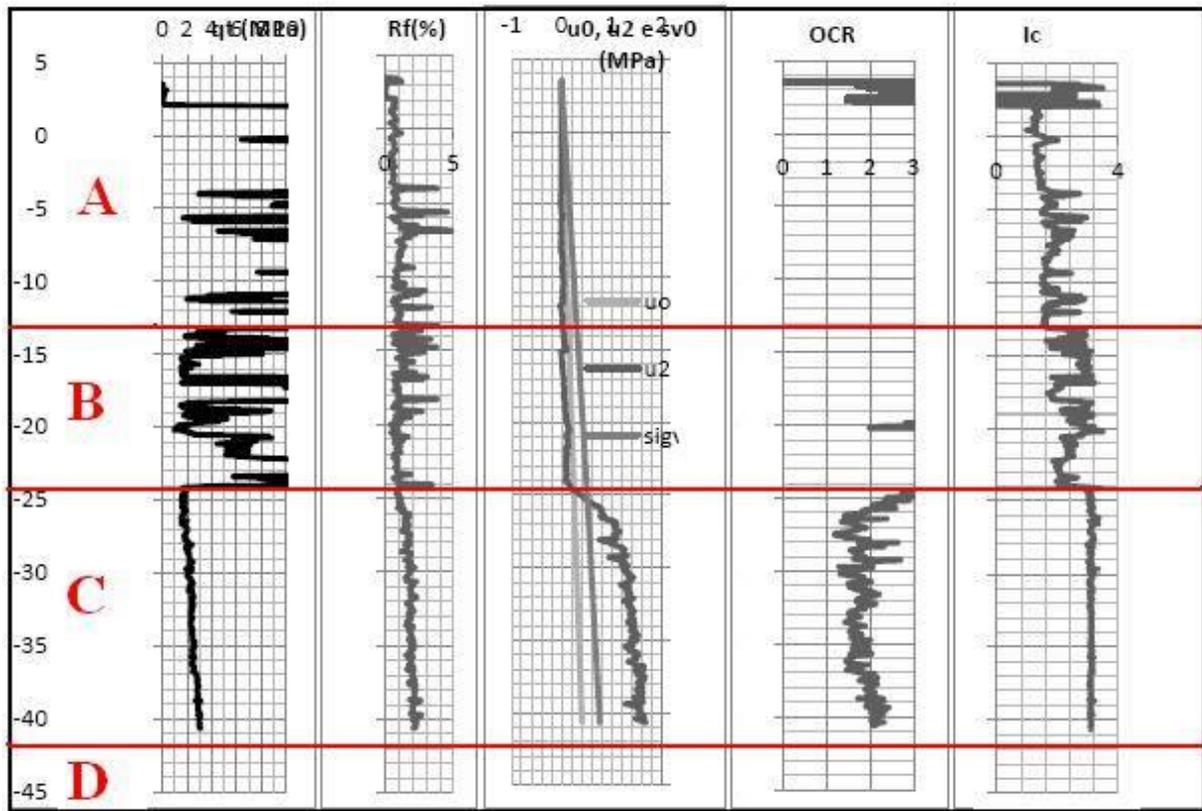


Figura 4.3 - Perfis do ensaio CPTU 18

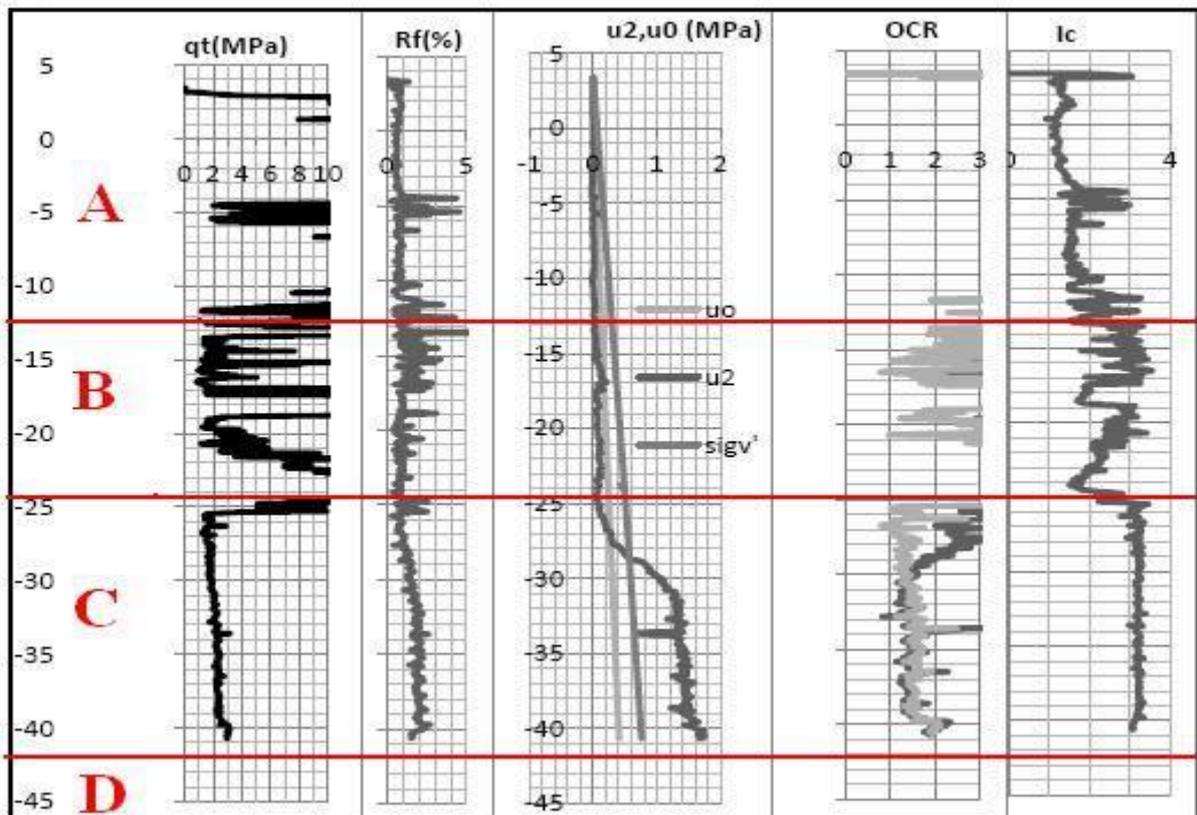


Figura 4.4- Perfis do ensaio CPTU 19

4.1.1 Classificação e cartas de comportamento do tipo de solo (SBT)

A previsão do tipo de solo baseada no CPTu é referida ao Tipo de Comportamento de Solo (SBT – Soil Behavior Type), como nos gráficos, sugeridos por Robertson et al. (1986), e numa versão mais nova de Robertson (2010), apresentados na Figura 4.5:

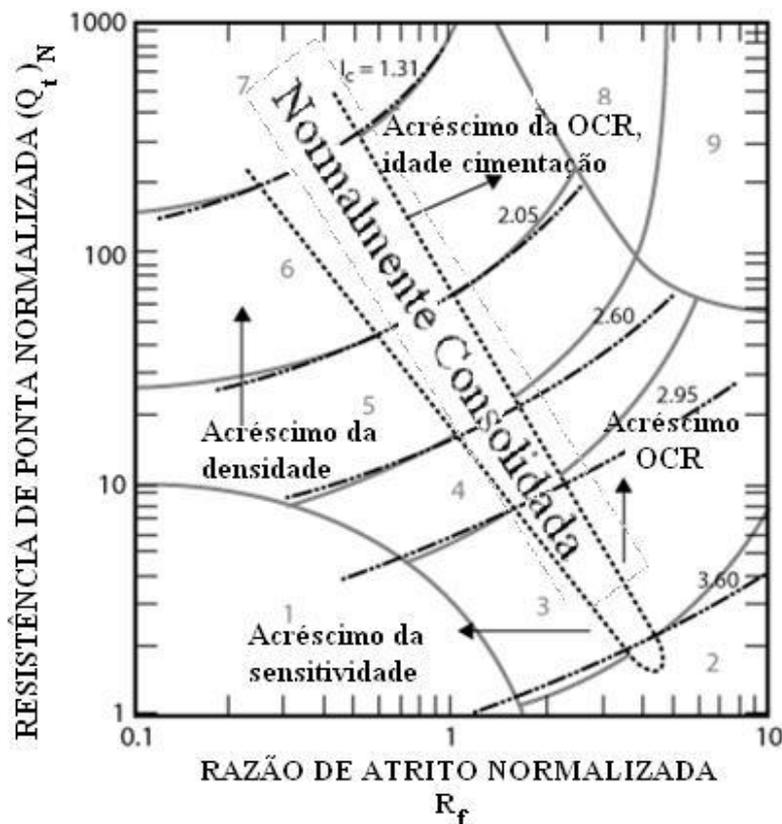


Figura 4.5 Gráfico do SBT (Robertson et al., 1986, revisto por Robertson, 2010)

No gráfico da Figura 4.5 as diversas zonas definem o solo pelo seu comportamento, relacionado à resistência de ponta normalizada (q_t) e à razão de atrito (R_f). Este ábaco foi utilizado nas interpretações a respeito do tipo de solo encontrado nos perfis, conjuntamente com o Índice de Comportamento do Solo (I_c), definido a seguir.

4.1.2 Índice de Comportamento do Solo (I_c)

Na Tabela 4.1 pode-se observar a coluna de definição de I_c . Esse parâmetro chama-se: Índice de comportamento do solo. Seu valor varia conforme apresentado, sendo assim classificados os solos: areias pedregulhosas ($I_c < 1,31$ – zona 7), areias a areias siltosas ($1,31 < I_c < 2,05$ – zona 6), misturas de areias ($2,05 < I_c < 2,60$ – zona 5), misturas de siltes ($2,60 < I_c < 2,95$ – zona 4), argilas ($2,95 < I_c < 3,60$ – zona 3), e solos orgânicos ($I_c > 2,05$ – zona 2).

Tabela 4.1 Tipos de comportamento de solo (SBT)

Zona	Tipo de comportamento de solo	I_c
1	Sensitivos, grãos finos	N/A
2	Solos orgânicos - argilas	>3,6
3	Argilas - argila siltosa a argila	2,95 - 3,6
4	Misturas de siltes- argilas siltosas e siltes argilosos	2,60 - 2,95
5	Misturas de areias - areias siltosas a siltes arenosos	2,05 - 2,6
6	Areias - areias limpas a areias siltosas	1,31 - 2,05
7	Areias pedregulhosas a areias densas	<1,31
8	Areias muito compactas a areias argilosas	N/A
9	Grãos finos, muito rijos	N/A

A equação que define I_c , e representa essencialmente os raios de círculos concêntricos que representam os limites entre cada zona SBT no ábaco de Robertson é a seguinte:

$$I_c = \sqrt{(a - \log q_n)^2 + (\log f_n + b)^2} \quad (4.1)$$

Sendo: $a \approx 3.47$, $b \approx 1.22$. ; q_n = resistência à penetração normalizada; f_n = razão de atrito normalizada, em %.

As equações que definem a resistência de ponta normalizada e atrito lateral normalizado são as seguintes:

$$qn = \frac{(qt - \sigma_{v0})}{\sigma'_{v0}} \quad (4.2)$$

$$fn = \left(\frac{fs}{(qt - \sigma_{v0})} \right) \times 100\% \quad (4.3)$$

Utilizando essas informações pode-se apresentar o perfil de I_c do ensaio CPTu 17a, para o dique seco em Rio Grande:

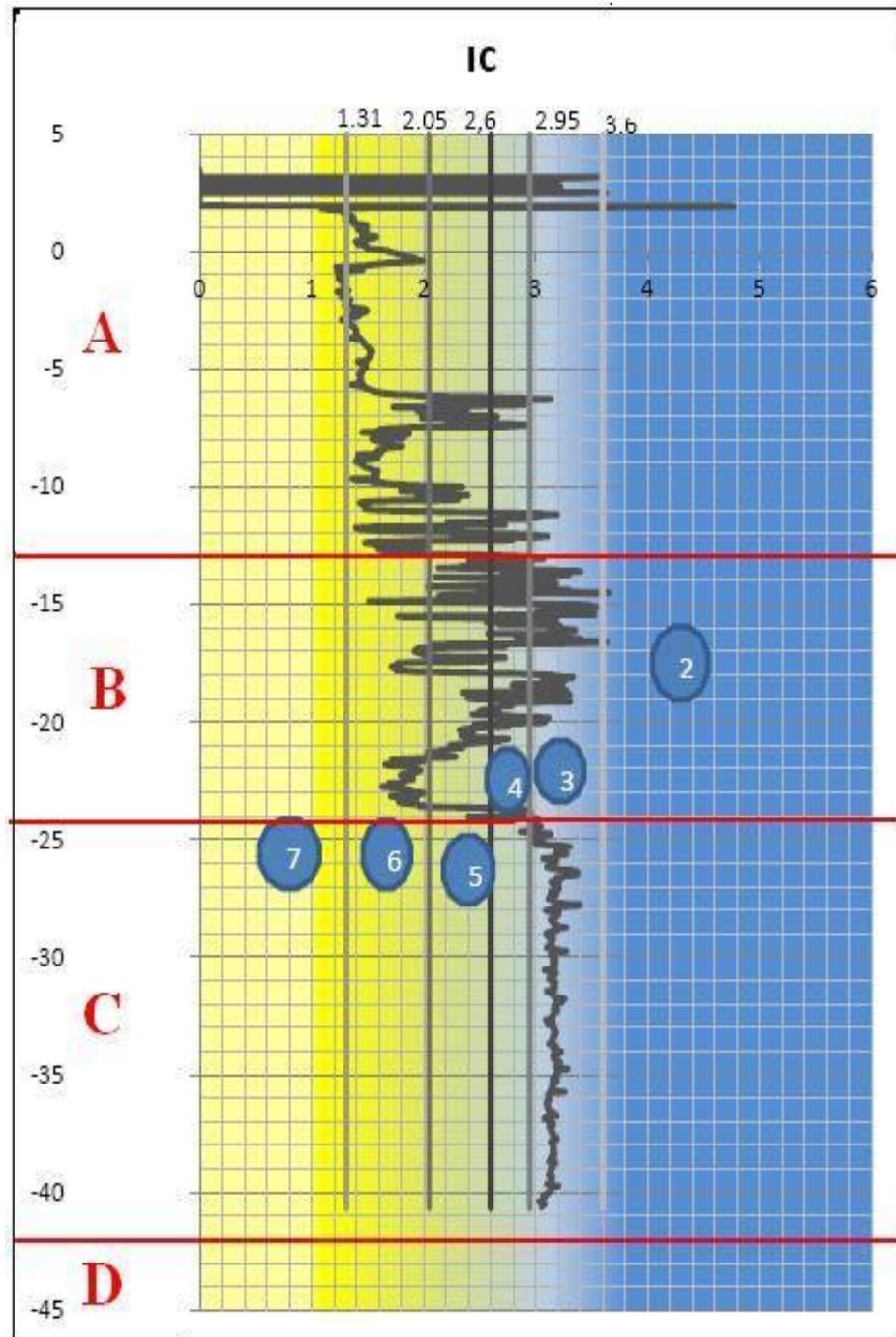


Figura 4.6 Perfil de I_c do ensaio (CPTu 17 a) com as camadas de Dias et al. (2008) indicadas

4.1.3 Parâmetro de poro pressão (B_q)

Robertson (1990) apresentou os gráficos a seguir, sendo que o primeiro relaciona resistência de ponta normalizada (q_t) com Razão de Atrito normalizada (R_f) e o outro, relaciona a Resistência de Ponta com o Parâmetro B_q , que leva em conta o excesso de poro pressão, onde:

$$B_q = \frac{\Delta u}{qn} = \frac{(u_2 - u_0)}{(qt - \sigma_{v0})} \quad (4.4)$$

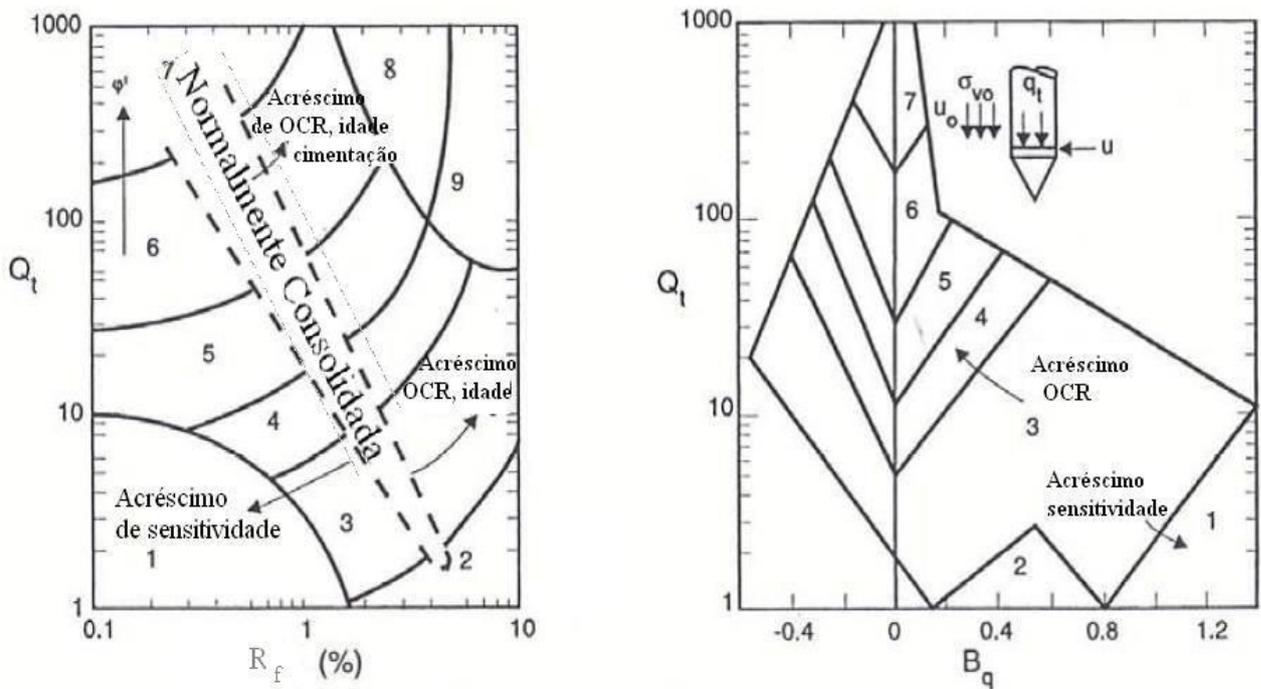


Figura 4.7 Gráficos $Q_t \times R_f$ e $Q_t \times B_q$ - SBT_N (Robertson, 1990)

Na Figura 4.8 apresenta-se o perfil de B_q para o ensaio CPTu 17 a, para o dique seco em Rio Grande com as camadas A até D indicadas por Dias et al.(2008).

Observa-se muito bem o comportamento típico da camada de argila siltosa entre as cotas (-24 e -41 m), e o seu estado levemente pré-adensado. Esse comportamento ficou também bem definido no perfil de I_c .

Valores de B_q negativos em relação a poro pressão hidrostática (u_0) podem ser observados quando se têm argilas fortemente pré-adensadas ou siltes e areias siltsosas muito compactas. Pode ser o caso do trecho entre cotas -12 e -22 m do perfil analisado.

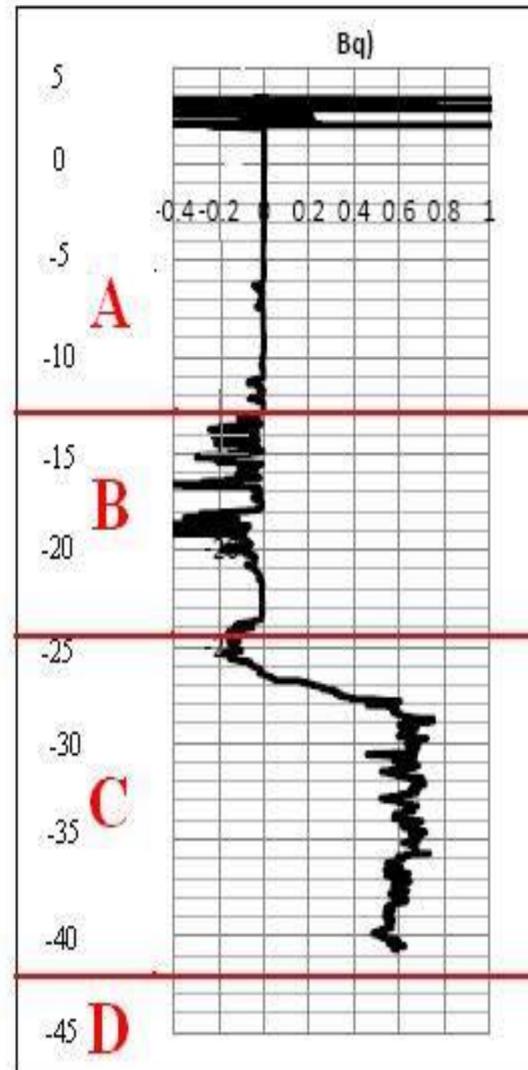


Figura 4.8 Perfil de B_q do ensaio CPTU 17 a

Na Figura 4.9, reproduz-se os pontos obtidos do ensaio CPTu17a, para todas as profundidades, podendo-se distinguir bem o comportamento dos solos nas três camadas: A, B e C, definidas em Dias et al. (2008). A camada A é predominantemente arenosa (regressiva), a camada B tem grande variabilidade de camadas (regressão com intercalações de transgressão), e a camada C é argila siltosa (transgressiva) e fica toda compreendida na área 3 do gráfico, como trata (Robertson, 2010).

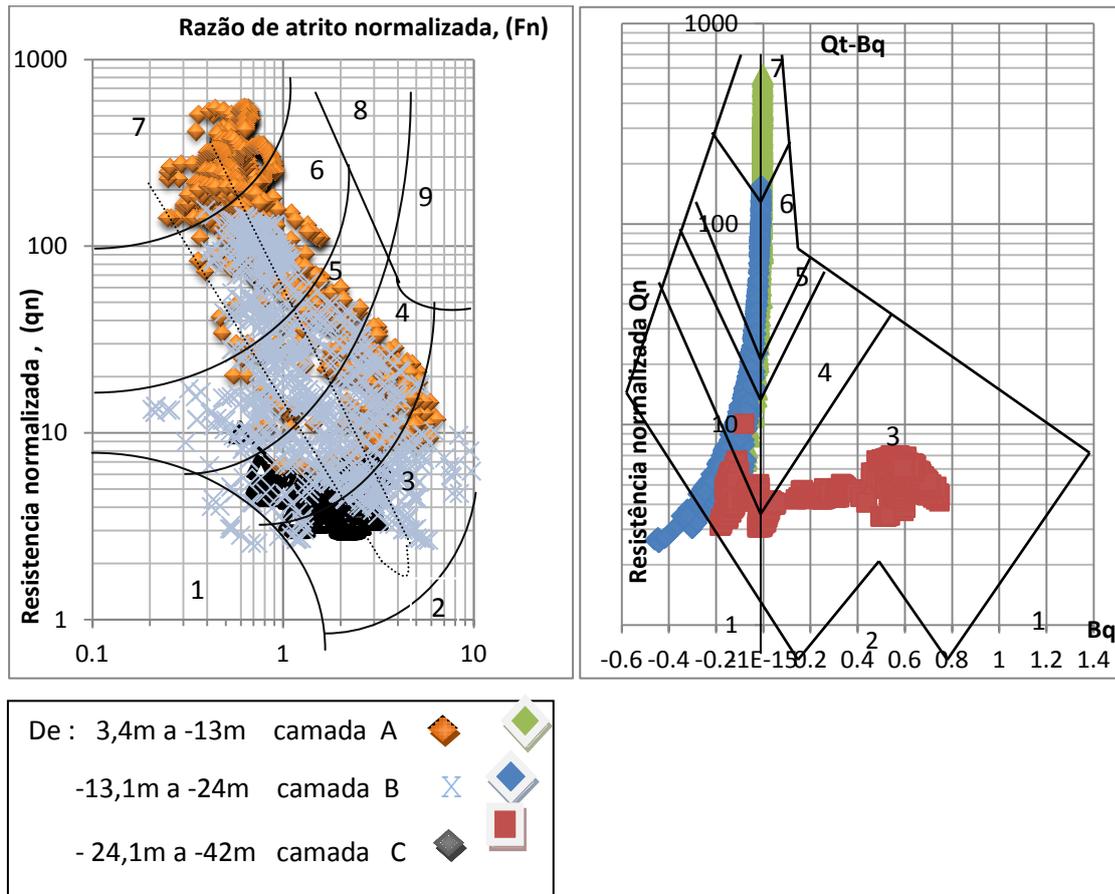


Figura 4.9 - Gráficos $Q_t \times F_r$ e $Q_t \times B_q$ - SBT_N do ensaio CPTu17 a

4.1.4 Parâmetros indiretos obtidos do ensaio CPTu

4.1.4.1 Razão de sobre adensamento (OCR)

Pode-se obter a razão de sobre adensamento OCR, por exemplo, pela equação sugerida por Kulhawy e Mayne (1990):

$$OCR = K \cdot \left(\frac{q_t - \sigma_{v0}}{\sigma'_{v0}} \right) = K \cdot Q_t \quad (4.5)$$

Onde: $K = 0,305$ (admitido como médio entre 0,2 e 0,5)

q_t = resistência de ponta do ensaio corrigida

σ_{v0} = pressão total vertical

σ'_{v0} = pressão efetiva vertical

Na figura 4.10, apresenta-se o perfil de comportamento da razão de sobre adensamento OCR para o ensaio CPTu 17 a.

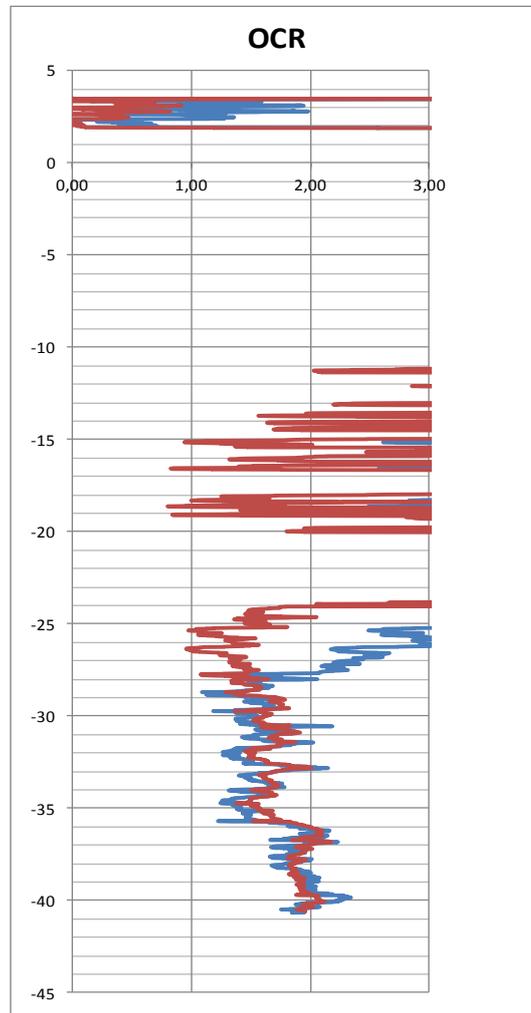


Figura 4.10 Perfil de OCR do ensaio CPTu 17 a

No que importa à Geotecnia e aos projetos de obras importantes que estão sendo implantadas na costa e nos portos, por exemplo, a busca da explicação para possível aparecimento de pré-adensamento de algumas camadas torna-se imprescindível. Sabe-se que durante períodos regressivos do nível do mar, a variação deste pode provocar aumento nas pressões efetivas em camadas de argilas que já se encontravam depositadas num local, posteriormente, como a transgressão e possível elevação do mar, submergindo tais camadas, as pressões efetivas, como as atuais, serão menores e depreende-se que esse solo está pré-adensado. Ao contrário do ensaio de adensamento em laboratório, que é muito demorado e necessita de amostras de excelente qualidade, e que nem sempre são possíveis, os ensaios in

situ com piezocones podem apresentar resultados muito confiáveis e que podem ser comparados aos dos ensaios de laboratório.

Além da determinação da Razão de Sobre Adensamento (OCR) a partir do perfil do ensaio, observa-se que, em função da inclinação da reta de tendência de crescimento da resistência de ponta com a profundidade, pode-se estimar se as subcamadas são normalmente adensadas ou levemente pré-adensadas. Ao fazer este tipo de ponderação, na análise desta sondagem, pode-se considerar que da cota -24 até a cota -35 m, a argila siltosa apresenta-se como normalmente adensada e a partir daí, até a cota -42 m, a argila siltosa é levemente pré-adensada.

4.1.4.2 Resistência ao cisalhamento não drenado (S_u)

Na figura 4.11 observa-se o perfil de S_u que é a Resistência ao Cisalhamento não drenada, obtida através da equação abaixo, considerando, no presente caso, um valor de N_{kt} igual a 18.

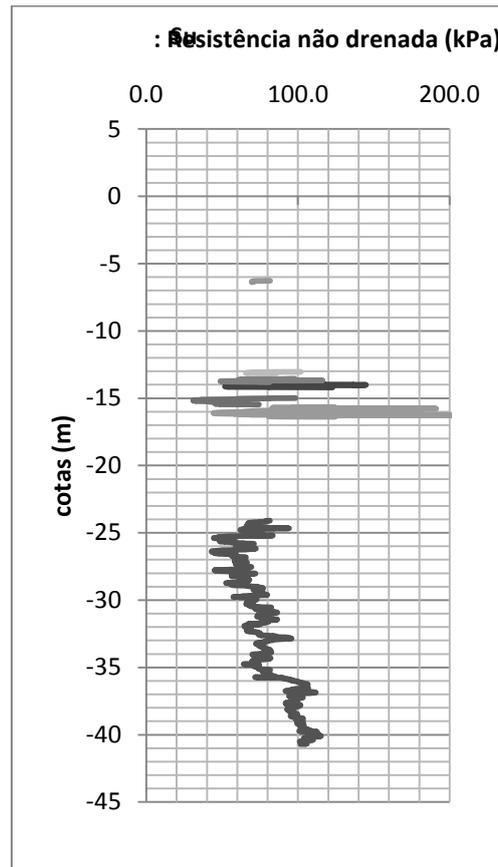
$$S_u = \frac{(q_t - \sigma_v)}{N_{kt}} \quad (4.6)$$

Para argilas muito moles, onde se pode ter certa imprecisão na determinação de q_t , pode-se determinar S_u a partir do excesso de poro pressão, medido no sensor posicionado no cone (u_2) e usando-se a expressão abaixo:

$$S_u = \frac{\Delta u}{N_{\Delta u}} \quad (4.7)$$

Onde: $\Delta u = u_2 - u_0$.

$N_{\Delta u}$ varia entre 4 e 10. (Pode-se usar 10, para estimativas mais conservadoras).

Figura 4.11 Perfil de S_u do ensaio CPTU 17 a

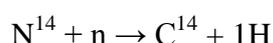
4.2 RESULTADOS E DISCUSSÕES DAS DATAÇÕES POR C^{14}

As datações dos sedimentos dos furos de sondagem pertencentes à área do Superporto de Rio Grande foram executadas através do método de Espectrometria de Massa com Aceleradores de Partículas e foram realizadas em colaboração com o Laboratório de Cronologia (LACRON) do Instituto de Física da Universidade Federal Fluminense (IF-UFF), sob a responsabilidade da Professora Dra. Kita Damasio Macario (relatório de serviço no anexo A).

A relevância deste método relativamente novo e inovador torna a contextualização teórica necessária, e será feita uma revisão dos métodos comuns utilizados para a datação com radiocarbono.

4.2.1 Metodologia utilizada nas datações – (contextualização teórica)

Raios cósmicos, principalmente compostos de prótons e partículas alfa (núcleos de He), interagem com o nitrogênio e o oxigênio da atmosfera superior (acima de 12 km), produzindo nêutrons com energia inferior a 10 keV. Rapidamente uma cadeia de nêutrons secundários é gerada numa larga faixa de energia, devido a sucessivas colisões e à grande seção de choque de captura de nêutrons lentos. Tal reação pode ser escrita como:



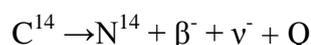
Ou seja, o nitrogênio incorpora um nêutron e libera um próton, decaindo em carbono. Esta reação acaba produzindo um grande número de átomos de C^{14} (cerca de 7,5 kg por ano), segundo Libby (1955).

Devido a reações com o oxigênio (O_2) que se encontra na atmosfera, estes produzirão C^{14}O_2 (dióxido de carbono ou gás carbônico) que é a forma na qual é encontrado na atmosfera (Anderson et al., 1947). Somente $1,2 \times 10^{-10}$ % do carbono presente na atmosfera correspondem ao isótopo C^{14} , ou seja, apenas um em cada 1,2 trilhões de átomos de carbono é radioativo (considerando-se que os isótopos C^{12} e o C^{13} são estáveis).

As plantas assimilam o C^{14} via fotossíntese, formando compostos orgânicos. Os animais, ao se alimentarem dos vegetais, incorporam o radionuclídeo. Durante a vida do organismo, há um equilíbrio entre a atividade específica do C^{14} em relação à do ambiente, sendo que a relação $\text{C}^{14}/\text{C}^{12}$ de todos os seres vivos, em todas as latitudes e longitudes, é observada na mesma proporção. A assimilação é constante durante a vida do organismo, devido à contínua absorção de C^{14}O_2 (Libby et al., 1949).

Quando o equilíbrio é rompido, isto é, quando o organismo morre, ocorre apenas a desintegração radioativa do C^{14} que decai em taxa constante. Libby et al. (1949) verificaram que a metade do C^{14} na amostra original teria se desintegrado após 5568 anos. Estimou-se que o C^{14} ainda estaria presente numa amostra entre 50.000 e 60.000 anos, ou após 10 meias vidas.

A desintegração radioativa se faz pela emissão da partícula beta, ou de um elétron, que possui energia máxima de 0,156 MeV, formando o N^{14} estável:



No qual temos: β^- como sendo um elétron; $\bar{\nu}$ é um anti-neutrino e Q é uma quantidade de energia de 0,156 MeV. Isto é, um nêutron do núcleo do carbono irá decair em um próton e irá liberar um elétron e um neutrino energéticos, com isso formando novamente o nitrogênio.

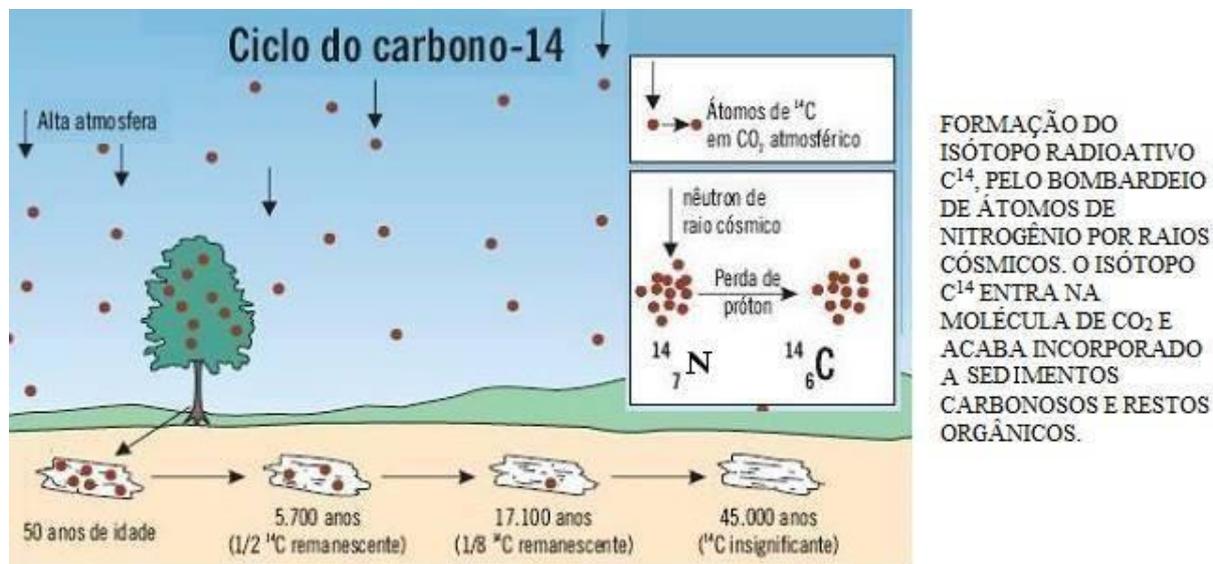


Figura 4.12 - Ilustração do ciclo do carbono (modificado de Eicher & McAlester, 1980).

A quantidade de C^{14} numa determinada amostra para qualquer tempo t será dada por:

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t}$$

Onde:

$$\lambda = \ln(2/T_{1/2}).$$

Em que N_0 é a quantidade inicial de C^{14} no tempo $t=0$, ou seja, o número de átomos da amostra no momento da morte da mesma, λ é a constante de decaimento e $T_{1/2}$ é a meia vida do isótopo.

Se o valor de N_0 for estimado, pode-se obter a idade da amostra pela equação a seguir desde que a quantidade de átomos remanescentes, N , de C^{14} possa ser determinada.

$$t = (1/\lambda) \{ \ln(N_0/N) \}.$$

É usual assumir que o valor de N_0 corresponde à atividade de C^{14} atual, já que, a princípio, o reservatório de C^{14} não está variando. Neste caso os dados terão por referência um padrão, o ácido oxálico (National Bureau of Standard - NBS) (Olson, 1970). A meia vida

(tempo necessário para que a atividade se reduza pela metade) do C^{14} de 5730 anos foi determinada pelo NBS, em 1961.

A detecção da atividade do C^{14} em amostras de origem ambiental pode ser realizada por três técnicas analíticas:

- 1) **Espectrometria de Cintilação Líquida** de Baixo Nível de Radiação de Fundo, em que amostras com aproximadamente 3g de C^{14} são sintetizadas em um sistema de vácuo em CO_2 , C_2H_2 e C_6H_6 e contadas por cintilação líquida (Pessenda & Camargo, 1991);
- 2) **Contador Proporcional Gasoso** (CPG), em que amostras com aproximadamente 1g de C^{14} são transformadas em CO_2 , CH_4 ou C_2H_2 em sistema de vácuo e posteriormente contadas (Libby et al., 1949; Edwards, 1990);
- 3) Acelerador de partículas acoplado a um espectrômetro de massa (**Accelerator Mass Spectrometry – AMS**), onde o carbono da amostra, aproximadamente 300 microgramas, apresenta-se na forma sólida (grafite). Os passos analíticos até a obtenção do CO_2 purificado são idênticos à cintilação líquida. Após, os átomos de carbono são ionizados, acelerados e contados (semelhante ao método aplicado pelo IF-UFF).

Embora ambos os métodos de datação por radiocarbono sejam capazes de gerar resultados de alta qualidade, eles são fundamentalmente diferentes em princípio. Os métodos de datação radiométrica detectam partículas beta da desintegração do C^{14} , enquanto que os espectrômetros de massas com aceleradores contam o número de átomos de C^{14} presentes na amostra. A Figura 4.13 apresenta esquematicamente algumas peculiaridades de cada um destes diferentes métodos.

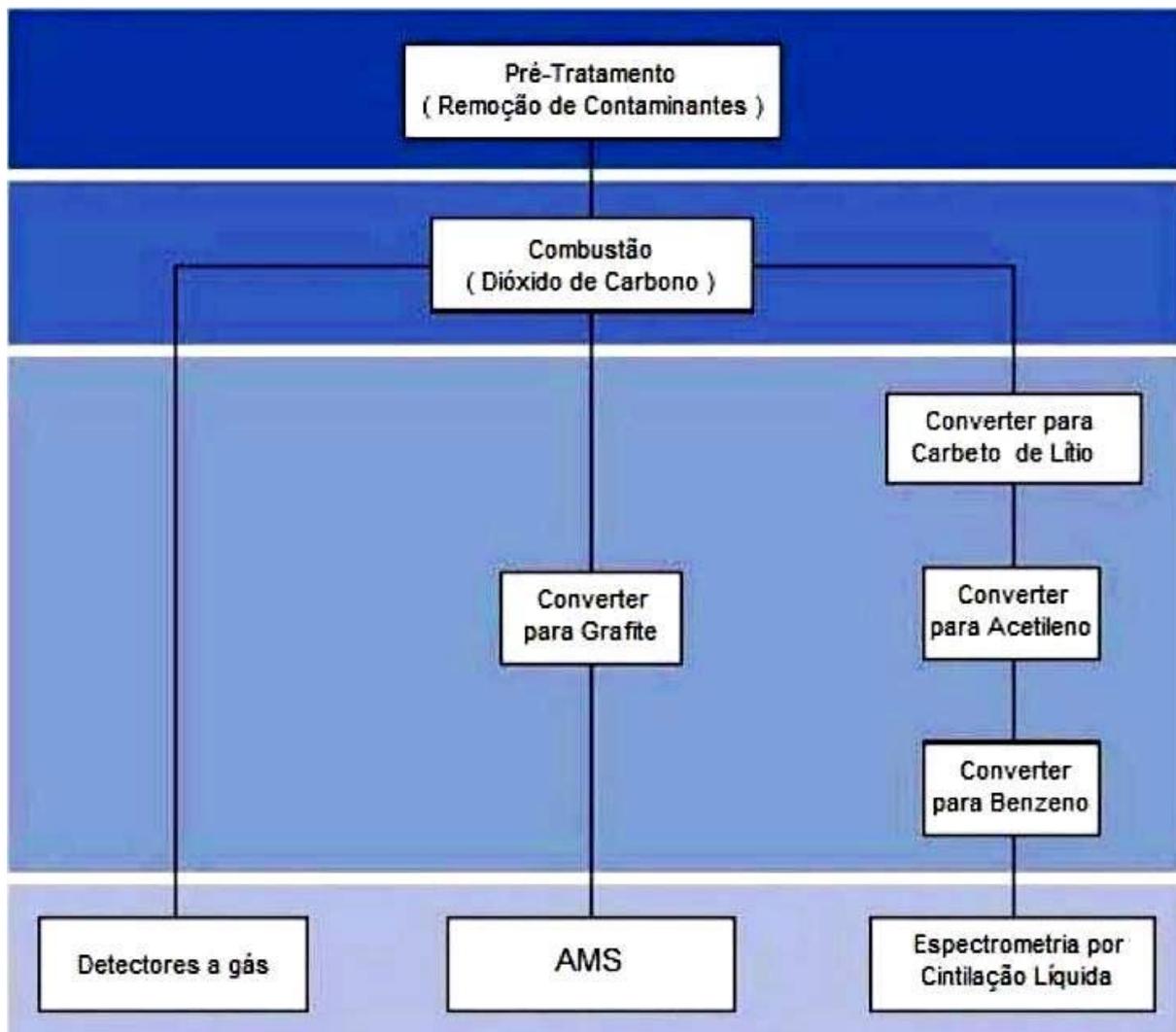


Figura 4.13 – Esquema dos três métodos de datação por radiocarbono (Fonte: Oliveira e Macario, 2012)

Quaisquer destes métodos de datação por carbono têm vantagens e desvantagens. Os espectrômetros de massas detectam átomos de elementos específicos, de acordo com seus pesos atômicos. No entanto, os mesmos não têm a sensibilidade necessária para distinguir a linha isobárica atômica (átomos de elementos distintos com o mesmo peso atômico, tais como o C^{14} e o N^{14} - o isótopo mais comum do nitrogênio). Graças à física nuclear, os espectrômetros de massas foram aperfeiçoados para separar um isótopo raro de uma massa vizinha abundante, possibilitando o surgimento da **Espectrometria de Massas com Aceleradores (AMS)**. O método foi desenvolvido para detectar C^{14} em uma determinada amostra e ignorar os isótopos mais abundantes que inundam o sinal do carbono 14. Há essencialmente duas partes no processo de datação por radiocarbono através de espectrometria

de massas com aceleradores. A primeira delas inclui a aceleração de íon a energias cinéticas extremamente altas e, em seguida, realiza-se a análise da massa.

Vários tipos de amostras podem ser usadas na análise de radiocarbono por AMS, como conchas, carvão, madeira, ossos, amostras de solo, sementes e etc., mas para serem levadas ao acelerador é preciso que sejam convertidas a grafite de modo a produzir um feixe de íons. A produção de grafite de alta qualidade e uniforme é essencial para o melhor desempenho de qualquer sistema AMS. Antes do processo de grafitização, no entanto, a amostra deve passar por um tratamento químico para desprezar átomos de carbono que tenham aderido à amostra posteriormente e cuja idade não represente sua idade real ou ainda outros materiais que tenham aderido à amostra ao longo do tempo ou frações da própria amostra que podem interferir no resultado (Santos et al., 1999). O grau de contaminação afeta a acurácia dos resultados da datação por radiocarbono. Em geral, contaminação com material mais antigo, pode fazer uma amostra parecer consideravelmente mais velha, enquanto a contaminação moderna pode fazer a amostra parecer significativamente mais jovem que a sua verdadeira idade.

Independentemente da metodologia de datação por carbono empregada, seja o método de datação convencional, por contagem de decaimentos beta, seja por AMS, a amostra deve passar por um pré-tratamento químico que deve ser feito antes da análise para se livrar de todos os possíveis contaminantes (Macario, 2003). O pré-tratamento tem como objetivo remover os contaminantes que possam alterar os resultados das datações. O pré-tratamento físico feito em amostras para datação por radiocarbono envolve a remoção de contaminantes raspando as camadas exteriores usando equipamentos como bisturis cirúrgicos para raspar os contaminantes em carvão, enquanto brocas odontológicas são usadas em ossos grandes, por exemplo. O pré-tratamento químico remove as impurezas que não podem ser removidas pelo pré-tratamento físico e é feita uma série de tratamentos com reagentes, a fim de separar a fração a ser medida. De acordo com cada tipo de material estima-se a quantidade necessária a ser utilizada de modo a produzir grafite suficiente. O pré-tratamento químico tem objetivo de isolar o carbono original em cada material.

Após o pré-tratamento, as amostras são preparadas para serem colocadas em um espectrômetro de massas com aceleradores, convertendo-as em grafite sólido pela conversão de dióxido de carbono com a grafitização imediata, na presença de um catalisador de metal. Quando as amostras tiverem sido convertidas em poucos miligramas de grafite, elas são

pressionadas contra discos de metal. Os mesmos são montados em uma roda de comando para que possam ser analisados em sequência.

Íons de uma arma de cézio passam a ser disparados na roda de comando, produzindo átomos de carbono negativamente ionizados. Os mesmos 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 uma diferença de voltagem de 250 kV.

Os átomos de carbono com carga positiva distanciam-se ainda mais do terminal positivo e passam por outro conjunto de dispositivos de enfoque, onde a massa é analisada. Na análise de massa, um campo magnético é aplicado a essas partículas carregadas em movimento, o que faz com que as partículas se desviem do caminho que estão percorrendo. Se as partículas carregadas têm a mesma velocidade, mas massas diferentes, como no caso dos isótopos de carbono, as partículas mais pesadas são menos desviadas. Em seguida, detectores em diferentes ângulos de deflexão contam as partículas.

No final de uma análise por AMS, os dados obtidos incluem não apenas o número de átomos de carbono 14 na amostra, mas também a quantidade de carbono 12 e carbono 13. A partir destes dados, é possível chegar ao índice de concentração dos isótopos, permitindo a avaliação do nível de fracionamento.

A maior vantagem que a datação por radiocarbono pela técnica AMS tem sobre os métodos radiométricos por contagem de decaimentos beta é a quantidade pequena de amostra. Os espectrômetros de massas com aceleradores geralmente precisam de quantidades menores de amostras em relação aos métodos convencionais por um fator de 1.000.

A espectrometria de massas com aceleradores também leva menos tempo para analisar o teor de carbono 14 em amostras, em comparação com os métodos de datação radiométrica que podem levar até dois dias. Um espectrômetro de massa tem um tempo de execução de poucas horas por amostra. Além disso, deve-se observar que as medições por AMS costumam apresentar mais precisão e fundos mais baixos do que os métodos de datação radiométrica.

Além da Geologia, Arqueologia e Ciências Oceânicas, a AMS é utilizada pelos laboratórios biomédicos usando amostras com teor de C^{14} no desenvolvimento de novos medicamentos. Os espectrômetros de massas com aceleradores também são utilizados em farmacocinética, perfil metabólico, toxicologia e microdosagem. A AMS é ainda utilizada para determinar os níveis de abundância natural de C^{14} em oceanos e também para determinar a idade de carbono de depósitos sedimentares, como foi o caso deste trabalho.

4.2.2 Os resultados das datações para o sítio do Superporto de Rio Grande

A seguir são apresentadas duas tabelas. A Tabela 4.2, com as características das amostras de sedimento, dos furos de sondagem, e das profundidades e cotas por ocasião dos ensaios SPT realizados no dique seco do ERG no Superporto de Rio Grande. Além disso, a Tabela 4.3 apresenta os resultados das datações realizadas.

Tabela 4.2 - Amostras do dique seco do Superporto de Rio Grande dos ensaios SPT

amostra	Furo	Prof. da amostra (m)	Cota (m)	N _{spt}	Descrição da amostra
1	SP 67	43,00 a 43,45	-39,85 a - 40,30	10	Argila siltosa cinza de consistência média com presença de veios de areia branca muito fina e poucos fragmentos de concha
2	SP 67	43,00 a 43,45	-39,85 a - 40,30	10	Argila siltosa cinza de consistência média com presença de veios de areia branca muito fina e poucos fragmentos de concha
3	SP 67	39,00 a 39,45	-35,85 a - 36,30	8	Argila siltosa cinza de consistência média com presença de veios de areia branca muito fina
4	SP 68	18,00 a 18,45	-14,70 a - 15,15	6	Argila siltosa cinza escura de consistência média com presença de veios de areia fina
5	SP 67	32,00 a 32,45	-28,85 a - 29,30	9	Argila siltosa cinza de consistência média com presença de veios de areia branca muito fina
6	SP 68	45,00 a 45,45	-41,70 a - 42,15	13	Argila siltosa preta rija com presença de muitos fragmentos de concha em decomposição e areia fina de cor preta

Data das perfurações: SP 67 de 06/07/2007 a 20/07/2007; SP 68 de 28/08/2007 a 06/09/2007.

Na Tabela 4.3 são apresentados os resultados das datações dessas seis amostras, indicando-se as respectivas profundidades e cotas.

Tabela 4.3 Resultados das datações por carbono 14 (C¹⁴)

RESULTADOS DA DATAÇÃO DE AMOSTRAS DE ARGILA DO SUPERPORTO DO RIO GRANDE						
AMOSTRA	1	2	3	4	5	6
IDENTIF LACUFF	12028	12041	12042	12062	12063	12064
IDADE	8441	6612	10433	5206	10006	11753
INCERTEZA	37	141	196	32	55	77
N. DA AMOSTRA	12P01A04A	12P01A04B	12P01A03	12P01A01	12P01A02	12P01A05B
PROFUNDIDADE (m)	43,2	43,2	39,2	18,2	32,2	45,2
COTA(m)	-40	-40	-36	-15	-29	-42
MATERIAL USADO	CONCHA	ARGILA	ARGILA	ARGILA	ARGILA	ARGILA

No anexo A apresenta-se a cópia do relatório do Laboratório da UFF.

5 ANÁLISE DOS RESULTADOS

Neste capítulo, são discutidos os dados da datação dos sedimentos e avaliados segundo uma hipótese para a interpretação da formação geológica do terreno. Também são traçadas comparações com pesquisas anteriores, em outro sítio da costa brasileira, em Caravelas-BA, um sítio litorâneo com características sedimentológicas quaternárias semelhantes ao da Planície Costeira no Sul do Rio Grande do Sul, descritos na tese de doutorado de De Mio (2005). Ainda analisam-se, os resultados dos ensaios de piezocone que foram efetuados no Superporto de Rio Grande/RS à luz da formação geológica local, e traça-se comparações com as datações efetuadas por Medeanic et al. (2000; 2001; 2002; 2010) para a região.

5.1. PIEZOCONE E ESTRATIGRAFIA

Como já mencionado, De Mio e Giachetti (2007) sugeriram o uso dos perfis de ensaios de piezocone para definir a estratigrafia de alta resolução de sequências de sedimentos do Quaternário na costa do Brasil. Baseando-se em ensaios de piezocone, analisaram três pontos da costa brasileira: Caravelas (Bahia), Guarujá (São Paulo) e Paranaguá (Paraná). Dos três pontos, há comportamento parecido nos dois primeiros sítios, mas há uma diferença na sequência de sedimentos no sítio de Paranaguá, relacionada com a curva de flutuação do nível do mar para aquela região.

Diante disso, passa-se a comparar os sítios cujo comportamento se aproxima mais do observado em Rio Grande, na região do Superporto: o sítio caravelas na Bahia e Guarujá em São Paulo. Em ambos, de forma semelhante ao de Rio Grande, nota-se a formação de um estuário e de feixes de restinga influenciando a morfologia da costa. Em Rio Grande esses efeitos são mais pronunciados, visto que a Planície Costeira na região é muito ampla, bem como o embasamento cristalino só aparecendo em grande profundidade (cerca de 520 m). Além do fato de que o afloramento do cristalino está a mais de 60 km da costa, com um plano de mergulho de mais leve inclinação, propiciando um pacote de sedimentos sotopostos da ordem de 500 m.

Desta forma, após analisar os perfis de Caravelas, Guarujá e Paranaguá, optou-se por comparar os perfis de Rio Grande com os de Caravelas.

De Mio et al. (2007) apresentaram, para o sítio de Caravelas, um perfil composto por sete camadas, denominadas de A a G, sendo a camada A a mais superficial e a camada G a mais profunda.

A região de Caravelas situa-se no litoral sul do estado da Bahia, instalada sobre sedimentos litorâneos. A formação dos sedimentos que constituem o perfil está intimamente ligada à história geológica de deposição e às variações do nível médio do mar (NMM) durante o Quaternário, conforme Andrade et al. (2003). É típico de extensas regiões da costa brasileira e corrobora os resultados de Martin e Suguio (1986) e Angulo e Lessa (1997).

Andrade et al. (2003) caracterizam os sedimentos da região de Caravelas-BA, propondo um modelo evolutivo para formação da planície litorânea. O resultado de um ensaio de piezocone foi analisado considerando estas informações geológicas. As variações do NMM controlaram a formação dos ambientes de sedimentação. Tendo por base conceitos de interpretação geológica, pode-se afirmar que as unidades de mapeamento identificadas em superfície também devem ocorrer ao longo da secção vertical, refletindo as mudanças de posição dos ambientes de deposição em função das flutuações do NMM.

Em torno de 18.000 anos atrás, coincidindo com o U.M.G. (Último Máximo Glacial), o NMM encontrava-se a cerca de 120 m abaixo do nível atual, no máximo de fase regressiva marinha. A partir deste ponto, o NMM subiu continuamente até um máximo de aproximadamente 5 m acima do nível atual, há cerca de 5.500 anos. Iniciou-se a partir deste ponto um rebaixamento do NMM até a cota atual, existindo evidências de rebaixamentos bruscos e novas elevações há cerca de 2.800 e 4.000 anos atrás. As variações hidrodinâmicas associadas às modificações do NMM alteram os ambientes de sedimentação e refletem-se nas características dos sedimentos.

O estudo geológico forneceu as informações necessárias para interpretação da estratigrafia a partir do resultado do ensaio de piezocone. Na Figura 5.1 é apresentada a classificação dos sedimentos com base no resultado do ensaio de piezocone, abrangendo a identificação das transições, a classificação segundo a proposta de Robertson et al. (1986).

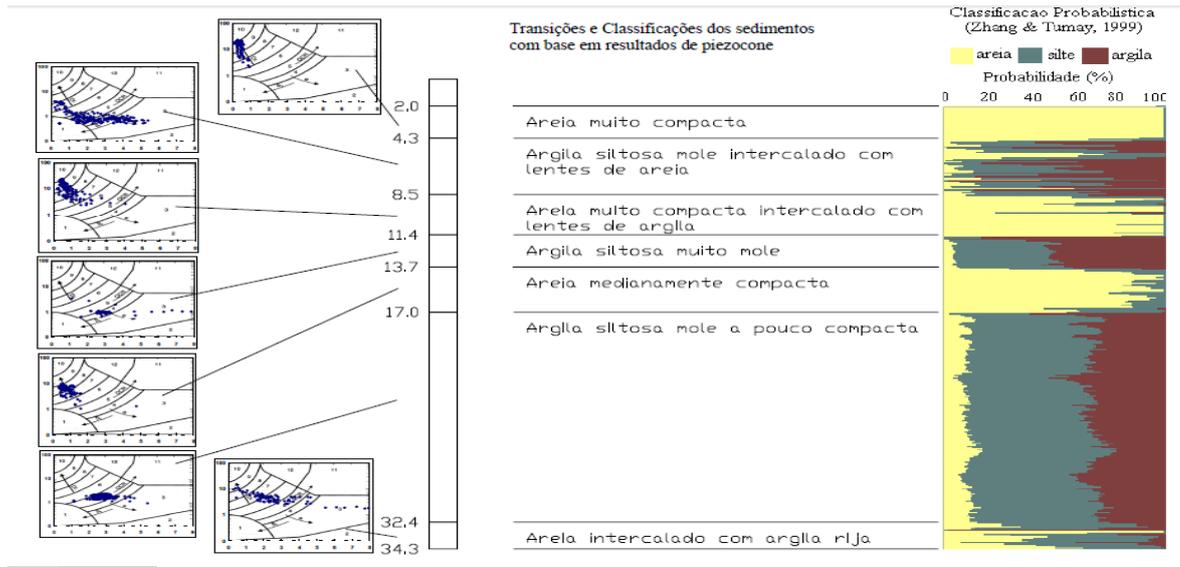


Figura 5.1 Perfil do subsolo de Caravelas-BA (Fonte:De Mio & Giachetti, 2005).

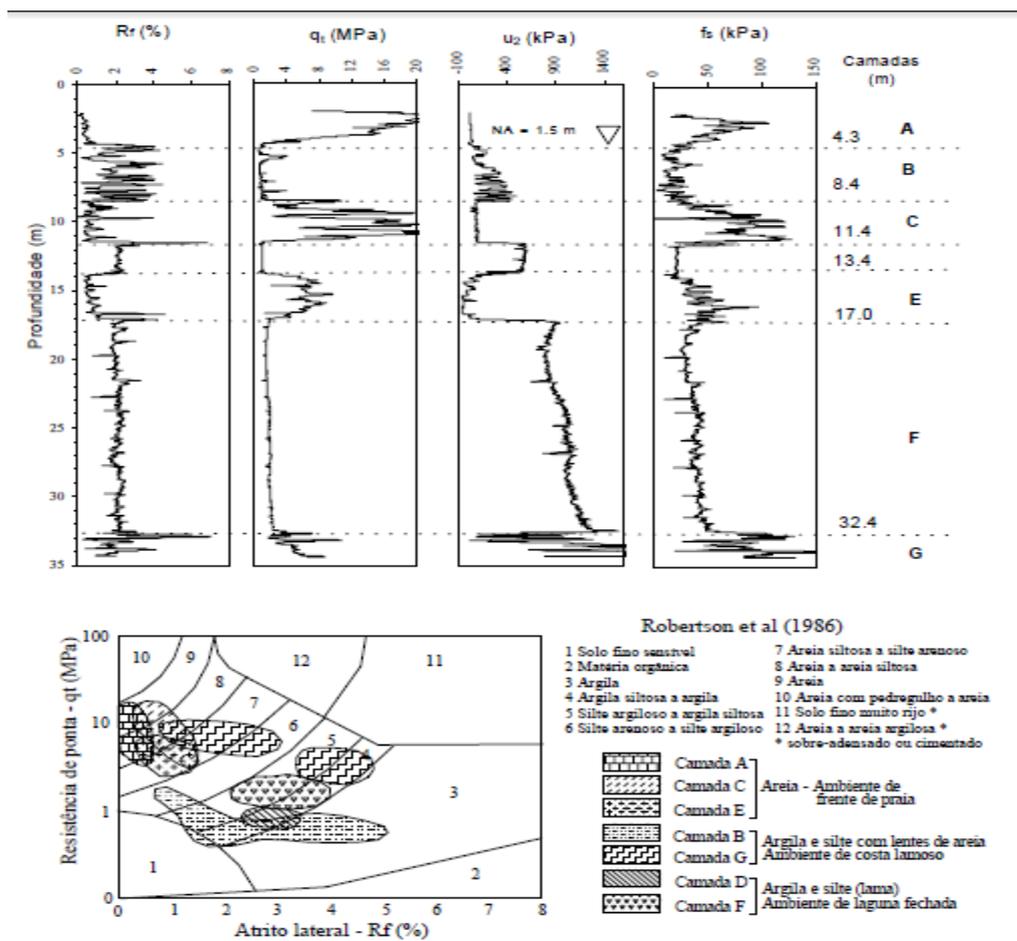


Figura 5.2 – Resultado dos ensaios de piezocone e ábaco de Robertson para Caravelas-BA-(Fonte: De Mio e Giachetti, 2005).

A interpretação do ensaio de piezocone para a região de Caravelas-BA foi feita até a profundidade de -35 m, com o objetivo de identificar os sedimentos e testar as possíveis correlações com os ambientes e fácies mapeados por Andrade et al. (2003). A Figura 5.2 apresenta o resultado do ensaio de piezocone, com os gráficos representando a resistência de ponta corrigida (q_t), o atrito lateral local (f_s), a poro-pressão (u), a razão de atrito ($R_f = f_s/q_t * 100\%$) e a razão de poro-pressão (B_q) que representa a poro-pressão com a remoção dos efeitos da coluna de água. São estabelecidas sete camadas.

As informações obtidas a partir da interpretação do ensaio de piezocone foram confrontadas com aquelas obtidas dos mapeamentos de superfície, sendo identificadas muitas correspondências. São reconhecidas três etapas distintas em correspondência às camadas identificadas a partir do ensaio. Cada conjunto, representado pelas camadas F, E; D, C; B, A é composto por sequências transgressivas (sedimentos finos) e regressivas (sedimentos arenosos) em três ciclos que têm semelhanças com as variações do NMM, na região, durante o Quaternário. Conclusões mais detalhadas podem ser obtidas com amostragens e datações. O registro estratigráfico demonstra que ocorreram variações bruscas no NMM, com possibilidade de estarem ligadas às reduções do NMM há 4.000 e 2.500 anos A.P., corroborando a hipótese de Martin et al. (1979), em detrimento da hipótese de Angulo e Lessa (1997).

Resumidamente, passa-se a apresentar cada uma das camadas, com algumas indicações se seus aspectos:

Camada G: constituída de sedimentos heterogêneos, com argilas siltosas com algumas lentes de areia. Seria indicativo de rápidas mudanças no ambiente, provavelmente por rápidas variações do nível do mar no fim da era da última regressão interglacial (cerca de 20.000 anos A.P.).

Camada F: argila siltosa, depositada em ambiente calmo e de baixa energia, provavelmente em lagos fechados.

Transição para camada E: marca um contato erosional bem definido pelos gráficos de poro pressão e razão de atrito. Para os autores, provavelmente ocorreu uma parcial erosão da camada F, relacionado com a descida do nível do mar a cerca de 4.000 anos A.P.

A camada E (-13,1 a -17m): é composta por areia compacta e certamente se depositou por ocasião dessa descida do nível do mar.

Camada D: Com a ocorrência de nova transgressão, sedimentaram-se argilas siltosas, em ambiente calmo e são mais ou menos relacionadas ao fim de 3.500 anos A.P.

Camada C (-8,4 a 11,4m): é composta de areias com finas lentes de materiais moles, denotando-se um ambiente praial, com detritos de materiais orgânicos.

Camada B (-4,3 a -8,4m): é composta de camadas de argilas siltosas intercaladas por centimétricas (finas) camadas de areia.

Camada A (2 a -4,3m): areia medianamente compacta.

Alguns aspectos importantes discutidos por De Mío et al. (2007), são ressaltados para se comparar com os resultados obtidos em Rio Grande. Nas conclusões, aqueles autores confirmam as conclusões de Bezerra et al. (2003), que afirmam que: variações na flutuação do nível do mar podem ser significativamente influenciadas por causas locais, principalmente por causa de histórias tectônicas diferentes. Por outro lado, variações de espessuras de camadas podem indicar que os agentes causadores foram os mesmos em duas regiões, mas o aporte de sedimento muda, possivelmente de acordo com diferenças na morfologia da costa, resultando numa sequência de sedimentos de fácies marcadas pelas flutuações do nível do mar.

Dias et al. (2008) dividiram o perfil da área do dique seco no Superporto do Rio Grande em quatro camadas de A a D, baseados nos ensaios de simples reconhecimento SPT, de acordo com o esquema mostrado na figura a seguir:

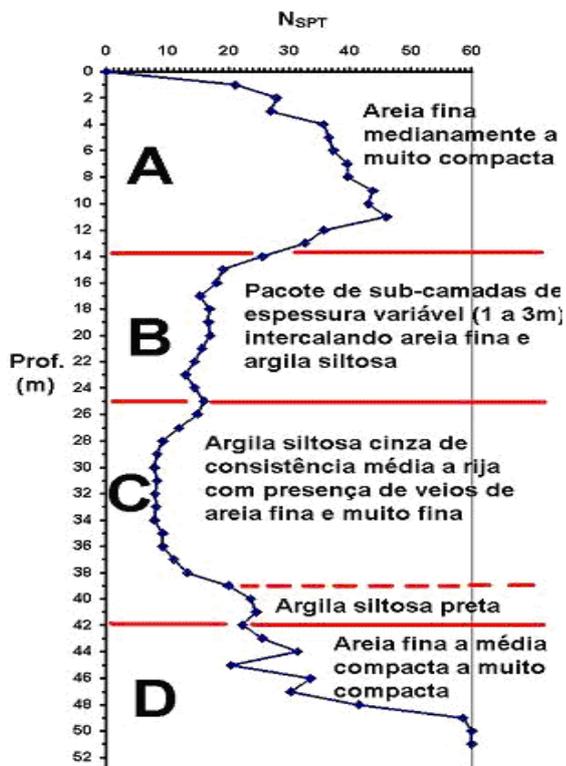


Figura 5.3 Perfil geotécnico representativo do terreno do Estaleiro Rio Grande no Superporto do Rio Grande obtido por SPT (Dias et al., 2008)

A tendência no presente trabalho é ampliar essa divisão, baseando-se nos resultados de ensaios de piezocone, que são mais indicados para definição da estratigrafia, em concordância com os estudos de De Mío (2010). Desta forma, após analisar os perfis de Caravelas, e por comparar os perfis de Rio Grande, obtemos os seguintes resultados:

Camada G: Em Rio Grande ela situa-se abaixo das cotas -42 m (profundidade de 45 m). Os ensaios de piezocone atingiram somente a cota de -42 m, no entanto, usando-se perfis de SPT mais profundos, da cota -42 até -60 m, tem-se encontrado camadas de areia entre -42 e -48 m e sucessão de camadas de argila siltosas duras (indicativo de fortemente pré-adensadas), de areias siltosas e novas camadas de argilas arenosas, sucessivamente. Além disso, diversas sondagens de simples reconhecimento tem indicada presença de solo turfoso entre -40 m e -44 m, ou mesmo a presença de seixos e areias grossas, de cor amarelada, em cotas em torno de -48 a -50 m . ***Na datação por C^{14} em amostra retirada a -42m, a idade foi de -12.000 anos A.P.***

Camada F: Argila siltosa com comportamento não drenado no piezocone, muito homogênea, semelhantemente ao transcrito para o sítio Caravelas, diferindo na profundidade e espessura da camada (de -24 a -42 m). Nota-se também nos perfis uma passagem brusca para a camada E, com mudança radical em todos os parâmetros. ***Datações com C^{14} foram feitas em amostras colhidas em três profundidades: cota -40m – idade 8.841 anos A.P.; cota -36 m - idade de 10.433 anos A.P. e cota -29 m – 10.000 anos A.P.*** Há certa divergência nesses resultados, pois os materiais mais antigos não poderiam estar depositados acima de materiais mais jovens, a não ser que aqueles materiais tenham sido retrabalhados pelas correntes.

Camada E (-21 a -24m): Composta por areia muito compacta. Esta camada pode ter sido depositada a partir da regressão do Holoceno a partir de 6.000 A.P.

Camada D (-13 a -21 m): A partir de uma nova transgressão, sedimentaram-se argilas siltosas entremeadas por camadas de areia, com grande variabilidade nos perfis, ora indicando condição não-drenada, ora condição drenada, provavelmente por alternâncias de processos transgressivos e regressivos, e por grande variabilidade do nível do mar, ora em subindo, ora descendo. ***Amostra colhida na cota – 15 m indicou idade de 5.206 anos A.P no ensaio do C^{14} .*** Resultado muito parecido de datação é encontrado em Medeanic et al (2009), que apresentam datação por C^{14} em amostra tirada à cota -20 m, num local em torno de 20 km da costa atual da praia do Cassino, e a idade da amostra é de 4.940 anos A.P. num estrato que foi definido como transgressivo de argila siltosa. Naquele sítio, essa camada chega até a cota -13 m.

Camada C (-7 a -13 m): Areia medianamente compacta a compacta, com lentes de argila siltosa próximas á base da camada, provavelmente esta camada é regressiva entre o período que vai de 3.200 a 2.800 anos A.P. A partir daí começa nova transgressão até cerca de 2.200 anos A.P., formando-se a camada B: de argila siltosa, intercalada por centimétricas camadas de areia (cota -5,5 a -7 m).

Camada A: areia regressiva medianamente compacta, que atingiu cotas em torno de +3,8 m, com formação de pequenas dunas.

Nas Figuras 4.2,4.3, 4.4, 4.6 e 4.8 os perfis do subsolo estavam divididos nas camadas A, B, C, D propostas por Dias et al. (2008) e que foram definidas baseadas na análise do ensaio SPT. Fica evidente naqueles perfis, agora obtidos com maior detalhe pelo piezocone, uma necessidade de ampliação desta divisão. Portanto, em analogia ao resultado proposto por De Mio (2010) para Caravelas-BA e com base no maior detalhamento dos perfis CPTu do sítio, aliado ainda aos resultados de datação obtidos, é proposto um modelo evolutivo para a região e apresenta-se os perfis agora subdivididos nas sete camadas (A até G).

Sendo assim, a Figura 4.2, apresentando o perfil CPTu 17 a pode ser rerepresentada como segue na Figura 5.4 com as camadas de A até G:

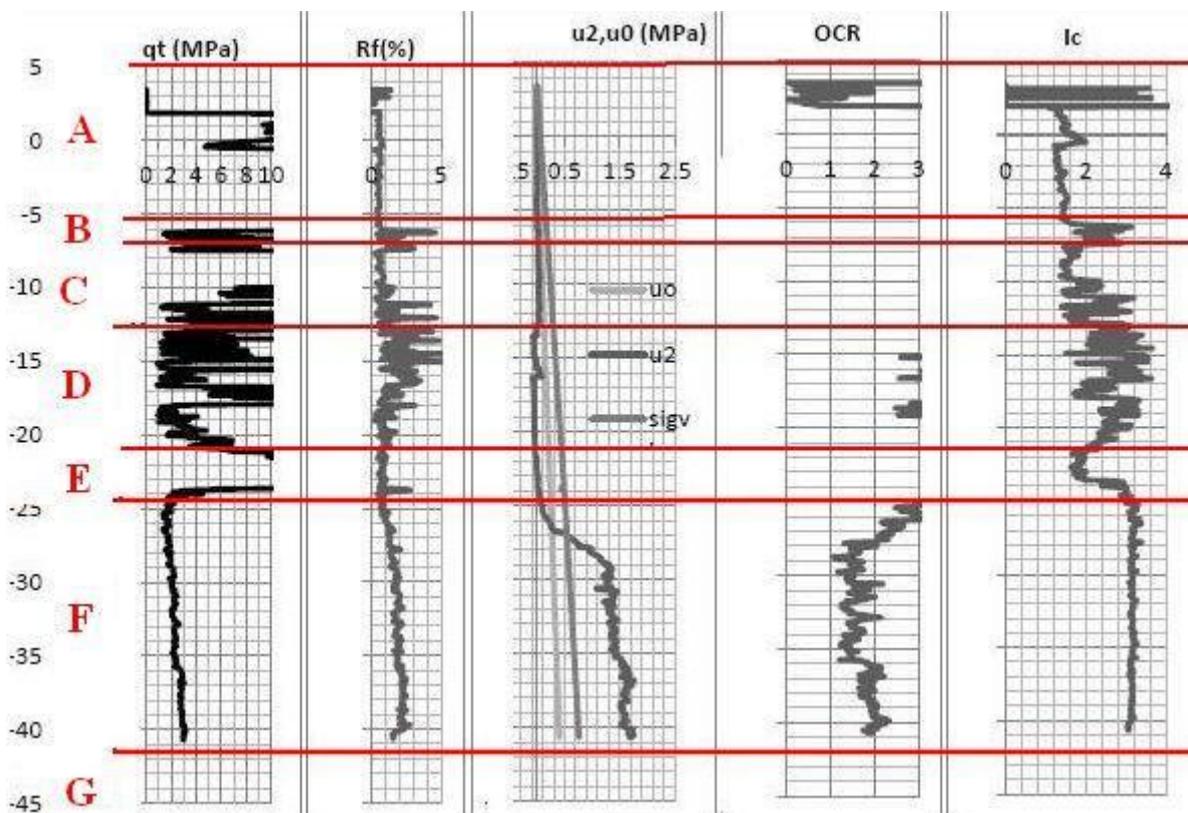


Figura 5.4 – Perfil CPTu 17 a com a nova subdivisão de camadas

Na Figura 5.5 é apresentado o perfil CPTu 18 com a nova subdivisão (ampliando a subdivisão da Figura 4.3).

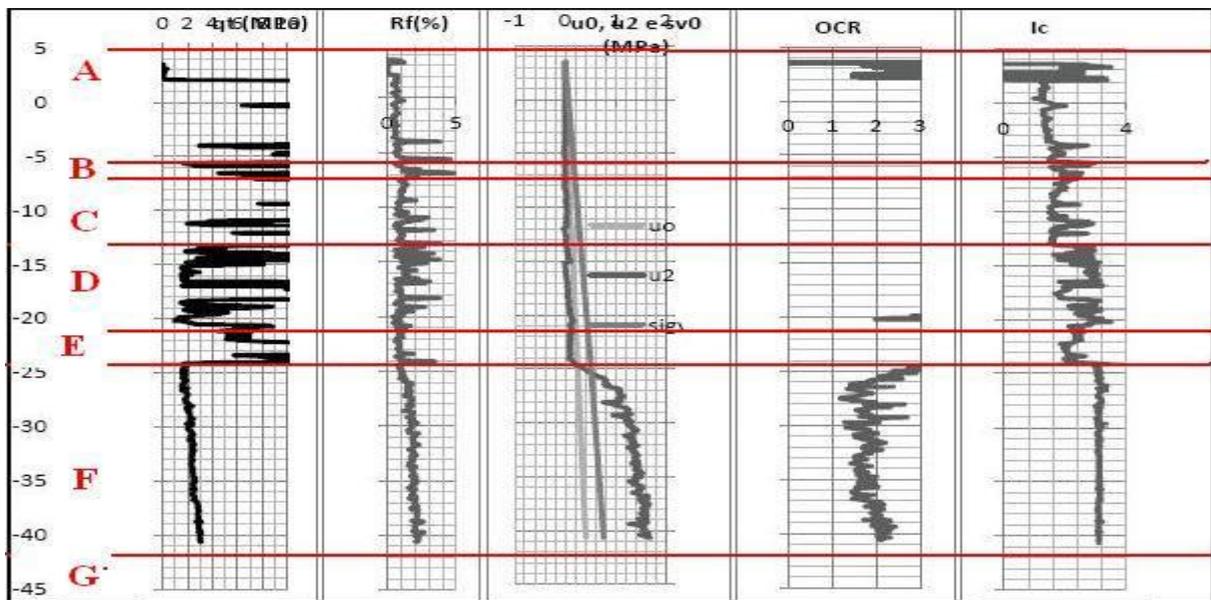


Figura 5.5 – Perfil CPTu 18 com a nova subdivisão das camadas

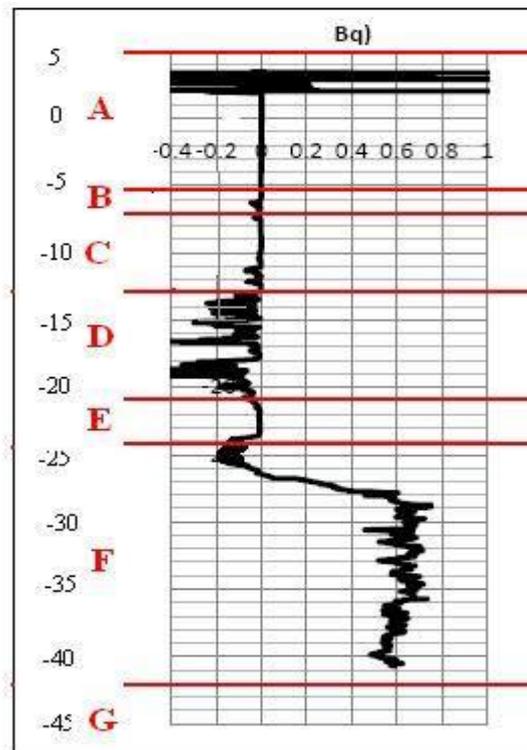


Figura 5.6- Parâmetro B_q obtido do ensaio (CPTu 17 a) com a nova subdivisão de camadas

Na Figura 5.6 pode ser visto o Parâmetro de poro pressão (B_q) para o ensaio CPTu 17 a, apresentado anteriormente na Figura 4.8. Com esta subdivisão das camadas de A até G

apresenta-se ainda na Figura 5.7 o perfil de I_c para o ensaio CPTu 17 a (revisando a Figura 4.6), identificando os tipos de solo presentes no perfil.

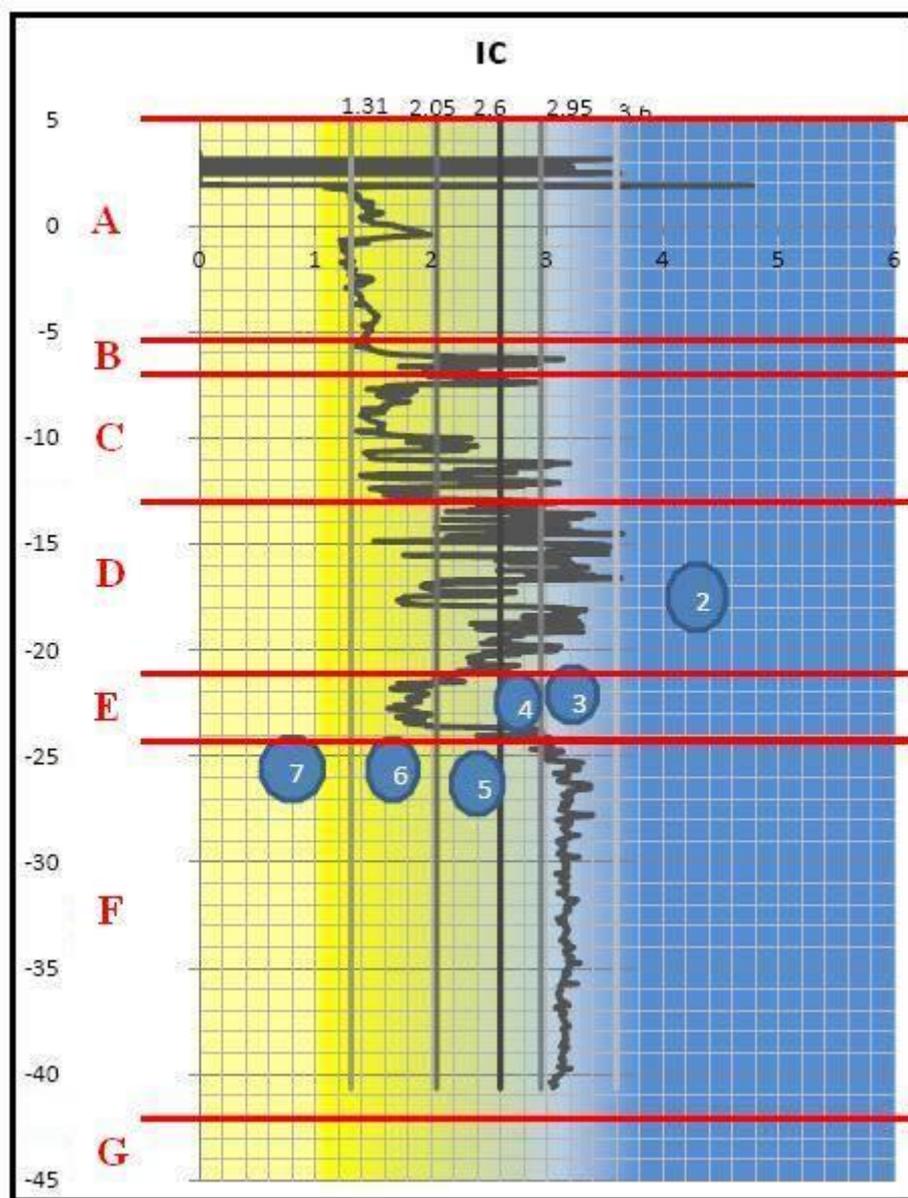


Figura 5.7 – Perfil de I_c para o ensaio CPTu 17 a com a nova subdivisão de camadas.

Desta forma, o perfil longitudinal para o Superporto de Rio Grande, apresentado em Dias et al. (2008) e Goulart (2012) subdividido nas camadas propostas neste trabalho pode ser visualizado na Figura 5.8:

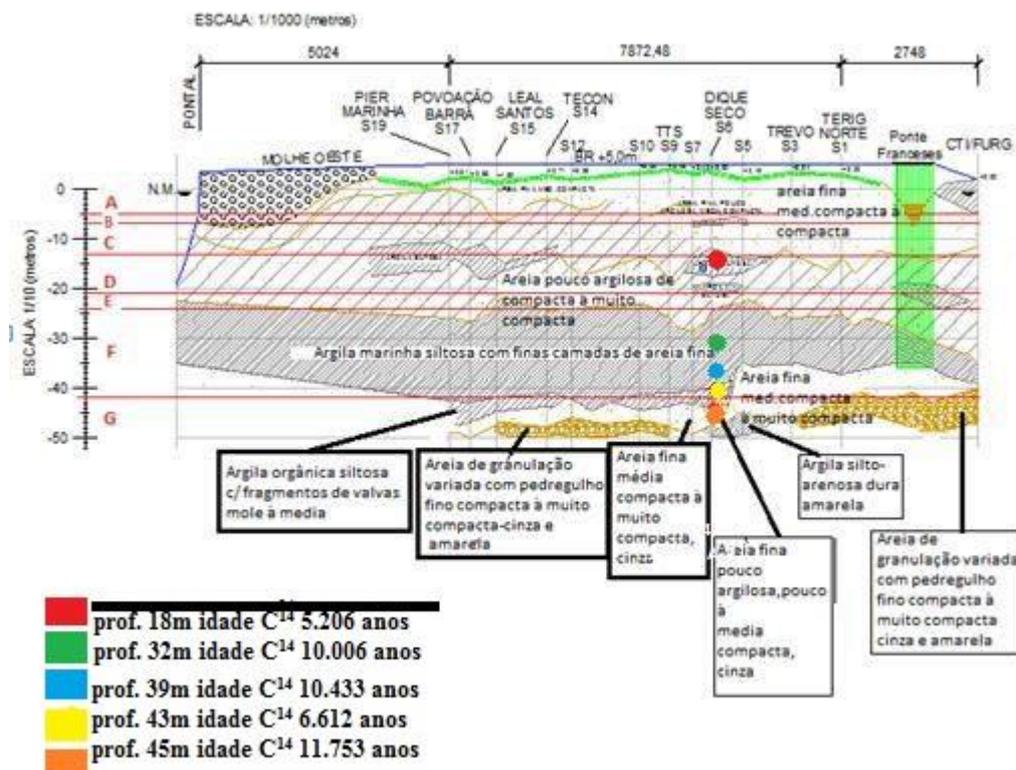


Figura 5.8 – Perfil longitudinal de Sul a Norte do Superporto de Rio Grande subdividido nas camadas propostas neste trabalho e apresentando os pontos de onde foram retiradas as amostras para datação com as respectivas idades C¹⁴.

Na figura 5.9 mostra-se a tentativa de modelar nesse trabalho as curvas de variação do nível do mar, conforme Corrêa et al. (1996), e Angulo et al. (1997), ver figuras 2.4 e 2.5, e datações obtida no presente trabalho e em Medeanic (2009).

Na Figura 5.10 apresenta-se a proposta de modelo para disposição das diversas camadas de solo que ocorreram durante o Holoceno, sendo considerado como o resultado final desta pesquisa.

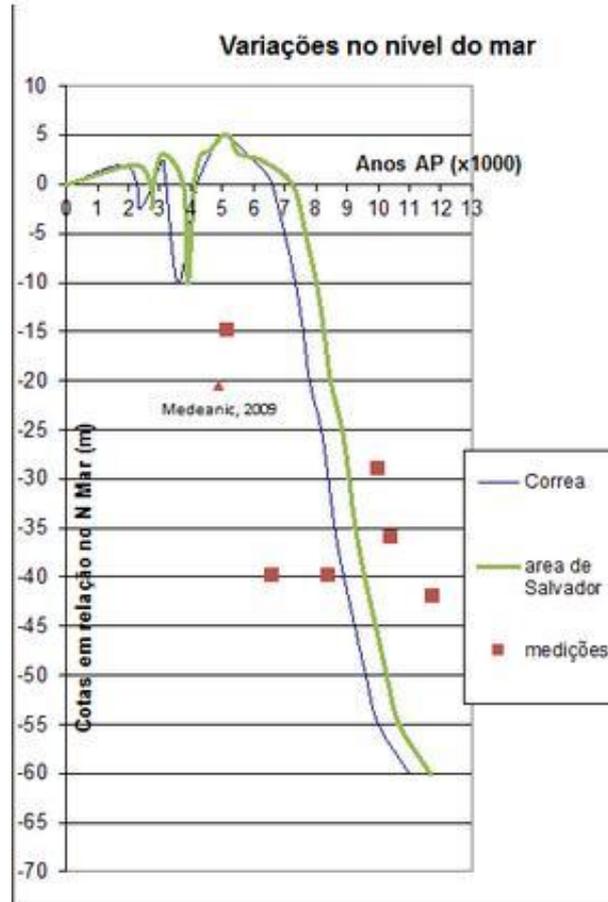


Figura 5.9 Flutuações do nível médio do mar, descritas por diversos autores, e datações de sedimentos para o Superporto de Rio Grande.

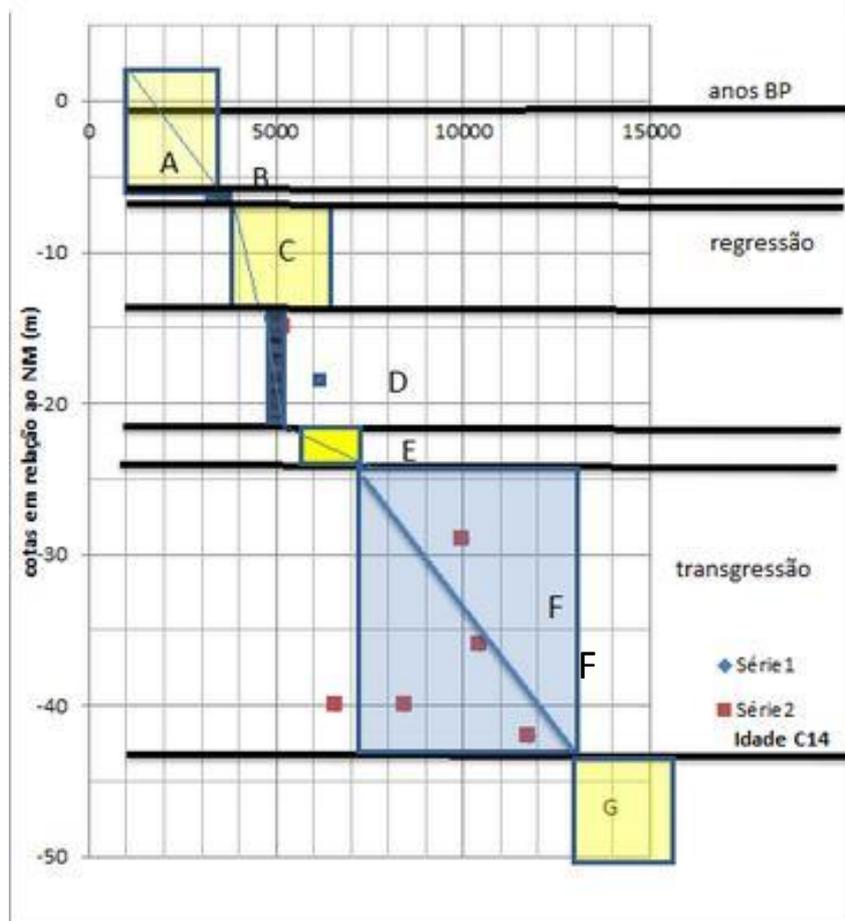


Figura 5.10 Modelo proposto para explicar as sedimentações em função das variações do NMM com as datações das amostras de sedimentos inclusas.

6 CONCLUSÕES

Na análise estratigráfica das camadas de sedimentos quaternários, uma ferramenta extremamente importante é a descrição detalhada do perfil, com classificação do material, identificação de estruturas e datações, em observações realizadas em afloramentos do terreno ou em sondagem com amostragem integral. Esta abordagem de estudo integrada normalmente é cara e exige profissionais qualificados para interpretação e integração das informações. O resultado do ensaio de piezocone não fornece amostras, porém a interpretação integrada dos registros dos três sensores (q_c ; f_s ; u) pode fornecer informações que contribuem para um melhor entendimento do perfil estratigráfico e geotécnico de regiões sedimentares.

Esta dissertação relacionou resultados de datação radiométrica do isótopo C^{14} , realizadas em amostras do perfil estratigráfico da região do Superporto de Rio Grande/RS que foram coletadas em várias profundidades (entre cotas -15 e -42 m), na área do Estaleiro Rio Grande, usando o método de Espectrometria de Massa com Acelerador de Partículas (AMS), executado através de colaboração com o Laboratório de Cronologia (LACRON) do Instituto de Física da Universidade Federal Fluminense (IF-UFF), com um modelo evolutivo que buscou explicar a formação quaternária das diferentes camadas sedimentares.

Os estudos realizados tiveram como objetivo avaliar a história geológica com a interpretação dos ensaios de piezocone e datação radiométrica para a identificação estratigráfica. Os resultados dos ensaios de piezocone foram eficazes na caracterização litológica, na classificação dos sedimentos e na estimativa de parâmetros de projeto a partir de correlações (Robertson, 1990; Douglas & Olsen, 1981). Nestes sedimentos foram observadas relações consistentes entre a história geológica de formação do perfil e as propriedades geotécnicas estimadas a partir da interpretação dos ensaios SPT e CPTu. Com isso, foi reafirmada a utilidade de usar o ensaio de prospecção geotécnica de cone com medida de pressão neutra como método para definir a estratigrafia do sedimento do Quaternário quando conjugado com o adequado conhecimento geológico do sítio e corroborado pelas datações radiométricas das amostras, contribuindo na descrição dos padrões de flutuações do nível médio do mar para a região da Planície Costeira Sul do Rio Grande do Sul, mais especificamente para a área do Superporto de Rio Grande RS, e auxiliando os projetistas de fundações a conhecer melhor a história geológica deste sítio em futuras campanhas

geotécnicas. Deve-se ressaltar a importância do conhecimento geológico na interpretação dos resultados dos ensaios de campo, principalmente quando amostras não são disponíveis, como em ensaios de piezocone.

Nos sedimentos quaternários o resultado dos ensaios de piezocone mostra-se muito adequado, pois fornece elevado detalhamento da sequência litológica que, quando adequadamente calibrado com a interpretação geológica, pode ser utilizado para diversos estudos de estratigrafia de alta resolução. Sendo assim, a elevada precisão e frequência de registro dos sensores tornam o piezocone um ensaio adequado a estudos de variabilidade dos materiais inconsolidados.

Nas superfícies de transição, verifica-se contraste marcante entre as camadas silto-argilosas e camadas arenosas, tanto em sondagens SPT como em ensaios CPTu. No entanto, frequentemente, ocorrem intercalações centimétricas a decimétricas de materiais com diferentes composições onde o caráter descontínuo das amostras SPT não permitem interpretações detalhadas do perfil. Com isso os ensaios de piezocone prescindem, pois se observa elevado nível de sensibilidade na identificação de camadas com essas dimensões, marcadas nos três principais sensores da ponteira cônica (q_t , f_s , u). Este trabalho contribuiu com a melhor identificação de cada camada, ampliando a subdivisão proposta em sete diferentes pacotes sedimentares (camadas de A até G) em analogia com um sítio do litoral do Estado da Bahia (Caravelas-Ba). Estes dados são importantes quando se estuda a estratigrafia dos solos costeiros à luz da geologia regional, e principalmente a partir dos estudos de variação do nível do mar no Quaternário. Com este conhecimento sobre a disposição dos pacotes e datação das camadas de argila este trabalho contribui para o melhor entendimento do subsolo do Superporto de Rio Grande, principalmente no que se refere à camada de argila siltosa levemente pré adensada do sítio.

ANEXO A



Laboratório de Radiocarbono

Instituto de Física

Universidade Federal Fluminense

Relatório de serviço de datação por Carbono 14 – AMS para amostras pertencentes a colaborações científicas com o Laboratório de Radiocarbono

Conforme solicitação do Prof. Cláudio Dias, cinco amostras de solo foram analisadas através da técnica de Carbono 14 por Espectrometria de Massa com aceleradores. O serviço incluiu a preparação química das amostras, separando a fração de matéria orgânica total, combustão, grafitização, medição no acelerador (sistema de estágio único de aceleração de 250 kV fabricado pela National Electrosstatics Corporation) no Laboratório de Radiocarbono da Universidade Federal Fluminense. Os resultados foram corrigidos para fracionamento isotópico através das razões dos isótopos estáveis medidas no próprio acelerador, resultando nos seguintes valores:

LAC-UFF	Idade Convencional de Radiocarbono (anos AP)	Incerteza na determinação da idade	ID interno do laboratório	Descrição da amostra
12062	5206	32	12P01A01	prof 18.0 a 18.45 cota 14.7 a 15.15
12063	10006	55	12P01A02	prof 32.0 a 32.45 cota 28.85 a 29.3
12064	11753	77	12P01A05B	prof 45.0 a 45.45 cota 41.7 a 42.15
12041	6612	141	12P01A04B	prof 43.0 a 43.45 cota 39.85 - 40.3
12042	10433	196	12P01A03	prof 39.0 a 39.45 cota 35.85 - 36.3


Kita Chaves Dimas Macario
SIAPE 1478522
Laboratório de Radiocarbono
Universidade Federal Fluminense

Kita Macario

Coordenadora do LAC-UFF

Professora Associada I do Departamento de Física

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AJAYI, L.A. e BALOGUN, L.A. (1988) Penetration Testing in tropical lateritic and residual soils – Nigerian experience. Penetration Testing, ISOPT-1 1988 – Roterdean, Vol. 1, pp. 315-328.
- AMOROSI, A. e MARCHI, N. (1999) High-resolution sequence stratigraphy from piezocone tests: an example from the Late Quaternary deposits of southeaster Po Plain. *Sedimentary Geology*, V. 128, pp. 67-81.
- ANDRADE, A.C.S.; Dominguez, J.M.L.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P. (2003) Quaternary evolution of the Caravelas strandplain – Southern Bahia State – Brazil – *Anais Acad. Bras. de Ciências*. N.75 v. 3, pp. 357-382.
- ANDREWS, J.T.; MEARS, A.; MILLER, G.H.; PHEASANT, D.R. (1972) Holocene late glacial maximum and marine transgression in the Eastern Canadian Arctic. *Nature* 239(96): 147-149.
- ANGULO, R.J. e Lessa, G.C., 1997. The brazilian sea level curves: a critical review with emphasis on the curves from Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, v.140, p.141-166
- ANGULO, R.J., 1992 *Geologia da planície costeira do Estado do Paraná*, São Paulo, 334 p. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- BALDI, G.; BELLOTTI, R.; GHIONNA, V.; JAMIOLKOWSKI, M. and PASQUALINI, E. (1982) – Design parameters for sand from CPT. *Proc. ISOPT 2 – Amsterdam*, V. 11, pp. 425-432.
- BALIGH, M.M. (1985) – Strain Path Method – *Journal of Geotechnical Engineering*, Vol 111, N. 9, pp. 1108-1137.
- BALIGH, M.M. (1986a) – Undrained deep penetration, II: pore pressures – *Geotechnique* 36, N. 4, pp. 487-501.
- BALIGH, M.M. (1986b) – Undrained deep penetration, I : shear stress – *Geotechnique* 36, N.4 pp. 471-486.
- BALIGH, M.M.; LEVADOUX, J.N. (1980) Pore pressure dissipation after cone penetration. Research Report R80 – 11, Department of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.

- BANDINI, P. e SALGADO, R. (1998) – Methods of pile design based on CPT and SPT results – Geotechnical Site Characterization, Robertson & Mayne – Balkema, Rotterdam, pp. 967-976.
- BASTOS, C.A.B.; Dias, C.R.R.; Goularte, C.L. (2010) Investigação dos parâmetros geotécnicos de uma camada sedimentar muito estratificada na região do Superporto do Rio Grande. *XV Congresso Brasileiro de Mecânica dos Solos e Engenharia Geotécnica*, ABMS, Gramado/RS (no prelo)
- BEGGEMAN, H.K.S. (1953) “Improved method of determining resistance to adhesion by sounding through a loose sleeve placed behind the cone”; Proceedings of the 3th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Zurich, vol. 1, pp. 213-217.
- BERGGREN, W.A. (1972) Late Pliocene-Pleistocene glaciation. Initial Rep. DSDP 12: 953-963.
- BIGARELLA, J. J. (1971). Variações Climáticas no quaternário Superior do Brasil e sua datação Radiométrica pelo método do Carbono 14. *Paleoclimas. USP. Instituto de Geografia. São Paulo*. 1:1-22.
- BIGARELLA, J. J. e ANDRADE, C. O. 1965. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. *Geological Society of American Spacial Paper. Baltimore*. 84- p. 433- 451.
- BIGARELLA, J. J. e BECKER, R. D. (ED.) 1975. International Symposium on the Quaternary. *Boletim Paranaense de Geociências*, 33:1-370 pp.
- BIGARELLA, J. J. e SANCHES, J. 1966. Contribuição ao Estudo dos Sedimentos Praiais Recentes. V Praia Suspensa do Saco de Tembarutaca, município de Paranaguá (PR). *Boletim Paranaense de Geografia*. Números 18/20: 152-175.
- BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D. e SANTOS, G.F. (1994) Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais – vol. 1 – Fundamentos Geológicos-Estratigráficos, Alteração Química e Física das Rochas, Relevo Cárstico e Dômico. 425 pp – editora da UFSC – Florianópolis-SC.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS-BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. (1979) The marine formations of the coastal of the State of Bahia, Brazil, In. Suguio et al. (eds) International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo. Proceedings... p. 232-253.
- BURNS, S.E.; MAYNE, P.W (1998a) – Monotonic and dilatatory pore pressure decay during piezocone tests in clay – *Can. Geotech. J.* 35: 1063-1073.

- BURNS, S.E.; MAYNE, P.W (2002) – Interpretation of Seismic Piezocone Results for the Estimation of Hydraulic Conductivity in Clays. Technical Note – Geotechnical Testing Journal, V. 25, N 3, pp. 334-341.
- BURNS, S.E.; MAYNE, P.W. (2002) – Analytical cavity expansion-critical state model for piezocone dissipation in fine-grained soils, Soils and Foundations, v. 42, N 2, 131-137.
- CAMPANELLA, R.G. e ROBERTSON, P.K. (1988) – Current status of the piezocone test – First International Symposium on Penetration Testing, p. 1-24.
- CAMPANELLA, R.G.; DAVIES, M.P.; KRISTIANSEN, H.; DANIEL, C. (1998) Site characterization of soil deposits using recent advances in piezocone technology. Geotechnical Site Characterization. ISC' 98, V.2, pp. 1001-1006.
- CAMPANELLA, R.G.; ROBERTSON, P.K. and GILLESPIE, D. (1983) Cone penetration testing in deltaic soils. Canadian Geotechnical Journal, 20(1) pp. 23-35.
- CARTER, M. e BENTLEY, S.P. (1991) Correlation of Soil Properties. 130 p. Pentech Press, London.
- CESTARI, F. (1990) Prove Geotecniche in sito. 401p. Ed. Geo-Graph. – Segrate, Italy.
- CHANG, M.F.; THE, C.I. e CAO, L.F. (2001) – Application of Cavity Expansion Theory to the Interpretation of Piezocone Test in Clay – CSE Research Bulletin N. 14, p.
- CHEN, B.S.Y. e MAYNE, P.W. (1996) Statistical relationship between piezocone measurements and stress history of clays. Can. Geotech, J., V. 33, pp. 488-498.
- CHEN, B.S.Y. e MAYNE, P.W.(1994) Profiling the overconsolidation ratio of clays by piezocone tests. Report 94-1, Georgia Tech., Atlanta.
- CLOSS, D. 1970. Estratigrafia da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. Ilheringia. Geologia. Porto alegre. 3:3-76.
- CORNFORD, D.; RULLKÖTTER, J. et al. (1979) A synthesis of organic petrographic and geochemical results from DSDP sites the eastern Central North Atlantic. Physics and Chemistry of Earth, v. 12, p. 445-453.
- CORRÊA, I. C.S. ; MARTINS, L. R. S.; KETZER, J.M.M.; ELIAS, A. R. D.; MARTINS, R. 1996. Evolução sedimentológica e paleogeográfica da plataforma continental sul e sudeste do Brasil. *Notas Técnicas*, 9: 51-61
- CORRÊA, I. C.S. 1986. Evidence of sea level fluctuation in the Rio Grande do Sul continental shelf , Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. 4: 237-249.
- CORREA, I.C.S. (1990) Analyse morphostructurale et évolution paléogéographique de la

- plate-forme continentale Atlantique Sud Brésilienne (Rio Grande do Sul, Brésil) . 314p.
Thèse (Doctorat) Université de Bordeaux I.
- CORRÊA, I.C.S. (1996) Les Variations du Niveau de la Mer durant les Derniers 17.500 Ans BP: L'exemple de la Plateforme Continentale du Rio Grande do Sul, Brésil. *Marine Geology*, v.130, p.163-178.
- CURRAY, J. R. 1964. Transgressions and Regressions. In: MILLER, R. L. (Ed.) Papers in Marine Geology with Implications in Earth History. New York. Mc Millan. P. 175-203.
- CURRAY, J. R. e MOORE, D. G. 1964. Holocene Regressive Littoral Sand. Costa de Nayarit. Mexico. In: "Developments in Sedimentology. Vol. 1. Deltaic and Shallow Marine Deposits". Proc VI. Int. Sed. Congr. Belgium. Elsevier Public. Comp. New York. pp. 76- 82.
- DE BEER, E.E. (1963) – The scale effects in the transposition of the results of deep-sounding tests on the ultimate bearing capacity of piles and caisson foundations. *Geotechnique*, 13(1): 39-75.
- DE BEER, E.E. (1963) – The scale effects in the transposition of the results of deep-sounding tests on the ultimate bearing capacity of piles and caisson foundations. *Geotechnique*, 13(1): 39-75.
- DE MIO, G. ; MONDELLI, G.; GIACHETTI, H.L. (2005) Ensaios de piezocone com filtro de cavidade na investigação de solos tropicais. 5^o nsat, São Carlos, 2005. P. 31-38.
- DE MIO, G.; Giachetti, H.L. (2007). The Usefulness of Piezocone Tests for High-resolution Stratigraphy on Quaternary Sediment Sequences of the Brazilian Coast. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 79, p. 153-170.
- DE RUITER, (1971) Electric penetrometer for site investigations. *Journal Soil Mechanics and Foundation Division – ASCE*, SM 2 – 97, pp. 457-472.
- DELANEY, P. J. V. 1965. Fisiografia e Geologia da Superfície da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. *Publicação Especial. Escola de Geologia. UFRGS. Porto Alegre*. 6:1 - 105
- DELIBRIAS, G. e LABOREL, J. (1971). Recent variations of sea-level along the Brazilian coast. *Quaternaria*, v.10, p. 45-49.
- DIAS, C.R.R. (1979) Comportamento de Estacas de Fundação dos Silos do Terminal de Trigo e Soja do Superporto de Rio Grande, *Solos e Rochas*, ABMS, São Paulo, Vol. 2, n. 2, p. 27-37.
- DIAS, C.R.R. (1993) Parâmetros Geotécnicos da Argila Siltosa Mole da Cidade de Rio Grande – Região do Superporto, *Vetor*, FURG, Rio Grande, Vol.3, p.19-34.

- DIAS, C.R.R. (2001) Os Parâmetros Geotécnicos e a Influência dos Eventos Geológicos – Argilas Moles de Rio Grande/RS, *Encontro sobre Propriedades de Argilas Moles Brasileiras*, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil, 29-49.
- DIAS, C.R.R. e Bastos, C.A.B. (1997) Argila Siltosa Marinha de Rio Grande/RS – Análise dos Dados Geotécnicos Aplicados às Obras Portuárias, *VI Congresso Brasileiro da ABEQUA*, ABEQUA, Curitiba, p. 53-57.
- DIAS, C.R.R. e Kerstner, V.W.T. (2003) Argila Siltosa Orgânica do Porto de Rio Grande/RS: Parâmetros de Laboratório e Correlações. *Teoria e Prática na Engenharia Civil*, Ed. Dunas, Rio Grande, Vol. 3, p. 81-91.
- DIAS, C.R.R.; Bastos, C.A.B.; Pedreira, C.L.S.; Schuler, A.R. e Schmitt, L.A. (2008) Caracterização do Subsolo do Superporto de Rio Grande a Partir de Novas Investigações Geotécnicas para Obras Portuárias. *IV Congresso Luso-Brasileiro de Geotecnia*, SPG, Coimbra/PT, Vol. 1, p.375-382
- DIAS, C.R.R.; Pedreira, C.L.S. e Lobo, B.O. (2004) Previsão e Observação de Comportamento das Estacas de Mar da Obra de Remodelação do Porto Novo de Rio Grande. *Sefer V - Seminário de Engenharia de Fundações Especiais e Geotecnia*, ABEF/ABMS, São Paulo, Vol. 2, p. 104-115.
- DILLENBURG, S. R. 1994. *A laguna de Tramandaí: a evolução e aplicação do método geocronológico da termoluminescência na datação de depósitos sedimentares lagunares*. Inst. De Geociências/UFRGS. Tese de doutorado. 113 pp.
- DILLENBURG, S.R.; ROY, P.S.; COWELL, P.J.; TOMAZELLI, L.J. (2000) Influence of the antecedent topography on coastal evolution as tested by the shoreface translation-barrier model (STM). *Journal of Coastal Research*, v. 16, p. 71-81.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. (1981) Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 11, n.4, pp. 227-237.
- DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; FERREIRA, Y.A.; FLEXOR, J.M. (1982) Sobre a validade da utilização do termo delta para designar planícies costeiras associadas às desembocaduras dos grandes rios brasileiros. In. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 32, Salvador. *Breves Comunicações...*, v. 92.
- DONK, J. VAN (1976) O¹⁸ RECORD OF THE Atlantic ocean for the entire Pleistocene epoch. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 145: 147-164.
- DOUGLAS, B.J. e OLSEN, R.S. (1981) Soil Classification using electric cone penetrometer.

- Cone Penetration Testing and Experience. Proc. ASCE, St Louis, 209-227.
- ELMGREEN, K. (1995) Slot-type pore pressure CPTu filters. Behaviour of different filling media. CPT'95 LinKöping, V.2, pp. 9-12.
- ERICSON, D.B.; EWING, M. ; WOLLIN, G. ; HEEZEN, B.C. (1961) Atlantic deep-sea sediment cores. Geol. Soc. Amer., Bull.,72:173-286.
- ESLAMI, A.; FELLENIUS, B.H. (1997) – Pile capacity by direct CPT and CPTu methods applied to 102 case histories – Can. Geotech. J. 34: 886-904.
- FAIRBRIDGE, R. W. 1961. Eustatic changes in sea level. In: *Physics na chemistry of the Earth*, 4:99-185.
- FAIRBRIDGE, R. W. 1971. Quaternary shoreline problems in INQUA. *Quaternaria*, XV: 1-18.
- FAIRBRIDGE, R. W. 1976. Shellfish, Eating Preceramic Indians in Coastal Brazil. *Science*. Vol. 191. P. 353-359.
- FELLENIUS, B.H. e ESLAMI, A. (2000) – Soil Profile Interpreted from CPTu data. Year 2000 Geotechnics – Geotechnical Engineering Conference, Asian Institute of Technology, Bangkok, Thailand. 18p.
- FINK, J. e KUKLA, G.J. (1977) Pleistocene climates in Central Europe: At last interglacials after the Olduvai event. *Quaternary Research*, 7:363-372.
- FLINT, R. F. 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley & Sons, 892, pp.
- FLINT, R.F. (1971) *Glacial and Quaternary Geology*, John Wiley and Sons, New York, 892 p.
- FRAKES, L.A. (1979) *Climates throughout geological time*. Elsevier Publ. Co.
- G.M. SANTOS; J.C. ACQUADRO. R.M. ANJOS, P.R.S. GOMES, C. TENREIRO, R. LIGUORI NETO, U. SCHNITER, N.H. MEDINA, N. CARLIN FILHO, N. ADDED, A.M.M. MACIEL, M.A. RIZZUTO, M.M. COIMBRA, C.R. APPOLONI. Implementação da técnica de Espectrometria de Massa com Aceleradores no Brasil. *Revista de Física Aplicada e Instrumentação*. Vol(12) 2 1997. P. 72-80.
- GIDIGASU, M.D. (1990) *Geomechanics in Tropical Soils: General Report*. Proc. II Int. Conf. Geomechanics in Tropical Soils, V.1, pp. 495-505, Singapore, 1988.
- GODOLPHIM, M. (1976) *Geologia do Holoceno Costeiro do Município de Rio Grande*, Dissertação de Mestrado, IG/UFRGS, Porto Alegre, 146p.
- GOULARTE, C.L. (2012) –Inventário e análise dos parâmetros da argila siltosa profunda da região portuária de Rio Grande; Dissertação de Mestrado; CPG Eng. Oceânica – FURG;

Rio Grande/RS

- GUPTA, R.C. e DAVIDSON, J.L. (1986) – Piezoprobe Determined Coefficient of Consolidation – Soils And Foundations, V 26, n 3, pp. 12-22.
- HAMBREY, M.J. e HARLAND, W.B. (ED) (1981) Earth's pre-Pleistocene glacial records. Cambridge University Press, 954p.
- HEGAZY, Y.A. (1998) Delineating Geostratigraphy by Cluster Analysis of Piezocone Data. PhD Thesis, Georgia Institute of Technology, 464 p.
- HOULSBY, G.T. e TEH, C.I. (1988) – Analysis of the piezocone in clay – Penetration Testing, ISOPT 1, De Ruiter (ed.) / Balkema, Rotterdam, p. 777-783.
- ISAAKS, E.H. e SRIVASTAVA, R.M. (1989) An Introduction to Applied Geostatistics. 561p. Oxford University Press.
- JAKSA, M.B.; BROOKER, P.I.; KAGGWA, W.S. (1997) Inaccuracies associated with estimating random measurements errors. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental engineering, V. 123, N.5, PP. 393-401.
- JAMIOLKOWSKI, M.; GHIONNA, V.N.; LANCELLOTTA, R.; PASQUALINE, E. (1988) – New correlations of penetration tests for design practice – Penetration Testing 1988, ISPT 1, De Ruiter (ed)/ Balkema, Rotterdam, p. 263-296.
- JOST, H. 1971a. O Quaternário da Região norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. Instituto de Geociências. UFRGS. 801 p. Dissertação de Mestrado.
- JOST, H. 1971b. O Quaternário da Planície Costeira do rio Grande do Sul. I Região Norte. In: Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo. 1971. Anais. Sociedade Brasileira de Geologia. P.53- 62.
- JOST, H. 1973. Paleosolos Cenozóicos da Província costeira do Rio Grande do sul. Brasil. Porto Alegre. Instituto de Geociências. UFRGS.
- KONRAD, J.M. e LAW, K.T. (1987) Undrained shear strength from piezocone tests. Canadian Geotechnical Journal, 24: 392-405.
- KUKLA, G.J. (1975) Missing link between Milankovitch and climate. Nature, 253:600-603.
- KULHAWY, F.H.; JACKSON, C.S.; MAYNE, P.W. (1989) First order estimation of K_0 in sands and clays.
- LABOREL, J. 1969. Les peuplements de madréporaires des cotes tropicales Du Brésil. *Annales Université d'Abidjan, Série E, II, Fasc. 3*, 260 pp.
- LABOREL, J. 1979. *Fixed marine organisms as biological indicators for the study of recent sea level and climatic variations along the Brazilian tropical coast.* 1978 International

- Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary Proceedins, 193-211, São Paulo.
- LAMBE, T.W. e WHITMAN, R.V. (1969) Soil Mechanics. John Willey and Sons, New York, 553p.
- LARSON, R. (1995) Use of a slot as filter in piezocone tests. *Proced. CPT'95, LinKöping, V. 2*, pp. 35-40.
- LEÃO, A.B.A. (2007) Análise palinológica do testemunho Cajuúna, planície costeira de Soure, Ilha do Marajó-Pará – Dissertação – Museu Paraense Emílio Goeldi – Universidade Federal Rural da Amazonia, Belém/Pará.
- LEDRU, M-P, BRAGA, P.I.S., SOUBIÉS, F. FOURNIER, M.; MARTIN, L.; SUGUIO, K.; TURCQ, B. (1996) The last 50,000 years in the Neotropics (Southern Brazil): evolution of vegetation and climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 123:239-257.
- LIBBY, W.F. (1955) Radiocarbon dating. 2 ed. Chicago: University of Chicago Press. 175 p.
- LIBBY, W.F. e ANDERSON, B.C.; ARNOLD J.R. (1949). Age determination by radiocarbon content: world-wide assay of natural radiocarbon. *Science*, v. 109, p. 227-228.
- LIMA, T.A.; MACARIO, K.D.; ANJOS, R.M.; GOMES, P.R.S.; COIMBRA, M.M.; ELMORE, D. AMS dating of esarly shellmounds of southeastern Brazilian coast, *Brazilian Journal of Physics*, v.33, n.2, p.276 (2003)
- LUNNE, T.; CHRISTOFFERSEN, H.P.; TJELTA, T.I. (1996) Engineering use of piezocone data in North sea clays. pp. 907-912
- LUNNE,T.; ROBERTSON, P.K.e POWELL, J.J.M. (1997) – Cone Penetration Testing in Geotechnical Practice, 312p. E. e FN SPON Editors.
- MARTIN, L. e SUGUIO, K. (1986) Coastal Quaternary Deposits of the states of Paraná and Santa Catarina. In: International Symposium on Sea Level changes and quaternary shorelines. São Paulo, 1986 Special Publication, v. 1, 124 p.
- MARTIN, L.; MÖRNER, N. A.; FLEXOR, J. M.; SUGUIO, K. 1986a. Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário. *Boletim IG-USP, Publicação Especial*, 4: 1-161
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. 1986b. Shell middens as a source for additional information in Holocene shoreline and sea-level reconstruction: Examples from the costal of Brazil. In: O. van Plassche (ed.) *Sea-level research: A manual for the collection and evaluation of data*. Geobooks: Norwich, 503-521.
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; DOMINGUEZ, J. M. L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. 1996. Quaternary sea level history and variation in dynamics along the Central

- Brazilian coast: Consequences on coastal plain construction. *Anais da academia Brasileira de Ciências*, 68:303-354.
- MASSAD, F.(1988). História Geológica e Propriedades dos solos de Baixadas: Comparações Entre Diferentes Locais da Costa Brasileira, In: *Depósitos Quaternários das Baixadas Litorâneas Brasileiras*, p 3.1-3.34, R.J.
- MASSAD, F.; SUGUIO, K.; PEREZ, F.S. (1996) Propriedades geotécnicas de sedimentos argilosos como evidencia de variações do nível relativo do mar em Santos. 8 CBGE, pp. 163-177. Rio de Janeiro.
- MAYNE, P. W.; BURNS, S.E. (2000) – An approach to evaluation of field CPTu dissipation data in overconsolidated fine-grained soils: Discussion – *Can. Geotech. J.* 37: pp. 1395-1397.
- MAYNE, P.W. e KULHAWY, M. (1982) – K_0 - OCR Relationships in Soil. *Journal of Geotechnical Engineering Division – ASCE*. Vol. 108, N. GT6, pp. 851-872.
- MEDEANIC , S. e DILLENBURG, S. (2005) Palynology and ^{210}Pb datings: first integrated approach to estimating anthropogenic impact on the environment of the Tramandaí Lagoon and adjacent areas during the last century. *Journal of Coastal Research*, n 43, p.271-276.
- MEDEANIC, S. e DILLENBURG, S. et al. (2001) Novos dados palinológicos da transgressão marinha pós glacial em sedimentos da Laguna dos Patos, RS, Brasil. *Geociencias*, v. VI., n. 6 pp. 64-76.
- MEDEANIC, S. M.; MARQUES-TOIGO, et al. (2000) The use of fossil algae for paleoenvironmental bioreconstruction during the Late Holocene in the Maquiné river valley, RS, Brazil. *Geociencias*, v. V, n. Especial, p. 168-172.
- MEDEANIC, S.L.C. TORGAN, et al.(2009) Holocene marine transgression in the coastal plain of Rio Grande do Sul, Brazil: palynomorph and diatom evidence. *Journal of Coastal Research* v. 25, n.1 pp. 224-233.
- MÖRNER, N.A. (1976) Eustasy and geoid changes. *J. Geol.*, 84:123-151.
- MORRISON, R.B. (1995) Quaternary Erosion-Deposition-Stability (EDS) Cycles.
- MOSS, R.E.S. (2003) CPT-Based probabilistic assessment of seismic soil liquefaction initiation. PhD Thesis – University of California – Berkeley, 133p.
- OLIVEIRA, F.M. e MACARIO, K. D.(2012) –Aplicação da Espectrometria de Massa com Aceleradores (AMS) na Biologia Marinha – Dissertação de mestrado IF-UFF- P.117 – Rio de Janeiro.
- OPDYKE, N. D.; GLASS, B.; HAYS, J. D.; FPSTER, J. H. 1966. Paleomagnetic study of

- Antartic deep sea cores. *Science*, 154:349-357.
- ROBERTSON P.K., CAMPANELLA, R.G., GILLESPIE D. and GREIG J. (1986). Use of piezometer cone data, Proc. In-Situ-86, ASCE Specialty Conference, p. 1263-1280.
- ROBERTSON, P.K. (1990) – Soil classification using the cone penetration test – Can. Geotech. J. 27, P. 151-158.
- ROBERTSON, P.K. (1998) – Cone Penetration Testing – Geotechnical Applications Guide, First Edition; p. 1-37.
- ROBERTSON, P.K.; CAMPANELLA, R.G.; WIGHTMAN, A. (1983) SPT-CPT Correlations. *Journal of Geotechnical Engineering*, V. 109, N, 11, p. 1449-1499.
- ROBERTSON, P.K.; SULLY, J.P.; WOELLER, D. J.; LUNNE, T.; POWELL, J.J.M. & GILLESPIE, D.G. (1992) – Estimating coefficient of consolidation from piezocone tests – Can. Geotech. J. 29, p. 539-550.
- ROCHA, L.V.; Dias, C.R.R. e Bastos, C.A.B. (2009) Estudo Comparativo dos Parâmetros Geotécnicos de duas Regiões do Superporto de Rio Grande. *V Seminário de Engenharia Geotécnica do Rio Grande do Sul – GeoRS'2009*, ABMS-NRRS/UCPEL, Pelotas/RS (in CD-ROM).
- SALGADO-LABORIAU, M.L. (2007) Critérios e técnicas para o Quaternário. São Paulo: Edgar Blücher, 387pp.
- SANTOS, D.P.D.; MEDEANIC, S. – (2011) Registros de Palinomorfos e Palinofaceis em um testemunho do cone do Rio Grande, Brasil, e suas aplicações para reconstruções ambientais. Dissertação p.80 –Universidade Federal do Rio Grande - FURG
- SCHNAID, F. (2000) Ensaios de Campo e suas aplicações à Engenharia de Fundações. Oficina de Textos, São Paulo, 189 pp.
- SCHNEIDER, J.A.; MAYNE, P.W. and RIX, G.L. (2001) Geotechnical site characterization in the greater Memphis area using cone penetration tests. *Engineering Geology*, V.62, pp. 169-184, Elsevier
- SENNESET, K. e JAMBU, N. (1988) Shear strenght parameters obtained from static cone penetration tests. *ASTM, STP 883:41-45*.
- SENNESET, K.; SANDVEN, R. e JAMBU, N. (1989) Evaluation of Soil Parameters from Piezocone Tests – *Transportation Research Record*, 1235 pp. 24-37.
- SHACKLETON, N. J. e OPDYKE, N. D. (1973). Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen-isotope temperature and ice volume on a 10^5 years and 10^6 years scales. *Quaternary Research*, 3:39-55.

- SHACKLETON, N. J. e OPDYKE, N. D. 1976. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, Late Pliocene to latest Pleistocene. *Geological Society of America Memoir*, 145:449-464.
- SHACKLETON, N.J. e OPDYKE, N.D. (1977) Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciations. *Nature*, 270:216-219.
- SILLS, G.C.; ALMEIDA, M.S.S. e DANZIGER, F.A.B. (1988) – Coefficient of consolidation from piezocone dissipation tests in a very soft – Penetration Testing, ISOPT-1, De Ruiter (ed.) / Balkema, Rotterdam, p. 967-974.
- SUGUIO, K. e MARTIN, L. 1976. Presença de tubos fósseis de *Callianassa* nas formações quaternárias do litoral paulista e sua utilização na reconstrução paleoambiental. *Boletim IG, Instituto de Geociências, USP*, 7: 17-26.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M. 1985. Flutuação do nível do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 15: 273-286.
- SUGUIO, K.; Tessler, M.G. (1984) Planície de Cordões Litorâneos Quaternários do Brasil: Origem e Nomenclatura. In: *Restingas: Origem, Estrutura e Processos*. Lacerda, L.D.; Araújo, D.S.D.; Turcq, B. (Eds). Niterói, p.15-25.
- SULLY, J.P. e CAMPANELLA, R.G. (1994) Evaluation of field CPTU dissipation data in overconsolidated fine-grained soils. Proc. 13th Int. Conf. Soil Mech. And Found. Eng. V. 1, pp. 201-204, New Delhi.
- SULLY, J.P.; CAMPANELLA, R.G. ; ROBERTSON, P.K. (1988) – Interpretation of penetration pore pressures to evaluate stress history in clays – Penetration Testing, ISOPT-1, De Ruiter (ed.) / Balkema, Rotterdam, p. 993-999.
- SYMS, F.H. (2002) Calibration of the electric piezocone penetrometer for predicting sediment character and geologic mapping of Eocene Carolina coastal plain sediments. PhD Thesis, University of South Carolina, 146 p.
- TERZAGHI, K. (1943) Theoretical Soil Mechanics. John Willey & Sons, New York.
- THOMAS, F.M. e THORP, M.B. (1995) – Geomorphic response to rapid climatic and Hydrologic change during late Pleistocene and early Holocene in the humid and sub-humid tropics. *Quaternary Science review*, V. 14, pp. 193-207.
- TOGNON, A. (1985) Dicionário de termos técnicos de Geologia de Engenharia, ABGE, São Paulo.

- TOMAZELLI, L.J. e VILLWOCK, J.A. (2000) O Cenozóico no Rio Grande do Sul: geologia da planície costeira In.: Holz,M.; De Ros, L.F. (eds) Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: CIGO/UFRGS. P. 375-406.
- TORTENSSON, B.A. (1975) – Pore-Pressure sounding instrument. Proc. ASCE Spec. Conf. In Situ Measurement of Soil Properties, V. 2, pp. 48-54.
- TRAVERSE, A. Paleopalynology: Springer.(2007). 816 p.
- TYSON, R.V.(1995) Sedimentary organic matter: organic facies and palinofácies. London: Chapman and Hall. 615p.
- VAN ANDEL, T.H. e LABOREL, J. (1964) – Recent High Relative Sea Level Stand near Recife. Brazil. Science. Agosto 7, 1964. Vol 145 n. 3632. Pp. 580-581.
- VESIC, A.S. (1972) Expansion of Cavities in Infinite Soil Mass. JSMFE Div. ASCE, SM3.
- VILELA, C.G. Foraminíferos. In: I.S. Carvalho (ed) Paleontologia. Rio de Janeiro: Editora Interciencia, v.1, p. 267-282.(2004).
- VILLWOCK, J. A. 1972. Contribuição a Geologia do Holoceno da Província Costeira do Rio Grande do Sul. Brasil. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. UFRGS. Porto Alegre. 133 p.
- VILLWOCK, J. A. e TOMAZELLI, L. J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, 8: 1-45.
- VILLWOCK, J. A. e TOMAZELLI, L. J.; LOSS, E. L.; DEHHARDT, E. A.; HORN FILHO, N. O.; BACHI, F. A.; DEHNHARDT, B. A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. In: J. Rabassa (ed.) *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 4: 79- 97.
- WESCHENFELDER, J e CORRÊA, I.C.S. (2008) – Paleocanais Como indicativo de eventos regressivos quaternários no nível do mar no sul do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, v. 26, n.3, pp 367-375.
- WISSA, A.E.Z.; MARTIN, R.T.; GARLANGER, J.E. (1975) The piezometer probe. Proc. ASCE Spec. Conf. In Situ Measurement of Soil Properties, V. 1, pp. 536-545.
- WROTH, C.P. (1994)-The interpretation of in situ soil tests. *Geotechnique*, V. 34, n. 4, pp. 449-489.
- ZHANG, Z. e TUMAY, M.T. (1996) Simplification of Soil Classification Charts Derived from the Cone Penetration Test. *Geotechnical testing Journal*, V. 19, n.2, pp. 203-216.