

UNIVERSIDADE DO VALE DO RIO DOS SINOS – UNISINOS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLÓGICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA – PPGeo
MESTRADO EM GEOLOGIA

Rafael Lima Dessart

CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO PREENCHIMENTO DO
VALE INCISO DO BAIXO RIO DOCE DURANTE O PLEISTOCENO
SUPERIOR-Holoceno

São Leopoldo
2009

Rafael Lima Dessart

**CARACTERIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO PREENCHIMENTO DO VALE
INCISO DO BAIXO RIO DOCE DURANTE O PLEISTOCENO SUPERIOR-
HOLOCENO**

Dissertação de Mestrado apresentado a
Universidade do Vale do Rio dos Sinos como
requisito parcial para obtenção do título de
Mestre em Geologia

Orientador: Prof. Dr. Ubiratan Ferrucio Faccini
Co-orientador: Prof. Dr. Paulo Sérgio Gomes Paim

São Leopoldo
2009

*À minha Mãe,
ao meu filho,
ao Luiz,
à minha companheira Cristiane e
em memória a meu pai, Jorge Geraldo Jayme Dessart (05/01/1925 – 31/12/2009).*

Agradecimentos

Agradeço ao professor Paulo Paim por me dar esta oportunidade e por dispor de seu tempo em me co-orientar neste trabalho. Ao professor Ubiratan F. Faccini pela orientação e pelas longas discussões tanto na execução do projeto como na confecção do meu mestrado. Ao professor Ernesto Lavina, que mesmo não tendo vínculo com o projeto ou o meu mestrado, dispôs de seu tempo para discussões. Ao professor José Domingos Faraco Gallas pelos seus ensinamentos na área de geofísica. Ao professor Itamar Leipnitz e sua equipe de micropaleontologia, Fabrício e Carol, pelas informações e discussões. Ao professor Gerson e ao Renato Bidoia por dispor de seu tempo para nos auxiliar em campo. Aos amigos Telmo e Henrique que tanto me ajudaram, tanto em campo como em longas discussões e pela sua paciência. Ao Pablo pelo auxílio durante todo o tempo do projeto. Ao Daniel Worjan por nos auxiliar em campo e pelo ótimo trabalho de processamento geofísico. À Petrobras, pois graças ao financiamento para o Projeto Rio Doce, me possibilitou a realização desta dissertação.

“O Mestre na arte da vida faz pouca distinção entre o seu trabalho e o seu lazer, entre a sua mente e o seu corpo, entre a sua educação e a sua recreação, entre o seu amor e a sua religião. Ele dificilmente sabe distinguir um corpo do outro. Ele simplesmente persegue sua visão de excelência em tudo que faz, deixando para os outros a decisão de saber se está trabalhando ou se divertindo. Ele acha que está sempre fazendo as duas coisas simultaneamente.”

RESUMO

O preenchimento do vale inciso da Bacia do Baixo Rio Doce, localizado junto ao município de Linhares – Espírito Santo, é analisado através da integração de dados geológicos de superfície e subsuperfície, incluindo a interpretação de imagens de satélite, levantamento geofísico, perfilagem geofísica de nove poços, perfazendo um total de 1032,5 metros perfurados, onde foi coletado um total de 1037 amostras e realizados 22 datações pelo método ^{14}C e 21 por luminescência. A interpretação foi realizada segundo os conceitos da estratigrafia de seqüências e das variações relativas do nível do mar no Quaternário. O preenchimento do vale inciso ocorreu em dois momentos, à porção inferior Pleistocênica e a superior Holocênica. A escavação e preenchimento Pleistocênico, porção inferior, é interpretado como o resultado da penúltima regressão (com seu máximo regressivo em 145.000 anos A.P.), escavamento, e a penúltima transgressão (120.000 anos A.P.), preenchimento do vale. Durante a transgressão o nível do mar passou por duas grandes oscilações até atingir o seu máximo regressivo, a cerca de 120.000 anos A.P., quando chegou a cerca de 4 metros acima do nível atual. A escavação final do vale teve início após a penúltima transgressão, quando o nível relativo do mar começou a baixar. Enquanto o nível do mar rebaixava passava por oscilações até atingir o seu máximo regressivo em 18.000 anos A.P., chegando a 120 metros abaixo do nível atual, gerando uma incisão de cerca de 100m de profundidade sobre a sedimentação pleistocênica. Com o fim da regressão e início da transgressão, o vale começa a ser preenchido. O nível relativo do mar se eleva rapidamente até por volta de 7.000 anos A.P. quando a elevação do nível do mar desacelera até atingir o nível atual. Há cerca de 5.600 anos A.P. o nível do mar atinge seu máximo transgressivo, chegando a 5 metros acima do atual. A partir deste momento tem-se a origem do sistema ilhas-barreiras/lagunas, desta forma tem-se início a formação do delta intralagunar. Há aproximadamente 5.600 anos A.P. o nível relativo do mar começa a regredir, passando por oscilações, até atingir o nível atual.

ABSTRACT

Completion of the item is worth the Basin of the Lower Rio Doce, located in the city of Linhares - Espírito Santo, is analyzed through the integration of geological data for surface and subsurface, including the interpretation of satellite imagery, geophysical survey, borehole geophysics nine wells, a total of 1032.5 meters drilled, where he collected a total of 1037 samples and 22 dating performed by the method ^{14}C and 21 luminescence. The interpretation was performed according to the concepts of sequence stratigraphy and variations in sea level in the Quaternary. Filling the valley item occurred in two phases, the lower portion of upper Pleistocene and Holocene. The excavation and filling Pleiscênicos, lower portion, is interpreted as the result of the penultimate regression (with your most regressive in 145,000 years AP), trenching, and penultimate transgression (120,000 years BP), filling the valley. During the transgression the sea level rose by two big swings down to its most regressive, about 120,000 years BP, when it reached about 4 meters above the present level. The final excavation of the valley began after the last transgression, when the relative sea level began to fall. While sea level fluctuations degrading passed through to reach its maximum regressive at 18,000 years BP, reaching 120 meters below the current level, generating an incision of about 100m depth on the Pleistocene sedimentation. With the end of the beginning of regression and transgression, the valley begins to fill. The relative sea level rises rapidly until about 7,000 years BP, when rising sea coast to reach the current level. There are about 5,600 years BP the sea level reached its maximum transgressive, reaching 5 meters higher than today. From this moment we have the origin of the system ilhas-barreiras/lagunas thus has initiated the formation of delta intralagunar. There are approximately 5,600 years BP the relative sea level begins to decline, through oscillations to reach the current level.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Localização geográfica e mapa geológico simplificado da área de estudo. No mapa à direita: em verde, a Formação Barreiras; em vermelho, os depósitos pleistocênicos; em amarelo o preenchimento holocênico do vale inciso do Rio Doce.....	5
Figura 2: Aquisição Geofísica - A e B: Operação dos equipamentos para realização dos caminhamentos geofísicos pelo método dipolo-dipolo. C: realização das Sondagens Elétricas Verticais (SEVs).....	6
Figura 3: Equipamento de sondagem rotativa utilizado (A e B) e procedimento para coleta de amostras de calha (C e D).....	7
Figura 4: Perfilagem geofísica dos poços. Em A é mostrado o equipamento que armazena as informações, em B operação do equipamento perfilador.....	8
Figura 5: Diagrama ternário para classificação do sedimento (Folk <i>et al.</i> 1970, in Silva 2007).....	10
Figura 6: Curva de variação relativa do mar de Chappell <i>et al.</i> (1996) com os resultados das datações de ¹⁴ C obtidas pelo Projeto Rio Doce.....	12
Figura 7: Incisão de vale fluvial e geração de depósitos de águas profundas, durante o início do Trato de Sistema de Mar Baixo, Posamentier e Vail (1988).....	15
Figura 8: Diagrama esquemático com os critérios de reconhecimento de sistemas de vales incisos (PS - parasequências; SI- Superfície de inundação), segundo Zaitlin <i>et al.</i> (1994).	16
Figura 9: Visão esquemática da zona costeira mostrando a distinção entre os piemont e os sistemas de vales incisos na planície costeira gerada pelo rebaixamento do nível do mar, modificado de Rosenthal (Zaitlin <i>et al.</i> , 1994).....	17
Figura 10: Diagrama esquemático ilustrando o sistema de vale inciso simples e composto, Zaitlin <i>et al.</i> (1994). Os numeros de 1-3 se referem aos episódios erosão e deposição dentro dos vales incisos.....	19
Figura 11: Seção longitudinal idealizada para o sistema de vale inciso simples mostrando a distribuição dos ambientes deposicionais, subdividida em três segmentos: segmento 1 - sucessão transgressiva de fácies fluviais e estuarinas sobrepostas por sedimentos marinhos; segmento 2 - estuário afogado; segmento 3 – mudança no estilo deposicional do rio em resposta as oscilações do nível relativo do mar (modificado de Zaitlin <i>et al.</i> ,1994).....	19
Figura 12: Seção longitudinal idealizada para o sistema de vale inciso simples mostrando a distribuição das superfícies estratigráficas chave, Zaitlin <i>et al.</i> (1994).....	21
Figura 13: Modelo evolutivo do Vale Gironde, França (Allen e Posamentier, 1994).	22
Figura 14: Mapa mostrando a configuração do vale inciso de Nueces, Texas - EUA (Garrison e McCoy, 2007 modificado de Morton e Paine, 1984) e a localização das seções sísmicas e as sondagens.....	24
Figura 15: Perfil descritivo ilustrando a profundidade do vale inciso de Nueces, segundo Garrison e McCoy (2007). Ver Fig. 13 para localização (sondagem Core F).....	25
Figura 16: Seção sísmica 5, com orientação N-S, interpretada por Garrison e McCoy (2007). Notar a profundidade do vale e o limite Pleistoceno-Holoceno, em vermelho, a aproximadamente 55m de profundidade.....	26
Figura 17: Vale inciso do delta do rio Yangtze (China). Localização das sondagens utilizadas para a construção da seção <i>Dip</i> A-A' (Li <i>et al.</i> , 2002).....	27
Figura 18: Seção <i>Dip</i> A-A' mostrando a maior espessura do preenchimento	

holocênico do vale inciso do delta do rio Yangtze (Li <i>et al.</i> , 2002), a linha vermelha separa os depósitos pleistocênicos dos holocênicos.....	28
Figura 19: Arquitetura deposicional do estuário de Paranaguá em comparação com os estuários do rio James e o estuário de Gironde (Lessa <i>et al.</i> ,1998).....	29
Figura 20: Curva de variação do nível relativo do mar produzido por Chappell <i>et al.</i> (1996).....	32
Figura 21: Curva de variação do nível do mar baseada nas posições determinadas por Bloom e Yonekura (1985 e 1990); Chappell e Shackleton (1986); e Ludwig <i>et al.</i> (1996). As posições são traçadas com base nos dados isótopos de oxigênio de mar profundo de Shackleton (1987) e de Labeyrie <i>et al.</i> (1987), Mallinson (1997).	32
Figura 22: Curva de variação do nível relativo do mar, segundo Corrêa (1996).....	33
Figura 23: A curva do nível do mar para os últimos 140.000 anos A.P. (em vermelho), baseados na construção de corais da península de Huon e nos valores de isótopos de oxigênio de foraminíferos de mar profundo (Schellman e Radtke, 1996)..	34
Figura 24: Resultado dos isótopos de oxigênio de foraminíferos plantônicos do mar Sulu em comparação com a versão dos isótopos de oxigênio de mar profundo do SPECMAP e a estimativa do nível do mar para a península de Huon e Barbados. Notar a correspondência entre os registros do nível do mar para a península de Huon e o mar Sulu (Linsley, 1996).....	34
Figura 25: Curvas de variação do nível relativo do mar para a costa leste brasileira, Martin (1997).....	35
Figura 26: Curva de variação do nível relativo do mar reconstruído para a região de Salvador, Martin (2003).....	35
Figura 27: Curva de variação do nível do mar da planície costeira de Paranaguá (Ângulo e Suguio, 1995 <i>in</i> Angulo e Lessa, 1997), reavalia as condições do mar de nível máximo após a transgressão marinha após a última glaciação (Ângulo e Lessa, 1997).....	36
Figura 28: Mapa geológico da planície costeira do Rio Doce (Martin <i>et al.</i> , 1997).....	37
Figura 29: Carta Estratigráfica da Bacia do Espírito Santo (adaptada de Bizzi <i>et al.</i> , 2003). Em destaque, com quadrado vermelho, o intervalo estudado, onde os Depósitos Costeiros correspondem a Formação Linhares.....	38
Figura 30: Imagem de satélite com a localização dos levantamentos geofísicos (levantamentos geofísicos em amarelo: 1 –Bebedouro, 2 – BR 101, 3 – Ilha e 4 – Maria Bonita), das sondagens (C1 – C9) realizadas na Bacia do Baixo Rio Doce.....	41
Figura 31: Seções modeladas de eletrorresistividade dos caminhamentos geofísicos com a localização das incisões dos paleovales, interpretados para o Pleistocênico e Holocênico, sondagens e os limites de sequência interpretados, Limite de Sequência 1, linha vermelha tracejada, e Limite de Sequência 2, linha preta tracejada.....	42
Figura 32: Inferência da máxima inundação da penúltima transgressão marinha, registrada na área do baixo vale do Rio Doce por cristas praias pleistocênicas preservadas (Martin <i>et al.</i> , 1997), em vermelho, e curva de variação do nível do mar (Chappell <i>et al.</i> , 1996) salientando o intervalo de tempo e posição do nível do mar relacionado aos registros pleistocênicos aflorantes no baixo rio Doce.	43
Figura 33: Curva de variação do nível relativo do mar, salientando as oscilações a partir da Penúltima Transgressão e o rebaixamento máximo há cerca de 18.000 anos A.P. (Chappell <i>et al.</i> , 1996).....	44
Figura 34: Curva de variação do nível relativo do mar (Chappell <i>et al.</i> ,1996) salientando o intervalo da curva que corresponde a geração do Limite de Sequência 1e o preenchimento do vale escavado durante a Penúltima Transgressão Marinha,	

indicado pelas setas verdes, com as suas duas oscilações do nível relativo do mar. Esta figura apresenta ainda as idades ¹⁴ C para os fragmentos vegetais e conchas obtidas neste trabalho.	45
Figura 35: Seção Geológica <i>Dip</i> , com perfis granulométricos, geofísicos, micropaleontológicos e ambientes, divisão estratigráfica (Trato de Sistema de Mar baixo (TSMB), Trato de Sistema Transgressivo (TST) e Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)), idades ¹⁴ C e luminescência, profundidades a partir da boca do poço e régua para correspondência em relação ao nível do mar atual.....	47
Figura 36: Seção Geológica <i>Strike</i> , com perfis granulométricos, geofísicos, micropaleontológicos e ambientes, divisão estratigráfica (Trato de Sistema de Mar baixo (TSMB), Trato de Sistema Transgressivo (TST) e Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)), idades ¹⁴ C, profundidades a partir da boca do poço e régua para correspondência em relação ao nível do mar atual.....	48
Figura 37: Curva de variação do nível relativo do mar (Chappell <i>et al.</i> , 1996, Schellmann & Radtke (1996) e Lucchi <i>et al.</i> (2004)), salientando as regressões marinhas e os episódios interpretados de geração dos limites de seqüência (LS): LS1 (Pleistocênico), relacionado ao rebaixamento anterior à Penúltima Transgressão e LS2 (Holocênico), relacionado ao último máximo glacial (indicados pelas setas verdes). As setas verde escuro mostram o momento do preenchimento (P1 e P2) subsequente a geração dos limites de seqüência. Os pontos vermelhos e pretos indicam as idades obtidas neste trabalho.....	49
Figura 38: Curva de variação relativa do nível do mar de Chappell <i>et al.</i> (1996) mostrando, setas verde, os limite de seqüência, as idades obtidas (em vermelho e preto) para o preenchimento Pleistocênico relacionados a Penúltima Transgressão, os momentos de preenchimento dos vales escavados (P1 e P2, setas ver escuro), as curvas de variação do nível do mar geradas por Schellmann e Radtke (1996) e Lucchi <i>et al.</i> (2004) e as idades obtidas para o pleistoceno por Almeida (2006), pontos em verde escuro.....	50
Figura 39: Representação tridimensional, gerada com o <i>software</i> <i>GOCAD</i> , da morfologia do vale inciso escavado na sedimentação Pleistocênica (Silva, 2007).....	51
Figura 40: Curva de variação do nível relativo do mar (Chappell <i>et al.</i> (1996), com destaque para a transgressão marinha holocênica. O retângulo vermelho destaca o bom ajuste das idades obtidas neste trabalho com este trecho da curva global. As setas verde claro mostram o momento da geração dos limites de seqüência (LS1 e LS2) como o momento do seu posterior preenchimento (P1 e P2).	52
Figura 41: Curva de variação do nível do mar, em vermelho, segundo Martin <i>et al</i> (2003). No quadro menor, a curva de Chappell <i>et al.</i> (1996).....	52
Figura 42: Seção Geológica <i>Dip</i> , com perfis granulométricos, geofísicos, micropaleontológicos e ambientes, divisão estratigráfica (Trato de Sistema de Mar baixo (TSMB), Trato de Sistema Transgressivo (TST) e Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)), idades ¹⁴ C e luminescência, profundidades a partir da boca do poço e régua para correspondência em relação ao nível do mar atual.....	53
Figura 43: Seção Geológica <i>Strike</i> , com perfis granulométricos, geofísicos, micropaleontológicos e ambientes, divisão estratigráfica (Trato de Sistema de Mar baixo (TSMB), Trato de Sistema Transgressivo (TST) e Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)), idades ¹⁴ C, profundidades a partir da boca do poço e régua para correspondência em relação ao nível do mar atual.....	54
Figura 44: Seção Estratigráfica <i>Dip</i> , com datum na Superfície de Máxima Inundação (azul claro), com perfis granulométricos, geofísicos, micropaleontológicos e ambientes, divisão estratigráfica (Trato de Sistema de Mar baixo (TSMB), Trato de	

Sistema Transgressivo (TST) e Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)), idades 14C, profundidades a partir da boca do poço e régua para correspondência em relação ao nível do mar atual.....	56
Figura 45: Diagrama cronoestatigráfico esquemático, interpretado a partir da Seção Estratigráfica DIP 1, Figura 44.....	57
Figura 46: Modelo para a resposta fluvial as mudanças de queda do nível do mar em função da morfologia da planície costeira e do gradiente da plataforma. A- incisão através do prisma do litoral, devido a maiores gradientes expostos da plataforma interna quando o nível do mar cai; B- Agradação e progradação devido a queda do nível do mar através de uma plataforma que tem uma inclinação mais suave do que a planície costeira; C- extensão do canal com pequena incisão, com exceção das necessárias para conter o próprio canal, devido a diferenças de gradiente planície costeira e plataforma expostos durante a queda do nível do mar. Adaptado de Summerfield (1985, <i>in</i> Blum and Törnqvist, 2000).....	58
Figura 47: Modelo para o balanço entre agradação e degradação de um canal aluvial, enfatizando as mudanças na relação entre descarga e aporte sedimentar. Ocorrerá agradação dos canais quando a oferta excede a capacidade de transporte de sedimentos do regime de descarga, e irá degradar quando o inverso ocorrer (Blum and Törnqvist, 2000).....	59

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Localização, profundidades e número de amostras coletadas em cada furo de sondagem realizado.....	7
Tabela 2: Frações analisadas.....	9
Tabela 3: Padrão para a classificação do grau de seleção.....	10
Tabela 4: Resultado das datações para fragmento vegetal e concha pelo método AMS (<i>Acelerador Mass Spectrum</i>). Em destaque as duas populações de idades ¹⁴ C identificadas para as amostras de subsuperfície.....	12
Tabela 5: Resultados das datações por termoluminescência obtidas pelo Projeto Rio Doce.....	13

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1 OBJETIVOS.....	2
1.2 JUSTIFICATIVA.....	2
2 MÉTODOS.....	4
2.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.2 GEOLOGIA DE SUPERFÍCIE	4
2.3 LEVANTAMENTO GEOFÍSICO.....	5
2.4 EXECUÇÃO DOS FUROS DE SONDAGEM.....	6
2.5 PERFILAGEM GEOFÍSICA DOS POÇOS.....	8
2.6 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA EM LABORATÓRIO.....	9
2.7 ANÁLISE MICROPALEONTOLÓGICA.....	10
2.8 DATAÇÕES POR RADIOCARBONO (¹⁴ C) E LUMINESCÊNCIA	11
2.9 INTEGRAÇÃO DOS DADOS.....	13
3 SISTEMAS DE VALES INCISOS.....	14
3.1 CARACTERÍSTICAS FUNDAMENTAIS DOS SISTEMAS DE VALES INCISOS.....	15
3.2 FATORES CONTROLADORES.....	16
3.3 PREENCHIMENTO DE VALES INCISOS.....	18
3.4 SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS.....	20
3.5 SISTEMAS DE VALES INCISOS QUATERNÁRIOS.....	21
3.6 VALES INCISOS NO BRASIL.....	28
4 VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NO QUATERNÁRIO.....	31
5 GEOLOGIA DA REGIÃO DO BAIXO VALE DO RIO DOCE	37
5.1 UNIDADES ESTRATIGRÁFICA.....	38
5.1.1 Formação Barreiras.....	38
5.1.2 Formação Monsarás.....	38
5.1.3 Formação Linhares.....	39
5.1.3.1 Membro Povoação e Membro Barro Novo.....	39
6 O VALE INCISO DO RIO DOCE: INCISÃO E PREENCHIMENTO.....	41
6.1 PREENCHIMENTO PLEISTOCÊNICO.....	44
6.2 PREENCHIMENTO HOLOCÊNICO.....	50
6.3 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	57
7 CONCLUSÃO.....	60
8 REFERÊNCIAS.....	62

1 INTRODUÇÃO

Os sistemas de vales incisos têm sido estudados desde o século XIX (Lyell, 1853 e Dana, 1880, *in Dalrymple et al.*, 1994). Segundo Dalrymple *et al.* (1994) a partir de 1900 muitos pesquisadores identificaram e classificaram os vales incisos (por exemplo, Grabau, 1906; Blackwelder, 1909; Shucher, 1927; Twenhofel, 1936; Wheeler, 1958; Sloss, 1963 (*in Dalrymple et al.*, 1994) Krumbein, 1942).

Os primeiros trabalhos realizados inteiramente para a Bacia do Rio Doce iniciaram-se em 1957 com as atividades exploratórias da Petrobras. Estes trabalhos se deram através de levantamentos de superfície, geofísica e perfurações (Asmus *et al.*, 1971, *in* Bandeira Jr. *et al.*, 1975). Paralelamente, Carvalho interpretou fotos aéreas da região, trabalho que serviu de base para o Projeto Rio Doce, criado em 1969, por meio do convênio da Petrobras/USP. Neste projeto foram realizados estudos de superfície e testemunhagens rasas com o propósito de estudar a sedimentação em deltas recentes (Piazza & Araújo, 1972 e Bandeira Jr. *et al.*, 1975).

Com a difusão da Estratigrafia de Sequências o interesse por sistemas de vales incisos aumentou significativamente. O trabalho de Payton (1977) dirigiu os estudos para a visão da Estratigrafia de Sequências, como também para a influência das mudanças do nível do mar. Dalrymple *et al.* (1994), além de realizar uma revisão histórica acerca dos sistemas de vales incisos, formulou também modelos evolutivos para os sistemas de vales incisos.

Os conceitos de Estratigrafia de Sequências, com suas superfícies-chave, tornaram-se indispensáveis, tanto na pesquisa científica acadêmica como na geração de modelos para exploração de hidrocarbonetos. Estes modelos nos permitem realizar correlações entre unidades sedimentares a grandes distâncias, baseadas em suas superfícies correlatas, como as superfícies de inundação e erosão, esta última correspondendo ao limite de sequência. Neste contexto, a compreensão dos sistemas de vales incisos é de grande importância, pois estes guardam uma fatia da evolução estratigráfica de uma determinada área, podendo conter diversos episódios de ciclos de variação do nível do mar.

Os ambientes costeiros e de plataformas rasas são muito sensíveis às variações do nível relativo do mar. Os efeitos destas variações, relacionadas à incisão de vales fluviais, são evidentes no Quaternário e reportados por uma grande quantidade de estudos no exterior e no Brasil. Contudo, grande parte dos trabalhos realizados concentra-se nas camadas mais superficiais, apresentando poucas referências de subsuperfície, para profundidades superiores a 50m, caso em que se inclui o vale do rio Doce, objeto do presente estudo.

Deste modo, este trabalho, baseado em perfurações mais profundas, procura apresentar um registro mais completo e contínuo do preenchimento do vale inciso do rio Doce, visando compreender sua evolução ao longo do tempo, a partir da penúltima transgressão marinha, acerca de 120.000 anos A.P.

O trabalho aqui apresentado foi desenvolvido no âmbito do projeto “Parametrização do Baixo Vale do Rio Doce para Modelagem Estratigráfica” (Projeto Rio Doce, 2008), financiado pela PETROBRAS/CENPES e coordenado por docentes do grupo de pesquisa GEOARQ (Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares) do Programa de Pós-Graduação em Geologia (PPGGEO) da UNISINOS.

1.1 OBJETIVOS

Identificar as etapas de evolução do preenchimento do baixo vale do rio Doce durante o Pleistoceno Superior-Holoceno, com base nos conceitos da Estratigrafia de Sequências.

1.2 JUSTIFICATIVA

Na década de 70, a região do baixo Rio Doce foi objeto de estudos da Petrobras devido ao desenvolvimento de uma planície costeira muito extensa, a ocorrência de afloramentos e a existência em subsuperfície de depósitos fluviais e estuarinos preenchendo vales (Piazza & Araújo, 1972 e Bandeira Jr. *et al.*, 1975). Algum tempo depois, com a identificação de vales incisos na Bacia de Santos, o interesse pelo reconhecimento e identificação dos processos envolvidos na implantação e preenchimento dos vales incisos foi reavivado.

Vales incisos representam importantes reservatórios para a indústria do petróleo, por se apresentarem tanto como reservatório como trapa estratigráfica para reservatórios subjacentes, mas também são importantes condutos de sedimento continentais para áreas bacinais, associados à fase de incisão fluvial e formação de discordância (Sugio *et al.*, 2005, *in* Souza *et al.*, 2005).

Neste sentido, são analisadas amostras de depósitos pleistocênicos e holocênicos provenientes do vale inciso do rio Doce, devido ao fato de as unidades sedimentares não terem extensos estudos de detalhe e algumas delas ainda não apresentarem um posicionamento estratigráfico bem definido. Os resultados obtidos pretendem contribuir para uma caracterização mais detalhada das unidades sedimentares que preenchem o vale,

promovendo um enriquecimento no conhecimento da região e produzindo um modelo análogo para vales incisos, permitindo estudos futuros voltados para análises de reservatórios.

2 MÉTODOS

Os resultados aqui apresentados correspondem à integração de informações bibliográficas e de dados adquiridos por métodos diretos e indiretos. Os métodos diretos incluíram a realização de furos de sondagem, análise granulométrica e descrição das amostras em laboratório, análise micropaleontológica, datações pelos métodos ^{14}C e luminescência. Estes dados foram posteriormente tratados em *softwares* específicos (Anasete, *Gradistat*, *AutoCad* e *Corel Draw*). Os métodos indiretos incluem a planialtimetria, mapa geológico compilado, levantamento geofísico, perfilagem geofísica dos poços, interpretação de imagem de satélite e tratamento dos dados em softwares específicos (*Envi*, *Resist*, *Surfer 8* e *Gocad*).

2.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A revisão bibliográfica foi concentrada em três itens principais: (1) Estratigrafia de Sequências, com base na literatura científica nacional e internacional, com enfoque principal em vales incisos; (2) curvas de variações do nível do mar durante o Quaternário; e (3) o Quaternário costeiro brasileiro, com ênfase em trabalhos anteriores sobre o preenchimento de vales incisos e geologia de superfície e subsuperfície da Bacia do Baixo Rio Doce. Adicionalmente, foram compiladas informações sobre vales incisos de mesma idade, disponíveis na literatura internacional.

2.2 GEOLOGIA DE SUPERFÍCIE

O mapa geológico utilizado foi composto a partir da compilação de dados pré-existentes (Piazza & Araújo, 1972; Martin *et al.* 1997; CPRM, 1997), e da interpretação das imagens de satélite Áster, com destaque para os depósitos quaternários.

A planialtimetria teve como base as imagens de satélite de alta resolução Áster, junto com as projeções geografia UTM, utilizando o datum Córrego Alegre. Sobre estas imagens de satélite foi realizado o reconhecimento de paleocanais e retirado as cotas das bocas dos furos de sondagens realizados na área deste estudo.

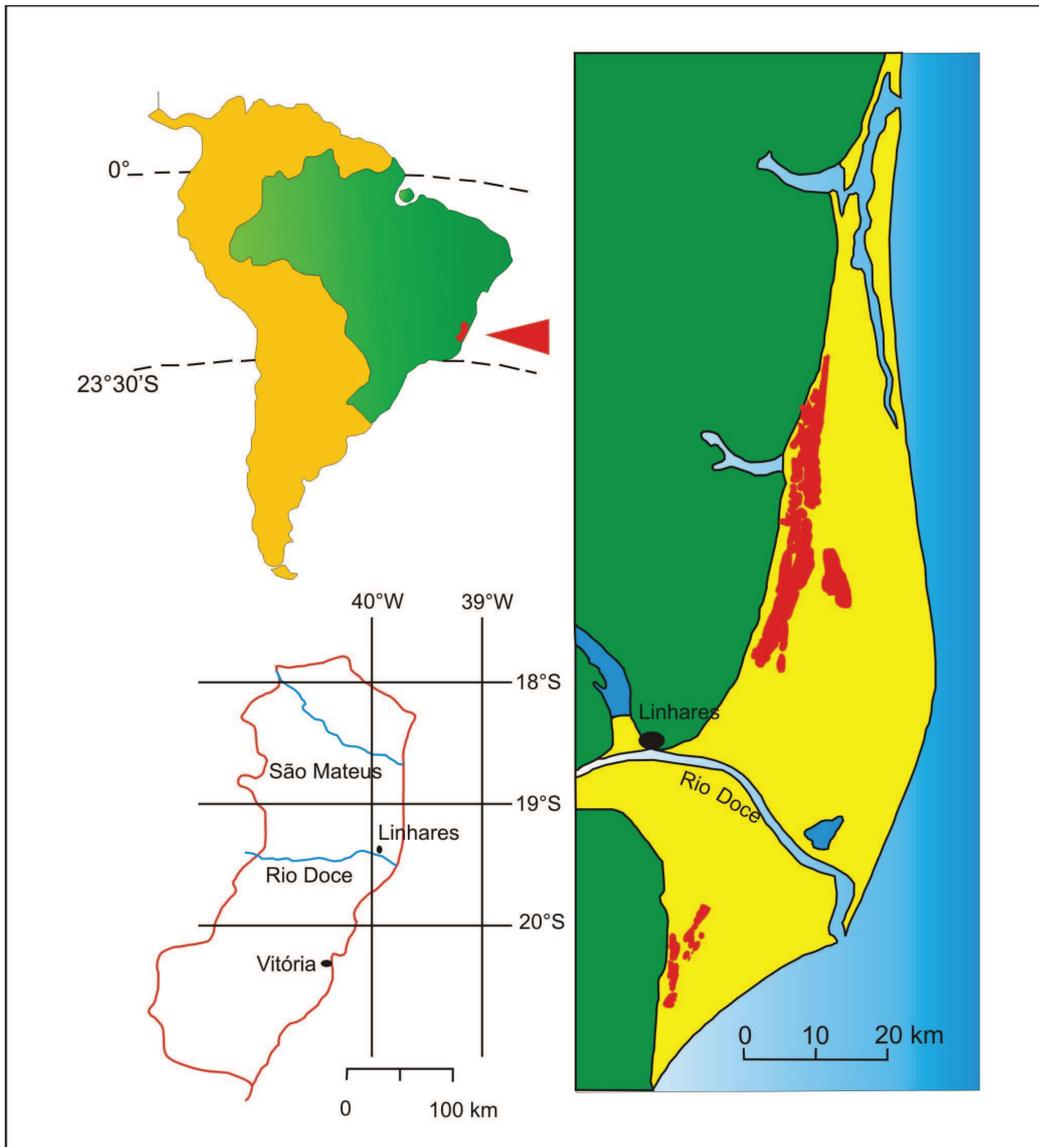


Figura 1: Localização geográfica e mapa geológico simplificado da área de estudo. No mapa à direita: em verde, a Formação Barreiras; em vermelho, os depósitos pleistocênicos; em amarelo o preenchimento holocênico do vale inciso do rio Doce (Martin *et al.*, 1997).

2.3 LEVANTAMENTO GEOFÍSICO

O levantamento geofísico objetivou a detecção de assinaturas de resistividade para identificar a base do vale inciso do rio Doce, porção mais profunda do vale, e orientar a locação dos poços a serem perfurados. Para este fim foram realizados quatro (4) levantamentos dipolo-dipolo (Figura 2A e B) e duas (2) sondagens elétrica vertical (SEV - Figura 2C).

O arranjo de eletrodos empregado foi o dipolo-dipolo, com as medidas sendo tomadas a cada 40m e seis níveis teóricos de investigação (n1=40m; n2=60m; n3=80m; n4=100m; n5=120m; n6=140m). Os arranjos apresentam as seguintes extensões: Perfil Bebedouro - 3.320m lineares, Perfil Br 101 - 7.480m lineares, Perfil Ilha - 10.200m lineares e Perfil Maria Bonita - 9.080m lineares. A extensão total dos levantamentos foi de 30.080m lineares.

Além dos 04 ensaios dipolo-dipolo, foram efetuadas 02 Sondagens Elétricas Verticais (SEVs), ambas com AB máximo de 1.200m ($AB/2 = 600$), para aferir a distribuição vertical das camadas e profundidade do paleovale (Wojahn, 2006; Projeto Rio Doce, 2008).



Figura 2: Aquisição Geofísica - A e B: Operação dos equipamentos para realização dos caminhamentos geofísicos pelo método dipolo-dipolo. C: realização das Sondagens Elétricas Verticais (SEVs).

2.4 EXECUÇÃO DOS FUROS DE SONDAGEM

Para a amostragem de calha foram realizados nove furos de sondagem, com profundidades variando de 104,5 a 120 metros, totalizando 1032,5 metros perfurados, 1037 amostras coletadas e 977 amostras descritas, objetivando compreender a estratigrafia dos depósitos sedimentares do preenchimento do vale inciso na porção emersa. Todas as amostras

foram coletadas em duplicata, uma das quais para análise sedimentológica e outra para análise micropaléontológica (foraminíferos e palinologia).

Para as sondagens foi utilizado um equipamento rotativo (Figura 3), com amostras coletadas a cada metro. Por vezes foram coletadas amostras intermediárias (0,5 em 0,5m) para maior controle de topo e base dos intervalos.



Figura 3: Equipamento de sondagem rotativa utilizado (A e B) e procedimento para coleta de amostras de calha (C e D).

Tabela 1: Localização, profundidades e número de amostras coletadas em cada furo de sondagem realizado.

Furo	Coordenadas UTM	Profundidade	Nº de amostras
RD-C1	0382150 / 7849368	114	116
RD-C2	0384623 / 7848805	114	115
RD-C3	0388628 / 7849098	113	113
RD-C4	0401368 / 7843932	104,5	106
RD-C5	0393118 / 7838596	120	120
RD-C6	0410295 / 7829633	120	120

Furo	Coordenadas UTM	Profundidade	Nº de amostras
RD-C7	0408413 / 7847964	113	113
RD-C8	0417314 / 7839787	114	114
RD-C9	0407955 / 7840408	120	120

2.5 PERFILAGEM GEOFÍSICA DOS POÇOS

Os perfis geofísicos realizados nos poços incluíram *logs* de eletrorresistividade (normal.16, normal.64 e *laterolog*), gama natural, potencial espontâneo e *single point resistance* (spr). Utilizou-se para a execução da perfilagem o equipamento *Wellmac*, fabricado pela empresa sueca *Mala Geoscience* (Figura 4).

Os ensaios objetivaram a definição das litologias, seus limites nos sedimentos da Formação Rio Doce e, quando possível, a identificação do contato com a Formação Barreiras.



Figura 4: Perfilagem geofísica dos poços. Em **A** é mostrado o equipamento que armazena as informações, em **B** operação do equipamento perfilador.

2.6 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA EM LABORATÓRIO

Para análise granulométrica das amostras de calha foi utilizado o método de peneiramento a seco, utilizando-se peneiras com espaçamento de malha de 2,00 mm, 1,00 mm, 0,5 mm, 0,250 mm, 0,125 mm e 0,062 mm (Tabela 2). Escolheu-se este método, pois é mais preciso do que a comparação visual e por fornecer proporções relativas de cada fração correspondentes à moda. Estas informações possibilitam o cálculo de parâmetros estatístico-sedimentológicos e fornecem informações mais precisas para a modelagem geológica.

Tabela 2: Frações analisadas.

ASTM	TYLER	Abertura mm	Tolerância Mínima (mm)	Tolerância Máxima (mm)
10	9	2,00	1,93	2,07
18	16	1,00	0,97	1,03
35	32	0,500	0,482	0,518
60	60	0,250	0,240	0,259
120	115	0,125	0,119	0,130
230	250	0,062	0,059	0,066

De cada amostra coletada em campo é retirada uma parte com um copo de Becker de 50 ml, este é previamente pesado vazio para que o peso do copo não interfira no peso da amostra. Esta amostra é então colocada na estufa para secar para retirar toda a água da amostra e após é pesada para se obter o peso total da amostra. Posteriormente é lavada para retirar a porção fina, silte e argila, em uma peneira com abertura de malha de 0,062 mm. Novamente a amostra é levada à estufa para secar. Depois disso inicia-se o processo de peneiramento, que foi feito em um aparelho agitador eletro-magnético programável da Bertel Indústria Metalúrgica Ltda., para com isso facilitar e agilizar o trabalho.

Tendo-se as frações separadas, cada uma delas é pesada e a partir desta etapa são realizados os cálculos para a obtenção das proporções relativas de cada fração.

Os resultados das análises foram processados no *GRADISTAT*, aplicativo integrado ao Microsoft Excel (Blott & Pye, 2001). O método geométrico escolhido foi o modificado de Folk e Ward (1957, *in* Blott, S. J., Pye, K. 2001) para o cálculo da granulometria média, e o método logarítmico original de Folk e Ward (1957, *in* Blott, S. J., Pye, K. 2001) para a seleção. Também as amostra foram classificadas sedimentologicamente pelo diagrama ternário cascalho-areia-lama (Figura 5) de Folk *et al.* (1970). As equações abaixo descrevem o cálculo da média (M_G) e do grau de seleção (σ_1) segundo o método utilizado, em que as

granulométricas P_x e Φ_x representam os percentuais das frações granulométricas nos sistemas métricos e phi, respectivamente.

$$M_G = \exp \frac{\ln P_{16} + \ln P_{50} + \ln P_{84}}{3} \quad \sigma_1 = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_5}{6,6}$$

Tabela 3: Padrão para a classificação do grau de seleção.

Descrição	Grau de seleção (σ_1)
Muito bem selecionado	< 0,35
Bem selecionado	0,35 a 0,50
Moderadamente bem selecionado	0,50 a 0,70
Moderadamente selecionado	0,70 a 1,00
Pobremente selecionado	1,00 a 2,00
Muito pobremente selecionado	2,00 a 4,00
Extremamente pobremente selecionado	> 4,00

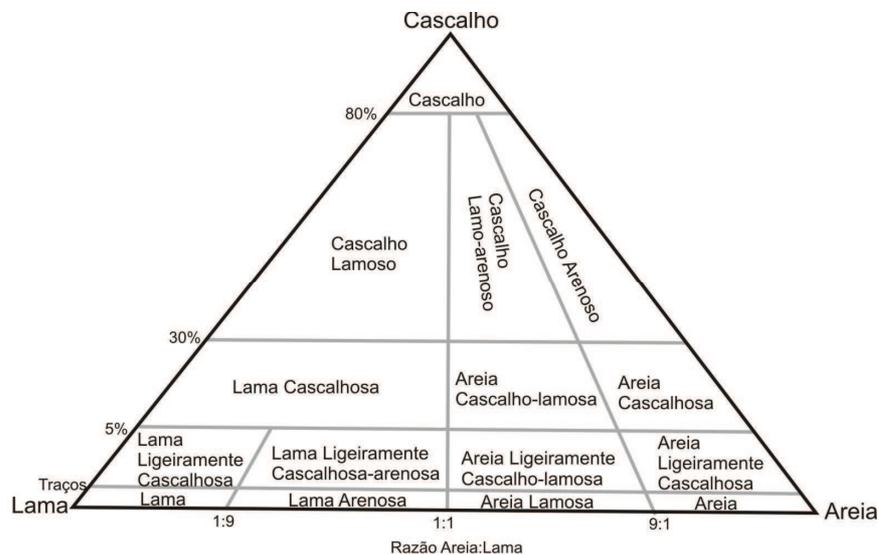


Figura 5: Diagrama ternário para classificação do sedimento (Folk *et al.* 1970, in Silva 2007).

2.7 ANÁLISE MICROPALEONTOLÓGICA

As informações utilizadas neste trabalho resultam da análise micropaleontológica realizada no Laboratório de Micropaleontologia da UNISINOS, sob a supervisão do Dr.

Itamar Leipnitz (Projeto Rio Doce, 2008) e inclui estudos sobre foraminíferos e palinóforos (Ferrazzo, 2008). Para tanto foram coletados, aproximadamente, 0,5 Kg por amostra de material retirado de metro em metro das amostras de calha dos furos de sondagem.

No Laboratório de Sedimentologia da Unisinos foram separados 10 cm³ de cada amostra, que foram lavadas em água corrente com auxílio de peneira de 0,062 mm (250 Mesh) para retirada da fração siltico-argilosa. Posteriormente, foram colocadas em cápsulas de porcelana para secagem em estufa a 50°C. O material obtido foi colocado em mini-placas de Petri, de onde foi retirada toda a biota para identificação e contagem.

A partir desta etapa inicia-se o trabalho de separação ao acaso dos primeiros 300 indivíduos, que foram retirados do sedimento por catação (*picking*). Esta metodologia foi idealizada por Drooger & Kaasschieter, sugerida para a aplicação em grandes números de amostras, tendo como base a estatística.

A classificação em nível genérico foi baseada em Loeblich e Tappan (1988) e em nível específico foram utilizados trabalhos e livros específicos, além do catálogo Ellis e Messina (Leipnitz *in* Projeto Rio Doce, 2008)

2.8 DATAÇÕES POR RADIOCARBONO (¹⁴C) E LUMINESCÊNCIA

Para este fim, foi coletado um total de 22 amostras de material orgânico (MO), restos vegetais e tranco, e fragmentos de concha que foram enviadas ao *Beta Analytic Radiocarbon Dating Laboratory* em Miami - Florida, EUA. As amostras foram analisadas em um AMS (*Accelerator Mass Spectrum*), salvo a amostra “Tronco” que possuía massa suficiente para ser datada pelo método radiométrico convencional. Os resultados obtidos (Tabelas 4 e 5, Projeto Rio Doce, 2008) foram plotados na curva de variação relativa do nível do mar de Chappell *et al.* (1996) (Figura 6).

Para as datações por termoluminescência foi enviado um total de 21 amostras para o laboratório Labvidro, Laboratório de Vidros e Datações da Faculdade de Tecnologia de São Paulo (FATEC). As amostras foram analisadas pelos métodos de Termoluminescência e Luminescência Ópticamente Estimulada. Estas amostras datadas apresentaram problemas nas idades obtidas, seja no transporte ou na datação em laboratório, com isso apresentando idades erradas ou que não refletem a realidade do contexto estudado.

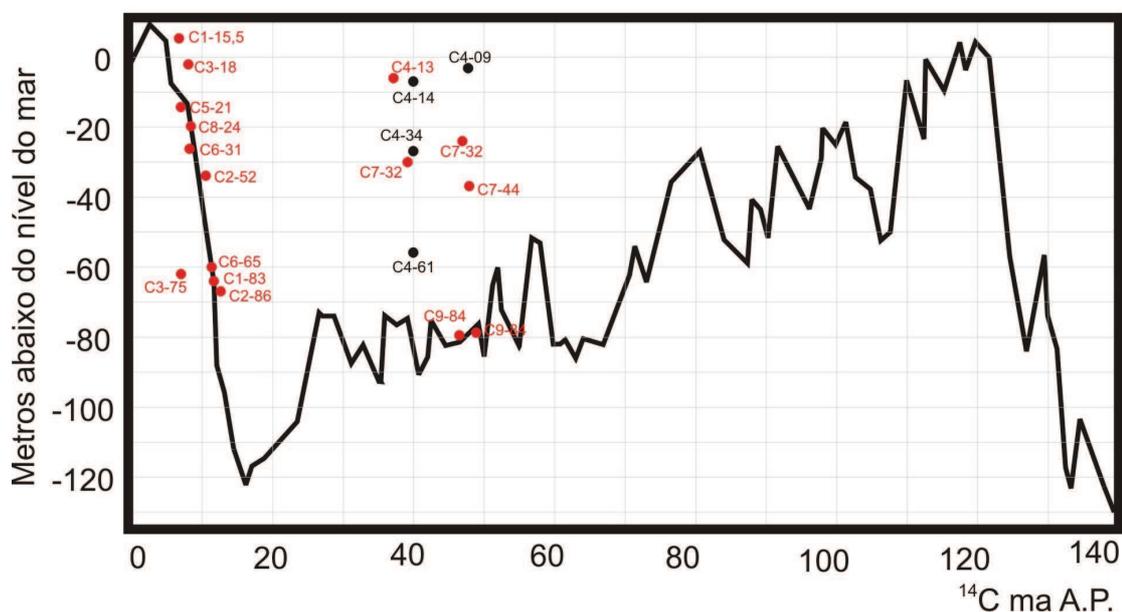


Figura 6: Curva de variação relativa do nível mar de Chappell *et al.* (1996) com os resultados das datações de ^{14}C obtidas pelo Projeto Rio Doce.

Tabela 4: Resultado das datações para fragmento vegetal e concha pelo método AMS (*Acelerador Mass Spectrum*). Em destaque as duas populações de idades ^{14}C identificadas para as amostras de subsuperfície (Projeto Rio Doce, 2008).

Idades <13.000 anos A.P.					
Amostra	Material	Método	Idade Convencional	Idade Normalizada	Idade Calibrada (anos Cal AP)
RD-C1-15,5	Frag. Vegetal	AMS	6330 +/- 50	6400 +/- 50	7260 (7300 a 7240)
RD-C1-83	Frag. Vegetal	AMS	10.450 +/- 70	10.520 +/- 70	12.390 (12.420 a 12.130)
RD-C2-54	Frag. Vegetal	AMS	10.110 +/- 60	10.150 +/- 60	11.750 (11.830 a 11.610)
RD-C2-86	Frag. Vegetal	AMS	11.320 +/- 40	11450 +/- 40	13.210 (13.260 a 13.130)
RD-C3-18	Frag. Vegetal	AMS	7510 +/- 50	7580 +/- 50	8350 (8380 a 8320)
RD-C3-75	Frag. Vegetal	AMS	7090 +/- 60	7171 +/- 60	7940 (7970 ^a 7920)
RD-C5-21	Frag. Vegetal	AMS	7020 +/- 50	7110 +/- 50	7850 (7930 a 7800)
RD-C6-31	Frag. Vegetal	AMS	8510 +/- 60	8550 +/- 60	9520 (9540 a 9480)
RD-C6-65	Frag. Vegetal	AMS	10.250 +/- 60	10.210 +/- 60	12.040 (12.130 a 11.950)
RD-C8-24	Frag. Vegetal	AMS	8220 +/- 60	8240 +/- 60	9180 (9290 a 9080)
Tronco	Frag. Vegetal	Radiometric	6200 +/- 50	6230 +/- 50	7160 (7170 a 7140)
Idades >37.000 anos A.P.					
RD-C4-09	Madeira	AMS	>47.000	-----	-----
RD-C4-13	Frag. Vegetal	AMS	37.340 +/- 490	37.400 +/- 490	-----
RD-C4-14	Concha	AMS	>40.000	-----	-----
RD-C4-34	Concha	AMS	>40.000	-----	-----

Amostra	Material	Método	Idade Convencional	Idade Normalizada	Idade Calibrada (anos Cal AP)
RD-C4-61	Concha	AMS	>40.000	-----	-----
RD-C7-32	Frag. Vegetal	AMS	48.030 +/- 1320	48.100 +/- 1320	-----
RD-C7-32	Frag. Vegetal	AMS	48.380 +/- 1440	48.430 +/- 1440	-----
RD-C7-44	Frag. Vegetal	AMS	48.750 +/- 1370	48.790 +/- 1370	-----
RD-C9-33	Frag. Vegetal	AMS	40.370 +/- 520	40.410 +/- 520	-----
RD-C9-84	Frag. Vegetal	AMS	49.700 +/- 1450	49.770 +/- 1450	-----
RD-C9-84	Frag. Vegetal	AMS	47.340 +/- 1350	47.400 +/- 1350	-----

Tabela 5: Resultados das datações por termoluminescência obtidas pelo Projeto Rio Doce.

Amostra	Idade (anos A.P.)	Desvio (anos)
RD-C1 – 91	18.600	±2.400
RD-C1 – 108	75.100	±7.000
RD-C2 – 15,5	19.100	±1.900
RD-C2 - 34,5	18.900	±2.500
RD-C3 – 83,5	10.600	±1.300
RD-C3 – 103,5	71.900	±7.500
RD-C5 – 48	106.100	±14.500
RD-C5 – 65,5	150.000	±19.000
RD-C7 – 72	125.000	±20.000
RD-C7 – 84	135.000	±125.000
RD-C7 – 114	160.000	±135.000
RD-C8 – 6	100.000	±8.000
RD-C8 – 20	70.000	±9.000
RD-C8 – 33	240.000	±29.000
RD-C8 – 48	150.000	±20.000
RD-C8 – 64	520.000	±39.000
RD-C8 – 80	980.000	±110.000
RD-C8 – 90	370.000	±33.000
RD-C9 – 61	570.000	±70.000
RD-C9 – 72	1.200.000	±130.000
RD-C9 - 120	-----	-----

2.9 INTEGRAÇÃO DOS DADOS

Os dados da campanha de campo de geofísica foram tratados com auxílio dos programas *Surfer 8* e *Resist*, gerando as seções dos caminhamentos (Wojahn, 2006). O modelo numérico do terreno (Silva, 2007) foi produzido com o programa *Envi*. As descrições, perfilagens e os dados micropaleontológicos dos furos de sondagem foram organizados no software *Anasete*, possibilitando a geração dos perfis estratigráficos. Com os perfis finalizados foi possível gerar as seções de correlação estratigráfica, finalizadas no programa *CorelDraw*.

3 SISTEMAS DE VALES INCISOS

Os sistemas de vales incisos foram definidos em 1972 por Gray *et al.* (in Dalrymple 1994) como sendo “uma feição erosional maior que um simples canal”. Van Wagoner *et al.* (1990) os definem como “sistemas fluviais que escavam e estendem seus canais na direção da bacia, erodindo a plataforma, em resposta a uma queda no nível do mar”. Posteriormente Zaitlin *et al.* (1994) complementaram a definição de vale inciso como uma erosão fluvial, topograficamente rebaixada e alongada, tipicamente mais larga do que um canal simples, e caracterizada por uma abrupta mudança das fácies deposicionais, em sentido ao mar, identificável através de um mapeamento regional dos limites de seqüência da base do vale.

Conforme Catuneanu *et al.* (2009), as mudanças nas tendências deposicionais em muitos locais ao longo da linha de costa marcam eventos importantes para a cronologia das seqüências estratigráficas. Cada evento (transgressão e regressão) pode ser reconhecido em um ciclo completo de mudanças do nível de base, como resultado da interação entre acúmulo sedimentar e acomodação da linha de costa.

A origem dos vales incisos é diretamente relacionada, por diversos autores, ao Trato de Sistema de Mar Baixo, pois durante esta fase ocorre o rebaixamento do nível relativo do mar, expondo a plataforma à erosão e gerando as condições para incisão fluvial (Figura 7).

Posamentier e Allen (1999) acrescentaram que a incisão fluvial será também condicionada pela taxa e amplitude do rebaixamento do nível do mar. Desta forma, se o rebaixamento do nível relativo do mar apenas deixar em exposição a plataforma, não deve ocorrer uma incisão tão proeminente quanto no caso em que o rebaixamento do nível do mar atinja o talude, produzindo uma incisão mais pronunciada.

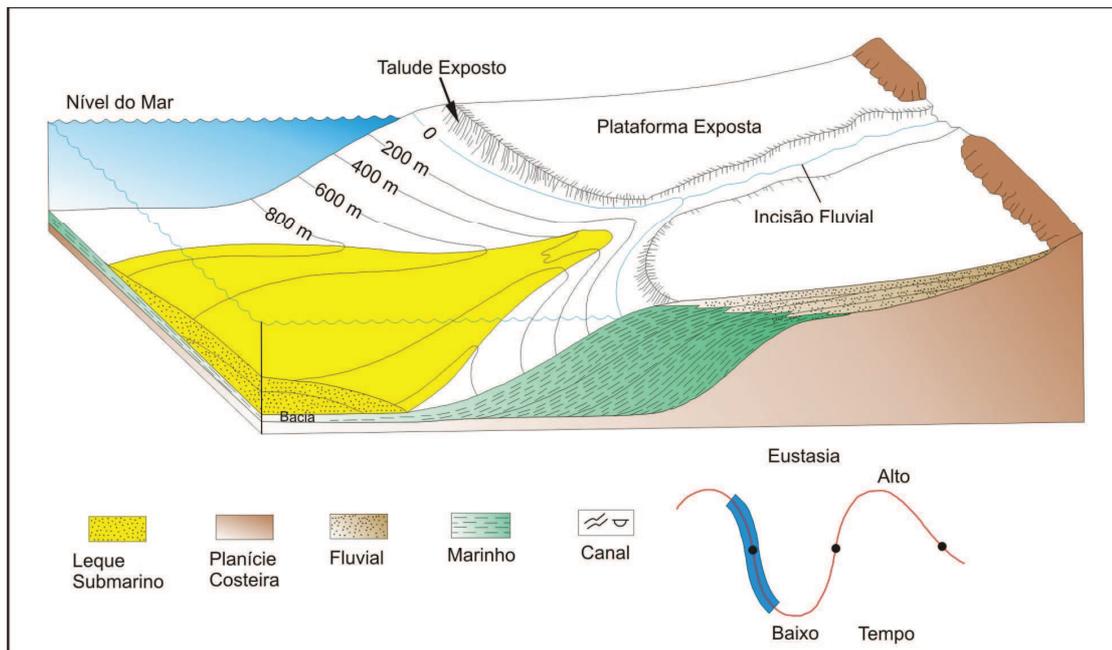


Figura 7: Incisão de vale fluvial e geração de depósitos de águas profundas, durante o início do Trato de Sistema de Mar Baixo, Posamentier e Vail (1988).

3.1 CARACTERÍSTICAS FUNDAMENTAIS DOS SISTEMAS DE VALES INCISOS

O reconhecimento dos sistemas de vales incisos fornece um critério importante para a identificação de limites de seqüências e seus depósitos de preenchimento são portadores de significativas reservas de hidrocarbonetos (Zaitlin *et al.*, 1994, Posamentier and Vail, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990, Li *et al.*, 2002). Por estes motivos, inúmeros estudos recentes têm sido publicados sobre estes sistemas (e.g. Allen e Posamentier, 1994; Dalrymple e Zaitlin, 1994; Dalrymple *et al.*, 1992, 1994).

Já em 1942 Krumbein (*in* Dalrymple, 1994) listou 35 critérios para a identificação dos possíveis indicadores de inconformidades. Destes apenas dois critérios foram considerados por Van Wagoner *et al.* (1990): o relevo erosional e o truncamento de estratos. Conforme Mitchum e Vail (1977) e Mitchum *et al.* (1977), truncamento de estratos é o relacionamento geométrico entre estratos e a superfície estratigráfica de encontro à qual terminam, ou terminação lateral dos estratos por interrupção estrutural, podendo se entender amplamente para fora da área ou ser confinado ao canal.

Para Zaitlin *et al.* (1994) seriam quatro os critérios de identificação: 1) o vale é uma característica negativa da paleotopografia, associado a truncamento regional; 2) a base e as paredes do sistema de vale inciso representa o limite de seqüência, podendo ser relacionado à

erosão; 3) migração das fácies em sentido à bacia e, 4) *onlap* das superfícies do interior do vale inciso sobre o limite de seqüência (Figura 8).

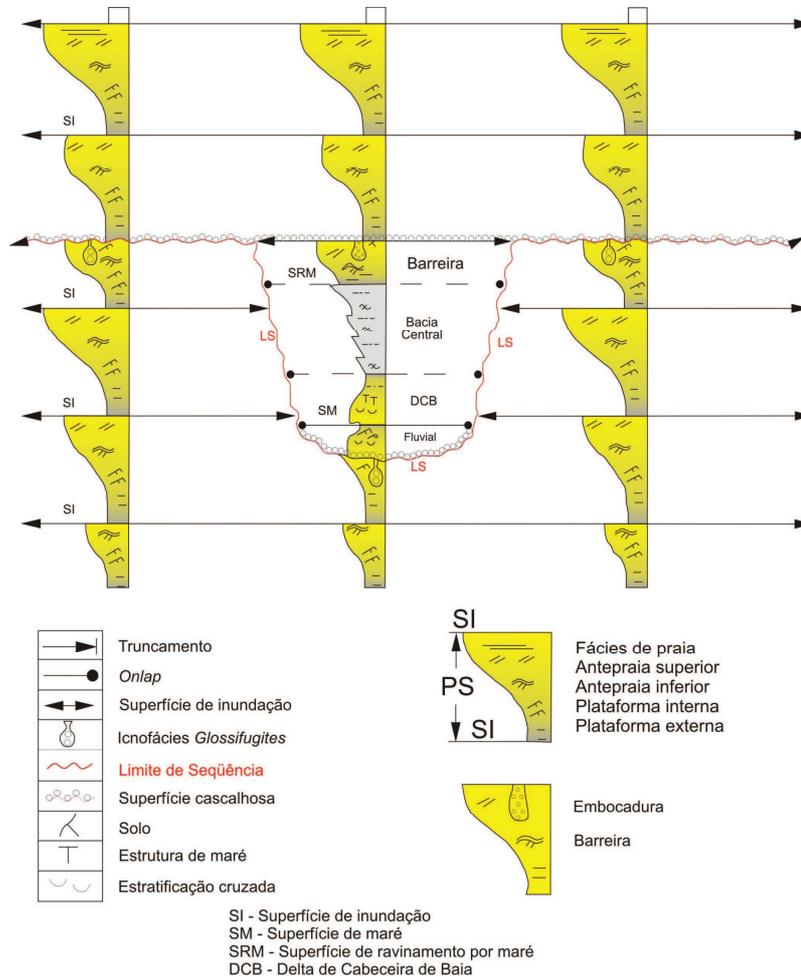


Figura 8: Diagrama esquemático com os critérios de reconhecimento de sistemas de vales incisos (PS - parasequências; SI- Superfície de inundação), segundo Zaitlin *et al* (1994).

3.2 FATORES CONTROLADORES

Os vales incisos são formados durante a queda relativa do nível do mar durante o Trato de Sistema de Mar Baixo. Com isso, ocorrem exposição e erosão fluvial e exposição subaérea da plataforma. Os limites de seqüência do vale inciso serão as paredes do vale escavado, representados pelas superfícies erosivas ou de não-deposição (Van Wagoner *et al.*, 1990). Um vale inciso é, portanto, o resultado da erosão fluvial em resposta a uma queda do nível relativo do mar. Associada a isto é gerada uma superfície erosional ou limite de

seqüência na base do vale, *bypass* dos sedimentos através do vale escavado e migração das fácies em direção a bacia (Van Wagoner *et al.*, 1990 e Mitchum *et al.*, 1977).

Posamentier e Vail (1988) definiram seqüência como “uma sucessão concordante de estratos geneticamente relacionados, limitados por inconformidades ou por suas conformidades correlativas”. O modelo de seqüência deposicional de Vail *et al.* (1977) destaca a influência da variação do nível do mar como principal controlador das incisões fluviais (Figura 9). Posamentier e Vail (1988) mostram que, com a queda relativa do nível do mar ocorre erosão fluvial da plataforma e transporte dos sedimentos em direção ao talude (Figura 7).

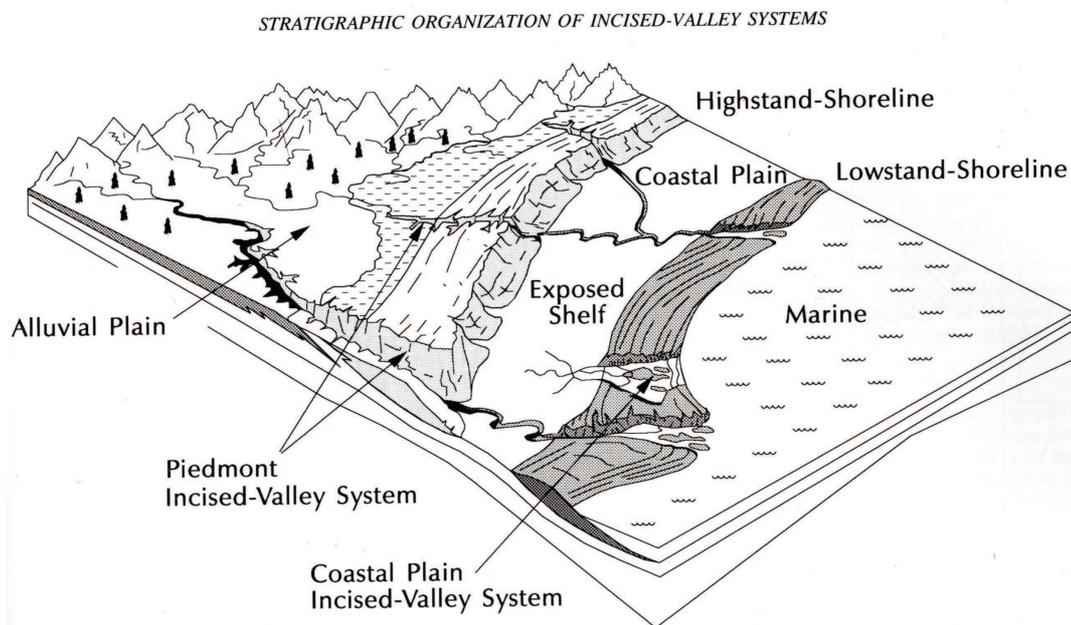


Figura 9: Visão esquemática da zona costeira mostrando a distinção entre os piemont e os sistemas de vales incisos na planície costeira gerada pelo rebaixamento do nível do mar, modificado de Rosenthal (*in* Zaitlin *et al.*, 1994)

Cabe salientar que para ocorrer uma incisão fluvial e migração das fácies em sentido à bacia não é necessário que a queda relativa do nível do mar ultrapasse a quebra da plataforma, mas que apenas migre para além da linha de costa deposicional (Van Wagoner *et al.*, 1988).

Alguns autores, como Schumm e Ethridge (1994), Talling (1998) e Wellner e Bartek (2003), ressaltam que vales incisos nas margens de plataformas apresentam-se controlados por outros fatores, tais como as mudanças climáticas, descarga fluvial e fisiografia da plataforma. Wellner e Bartek (2003) acrescentaram a estas a largura e o gradiente da plataforma como controle na localização dos vales incisos em períodos de nível do mar baixo.

Talling (1998) considera que a formação de um vale inciso esta ligada a queda do nível do mar, não sendo necessário que o rebaixamento exponha a quebra da plataforma. Segundo o autor, a exposição da plataforma só ocorra em eventos glaciação.

3.3 PREENCHIMENTO DE VALES INCISOS

O preenchimento de um vale inciso inicia na fase final do Trato de Sistema de Mar Baixo e início da subida do nível do mar, onde normalmente ocorre o predomínio dos sedimentos fluviais depositados. Estes depósitos fluviais se estenderão até a boca do vale inciso progressivamente durante a transgressão marinha, até atingir o seu nível máximo em direção ao continente (Trato de Sistema Transgressivo) quando ocorre o seu completo preenchimento (Dalrymple *et al.*, 1994, Zaitlin *et al.*, 1994).

A fase de preenchimento do vale, segundo Van Wagoner *et al.* (1990), é a resposta para a subida relativa do nível do mar, geralmente a partir do final do estágio de nível de mar baixo e durante o Trato de Sistema Transgressivo. O preenchimento coexistirá em uma variedade de ambientes deposicionais: fluvial, estuarino, deltáico e fluvio-marinho. Os depósitos fluviais de base ocorrerão depositados diretamente sobre os sedimentos marinhos finos, representando uma mudança abrupta das fácies.

Dalrymple *et al.* (1992) e Zaitlin *et al.* (1994) colocaram que o preenchimento dos vales incisos pode ser de dois tipos - simples ou composto - dependendo da ausência ou presença, respectivamente, de um ou mais limites internos da seqüência (Figura 10). O termo denominado “simples” ocorre com o preenchimento completo do vale durante uma seqüência mar baixo-transgressão-mar alto. Um “preenchimento composto” é o registro de múltiplos ciclos de incisão e deposição, resultantes das flutuações no nível de mar baixo, sendo o preenchimento interrompido, conseqüentemente, por um ou mais limites de seqüência, além do limite de maior hierarquia da seqüência que limita o canal principal na base do vale inciso.

Zaitlin *et al.* (1994) propuseram uma subdivisão longitudinal para o preenchimento dos vales incisos. Esta subdivisão em três partes reflete a organização deposicional/estratigráfica, que resulta de transgressão seguida pela deposição do nível de mar alto (Figura 11). O segmento 1 do preenchimento do vale inciso em sentido ao mar é caracterizado pela deposição de fácies fluviais e estuarinas sobrepostas às areias e/ou lamas marinhas. Este segmento representa a porção mais distal do vale. Na porção mediana do vale inciso, segmento 2, consiste de um estuário afogado, desenvolvido durante o máximo da transgressão, seguido por um período regressivo equivalente ao trato de sistema de mar alto

do segmento 3. O segmento 3 corresponde à porção mais proximal, se caracteriza por não sofrer influência marinha em seu preenchimento e reflete as oscilações do nível do mar através das mudanças no estilo deposicional do rio.

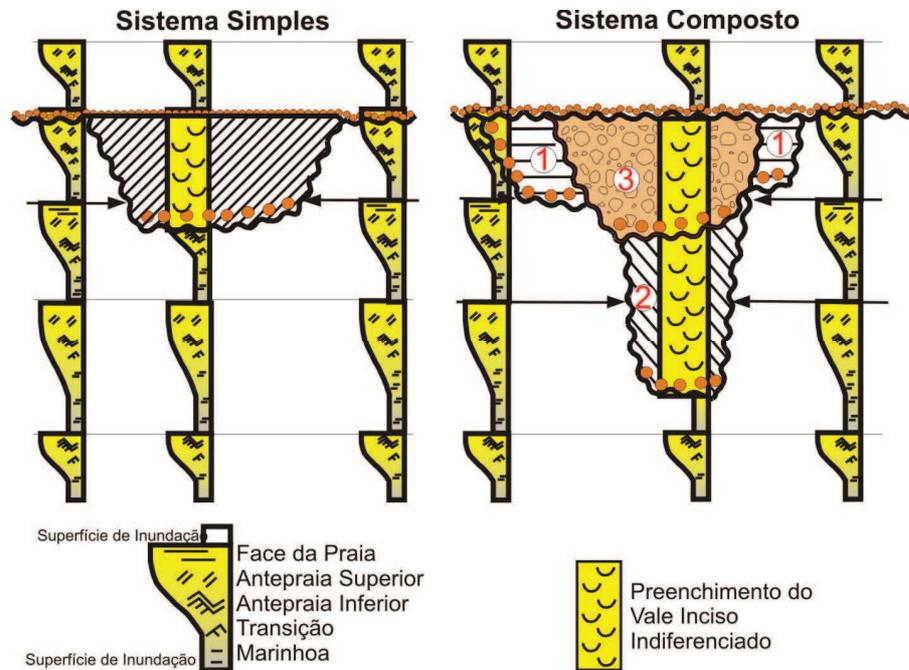


Figura 10: Diagrama esquemático ilustrando o sistema de vale inciso simples e composto, Zaitlin *et al.* (1994). Os numeros de 1-3 se referem aos episódios erosão (linha ondulada preta) e deposição dentro dos vales incisos.

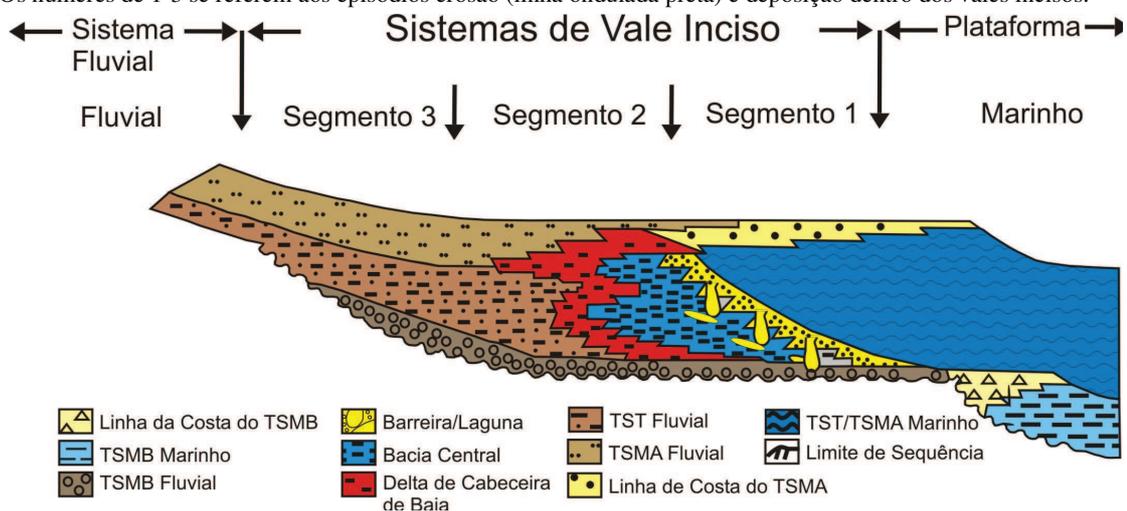


Figura 11: Seção longitudinal idealizada para o sistema de vale inciso simples mostrando a distribuição dos ambientes deposicionais, subdividida em três segmentos: segmento 1 - sucessão transgressiva de fácies fluviais e estuarinas sobrepostas por sedimentos marinhos; segmento 2 - estuário afogado; segmento 3 - mudança no estilo deposicional do rio em resposta às oscilações do nível relativo do mar (modificado de Zaitlin *et al.*, 1994).

3.4 SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

As seqüências, superfícies estratigráficas e tratos de sistemas de vales incisos, são definidos com relação às variações do nível relativo do mar e a ciclos transgressivos-regressivos (Figuras 10 e 11). Sendo assim, as superfícies estratigráficas são definidas e delineadas com base nas mudanças das tendências deposicionais. Para análise de vales incisos, com base nos conceitos da estratigrafia de seqüências, é fundamental o reconhecimento das superfícies estratigráficas (Figura 12), o que possibilita a identificar a arquitetura estratigráfica e compreender a evolução do preenchimento do vale.

Abaixo serão comentadas as principais superfícies chaves utilizadas neste trabalho:

- **Superfície Erosiva**, ou limite de seqüência, que corresponde às paredes e base do vale escavado (Van Wagoner *et al.*, 1990, Posamentier e Allen, 1999). Catuneanu *et al.* (2009) definiram, de maneira mais ampla, como Inconformidade subaérea ou de não deposição criada durante o estágio de queda do nível de base a partir de processos como erosão fluvial, eólica, *bypass* de sedimentos ou processos pedológicos.
- **Superfície Transgressiva** marca o topo do trato de mar baixo, possivelmente por uma superfície de ravinamento. Acima desta é depositado o trato de sistema transgressivo (Zaitlin, 1994, Miall, 1997), que é limitado em seu topo por uma superfície de inundação máxima. Segundo Dalrymple *et al.* (1994) os vales incisos são totalmente preenchidos somente durante o trato de mar alto. Helland-Hansen e Martinsen (1996, *in* Catuneanu *et al.* (2009)) definiram esta como *Superfície Regressiva Máxima*, sendo uma superfície que marca uma mudança na trajetória da costa regressão normal do *lowstand* para transgressão. Esta superfície se forma durante a subida do nível-base, quando a mudança de tendências deposicionais de progradação costeiras para retrogradação. Ao longo de cada linha de mergulho deposicional, esta superfície corresponde ao final do evento de regressão. Ao longo da linha *Strike*, a superfície regressiva máxima pode ser altamente diácrona, dependendo da variação de aporte sedimentar e a taxa de subsidência.
- **Superfície de Inundação Máxima** é o registro da máxima extensão marinha em sentido ao continente, transgressão. Esta é associada com a transição do trato de sistema transgressivo para o trato de sistema de mar alto (Miall, 1997). Catuneanu *et al.* (2009) coloca que a superfície de inundação máxima é formada com a elevação do

nível de base, com mudança no *trends* deposicionais de costa regressiva para progradante.

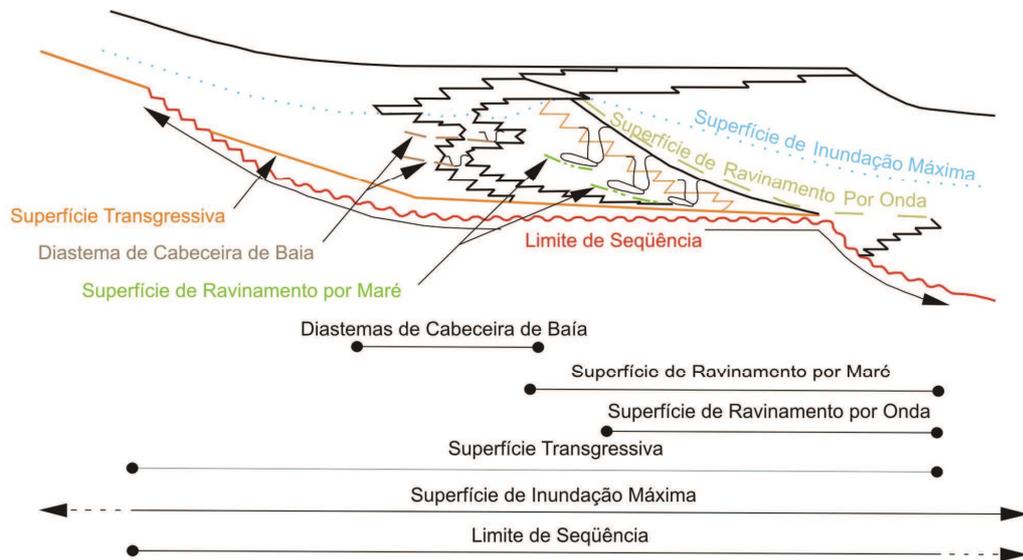


Figura 12: Seção longitudinal idealizada para o sistema de vale inciso simples mostrando a distribuição das superfícies estratigráficas chave, Zaitlin *et al.* (1994).

3.5 SISTEMAS DE VALES INCISOS QUATERNÁRIOS

Os sistemas de vales incisos quaternários têm sido estudados por diversos autores em muitos locais do mundo. Estudos desta natureza podem ser exemplificados por trabalhos como os de Thomas e Anderson (1994) e Rodriguez *et al.* (2004) no Texas – EUA, Li *et al.* (2000 e 2002) Hori *et al.* (2002) e Wellner e Bartke (2003) na China, Lessa *et al.* (1998) Estuário de Paranaguá no Paraná - Brasil, Nichol *et al.* (1994) Louisiana - EUA, Allen e Posamentier (1994) vale inciso do rio Gironde – França, Kindinger *et al.* (1994) no Alabama – EUA, Crumeyrolle *et al.* (2003) Delta do Mahakam – Indonésia, Mattheus *et al.* (2007) margem norte do Golfo do México, Blum e Aslan (2006) na costa do Golfo de Texas – EUA e Lang e Oyédé no Golfo de Guiné – Benin (1995). Na sua maioria, os sistemas de vales incisos estudados por estes autores tiveram o início de sua formação durante o período do último máximo glacial, quando o nível do mar sofreu uma queda de até -130 m abaixo do nível atual (Corrêa, 1996), expondo com isso quase que completamente a plataforma, embora alguns autores coloquem que o rebaixamento não tenha ultrapassado a profundidade de -120 metros abaixo do nível atual (Mattheus *et al.*, 2007). Alguns desses trabalhos exemplificando

vales incisos, com dimensões ou evolução semelhantes ao apresentado nesta dissertação, são descritos na literatura internacional e resumidamente apresentados a seguir.

Allen e Posamentier (1994) realizaram estudos nos depósitos holocênicos do vale inciso do estuário de Gironde - França. As acumulações ocorreram em um contexto transgressivo com um regime misto de ondas e maré. Em decorrência disto, os depósitos sedimentares foram divididos em três ambientes: 1) estuário dominado por maré, 2) desembocadura do estuário dominado por onda e maré e 3) *shoreface* dominado por onda e migrando para o continente. Cada ambiente deposicional foi depositado com uma assembléia de fácies específicas e em três fases distintas: *Fase 1*: mudança de ambiental de fluvial para estuário, decorrente da inundação marinha. *Fase 2*: ocorre quando os canais de maré cortam a desembocadura do estuário, migrando sobre as areias e lamas do estuário. Isto é o resultado das correntes de maré que escavam profundamente os sedimentos estuarinos da *Fase 1*, subjacentes, gerando uma superfície de ravinamento por maré e depositando areia na desembocadura do estuário. Na *Fase 3* ocorre a migração da linha de costa em sentido ao continente, desta forma ocorre a geração de uma superfície de ravinamento por ação das ondas, com deposição de lamas marinhas (Figura 13).

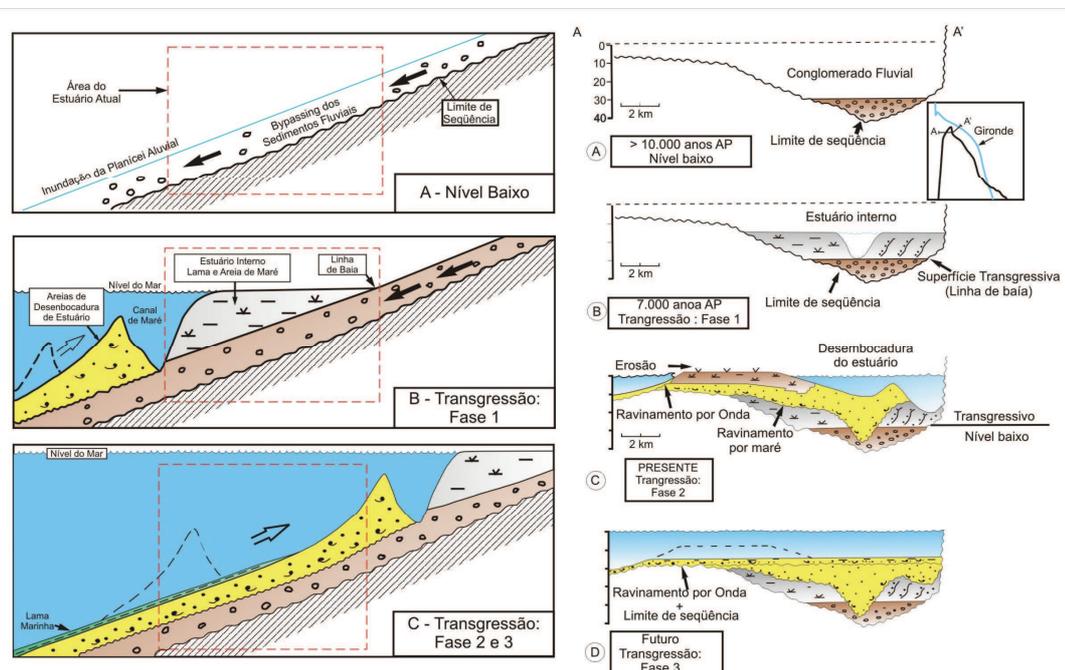


Figura 13: Modelo evolutivo do Vale Gironde, França (Allen & Posamentier, 1994).

Os trabalhos de Lang & Oyédé (1995), Wellner & Bartke (2003) e Crumeyrolle *et al.* (2003) mostraram que não somente a variação do nível do mar, mas também as variações

climáticas de alta frequência e a morfologia da plataforma, se mostram extremamente importantes no desenvolvimento da arquitetura estratigráfica do vale inciso do rio Yangtze (China), influenciando principalmente na morfologia do vale e na distribuição das fácies. Baseado em dados sísmicos e de geocronologia, Hori *et al.* (2002) colocam que a formação do vale inciso do rio Yangtze tenha ocorrido à cerca de 18.500 AP, com o início de seu preenchimento antes de 11.000 AP.

Mattheus *et al.* (2007) observaram, ao longo da evolução do vale inciso na margem norte do golfo do México, outros fatores condicionantes da incisão e preenchimento do vale. De acordo com os autores, a área da bacia de drenagem e/ou as variações do clima tiveram relação direta com as dimensões do vale inciso. Embora a queda do nível de base promovesse a incisão fluvial, a dimensão da incisão fluvial é também controlada por variações de descarga, rio acima.

Garrison e McCoy (2007) realizaram uma interpretação de dados sísmicos e sedimentológicos do preenchimento pleistocênico e holocênico do vale inciso de Nueces, Texas – EUA (Figura 14). Segundo estes autores, o preenchimento iniciou-se a cerca de 25.000 anos A.P., até os dias atuais. A sondagem (Figura 15) e as seções sísmicas (Figura 16) utilizadas por Garrison e McCoy (2007) não atingiram a base da sedimentação pleistocênica, mas é possível constatar que a base da sedimentação ultrapassa os 55m, visto que esta é a profundidade máxima atingida pela seção sísmica. Os depósitos holocênicos apresentam, tanto nas sondagens como na sísmica, um registro completo do preenchimento do vale escavado nos depósitos pleistocênicos, apresentando uma espessura máxima nas sondagens de 47m e nas seções sísmicas de 55m, aproximadamente. Esta diferença de espessuras ocorre por que as sondagens estão localizadas mais na borda do vale, enquanto as seções sísmicas atingiram a parte mais profunda do vale escavado.

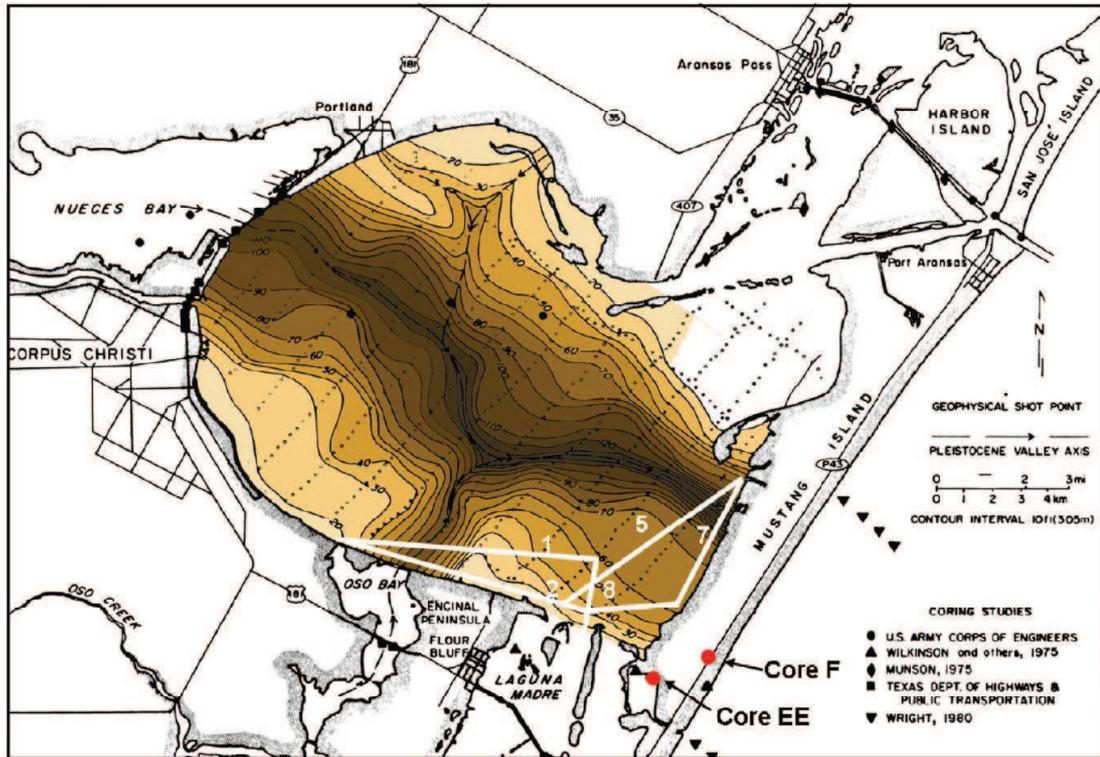


Figura 14; Mapa mostrando a configuração do vale inciso de Nueces, Texas - EUA (Garrison e McCoy, 2007 modificado de Morton e Paine, 1984) e a localização das seções sísmicas e as sondagens.

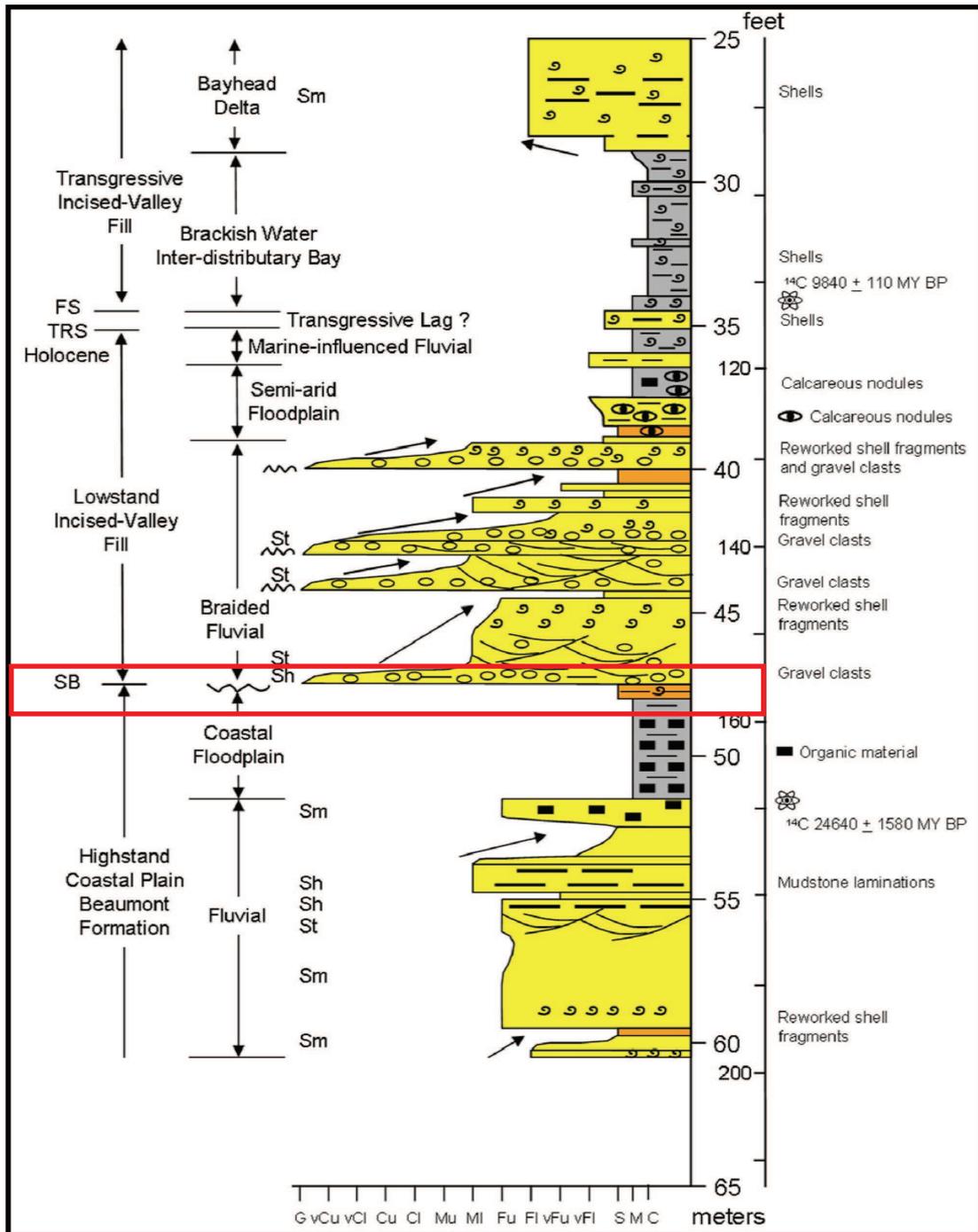


Figura 15: Perfil descritivo ilustrando a profundidade do vale inciso de Nueces, segundo Garrison e McCoy (2007). Ver Fig. 13 para localização (sondagem Core F).

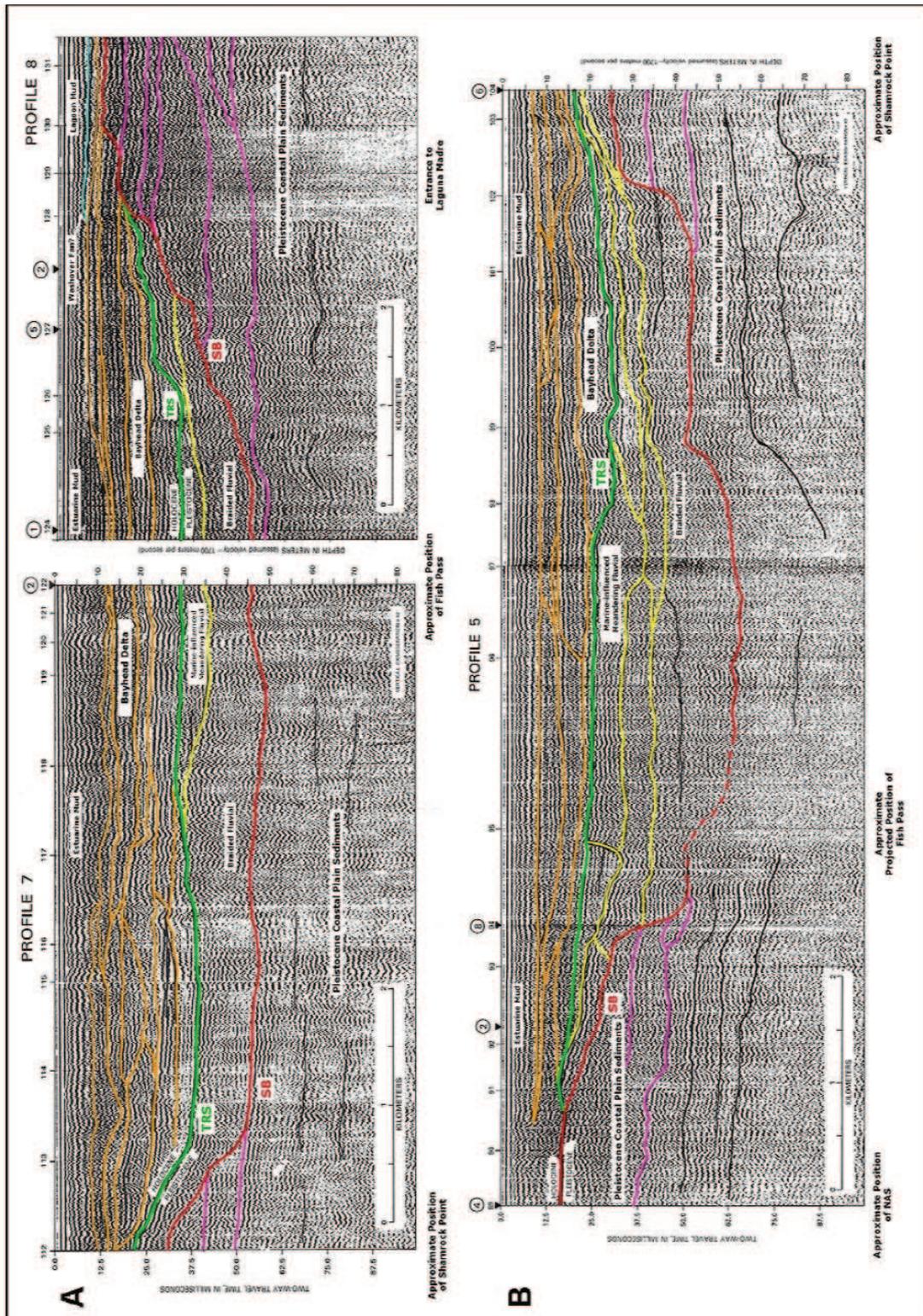


Figura 16: Seção sísmica 5, com orientação N-S, interpretada por Garrison e McCoy (2007). Notar a profundidade do vale e o limite Pleistoceno-Holoceno, em vermelho, a aproximadamente 55m de profundidade.

Li *et al.* (2002) estudaram o preenchimento do vale inciso do delta do rio Yangtze (China), com origem em Qinhai – Placa do Tibet – e deságua no mar a leste da China (Figura 17), em um cinturão subsidido tectonicamente. As porções mais elevadas da bacia de drenagem deste rio excedem os 4000 metros de altitude, apresenta forte influência na monções. Esta grande elevação e a abundante precipitação resultam em um grande aporte de água e sedimentos, que resulta em um rápido preenchimento do vale inciso. A origem do vale, segundo os autores, esta ligada tanto ao controle tectônico como à rápida queda do nível do mar que, durante o último máximo glacial, atingiu 130m abaixo do nível atual. Segundo Li *et al.* (2002), o preenchimento holocênico teve início após o ultimo máximo glacial, sendo o limite de seqüência basal marcado pela presença de paleossolos. Os depósitos sedimentares holocênicos chegam a atingir uma espessura máxima de 60m, como observado em sondagens realizadas (Figura 17 e 18).

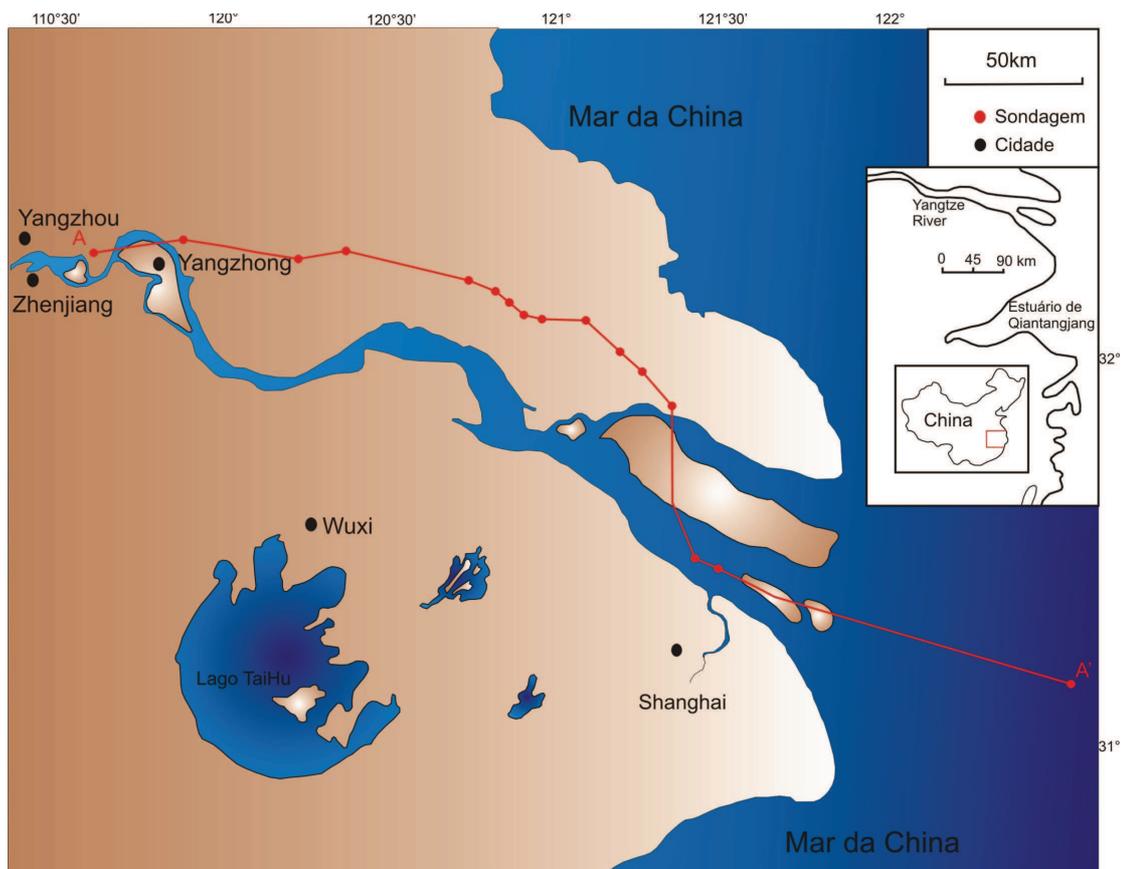


Figura 17: Vale inciso do delta do rio Yangtze (China). Localização das sondagens utilizadas para a construção da seção *Dip A-A'* (Li *et al.*, 2002).

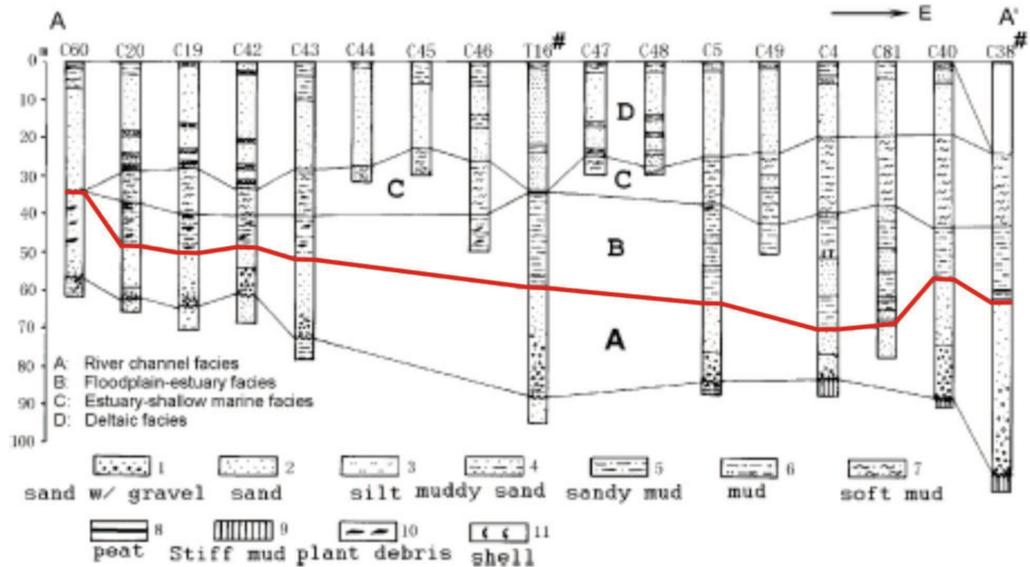


Figura 18: Seção *Dip A-A'* (NW - SW) mostrando a maior espessura de preenchimento holocênico do vale inciso do delta do rio Yangtze (Li *et al.*, 2002), a linha vermelha separa os depósitos pleistocênicos dos holocênicos .

3.6 VALES INCISOS NO BRASIL

Os trabalhos sobre vales incisos no Brasil são relativamente raros, mas alguns autores como Bandeira *et al.* (1975), Dominguez (1993, 1996), Rossetti (1998), Lessa *et al.* (1998) e Almeida (2006) realizaram estudos sobre este tema.

Bandeira *et al.* (1975) estudou o vale inciso do rio Doce, no Espírito Santo. A incisão do vale ocorreu durante a última glaciação, quando o nível do mar se encontrava a cerca de 130m abaixo do nível atual. Com o advento da Última Transgressão, os vales escavados na superfície terciária foram preenchidos com sedimentos fluviais e posteriormente recobertos por depósitos marinhos transgressivos. A formação do delta atual resultou no predomínio do aporte sedimentar fluvial sobre os processos marinhos, sendo classificado como altamente destrutivo e dominado pela ação das ondas. Os extensos cordões litorâneos formados na frente deltáica, indicativos da intensa ação de ondas, representam a principal característica do delta.

Dominguez (1993, 1996, *in* Almeida, 2006) estudou os sistemas de vales incisos na chapada Diamantina (Bahia), na Formação Morro do Chapéu, de idade Mesoproterozóica, interpretando-os como um vale escavado durante um rebaixamento do nível do mar e preenchido por conglomerados e arenitos conglomeráticos fluviais, na base, que passam para arenitos bem selecionados e lamitos estuarinos no topo.

Rossetti (1998; 2000) estudou os sedimentos de preenchimento estuarino do paleovale inciso da Formação Cujupe da Bacia de São Francisco. Com base em dados de afloramentos e de subsuperfície descreveu: 1) fácies influenciada por maré, com rápidas mudanças em curtas distâncias; 2) depósitos dominados por maré e, 3) assembléia icnológica sugerindo ambiente estressante. Segundo Rossetti (1998) estas fácies correspondem à depósitos estuarinos desenvolvidos dentro do vale inciso, registrando a variação de alta frequência no nível do mar. Estas fácies foram depositadas, primeiramente, durante o trato de sistema transgressivo em um ambiente dominado por ondas, passando para o trato de sistema de mar alto em um ambiente com domínio de maré durante o trato de sistema de mar baixo.

Os depósitos de preenchimento do vale inciso pré-holocénico do Estuário de Paranaguá, estudado por Lessa *et al.* (1998), correspondem a sedimentação fluvial e continental. A fácies de lamas transgressivas, sobreposta às fácies fluviais e continentais, marca o início da fase de inundação do estuário. Esta fácies de lamas se apresenta como um falso limite entre o trato de sistema transgressivo e o trato de mar alto. Isto se deve que durante a transgressão marinha, a ação das marés produziu uma superfície de ravinamento, desconectando os dois tratos e depositando entre estes uma fácies de areias marinhas, seguida por uma nova seqüência regressiva (Lessa *et al.*,1998). O autor fez ainda uma comparação com os estuários de Gironde e do rio James e ressaltou que se assemelham em dimensões (Figura 19).

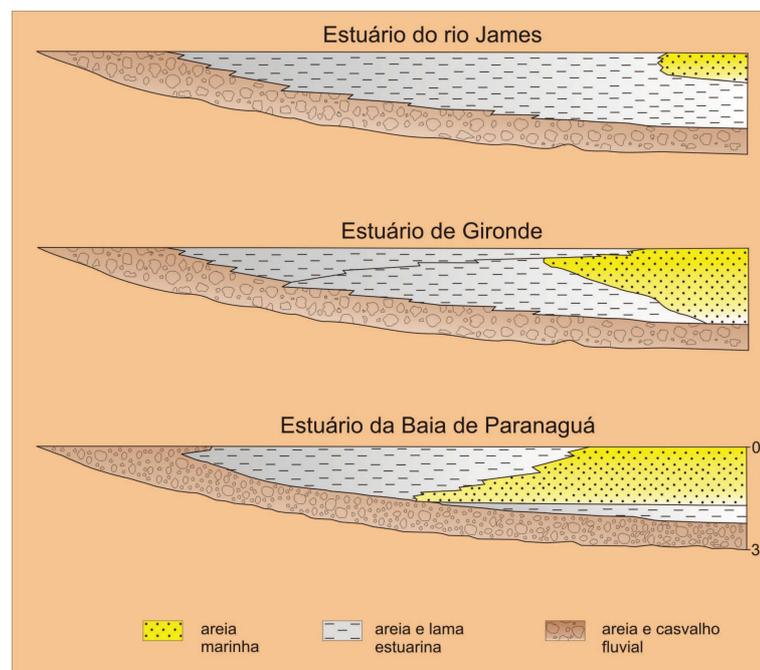


Figura 19: Arquitetura deposicional do estuário de Paranaguá em comparação com os estuários do rio James e o estuário de Gironde (Lessa *et al.*,1998).

Almeida (2006) realizou a reconstrução do preenchimento do vale inciso da Lagoa de Encantada, Ilhéus - Bahia. Foram realizadas 10 sondagens com profundidade variando de 9 a 34,98m. Destas sondagens apenas duas atingiram os depósitos pleistocênicos, nas profundidades de 24,5 e 20 metros, com idades, respectivamente, de 43.530 e 45.330 anos A.P.. Em seu trabalho, o autor reconheceu uma fácies de idade pleistocênica, relacionada ao início da incisão durante o trato de sistema de mar baixo. Segundo as datações, o preenchimento do vale se deu após 7.000 anos A.P., quando a taxa de elevação do nível do mar sofreu uma desaceleração. Conforme o mesmo autor, o preenchimento está dividido em dois estágios: o primeiro estágio, de baía, foi completamente assoreado no trato de sistema transgressivo. O segundo estágio, de estuário dominado por ondas, se desenvolveu depois do aparecimento de uma barreira que bloqueava a entrada da baía (Trato de Sistema de Mar Alto). A sedimentação do vale é composta quase que totalmente por sedimentos marinhos, evidenciando que o rio Almada teria sido importante durante a escavação do vale da lagoa Encantada, mas contribuindo irrisoriamente para o preenchimento deste.

4 VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NO QUATERNÁRIO

As variações do nível relativo do mar influenciam fortemente o sistema deposicional de plataformas, alterando o perfil de equilíbrio e causando mudanças na posição da linha de costa. As variações climáticas, relacionadas a períodos glaciais e interglaciais, têm reflexo marcante não apenas no volume de água armazenada nas bacias oceânicas (Swift e Thorne, 1991).

O último evento glacial de alcance global teve seu máximo a cerca de 18.000 anos A. P. e o aprisionamento de água nas calotas de gelo ocasionou um rebaixamento do nível relativo do mar de até 120 metros (Wright, 1995).

Shackleton (1987) realizou uma comparação entre os registros detalhados do nível do mar sobre o último ciclo glacial. Para isto, utilizou dois registros de alta qualidade de isótopos de oxigênio. Um é o registro foraminíferos bentônico de alta resolução, que contém um excelente detalhe, o outro é um registro de foraminíferos planctônico do Pacífico equatorial ocidental, onde o efeito da temperatura pode ser considerado mínimo. Foram gerados dados que se aproximam melhor do volume de água do mar congelada, do que os previamente disponíveis. Segundo o autor esta aproximação não pôde ainda ser aplicada ao Pleistoceno Inferior. Entretanto, a comparação de extremos glaciais sugere que estes excederam significativamente o último máximo glacial, considerando o volume de gelo e o nível mais baixo do mar. Os estágios interglaciais não alcançaram os valores Holocênicos dos isótopos de oxigênio. Isto, possivelmente, se deve ao fato do mar não ter alcançado seu nível atual.

Em 1996, Chappell *et al.* publicaram um artigo com novos resultados dos recifes da península de Huon (Papua – Nova Guiné). Eles apresentaram dezessete idades novas de $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, com uma precisão melhor do que os resultados precedentes, e correlacionaram com os dados de isótopos de oxigênio derivados do nível marinho em testemunhos feitos por Shackleton (1987). A partir destas informações foi possível reconstruir a curva de variação do nível relativo do mar com maior precisão (Figura 20). Outros autores já haviam trabalhado com a curva de variação do nível relativo do mar utilizando isótopos de oxigênio para evidenciá-la (Bloom and Yonekura (1985, 1990), Chappell e Shackleton (1986), Ludwig *et al.* (1996), Shackleton (1987) e Labeyrie *et al.* (1987), *in* Mallinson 1997) (Figura 21). Mais recentemente, Hanebuth *et al.* (2003) utilizou a curva de variação do nível do mar em estudo na Plataforma de Sunda, sudeste da Ásia.

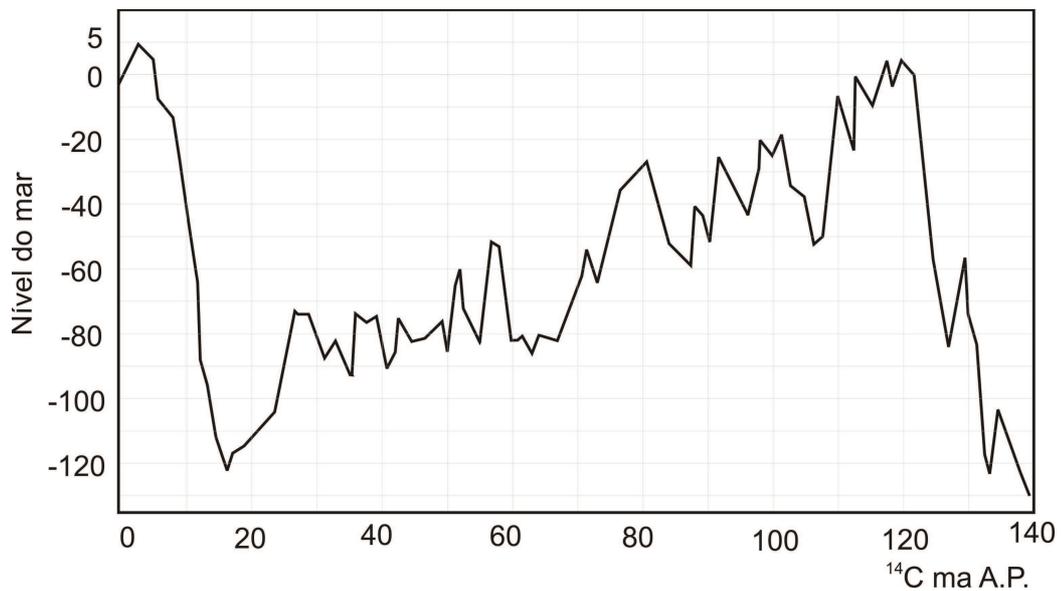


Figura 20: Curva de variação do nível relativo do mar produzido por Chappell *et al.* (1996).

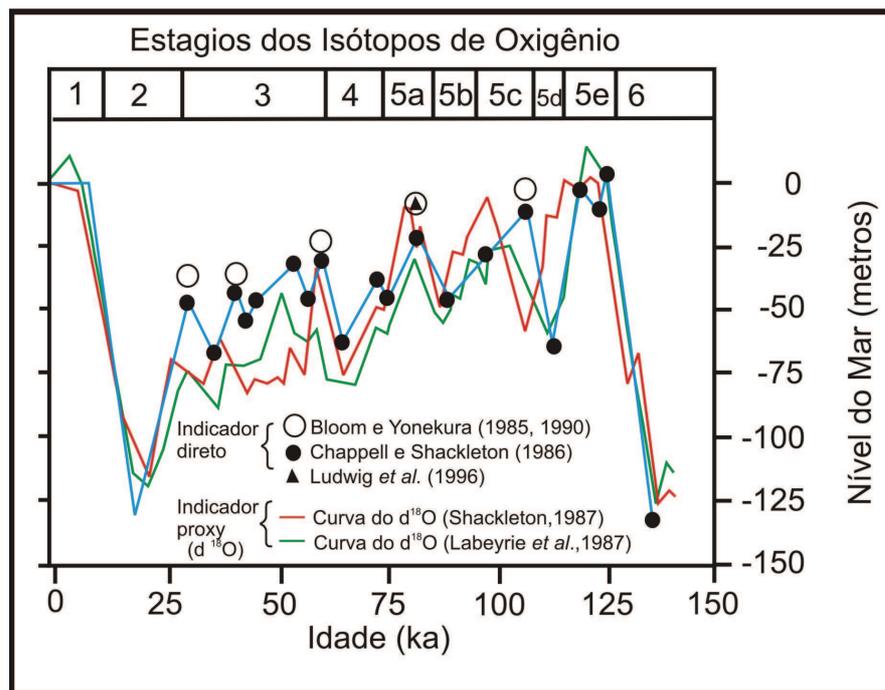


Figura 21: Curva de variação do nível do mar baseada nas posições determinadas por Bloom e Yonekura (1985, 1990); Chappell e Shackleton (1986); e Ludwig e *et al.* (1996). As posições são traçadas com base nos dados de isótopos de oxigênio de foraminíferos de mar profundo de Shackleton (1987) e de Labeyrie *et al.* (1987), Mallinson 1997.

Segundo a curva produzida por Chappell *et al.* (1996), por volta de 120.000 anos A.P. o nível do mar atingiu um máximo positivo, em torno de 3 metros acima do nível atual, no Brasil reconhecido como o Máximo da Penúltima Transgressão. Para Suguio *et al.* (2005) o

paleonível relativo do mar situava-se 8 ± 2 m acima do atual, sendo evidenciado em muitas regiões da costa brasileira por terraços marinhos (Martin *et al.*, 1986 e 2003). A partir de 120.000 anos A.P. o nível do mar começa a rebaixar a até atingir aproximadamente -120m, em 18.000 anos A.P., passando por oscilações de menor amplitude, ficando registrado o nível de máxima regressão (Corrêa, 1996). Esta regressão marinha está relacionada com a última glaciação. Após este máximo glacial ocorre a deglaciação, com a subsequente elevação do nível do mar. Em torno de 7.650 anos A.P. o nível do mar atual é atingido, mas continua com elevação, porém mais lenta, até 5.600 anos A.P., quando atinge 5m acima do nível atual (Martin, 2003). Após este período o nível do mar experimentou dois rebaixamentos abaixo do nível atual, 4.200 e 2.600 anos A.P., quando a linha de costa chegou a -10 m da posição atual (Corrêa, 1996). Em seqüência a estes eventos ocorreram duas transgressões, em 3.700 e 2.200 anos A.P., atingindo o máximo de aproximadamente 5m e 3m acima do nível atual do mar, a partir daí o nível do mar começa a descer até atingir o nível atual (Figura 22).

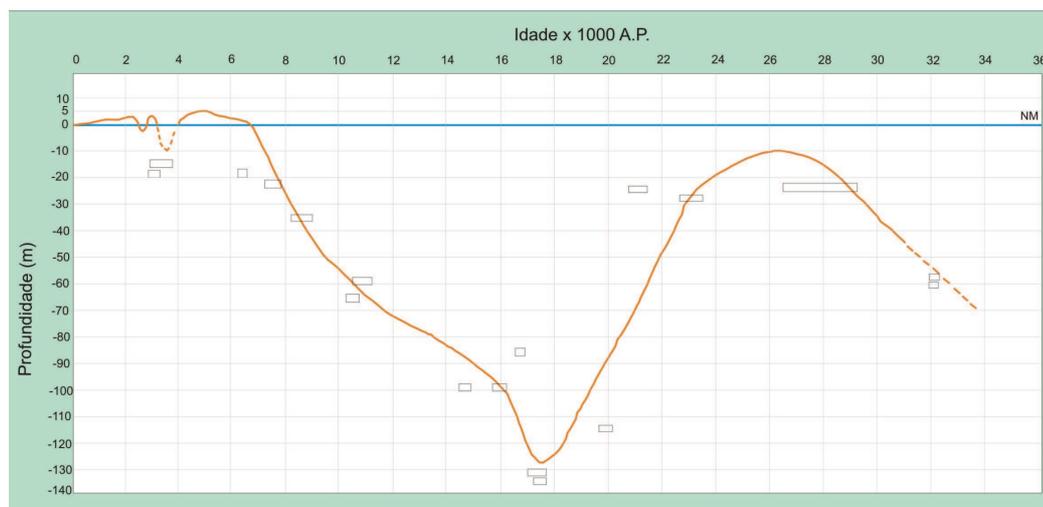


Figura 22: Curva de variação do nível relativo do mar, segundo Corrêa (1996).

Alguns autores, como Aguirre e Whatley (1995) trabalhando a nordeste de Buenos Aires, Schellmann e Radtke (1996) no Chile e Argentina, Linsley (1996) no mar de Sulu (oeste do Oceano Pacífico) e Lucchi *et al.* (2004) na Ilha de Lipari – Itália, apresentam um nível de mar alto ao final do Pleistoceno.

Aguirre e Whatley (1995) interpretaram como um período “interglacial”, assim definido por eles, que estaria evidenciado por uma elevação do nível do mar com cerca de 3-6m acima do atual. Estes autores, contudo, salientam que os estudos da área são ainda muito

pobres, e provavelmente estejam evidenciando um soerguimento neotectônico dos depósitos. Já Schellman e Radtke (1996), realizaram datações por ressonância do spin eletrônico em conchas de moluscos, evidenciaram claramente que o nível relativo do mar a cerca de 30.000-40.000 anos A.P. estaria entre 40-50 metros abaixo do atual (Figura 23).

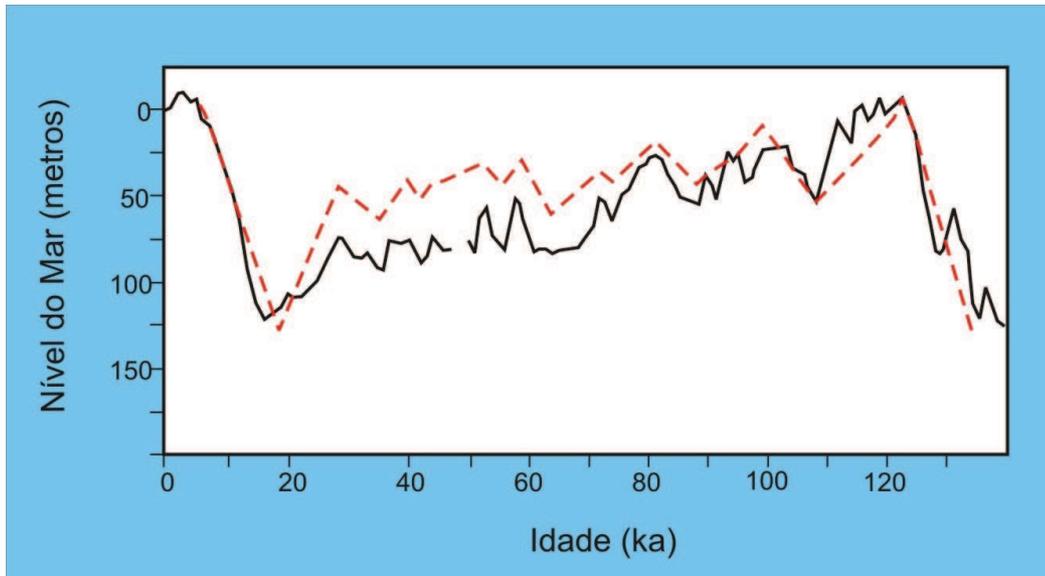


Figura 23: A curva do nível do mar para os últimos 140.000 anos A.P. (em vermelho), baseados na construção dos recifes de corais da península de Huon e nos valores de isótopos de oxigênio de foraminíferos de mar profundo. (Schellman e Radtke, 1996).

Linsley (1996), estudando os isótopos de oxigênio dos registros do nível do mar e das variações climáticas do mar de Sulu para os últimos 150.000 anos A.P., mostra que, entre 60.000 a 30.000 anos A.P., o nível do mar se encontrava acima do estimado pelas curvas globais, podendo ter atingido até cerca de apenas 20m abaixo do nível atual (Figura 24).

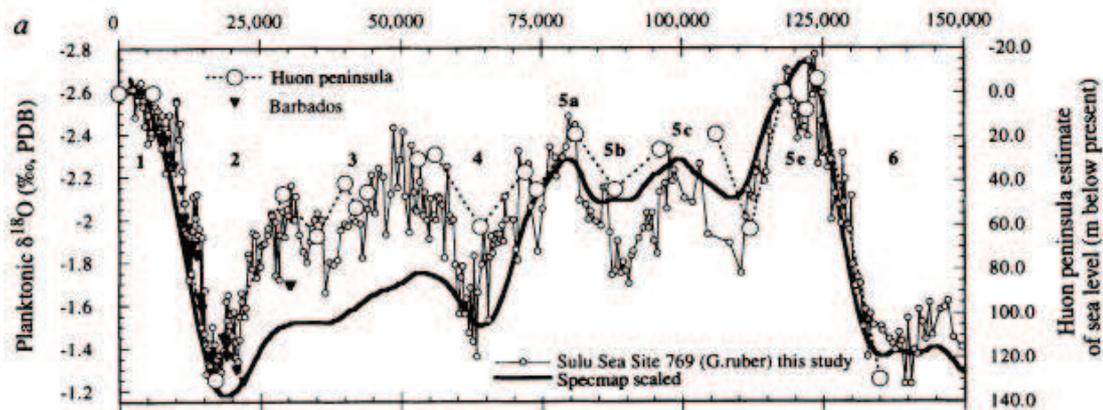


Figura 24: Resultados dos isótopos de oxigênio de foraminíferos plantônicos do mar Sulu em comparação com a versão dos isótopos de oxigênio foraminíferos bêntonicos de mar profundo do SPECMAP e a estimativa do nível do mar para a península de Huon e Barbados. Notar a correspondência entre os registros do nível do mar para a península de Huon e o mar Sulu (Linsley, 1996).

Martin *et al.* (1997) apresentaram as curvas de variação do nível relativo do mar para os últimos 7.000 anos A.P. para algumas regiões da costa leste brasileira (Figura 24). Martin *et al.* (2003) apresentam uma nova versão para a curva da região de Salvador, mais completa, pois apresenta mais dados para a sua construção (Figura 26).

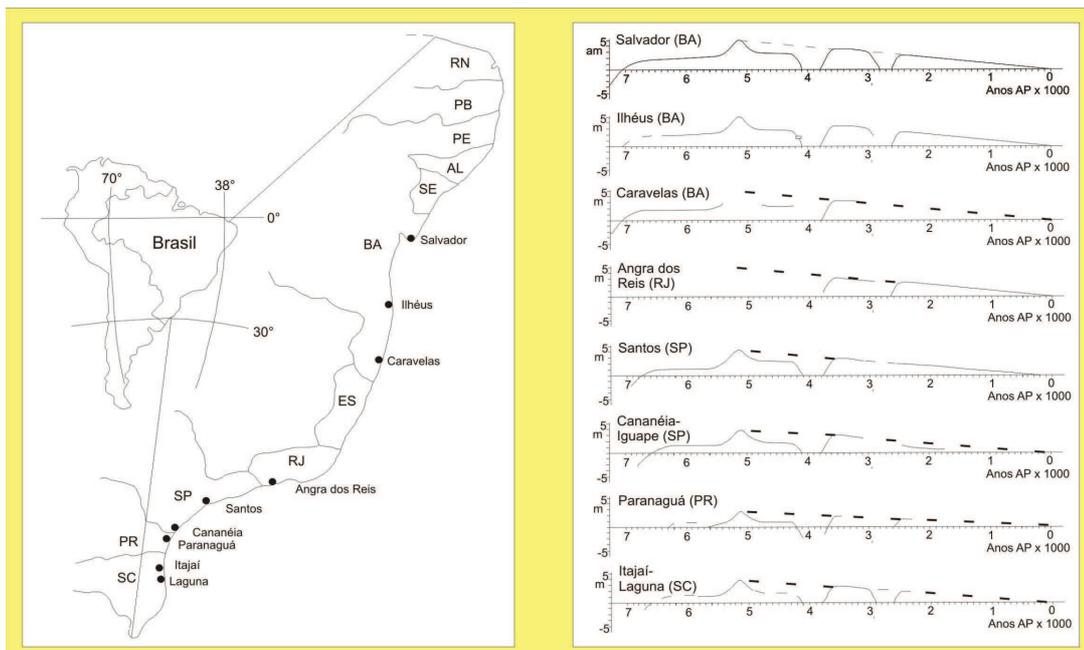


Figura 25: Curvas de variação do nível relativo do mar para a costa leste brasileira, Martin (1997).

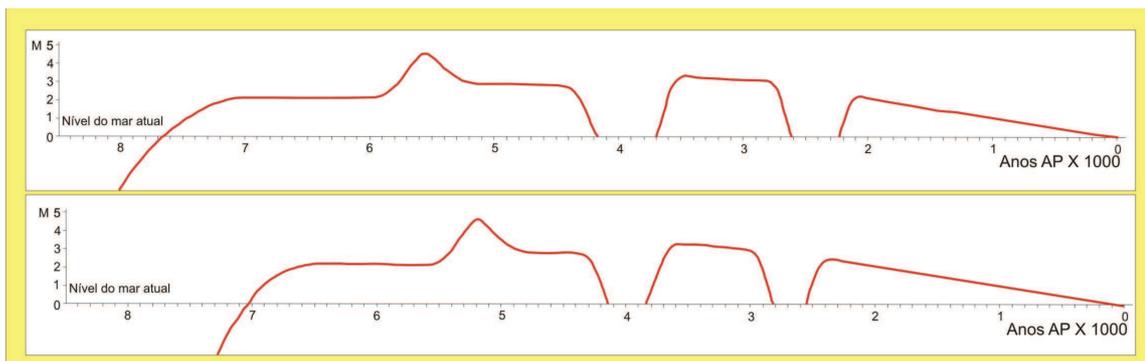


Figura 26: Curva de variação do nível relativo do mar reconstruída para a região de Salvador, Martin (2003).

Angulo e Lessa (1997) realizaram um estudo objetivando revisar os dados utilizados para a construção da curva de variação do nível relativo do mar, para os setores de Paranaguá e Cananéia (sudeste do Brasil), analisando os paleo-indicadores (tubos de vermetídeos, conchas, madeiras e fragmento de conchas) para os intervalos holocênicos de 4.100-3.800 e

3.000-2.700 anos A.P.. Conforme os autores, os depósitos de planície costeira e as datações de vermetídeos indicaram que o nível máximo do mar estaria entre 3,5 a 4m acima do atual, como também que a curva apresenta uma queda mais suave do nível relativo do mar a partir de 5.110 anos A.P. (Figura 27). Angulo e Lessa (1997) argumentaram que nos trabalhos anteriores, que utilizaram conchas de moluscos, se mostraram pouco confiáveis como paleo-indicadores visto que estes podem estar retrabalhados pelo mar.

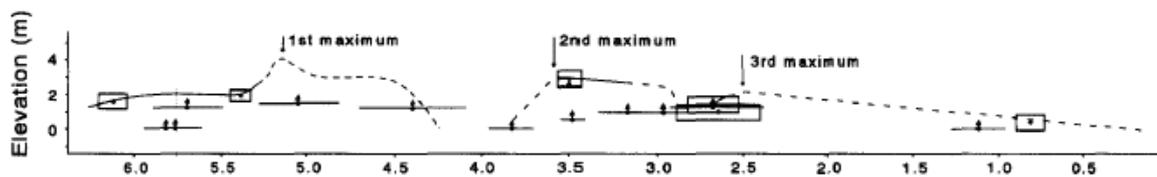


Figura 27: Curva de variação do nível do mar da planície costeira de Paranaguá (Ângulo e Suguio, 1995 in Angulo e Lessa, 1997), reavalia as condições do mar de nível máximo após a transgressão marinha após a última glaciação (Ângulo e Lessa, 1997).

Angulo e colaboradores (2006) realizaram uma revisão sobre os paleo-indicadores do nível relativo do mar e das curvas construídas para os diversos setores da costa leste do Brasil. Segundo estes autores a grande maioria dos dados analisados não são conclusivos ou foram mal interpretados. Angulo *et al.* (2006) são da opinião que uma melhor aproximação da história geral do nível do mar pode ser alcançada com a utilização de vermetídeos, pois estes fornecem a mais confiável estimativa de idade e elevação do nível do mar. Conforme estes autores, os recifes de vermetídeos apresentam uma precisão de $\pm 0,1$ a $\pm 1,0$ m no nível relativo do mar ao longo da costa brasileira (Labore, 1979 in Angulo *et al.*, 2006). A partir dos dados obtidos com os vermetídeos, Angulo *et al.* (2006) estimaram que o nível do mar tenha atingido o nível atual em 6.500 anos A.P. e que o nível máximo tenha sido de 4m acima do atual.

5 GEOLOGIA DA REGIÃO DO BAIXO VALE DO RIO DOCE

A bacia sedimentar do Baixo Rio Doce é limitada a leste e a sul pelo oceano Atlântico e a oeste e norte pelas antigas falésias esculpidas nos sedimentos da Formação Barreiras (Figura 28). Esta planície costeira tem sua origem nas flutuações do nível do mar no Quaternário, quando, neste período de cerca de 150.000 anos A.P. até os dias atuais, a região passou por dois grandes eventos de rebaixamento do nível relativo do mar, de cerca de 120 metros abaixo do atual. O contato inferior, da sedimentação que preenche o vale, com a Formação Barreiras se apresenta discordante (Piazza & Araújo, 1972), Figura 29.

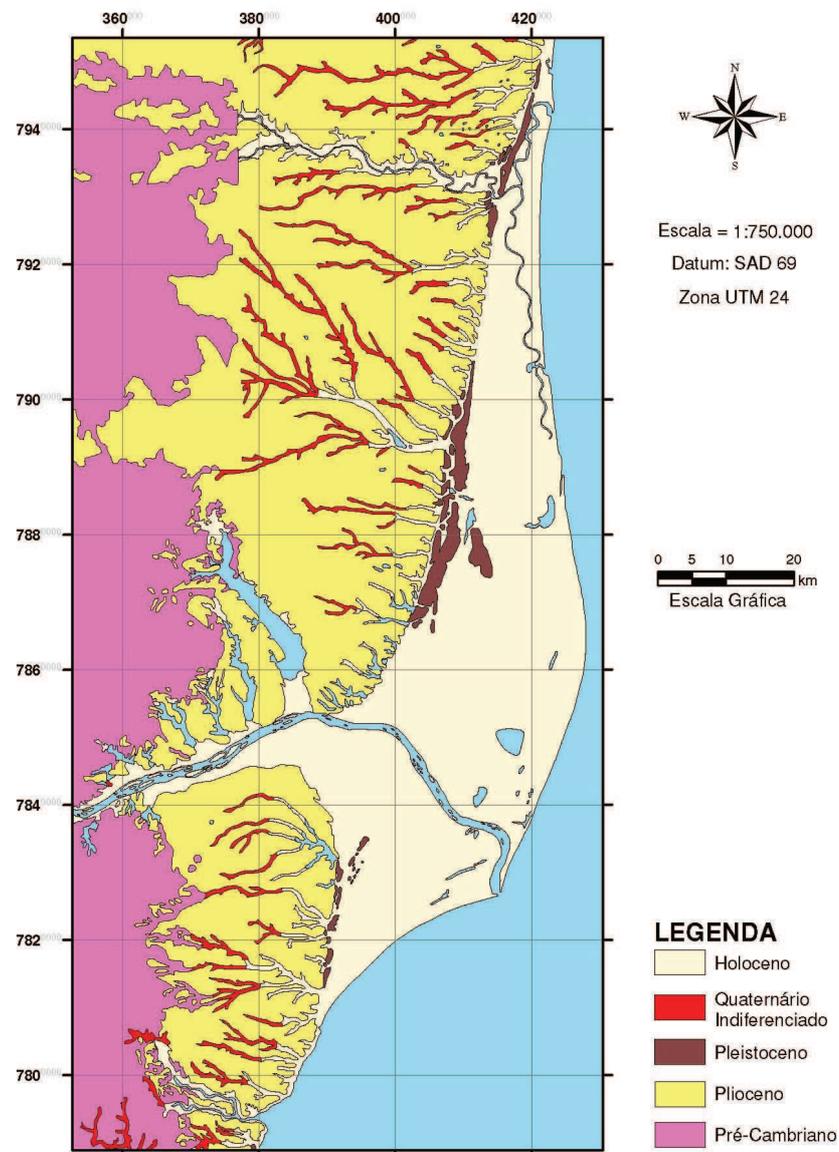


Figura 28: Mapa geológico da planície costeira do rio Doce (Martin *et al.*, 1997).

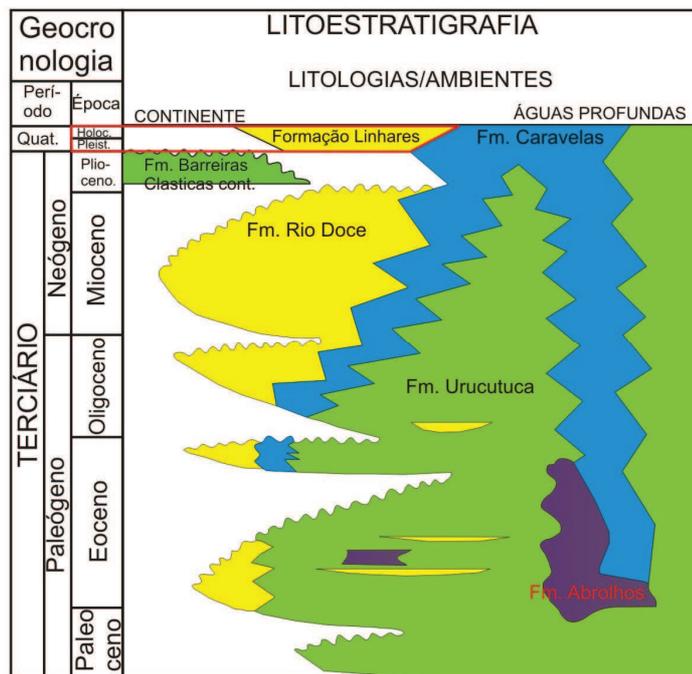


Figura 29: Carta Estratigráfica da Bacia do Espírito Santo (adaptada de Bizzi *et. al.*, 2003). Em destaque, com quadrado vermelho, o intervalo estudado, onde os Depósitos Costeiros correspondem a Formação Linhares.

5.1 UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

5.1.1 - Formação Barreiras

Distribui-se, em superfície, segundo uma faixa alongada no sentido norte-sul entre o embasamento cristalino e os depósitos quaternários da baixada costeira. Esta formação corresponde aos arenitos argilosos, esbranquiçados, amarelados e avermelhados, finos a grossos, por vezes conglomerático, com idade estimada em fósseis do Paleoceno-Plioceno (Piazza & Araújo, 1972).

5.1.2 - Formação Monsarás

Corresponde a sedimentos fluviais e marinhos que constituem, respectivamente, base e topo da Formação Monsarás, contidos na seqüência sedimentar quaternária da Bacia do Baixo Rio Doce. Litologicamente, a sedimentação fluvial apresenta uma granulométrica variando de areias finas a grânulos de coloração cinza, com um percentual de no máximo 2% de pelitos. Por sua vez, a sedimentação marinha corresponde às argilas plásticas de coloração cinza oliva,

com intercalações de argilas e areias finas de coloração castanho a castanho clara, apresentando ampla distribuição. Seu contato inferior, com a Formação Barreiras, se apresenta erosional. Seu contato superior com a Formação Linhares é concordante, ora abrupto, representado por uma quebra litológica com as areias grossas do Membro Povoação, ora menos nítido com os sedimentos silticos-argilosos do Membro Barro Novo. Nas porções fluviais do Membro Barro Novo, assume caráter erosivo.

No sentido do continente, estas argilas podem estar interdigitadas com as areias grossas dos cordões litorâneos que compõem o Membro Povoação da base da Formação Linhares.

A Formação Monsarás apresenta idade quaternária, com deposição atribuída à última Transgressão, do fim do Pleistoceno ao Holoceno (Bandeira Jr. *et al.* 1975).

5.1.3 Formação Linhares

Esta unidade foi definida por Piazza e Araújo (1972) como sendo constituída por areias médias a grossas de planície e frente deltaica e sedimentos areno-siltico-argilosos de origem flúvio-deltaica, relacionada à sedimentação quaternária da Bacia do Espírito Santo.

Litologicamente a Formação Linhares é composta por areias grossas conglomeráticas, micáceas, com abundantes minerais pesados, e areias siltico-argilosas, muito micáceas.

O topo da formação corresponde à atual superfície da planície aluvial do rio Doce. Lateralmente se apresenta discordante, quando em contato com a Formação Barreiras, e interdigita-se, no sentido do mar, com as argilas marinhas da formação Monsarás. Em função de suas variações granulométricas e de ambientes deposicionais, a Formação Linhares foi dividida em dois membros: Membro Povoação e Membro Barro Novo.

5.1.3.1 Membro Povoação e Membro Barro Novo

O **Membro Povoação** é representado pelas areias clásticas grossas de frente deltaica, unidade basal da formação. Litologicamente se apresenta relativamente uniforme, sendo composta de areias quartzosas grossas, mal selecionadas, conglomeráticas, com freqüentes seixos e abundantes minerais escuros, principalmente horblenda, turmalina, ilmenita e hematita. Estes depósitos de frente deltaica envolvem as areias dos cordões litorâneos e areias finas a grossas, ricas em biodentritos, depositados na praia e plataforma continental, recobertos por argilas marinhas de pró-delta, da Formação Monsarás. Seu contato superior

com o Membro Barro Novo pode ter um aspecto abrupto, quando os sedimentos subrepostos são sílticos e argilosos, ou pouco aparente, apesar do caráter erosivo, quando recobertos por as areias grossas dos depósitos de canais. Neste último caso o contato pode ser identificado com base na grande quantidade de plaquetas de mica e menor concentração de minerais escuros nos depósitos de canais.

O **Membro Barro Novo** corresponde à porção superior da Formação Linhares, apresentando variação litológica e sedimentação complexa. É composto por sedimentos depositados em diversos subambientes da planície deltaica, envolvendo clásticos finos a grossos depositados em lagoas, pântanos, planícies de inundação, diques naturais e canais fluviais. São representados por areias quartzosas finas a grossas, micáceas e com abundante matéria orgânica.

O limite superior do Membro Barro Novo corresponde à atual superfície do delta do rio Doce, e da Formação Linhares.

6 O VALE INCISO DO RIO DOCE: INCISÃO E PREENCHIMENTO

Para a compreensão da história do preenchimento do vale inciso do Baixo Rio Doce foram realizados quatro levantamentos geofísicos de eletrorresistividade (Figura 30) com o objetivo de reconhecer, em subsuperfície, a configuração do fundo e os pacotes mais espessos do preenchimento do vale, porções mais profunda do vale, com isso obter um registro mais contínuo de sua história evolutiva (Figura 31). A partir da interpretação das seções de eletrorresistividade foram locados quatro furos de sondagem dos nove realizados. As demais locações de sondagens foram definidas com o auxílio das imagens de satélite, com o reconhecimento de antigos canais fluviais, e a partir do conhecimento prévio adquirido com os levantamentos geofísicos.

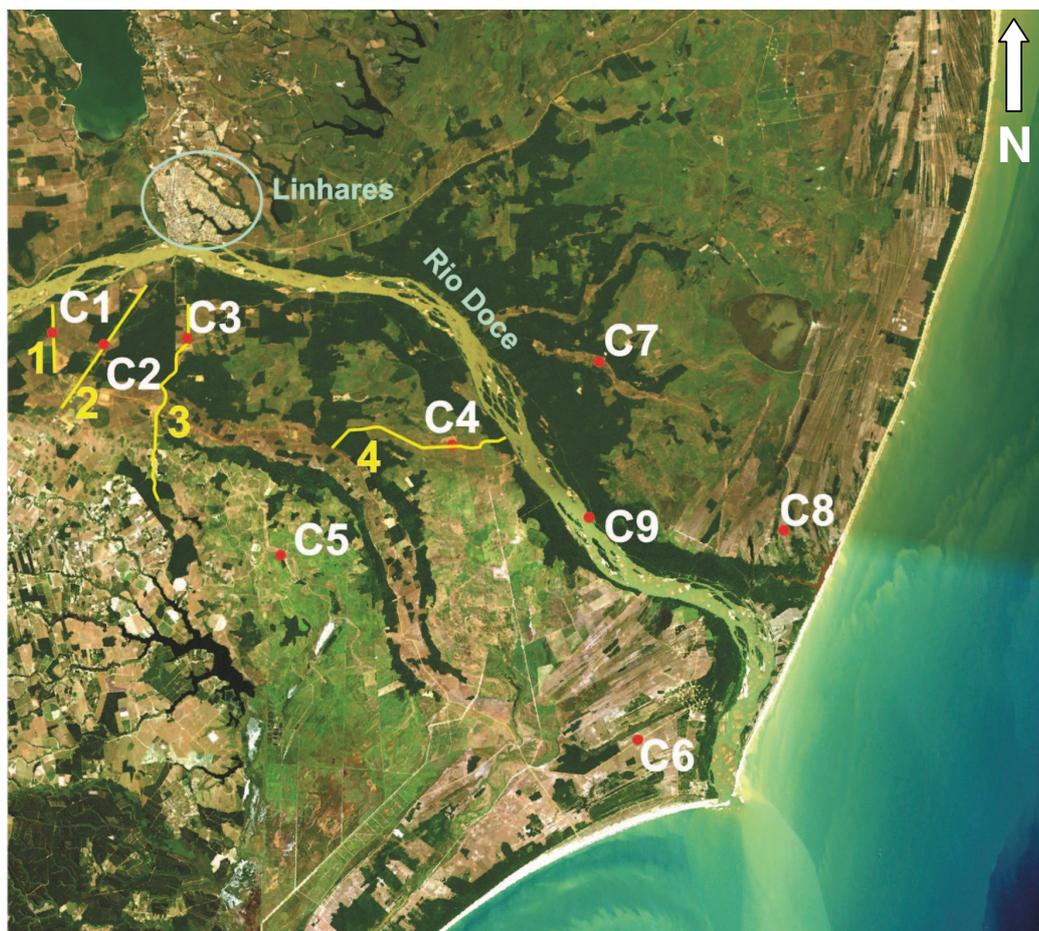


Figura 30: Imagem de satélite com a localização dos levantamentos geofísicos (levantamentos geofísicos em amarelo: 1 –Bebedouro, 2 – BR 101, 3 – Ilha e 4 – Maria Bonita), dos furos sondagem (C1 – C9) realizadas na Baía do Baixo Rio Doce.

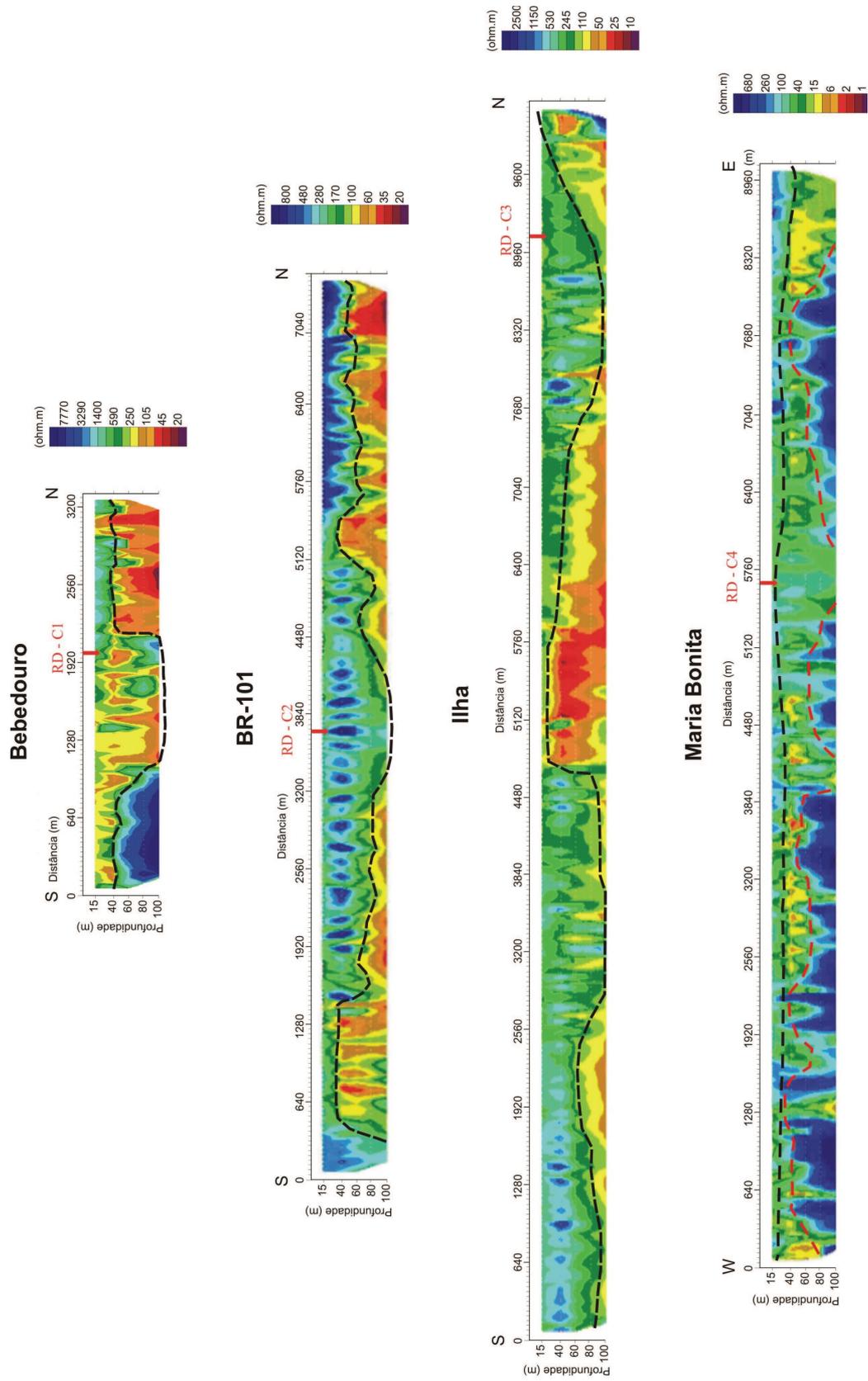


Figura 31: Seções modeladas de eletroresistividade dos caminhamentos geofísicos com a localização das incisões dos paleovales, interpretados para o Plioceno e o Holoceno, sodangens e os limites de sequência interpretados, Limite de Sequência 1, linha vermelha tracejada, e Limite de Sequência 2, linha preta tracejada.

Segundo a interpretação das seções geofísicas (Figura 31) existe um contraste bem marcado entre os depósitos Pleistocênicos e Holocênicos, com valores de resistividade em torno de 35 a 150 ohm.m para o Pleistoceno e de 100 a 480 ohm.m para o Holoceno, nas seções Bebedouro, Br 101 e Ilha. Na seção Maria Bonita o preenchimento Pleistocênico abaixo do **Limite de Sequência 1** os valores variam de a aproximadamente 100 a 500 ohm.m.. Estes limites interpretados nas seções geofísicas se sustentam, ainda, nas informações obtidas nas sondagens e nas idades obtidas com o Projeto Rio Doce (2008).

Durante a Penúltima Transgressão, 120.000 anos A. P., a região do vale inciso do rio Doce passou por uma fase de inundação (Figura 32), com nível relativo do mar chegando a cerca de 4 metros acima da posição atual. Durante este período transgressivo, os sedimentos continentais foram parcialmente erodidos. Esta fase é registrada pelas cristas praias pleistocênicas preservadas na área, correlacionadas a depósitos datados no sul da Bahia (Martin, 1997).

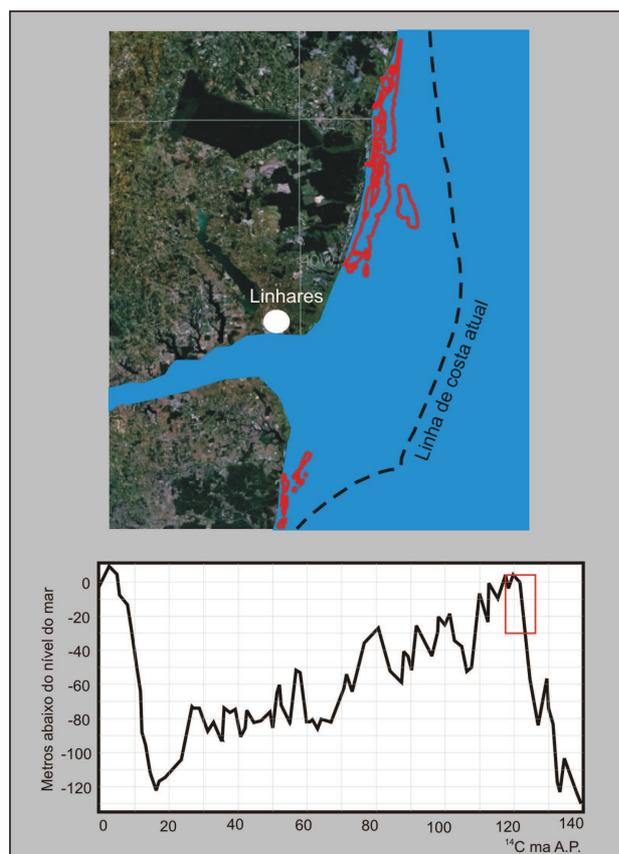


Figura 32: Inferência da máxima inundação da penúltima transgressão marinha, registrada na área do baixo vale do rio Doce por cristas praias pleistocênicas preservadas (Martin *et al.*, 1997), em vermelho. Abaixo, curva de variação do nível do mar (Chappell *et al.*, 1996) salientando o intervalo de tempo e posição do nível do mar relacionado aos registros pleistocênicos aflorantes no baixo rio Doce.

Após este período transgressivo, o nível do mar passa por significativo rebaixamento, atingindo seu máximo rebaixamento por volta de 18.000 anos A.P., quando chegou à cerca de 120 metros abaixo do nível atual. Esta regressão marinha não se procedeu bruscamente, mas sim passando por oscilações do nível relativo do mar (Figura 33). Durante este período regressivo a superfície exposta sofre erosão do registro sedimentar da Penúltima Transgressão. Tem-se início o Trato de sistema de Mar Baixo (TSMB), produzindo um limite de seqüência que representa a base do vale inciso detectado neste trabalho.

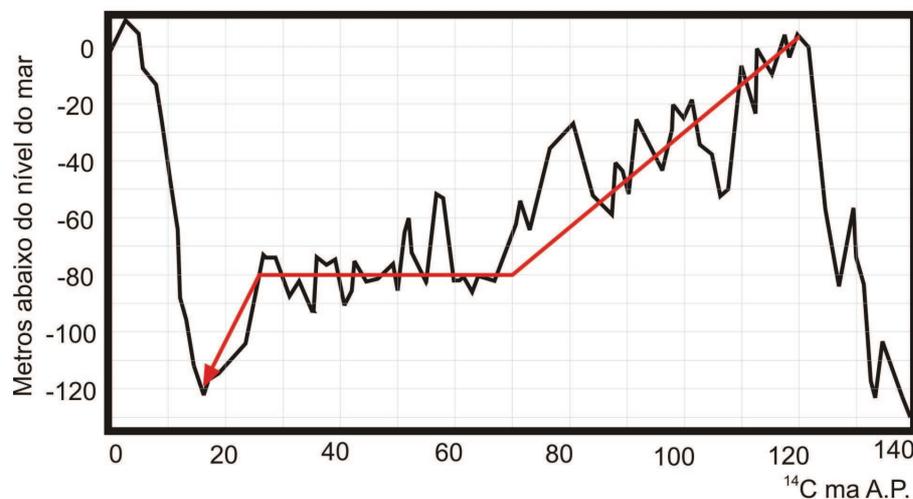


Figura 33: Curva de variação do nível relativo do mar, salientando as oscilações a partir da Penúltima Transgressão e o rebaixamento máximo há cerca de 18.000 anos A.P. (Chappell *et al.*, 1996).

6.1 PREENCHIMENTO PLEISTOCÊNICO

A cerca de 150.000 anos A.P. o nível relativo do mar estava a aproximadamente 120m abaixo do nível atual (Figura 34). Este nível de mar baixo formou uma superfície erosiva, limite de seqüência 1, nos sedimentos pleistocênicos, relacionado ao evento regressivo anterior a Penúltima Transgressão. Este limite de seqüência foi evidenciado, na base do poço RD-C4, por uma quebra no perfil sedimentológico, onde este intervalo de aproximadamente 5m apresenta uma maior abundancia de sedimentos de fração pelítica e também um pico de foraminíferos. Estes foraminíferos bentônicos foram definidos por Dr. Itamar Leipnitz (Projeto Rio Doce, 2008), conforme o índice de Fisher, como de ambiente hipossalino de pequena profundidade, com grande influência fluvial. Segundo Ferrazzo (2008) todas as amostras de palinomorfos encontrados neste nível do poço RD-C4 são de origem marinha e

que seriam provenientes de um período interglacial. Estes palinomorfos associados aos microforaminíferos sugerem que haviam pulsos transgressivos marinhos.

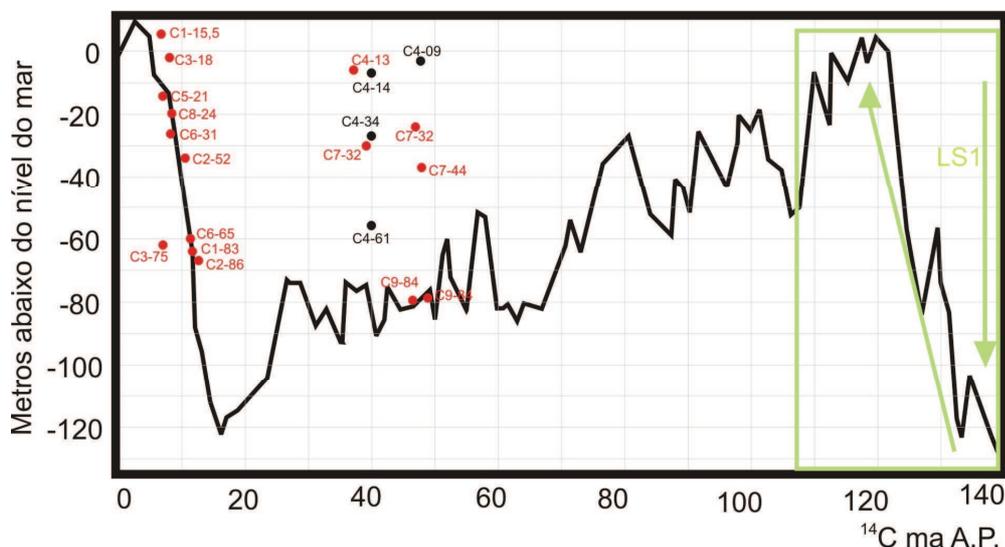


Figura 34: Curva de variação do nível relativo do mar (Chappell *et al.*, 1996) salientando o intervalo da curva que corresponde a geração do Limite de Sequência 1 e o preenchimento do vale escavado durante a Penúltima Transgressão Marinha, indicado pelas setas verdes, com as suas duas oscilações do nível relativo do mar. Esta figura apresenta ainda as idades ^{14}C para os fragmentos vegetais e conchas obtidas neste trabalho.

Nas figuras 35 e 36 (seções estratigráficas *Dip1* e *Strike3*) é possível inferir o registro das oscilações que o ambiente experimenta durante a transgressão marinha. Todos os foraminíferos bentônicos analisados no intervalo indicaram ambiente marinho.

Sobreposta a esta sedimentação marinha ocorrem depósitos fluviais, que geraram uma superfície erosiva sobre os depósitos marinhos (Limite de Sequência 1) em virtude de um rebaixamento do nível relativo do mar. Conforme o caminhamento geofísico (Figura 31), é possível interpretar o contraste da resistividade como sendo o Limite de Sequência 1 (linha vermelha tracejada). Esta superfície se mostra irregular lateralmente, com muitas variações de profundidade e com os extremos do levantamento com uma tendência a aprofundar esta superfície. Desta forma o Limite de Sequência 1 não seria observado nas demais sondagens, como evidenciado nas sondagens RD-C5, RD-C7 e RD-C9.

O intervalo sedimentar fluvial, depositados sobre os sedimentos marinhos, apresenta uma diminuição dos valores do perfil de raio gama, evidenciando a redução da contribuição pelítica, como também uma granocrescência, de areia grossa a grânulo. O Limite de Sequência 1 interpretado foi observado apenas na base da sondagem RD-C4 e na seção de resistividade Maria Bonita (Figura 31), não sendo observado nos demais poços.

A partir deste momento o nível relativo do mar transgride sobre estes depósitos fluviais (sondagens RD-C4 e RD-C9), marcado por uma diminuição dos pacotes sedimentares de areias muito grossas à grânulos e um aumento progressivo dos pacotes pelíticos, aumento da abundância de foraminíferos, e fragmento de concha. Este aumento do aporte de sedimentos mais finos, areias litorâneas transgressivas, está bem representado no perfil de raio gama, que apresenta um aumento contínuo dos valores de radioatividade para o topo, claramente visível no poço RD-C4 que apresenta um padrão retrogradacional.

A base desta sedimentação transgressiva se apresenta bem marcada, visto que o topo do depósito fluvial apresenta uma quebra brusca no registro sedimentar, que passa de uma granulometria de areias muito grossa a grânulos para um predomínio de granulometrias mais finas, e uma mudança nos registros geofísicos. Esta quebra no registro, aliado a migração dos ambientes no sentido do continente, marca a superfície transgressiva, TST, sobre a sedimentação fluvial.

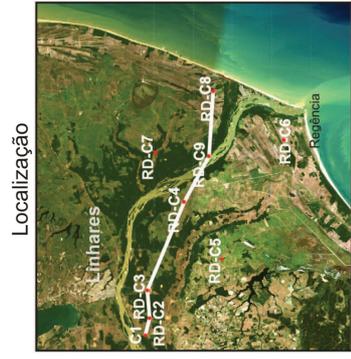
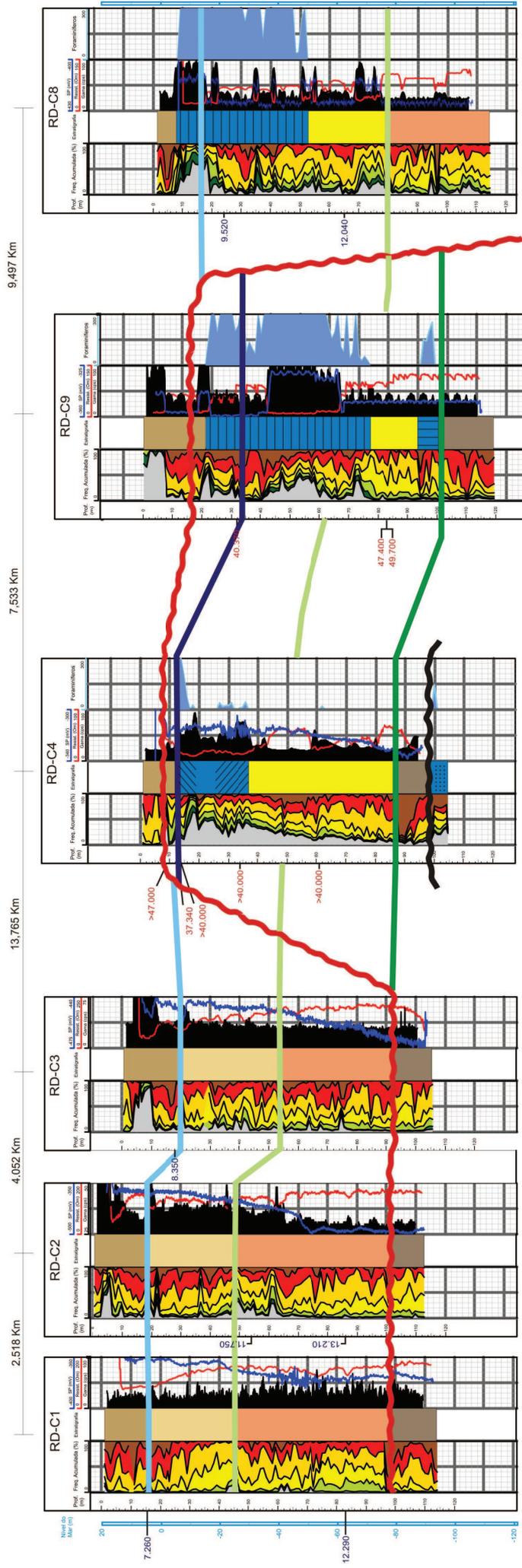
A transgressão se procede continua até o momento de instalação efetiva do ambiente marinho, evidenciada pela presença de foraminíferos bentônicos, interpretados como de ambiente hipossalino (lagunas costeiras/plataforma marinha rasa com grande influência fluvial) a uma plataforma interna (com uma profundidade variando de 20-30m) ou laguna marinha para o topo. Também o espessamento dos pacotes pelíticos, um aumento nos valores do raio gama, marcam este episódio marinho (sondagens RD-C4 e RD-C9).

No topo destes depósitos marinhos (Figura 36, *Strike*) ocorre um pico de abundância de foraminíferos bentônicos, sondagem RD-C4, dos valores de raio gama e dos pacotes pelíticos, sondagens RD-C9 e RD-C4, que contrastam com os depósitos acima destes. Neste momento se observa a maior invasão marinha sobre o continente, Superfície de Máxima Inundação.

Estes depósitos sotopostos aos marinhos apresentam um predomínio das granulometrias mais grossas, ausência de foraminíferos e uma quebra nos valores das geofísicas, representando com isso a progradação dos depósitos deltáicos de TSMA sobre os sedimentos marinhos.

No intervalo de 7 e 10m ocorrem areias de coloração marrom, devido a impregnação de óxido de ferro. Este intervalo foi interpretado como um limite de seqüência (Limite de Seqüência 2) dividindo os depósitos exclusivamente pleistocênicos dos depósitos pleistocênico-holocênicos. Para estes depósitos de preenchimento do vale inciso, abaixo do limite de seqüência 2, foram obtidos idades ^{14}C que variam de 49.700 a 37.340 anos A.P., evidenciando que este seriam depósitos exclusivamente pleistocênicos.

Projeto Rio Doce



LEGENDA

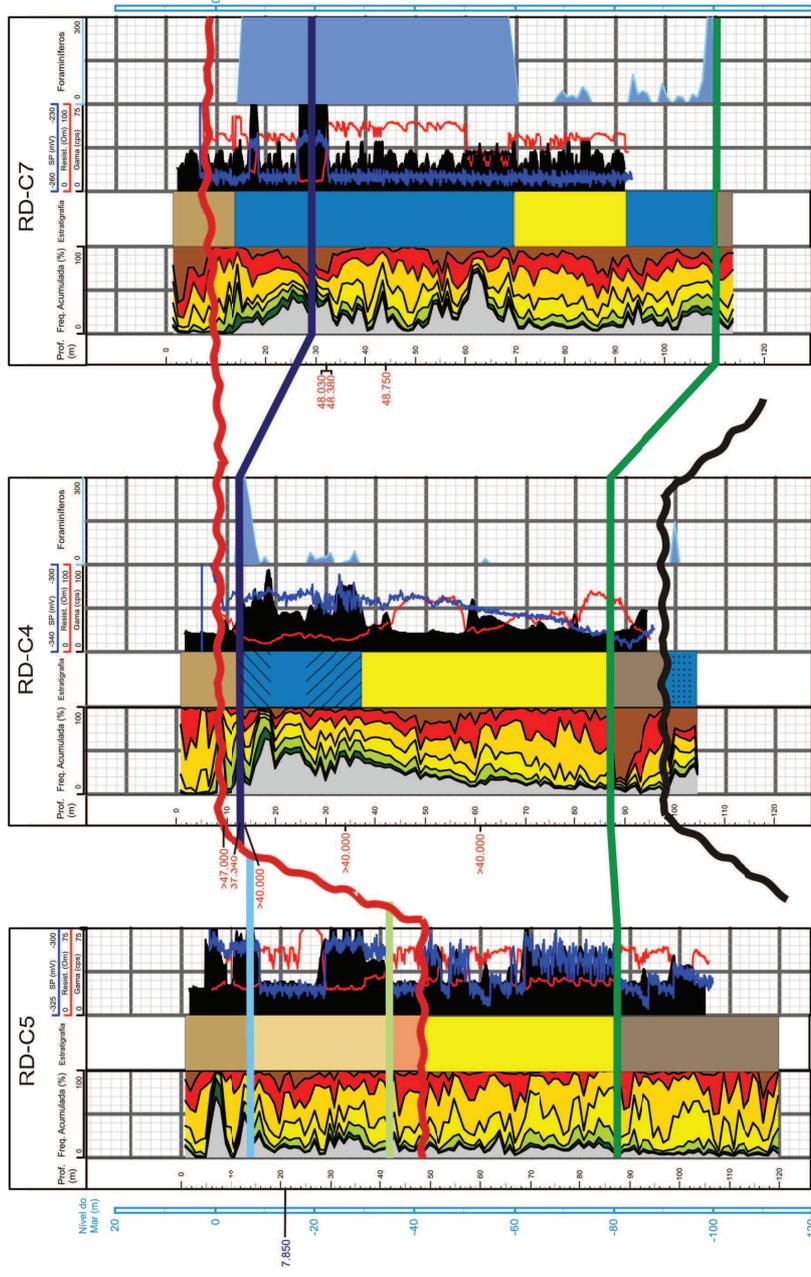
- | | | | | | | | | | | | |
|----------------------------------|--|--|---|---|-------------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------|--------------------------|--|--|
| Granulometria | Grânulo | Areia Muito Grossa | Areia Grossa | Areia Média | Areia Fina | Areia Muito Fina | Silte/Argila | | | | |
| Idades | 12.290 | Radiocarbono | 49.700 | | | | | | | | |
| Estratigrafia | Depósitos Deltáicos de TSMA | Depósitos Fluviais/Bacia Central de TST | Depósitos Marinhos de TST/TSTMA | Depósito de Areias Litorâneas de TST | Depósito Fluvial de TSMB | Superfícies Holocênicas | Superfície de Máxima Inundação | Superfície Transgressiva | Superfície Transgressiva | Superfície Erosiva - Limite de Sequência 2 | Superfície Erosiva - Limite de Sequência 1 |
| Foraminíferos - Ambientes | Ambiente hipossalino raso, grande influência fluvial | Ambiente hipossalino, lagoas costeiras/plataforma marinha rasa com grande influência fluvial | Plataforma interna, ±10m com influência fluvial | Plataforma interna (20-30m) ou laguna marinha | Plataforma interna, média, ± 40/50m | | | | | | |

Fig. 35 - Seção Geológica Dip 1
 Escala Horizontal = 1:250.000
 Escala Vertical = 1:700
 Exagero Vertical = 63 x

Figura 35 - Seção Geológica Dip, com perfis granulométricos, geofísicos, micropaleontológicos e ambientes, divisão estratigráfica (Trato de Sistema de Mar baixo (TSMB), Trato de Sistema Transgressivo (TST) e Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)), idades ¹⁴C, profundidades a partir da boca do poço e régua para correspondência em relação ao nível do mar atual.

Projeto Rio Doce

9,854 Km 8,108 Km



LEGENDA

Granulometria

- Grânulo
- Areia Muito Grossa
- Areia Grossa
- Areia Média
- Areia Fina
- Areia Muito Fina
- Silte/Argila

Idades

- 12.280 Radiocarbono
- 49.700

Estratigrafia

- Depósitos Deltaicos de TSMA
- Depósitos Fluviais/Bacia Central de TST
- Depósitos Fluviais de TSMB
- Depósitos Marinhos de TST/TSMA
- Depósito de Areias Litorâneas de TST
- Depósito Fluvial de TSMB
- Superfícies Holocênicas
- Superfície de Máxima Inundação
- Superfície Transgressiva
- Superfícies Pleistocénicas
- Superfície de Máxima Inundação
- Superfície Transgressiva
- Superfície Erosiva - Limite de Seqüência 2
- Superfície Erosiva - Limite de Seqüência 1

Foraminíferos - Ambiente

- Ambiente hipossalino raso, grande influência fluvial
- Ambiente hipossalino, lagoas costeiras/plataforma marinha rasa com grande influência fluvial
- Plataforma interna (20-30m) ou laguna marinha

Localização



Fig. 43 - Seção Geológica Strike 2

Escala Horizontal = 1:250.000

Escala Vertical = 1:700

Exagero Vertical = 63 x

Figura 43 - Seção Geológica Strike, com perfis granulométricos, geofísicos, micropaleontológicos e ambientes, divisão estratigráfica (Trato de Sistema de Mar baixo (TSMB), Trato de Sistema Transgressivo (TST) e Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)), idades ¹⁴C, profundidades a partir da boca do poço e régua para correspondência em relação ao nível do mar atual.

De acordo com a curva de variação do nível relativo do mar de Chappell *et al.* (1996), Schellmann e Radtke (1996) e Lucchi *et al.* (2004), Figura 37, o nível relativo do mar rebaixae, passando por oscilações, até atingir o seu máximo rebaixamento em 18.000 anos A.P., quando chegou a 120 metros abaixo do nível atual do mar. Durante esta fase final regressiva os depósitos sedimentares pleistocênicos foram parcialmente erodidos, sendo apenas observados na base das sondagens RD-C1, RD-C2, RD-C3 (depósitos fluviais), RD-C4, RD-C5, RD-C7 e RD-C9 (depósitos fluviais, areias transgressivas, marinhos e deltáicos). A superfície erosiva (Limite de Sequência 2) é evidenciada pelas datações ^{14}C , exceto nas sondagens RD-C6 e RD-C8 que apenas apresentam idades holocênicas, e pela existência de um intervalo de areias fortemente impregnadas por óxido de ferro (sondagens RD-C9, RD-C4 e RD-C7), sendo o topo destas areias interpretadas como o limite de seqüência entre os depósitos exclusivamente pleistocênicos dos depósitos pleistocênicos e holocênicos.

Conforme Ferrazzo (2008), a assembléia polínítica coletadas na base da sondagem RD-C2 indicam um ambiente de clima mais seco das encontradas anteriormente, e que a ocorrência de espécies aquáticas e de locais mais úmidos ou com solo encharcado. Estas evidências caracterizam o período de elevação do nível relativo do mar no fim do Pleistoceno.

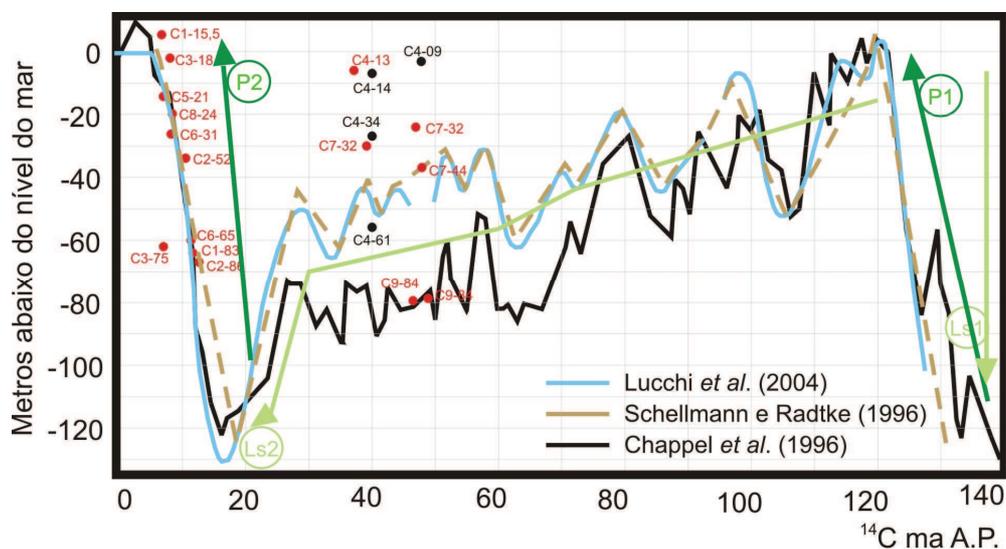


Figura 37: Curva de variação do nível relativo do mar (Chappell *et al.*, 1996, Schellmann & Radtke (1996) e Lucchi *et al.* (2004)), salientando as regressões marinhas e os episódios interpretados de geração dos limites de seqüência (LS): LS1 (Pleistocênico), relacionado ao rebaixamento anterior à Penúltima Transgressão e LS2 (Holocênico), relacionado ao último máximo glacial (indicados pelas setas verdes). As setas verde escuro mostram o momento do preenchimento (P1 e P2) subsequente a geração dos limites de seqüência. Os pontos vermelhos e pretos indicam as idades obtidas neste trabalho.

A Figura 38 representa uma síntese da interpretação da evolução do preenchimento vale inciso da Bacia do Baixo Rio Doce durante o Pleistoceno, a partir da regressão marinha

anterior a Penúltima Transgressão. Nesta figura, observa-se o momento da geração dos limites de seqüência (LS1 e LS2), as datações realizadas e as curvas de variações do nível relativo do mar geradas por Chappell *et al.* (1996), Schellmann & Radtke (1996) e Lucchi *et al.* (2004). Conforme a idades obtidas para este trabalho, estes eventos de escavamento e preenchimento foram interpretados como sendo da Penúltima Regressão e Transgressão marinha, visto que este seria o nível de mar alto correspondente para as profundidades das amostras.

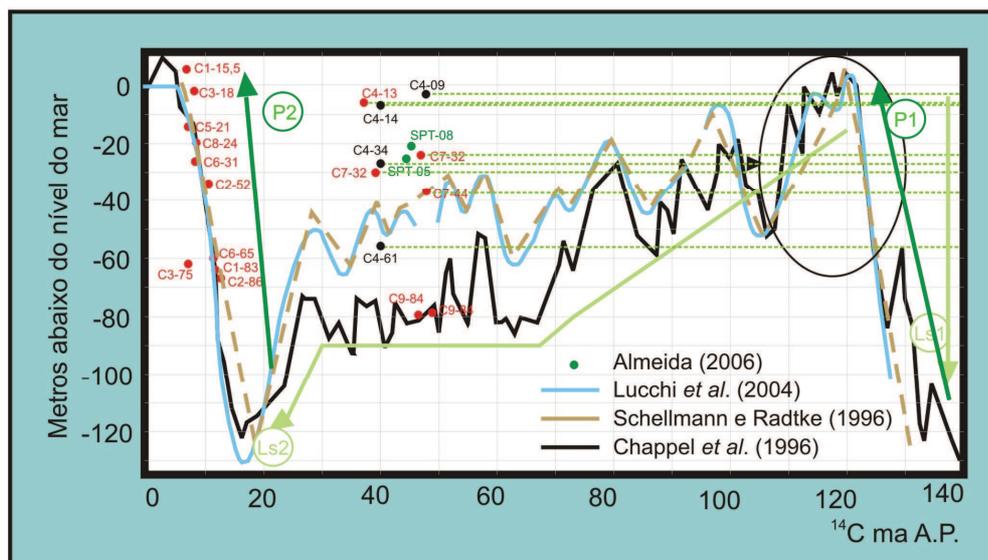


Figura 38: Curva de variação relativa do nível do mar de Chappell *et al.* (1996) mostrando, setas verde, os limite de seqüência, as idades obtidas (em vermelho e preto) para o preenchimento Pleistocênico relacionados a Penúltima Transgressão, os momentos de preenchimento dos vales escavados (P1 e P2, setas verde escuro), as curvas de variação do nível do mar geradas por Schellmann e Radtke (1996) e Lucchi *et al.* (2004) e as idades obtidas para o pleistoceno por Almeida (2006), pontos em verde escuro.

6.2 PREENCHIMENTO HOLOCÊNICO

O preenchimento Holocênico do vale inciso teve início ainda durante o fim da regressão pleistocênica (18.000 anos A.P.), correspondendo ao registro do Trato de Sistema de Mar Baixo, e início da transgressão, com a deposição de sedimentos fluviais. Estes foram depositados sobre a superfície erosiva gerada sobre os sedimentos pleistocênicos, durante a regressão marinha da última máxima glaciação (Figura 39, 42 (seção *Dip* 2) e 43 (seção *Strike* 1)).

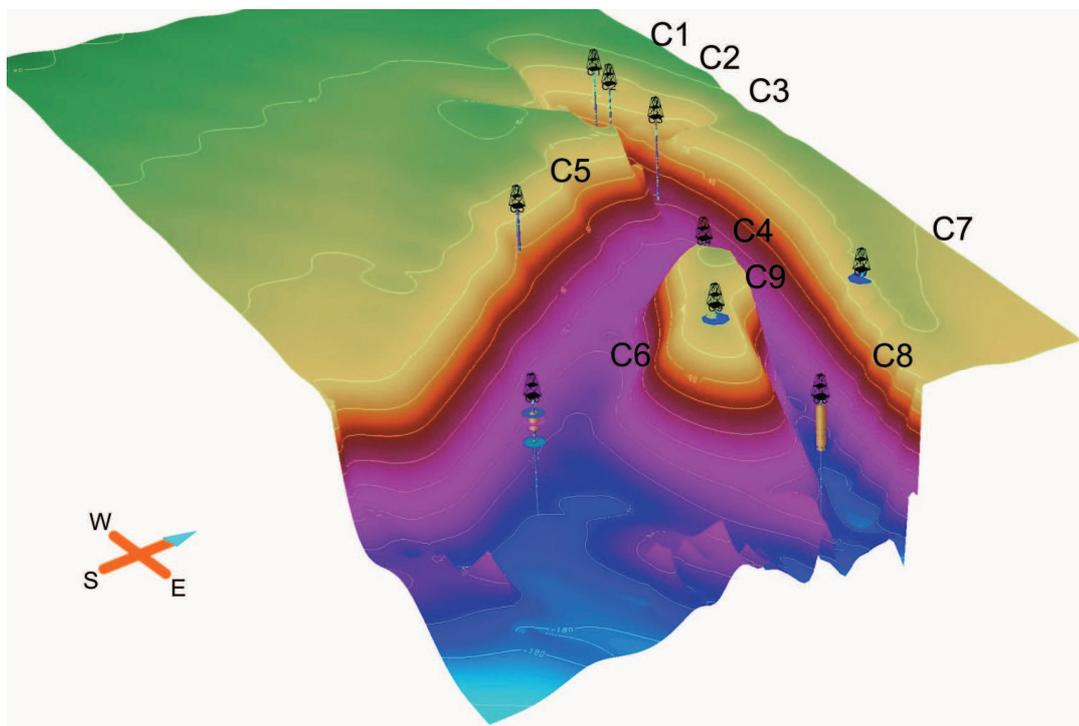


Figura 39: Representação tridimensional, gerada com o *software GOCAD*, da morfologia do vale inciso escavado na sedimentação Pleistocênica com exagero vertical de 50x (Silva, 2007).

A partir do máximo regressivo de 18.000 anos A.P. o nível relativo do mar passa por uma subida rápida, até por volta de 7.900 anos A.P. (Figura 40). Durante este período ocorre a retrogradação das fácies distais em direção ao continente sobre os depósitos fluviais basais. Este intervalo deposicional é evidenciado por um maior aporte de sedimentos de granulometria mais fina, com predomínio de areias médias, finas e frações pelíticas. Isto pode ser observado por uma quebra no perfil do raio gama e um aumento de seus valores. A base desta quebra no perfil e do registro sedimentar é interpretado como sendo a Superfície Transgressiva, que marca o início do desenvolvimento do Trato de Sistema Transgressivo, onlapando a sedimentação Pleistocênica. Em analogia com o modelo de Zaitlin *et al.* (1994), estes depósitos foram interpretados como depósitos fluviais e de bacia central, indiferenciados nas seções geológicas, do Trato de Sistema Transgressivo, para as sondagens RD-C1, RD-C2, RD-C3 e RD-C5, correspondendo ao Segmento 2 da Figura 11. Nestas sondagens este intervalo é estéril para os fósseis de foraminífero e apresentam um aumento no percentual de sedimentos pelíticos, em relação ao depósito fluvial subjacente. Na sondagem RD-C6 ocorrem os depósitos de areias litorâneas transgressivas, até a profundidade de 46m, passando para os depósitos marinhos, evidenciados pela presença de foraminíferos bentônicos.

Segundo Ferrazzo (2008), os polinormorfos coletados nos poços RD-C2 e RD-C3 apresentam uma mudança climática com aumento de temperatura e de umidade, no intervalo de 85 a 46m.

A partir de 7.900 anos A.P. ocorre uma desaceleração da subida do nível relativo do mar até atingir o máximo transgressivo por volta de 5.600 anos A.P. (Figura 41).

Conforme Ferrazzo (2008), a assembléia polinítica encontrada no poço RD-C1, na profundidade de 15,5m e com idade 7.260 anos A.P., corresponde a um clima quente e úmido típico de florestas tropicais.

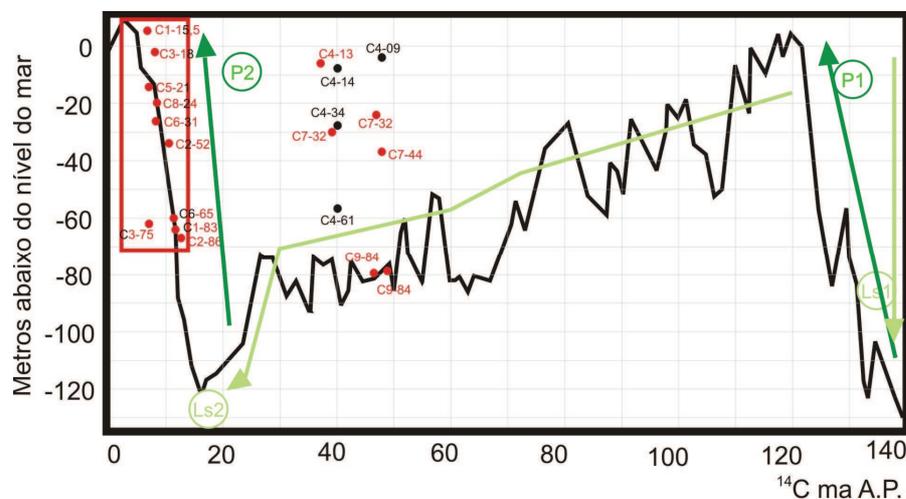


Figura 40: Curva de variação do nível relativo do mar (Chappell *et al.* (1996), com destaque para a transgressão marinha holocênica. O retângulo vermelho destaca o bom ajuste das idades, obtidas neste trabalho, com este trecho da curva global e o bom ajuste de profundidade destas amostras. As setas verde claro representa a geração dos limites de seqüência (LS1 e LS2) como o momento do seu posterior preenchimento (P1 e P2), verde escuro.

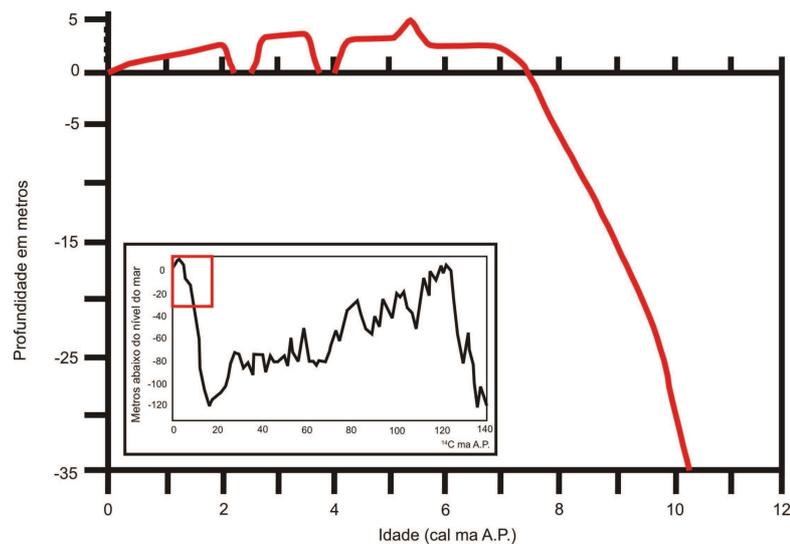
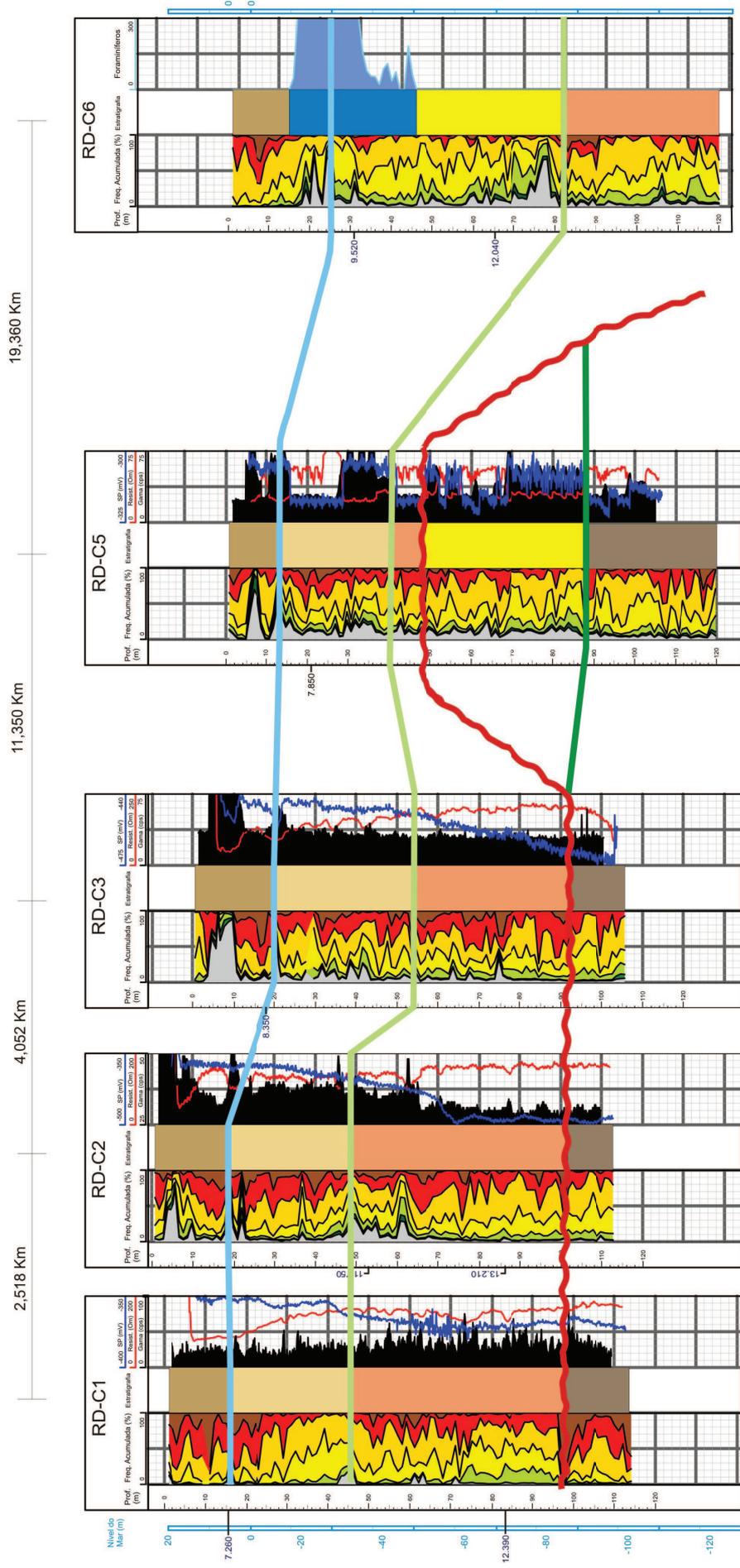


Figura 41: Curva de variação do nível do mar, em vermelho, segundo Martin *et al* (2003). No quadro menor, a curva de Chappell *et al.* (1996).

Projeto Rio Doce



LEGENDA

- | | |
|---|--|
| Granulometria | Estratigrafia |
| <ul style="list-style-type: none"> Grânulo Areia Muito Grossa Areia Grossa Areia Média Areia Fina Areia Muito Fina Silte/Argila | <ul style="list-style-type: none"> Depósitos Deltaicos de TSMa Depósitos Fluviais/Bacia Central de TST Depósitos Marinheiros de TST/TSMA Depósito de Areias Litorâneas de TST Depósito Fluvial de TSMB |
| Idades | Superfícies Holocênicas |
| <ul style="list-style-type: none"> 12.290 49.700 18.600 75.100 | <ul style="list-style-type: none"> Superfície de Máxima Inundação Superfície Transgressiva Superfícies Pleistocênicas Superfície de Máxima Inundação Superfície Transgressiva Superfície Erosiva - Limite de Sequência 2 |

Localização



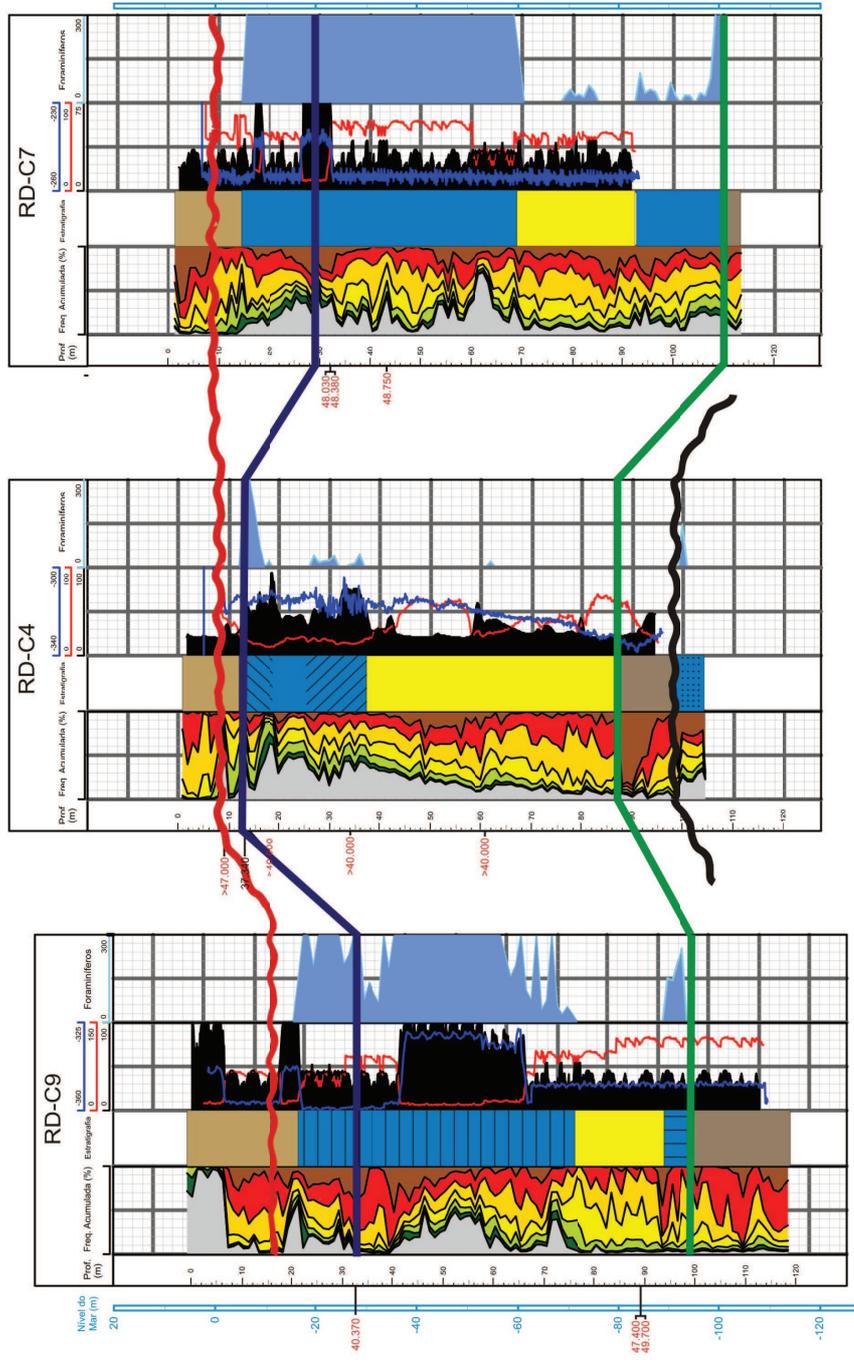
Fig. 42 - Seção Geológica Dip 2
 Escala Horizontal = 1:250.000
 Escala Vertical = 1:700
 Exagero Vertical = 63 x

Figura 42 - Seção Geológica Dip, com perfis granulométricos, geofísicos, micropaleontológicos e ambientais, divisão estratigráfica (Trato de Sistema Transgressivo (TST) e Trato de Sistema de Mar Alto (TSMA)), idades ¹⁴C, profundidades a partir da boca do poço e régua para correspondência em relação ao nível do mar atual.

Projeto Rio Doce

8,108 Km

7,533 Km



LEGENDA

- Granulometria**
- Grânulo
 - Areia Muito Grossa
 - Areia Grossa
 - Areia Média
 - Areia Fina
 - Areia Muito Fina
 - Silt/Argila
- Idades**
- 12.290
 - 49.700
 - Radiocarbono

- Estratigrafia**
- Depósitos Deltaicos de TSMA
 - Depósitos Marinheiros de TST/TSMA
 - Depósito de Areias Litorâneas de TSMB
 - Depósito Fluvial de TSMB
 - Superfícies Pleistocênicas
 - Superfície de Máxima Inundação
 - Superfície Transgressiva
 - Superfície Erosiva - Limite de Sequência 2
 - Superfície Erosiva - Limite de Sequência 1

- Foraminíferos - Ambiente**
- Ambiente hipossalino raso, grande influência fluvial
 - Ambiente hipossalino, lagunas costeiras/ plataforma marinha rasa com grande influência fluvial
 - Plataforma interna, ±10m com influência fluvial
 - Plataforma interna (20-30m) ou laguna marinha
 - Plataforma interna/média, ± 40/50m

Localização



Fig. 36 - Seção Geológica Strike 1

Escala Horizontal = 1:250.000
 Escala Vertical = 1:700
 Exagero Vertical = 63 x

A sedimentação durante o TST progride até o momento em que se instaura efetivamente o ambiente marinho, confirmado pela presença de foraminíferos bentônicos, aumento no percentual de fragmentos de conchas e pelo aumento da fração pelítica no intervalo de 25-20m no poço RD-C6 e de 20-10m no poço RD-C8. Nos demais poços não ocorrem à presença de fósseis, mas, por sua vez, é possível evidenciar grande aporte sedimentare pelítico e uma quebra no perfil do raio gama. No topo deste intervalo deposicional ocorre um pico de valores altos do raio gama que coincide com um pico de pelitos, relacionados com o momento da máxima inundação, sugerindo que este intervalo contenha a Superfície de Inundação Máxima (SIM). Acima desta superfície ocorre a progradação dos depósitos deltáicos sobre os depósitos marinhos e de bacia central, caracterizando o trato de mar alto (TSMA).

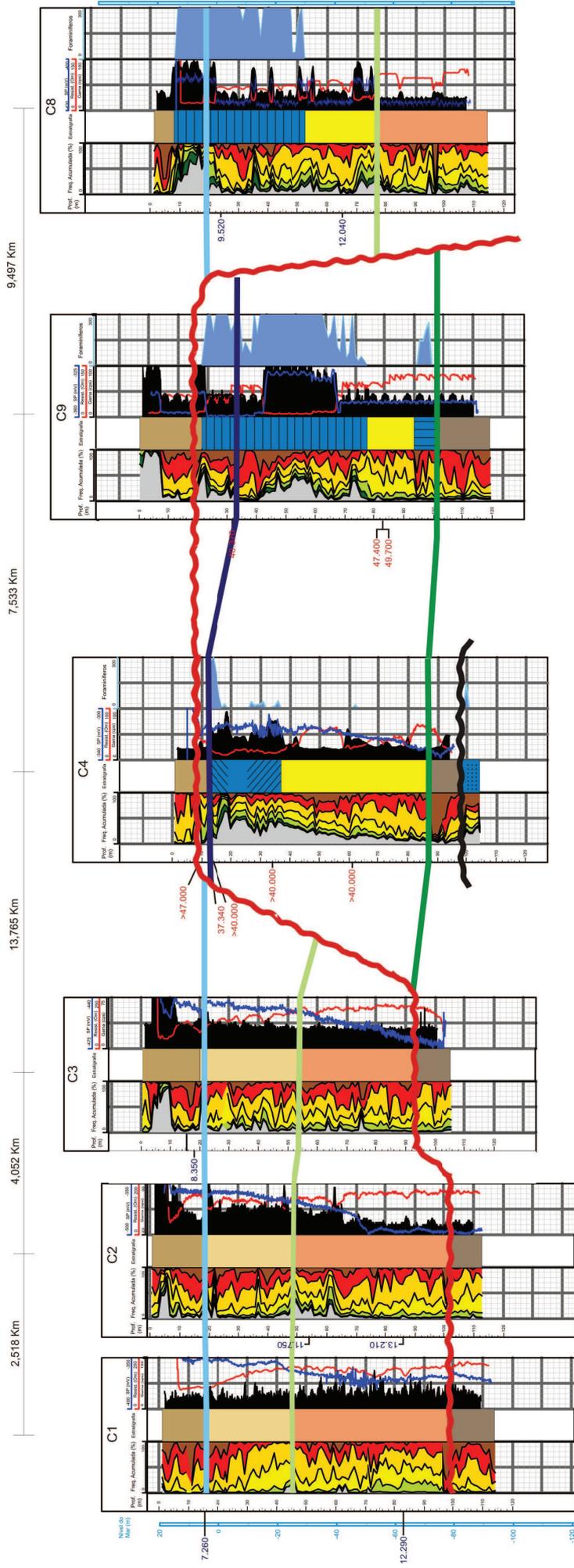
Durante o Trato de Sistema de Mar Alto, a deriva litorânea constrói uma barreira arenosa, com o conseqüente desenvolvimento de um estuário dominado por ondas e, internamente, com paleocanais estuarinos. O estuário viria a ser posteriormente assoreado com a progradação de depósitos deltáicos, e desenvolvimento de ambientes como pântanos e mangues.

Conforme o caminhamento geofísico, as sondagens e a s idades ^{14}C , o topo das sondagens RD-C4, RD-C7 e RD-C9 apresentam o preenchimento holocênico com espessuras que varia de 10 a 15 m. Esta espessura mais delgada, em relação aos pacotes mais espessos, com até 120m encontrados na sondagem RD-C1, foi interpretado como os altos topográficos Pleistocênicos, ou seja, porções topográficas mais elevadas fora dos vales escavados. Estas espessuras mais delgadas foram evidenciadas por outros autores, por exemplo, Almeida (2006) que, em sondagens do tipo SPT, encontraram profundidades que variam de 20m (sondagem SPT-05, com idade de 43.530 anos A.P.) a 24m (sondagem SPT-08, com idade de 45.330 anos A.P.) para o topo dos depósitos Pleistocênicos. Conforme Almeida (2006) as profundidades encontradas para a base dos depósitos Holocênicos são superiores a 35m, quando as sondagens se localizados vales escavados.

A partir da Seção Geológica *Dip* 1 (Figura 35) foi construída uma Seção Estratigráfica (Figura 44), a qual serviu como base para elaborar uma Seção Cronoestratigráfica.

Nesta Seção Cronoestratigráfica fica mais clara a evolução do vale inciso, apresentando os momentos de escavamento e preenchimento dos dois vales interpretados.

Projeto Rio Doce



Localização



Fig. 44 - Seção Estratigráfica D/p 1
 Escala Horizontal = 1:250.000
 Escala Vertical = 1:700
 Exagero Vertical = 63 x

LEGENDA

- | | | |
|----------------------|---|---|
| Granulometria | Tratos de Sistemas e Superfícies Estratigráficas | Ambientes deposicionis |
| Grânulo | Depósitos Delitânicos de TSMa | Ambiente hipossalino raso, grande influência fluvial |
| Areia Muito Grossa | Depósitos Fluviais/Bacia Central de TST | Ambiente hipossalino, lagoas costeiras/ plataforma marinha rasa com grande influência fluvial |
| Areia Grossa | Depósitos Marinheiros de TST/TSMa | Plataforma interna, ±10m com influência fluvial |
| Areia Média | Depósito de Areias Litorâneas de TST | Plataforma interna (20-30m) ou laguna marinha |
| Areia Fina | Superfície Fluvial de TSMB | Plataforma interna/média, ± 40/50m |
| Areia Muito Fina | Superfície de Máxima Inundação | |
| Silte/Argila | Superfície Transgressiva | |
| | Superfície Erosiva - Limite de Seqüência 2 | |
| | Superfície Erosiva - Limite de Seqüência 1 | |

Figura 44 - Seção Estratigráfica D/p, com datum na Superfície de Máxima Inundação (azul claro), com perfis granulométricos, geofísicos, micropaleontológicos e ambientes, divisão estratigráfica (Trato de Sistema de Mar baixo (TSMB), Trato de Sistema Transgressivo (TST) e Trato de Sistema de Mar Alto (TSMa)); idades "C", profundidades a partir da boca do poço e régua para correspondência em relação ao nível do mar atual.

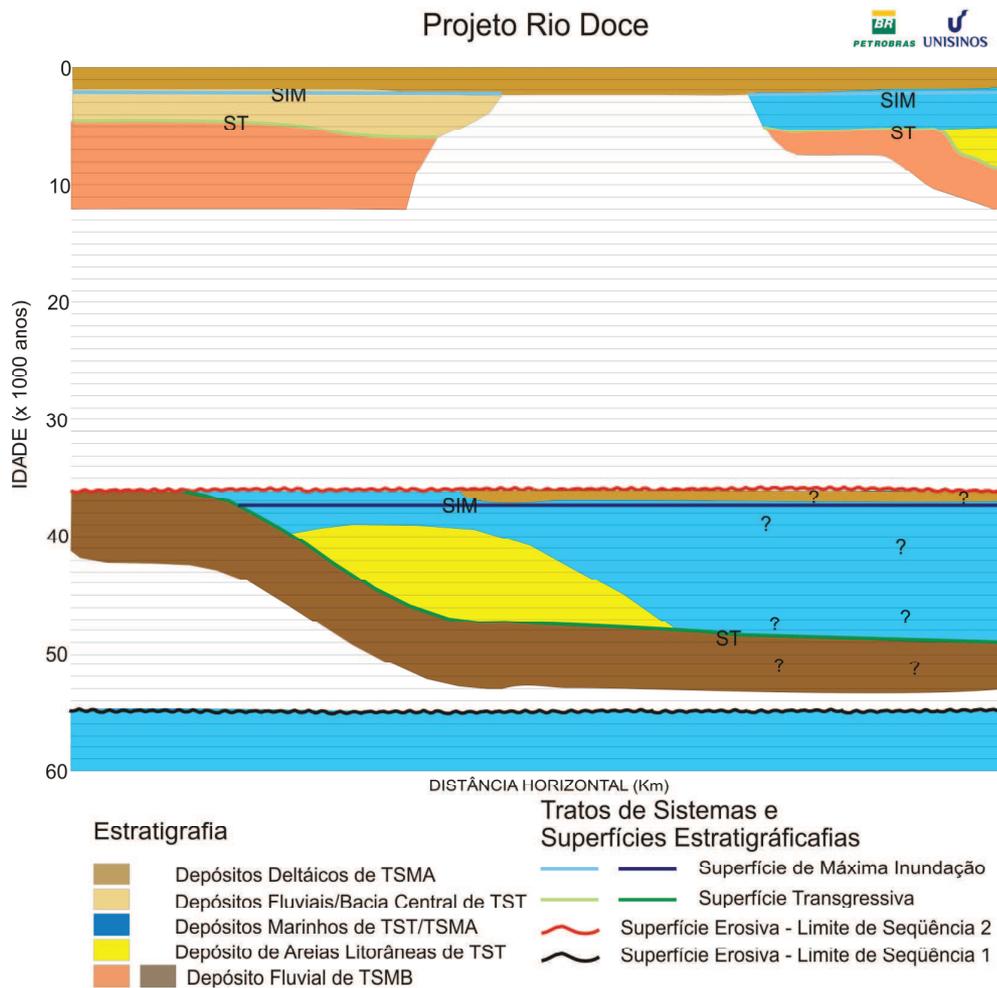


Figura 45: Diagrama cronoestratigráfico esquemático, interpretado a partir da Seção Estratigráfica *Dip 1*, Figura 44.

6.3 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O preenchimento do vale inciso do rio Doce, em linhas gerais, obedece aos modelos deposicionais consagrados na bibliografia internacional que trata do tema (Dalrymple *et al.*, 1994, Zaitlin *et al.*, 1994), excetuando particularidades como dimensões do vale e morfologia de fundo.

As datações por ^{14}C obtidas para este estudo não são consideradas ideais, porque foram obtidas a partir de fragmentos vegetais, o que neste tipo de ambiente pode ter ocorrido retrabalhamento desta matéria orgânica. Mas as datações realizadas em fragmento de conchas, mesmo tendo extrapolado o método, apresentam consistência. Tendo em vista que os resultados se apresentam em dois grupos distintos e não estão em “desordem”, com relação às curvas de variação do nível relativo do mar existentes, é possível corroborar com os

resultados de Almeida (2006). Desta forma é possível observar que as idades de ^{14}C obtidas se ajustam as curvas de variações globais do nível do mar (Schellmann & Radtke, 1996 e Chappell *et al.* 1996), exceto para as datações de matéria orgânica com idade pleistocênica, mas que se ajustam aos dados de Almeida (2006).

A profundidade e espessura do preenchimento holocênico identificados no vale inciso do rio Doce se destacam quando comparadas a outros exemplos descritos, como o vale inciso de Lagoa de Encantada no Brasil (Almeida, 2006) ou o vale inciso do rio Yangtze na China (Li *et al.*, 2002). Estes dois exemplos apresentam espessuras máximas entre aproximadamente 30m e 60m, respectivamente, enquanto no vale inciso do rio Doce a espessura máxima identificada atinge cerca de 100 a 120m. Estas diferenças são tentativamente atribuídas às diferenças nas configurações fisiográficas da linha de costa, possivelmente relacionadas à natureza do substrato e às diferenças de inclinação entre a planície costeira e a plataforma adjacente (Blum & Törnqvist, 2000) somadas à descarga hídrica (Figuras 46 e 47).

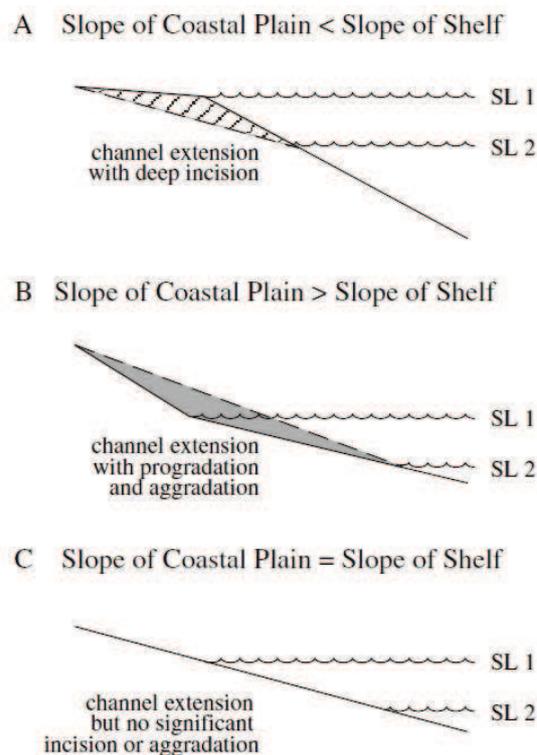


Figura 46: Modelo para a resposta fluvial as mudanças de queda do nível do mar em função da morfologia da planície costeira e do gradiente da plataforma. A- incisão através do prisma do litoral, devido a maiores gradientes expostos da plataforma interna quando o nível do mar cai; B- Agradação e progradação devido a queda do nível do mar através de uma plataforma que tem uma inclinação mais suave do que a planície costeira; C- extensão do canal com pequena incisão, com exceção das necessárias para conter o próprio canal, devido a diferenças de gradiente planície costeira e plataforma expostos durante a queda do nível do mar. Adaptado de Summerfield (1985, *in* Blum and Törnqvist, 2000).

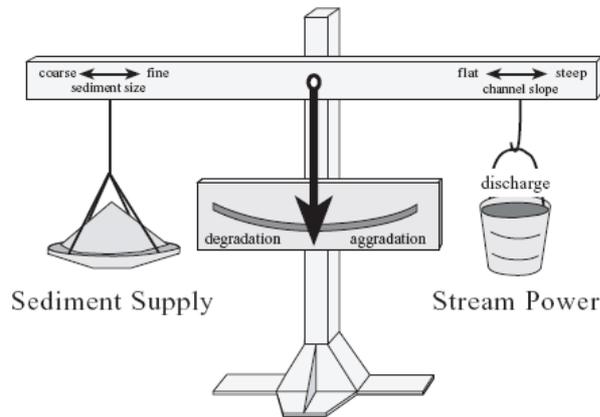


Figura 47: Modelo para o balanço entre aggradação e degradação de um canal aluvial, enfatizando as mudanças na relação entre descarga e aporte sedimentar. Ocorrerá aggradação dos canais quando a oferta excede a capacidade de transporte de sedimentos do regime de descarga, e irá degradar quando o inverso ocorrer (Blum and Törnqvist, 2000).

O rio Almada, de acordo com seu comportamento atual (Almeida, 2006), apresenta uma baixa descarga hídrica, relacionada a uma pequena bacia de drenagem, que teria contribuído muito pouco para o preenchimento do vale escavado. O assentamento sobre rochas metamórficas do rio Almada e sua proximidade da quebra da plataforma, faz com que o rio apresente uma fisiografia abrupta. Estas características aumentam o seu poder de erosão e, mesmo assim, ele apresenta uma incisão máxima de 30m sobre os depósitos pleistocênicos.

Já o rio Yangtze, conforme observação de seu comportamento atual apresenta uma alta descarga hídrica, visto que este apresenta uma grande bacia de drenagem, mas se encontra distante aproximadamente 200 km da quebra da plataforma. Em virtude disto tem uma fisiografia muito suave, em comparação com o rio Almada. Mesmo diante disto o rio Yangtze foi capaz de produzir uma incisão máxima de 60m, aproximadamente.

O rio Doce, por sua vez, apresenta uma grande bacia de drenagem e se encontra muito próximo da quebra da plataforma, com isso unindo as principais características de acentuação do poder erosivo que, neste caso, resultarão em uma incisão máxima, para o Holoceno, de 100m nos depósitos pleistocênicos.

No modelo esquemático da Figura 9 (página 17) é possível observar o que foi interpretado para o escavamento do vale inciso do rio Doce. Provavelmente tenha ocorrido a geração de um talude deposicional, que posteriormente com o rebaixamento do nível do mar, este corresponderia uma quebra abrupta, ou um declive maior, da planície costeira em relação a plataforma exposta, com isso acentuando o poder erosivo do rio Doce nos sedimentos Pleistocênicos depositados anteriormente.

7 CONCLUSÕES

Este trabalho apresenta a integração de dados de levantamento geofísicos, sondagens, datações por Carbono 14 e luminescência, micropaleontologia, associados à análise de imagens de satélite e de curvas de variação do mar disponíveis na bibliografia, sob ótica da Estratigrafia de Sequências, permitindo a formulação de um modelo de preenchimento para o vale do rio Doce.

A incisão e preenchimento do Vale Inciso da Bacia do Rio Doce foi controlada pelas variações do nível do mar do Pleistoceno aos dias atuais.

O vale inciso pode ser classificado como do tipo composto, pois seu escavamento e preenchimento se deram em dois grandes ciclos de variação do nível relativo do mar, durante os últimos 140.000.

As idades obtidas indicam duas fases de preenchimento, limitadas por superfícies erosivas correspondentes a limites de seqüências: a primeira fase se caracteriza por uma sedimentação de idade exclusivamente pleistocênica, a segunda por depósitos quase exclusivamente holocênicos. Ambas apresentam, na base, sedimentação fluvial recobrando os limites de seqüência, depositada durante o fim trato de sistema de mar baixo, recoberta por sedimentação marinha equivalente ao trato transgressivo e culminando com depósitos de progradação flúvio-deltaica, correspondentes ao trato de mar alto.

A primeira fase (pleistocênica) é tentativamente interpretada de duas maneiras: (1) geração do limite de seqüência durante o penúltimo máximo glacial, há 150.000 anos A.P., com posterior preenchimento durante a Penúltima Transgressão marinha, quando o nível relativo do mar teria atingido de 4m acima do atual, resultando no preenchimento completo do vale escavado; (2) a incisão e preenchimento teriam ocorrido em razão de um possível ciclo de oscilação do nível do mar, de mais alta freqüência, ocorrido durante o rebaixamento generalizado que se seguiu à Penúltima Transgressão, sugerido por alguns autores e pelas datações ^{14}C obtidas neste trabalho, para o intervalo entre 50.000 e 38.000 anos A.P.

A primeira hipótese é a preferida, em razão de que as idades que sugerem uma segunda interpretação estarem acima da resolução do método de radiocarbono. Contudo, independentemente da definição precisa da idade incisão, a sedimentação pleistocênica do vale é registrada pelos terraços praias aflorantes na área, nas proximidades da cidade de Linhares

A segunda fase de incisão (e preenchimento holocênico) é associada ao rebaixamento do nível relativo do mar que se segue à Penúltima transgressão que, passando por oscilações, atinge seu ponto máximo de 120m abaixo do nível atual, 18.000 anos A.P., gerando o segundo limite de seqüência. O final do trato de mar baixo é marcado por deposição fluvial, atestada pela ausência de fósseis marinhos. Posteriormente ao último máximo glacial, o nível relativo do mar se eleva rapidamente até aproximadamente 7.500 anos A.P., quando ocorre uma desaceleração. Por volta de 9.520 anos A.P. ocorrem os primeiros registros marinhos holocênicos de preenchimento do vale. O trato transgressivo é marcado por sedimentação com padrão granodecrescente e presença de foraminíferos bentônicos. O máximo transgressivo ocorre em torno de 5.600 anos A.P. chegando a cerca de 5m acima do nível atual. A superfície de inundação máxima é registrada por um pico depósitos pelíticos, ricos em fauna marinha em contato com depósitos estéril de granulometria mais grossa e com padrão granocrescente. Após o nível do mar começa a rebaixar lentamente até atingir o nível atual.

O preenchimento final do vale, segundo a bibliografia, passaria por dois episódios regressivos por volta de 4.100 e 2.500 anos A.P. Estes episódios erosivos, embora não tenham sido detectados neste trabalho, são registrados na curva de variação do nível relativo do mar de Martin *et. al.* (2003).

As profundidades máximas de incisão registradas, entre 80 e 100m nos depósitos exclusivamente pleistocênicos, indicam que o vale do rio Doce tenha se prolongado para a plataforma continental e atuado como significativo conduto de sedimentos para a plataforma e talude adjacentes durante sua evolução, hipótese a ser testada em trabalhos futuros.

8 BIBLIOGRAFIA

- Allen, George P.; Posamentier, Henry William. Transgressive Facies and Sequence Architecture in Mixed Tide- and Wave-Dominated Incised Valleys: Example from the Gironde Estuary, France. *In* Dalrymple, Robert.W.; Boyd, Ron.; Zaitlin, Brian.A. (eds). *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Special Publication No. 51. Tulsa, Oklahoma, USA, 1994. pp.: 225-240.
- Aguirre, M.L. e Whatle, R.C. **Late Quaternary Marginal Marine Deposits and Palaeoenvironments from Northeastern Buenos Aires Province, Argentina: A Review**. *Quaternary Science Reviews*, 1995, 14: 223-254.
- Almeida, Ângela Brito. **História do Preenchimento do Vale Inciso da Lagoa Encantada – Ilhéus-BA**. Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2006. 117 pp.
- Angulo, Rodolfo. José. e Lessa, Guilherme. Camargo.. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, 1997, 140: 141-166.
- Angulo, Rodolfo. José. , Lessa, Guilherme. Camargo. e Souza, Maria.Cristina de.. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Reviews*, 2006, 25: 486-506.
- Bandeira Jr. Alfredo Nunes; Petri Setembrino.; Suguio Kenitiro. **Projeto Rio Doce: Relatório Final, Relatório Interno**. Rio de Janeiro, Petrobrás CENPES, 1975, 207 pp.
- Bizzi, Luiz Augusto; Schobbenhaus, Carlos; Vidotti, Roberta Mary; Gonçalves, JoãoHenrique (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas &SIG**. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Brasília, 2003, 602pp.
- Blott, Simon. J.& Pye, Kenneth. **Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments**. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2001, 26:1237 - 1248.
- Blum, Michael D. and Aslan, Andres. **Signatures of climate vs. sea-level change within incised valley-fill successions: Quaternary examples from the Texas Gulf Coast**. *Sedimentary Geology*, 2006, 190:177–211.
- Blum, Michael D. and Törnqvist, Torbjörn E.. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentary*, 2000, 47: 2-48.
- Chappell, John; Omura, Akio; Esat, Tezer.; McCulloch, Malcolm; Pandolfi, John; Ota, Yoko; Pillans, Brad. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, 141:227-236.
- Catuneanu, Octavian; Abreu, V., Bhattacharya, Janok P.; Blum, Michael D.; Dalrymple, Robert W.; Eriksson, Patrick G.; Fielding, Christopher.R., Fisher, William L., Galloway, William E.; Gibling, Martin R.; Giles, Katherine A.; Holbrook, John M.; Jordan, R., Kendall, Christopher G.St.C.; Macurda, Brad; Martinsen, Ole J.; Miall, Andrew D., Neal, Jack E.; Nummedal, Dag; Pomar, L; Posamentier, Henry William; Pratt, Brian R.; Sarg, Rick F.; Shanley, Keith W.; Steel, Ronald J.; Strasser, Andreas; Tucker, Maurice E.; Winker, C. 2009. **Towards the standardization of sequence stratigraphy**. *Earth-Science Reviews* 92 (2009) 1–33.

Martin L., Suguio K.; Dominguez, José Maria Landim; Flexor, Jean-Marie **Mapa Geológico do Quaternário Costeiro do Estado do Espírito Santo**. CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais 1997. Mapa Geológico, escala 1:200.000.

Corrêa, Iran Carlos Stalliviere. **Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil**. *Marine Geology*, 1996, 130:163-178.

Crumeyrolle, P., Renaud, I. **Quaternary Incised Valleys and Low Stand Deltas Imaged with 3D seismic and 2D HR Profiles, Mahakam Delta, Indonesia**. AAPG International Conference Barcelona, Spain, 2003.

Dalrymple, Robert W.; Zaitlin, Brian.A.; Boyd, Ron. **Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications**. *Journal of Sedimentary Petrology*, 1992, 62:130-1146.

Dalrymple, Robert.W.; Boyd, Ron; Zaitlin, Brian A. **History of research, types and internal organization of incised-valley systems: introduction to the volume**. In Dalrymple, Robert W.; Boyd, Ron; Zaitlin, Brian A. (eds). *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Special Publication No. 51. Tulsa, Oklahoma, 1994, pp.: 3-10.

Dalrymple, Robert W. & Zaitlin, Brian A.. **High-resolution sequence stratigraphy of a complex, incised valley succession, the Cobequid Bay- Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada**. *Sedimentology*, 1994, 41:1069-1091.

Dominguez, José Maria Landim, 1996. **As coberturas Plataformais do Proterozóico Médio e Superior**. In Almeida, Adilson Benedito, Dominguez, José Maria Landim, Oliveira, J.A. (Eds.) *Produção de Sedimentos na Bacia do Rio Almada - Estado da Bahia - Implicações para a evolução da Zona Costeira*, 2006.

Dominguez, José Maria Landim. **As coberturas do Cratón do São Francisco: Uma abordagem do ponto de vista da análise de bacias**. In II Simpósio sobre o Cratón São Francisco, Salvador - Bahia, 1993 213 pp..

Ferrazzo, Mariana.. **Reconstituição paleoambiental com base em palinórfos do Quaternário do baixo vale do rio Doce, ES, Brasil**. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia. Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS). São Leopoldo, 2008, 185p.

Garrison, James R. e McCoy, Bobby. **The Nueces Valley Revisited: A Reinterpretation of the Sedimentology and Depositional Sequence Stratigraphy of Preserved Pleistocene and Holocene Valley-Fill Sediments**. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 2007, v. 57, p. 291-304.

Hanebuth, Till J.J.; Stattegger, Karl; Schimanski, Alexander., Lüdman, Thomas, Wong, How Kin. **Late Pleistocene forced-regressive deposits on the Sunda Shelf (Southern Ásia)**. *Marine Geology*, 2003, 199: 139-157.

Hori, Kazuaki; Saito, Yoshiki; Sho, Quanhong; Wang, Pinxian. **Evolution of the Coastal Systems of the Changjiang (Yangtze) River in Response to Late Pleistocene-Holocene Sea-Level Changes**. *Journal of Sedimentary Research*, 2002, 72: 884-897.

Kindinger, Jack L.; Balson, Peter S.; Flocks, James. **Stratigraphy of the Mississippi-Alabama Shell and Mobile River Incised-Valley System**. In Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.A. (Eds) *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Special Publication No. 51. Tulsa, Oklahoma, 1994, pp.: 83-95.

Krumbein, William Christian. **Criteria for subsurface recognition of unconformities.** American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1942, 26: 36-62.

Lang, J., Anthony, E.J., Oyrdr, L.M.. **Late Quaternary Sediments in Incised Coastal Valleys in Benin: A Preliminary Sequence-Stratigraphic Interpretation.** *Quaternary International*, 1995, 29/30:31-39.

Lessa, Guelierme Camargo, Meyers, Stephen R., Marone, Eduardo. **Holocene Stratigraphy in the Paranaguá Bay Estuary, Southern Brazil.** *Journal of Sedimentary Research*, 1998, 68: 1060-1076.

Li, Congxian; Wang, Ping; Sun, Heping; Zhang, Jiaqiang; Fan, Daidu; Deng, Bing. **Late Quaternary incised-valley fill of the Yangtze delta (China): is stratigraphic framework and evolution.** *Sedimentary Geology*, 2002, 152: 133-158.

Li, Congxian; Chen, Qingqiang; Zhang, Jiaqiang; Yang, Shouye; Fan, Daidu. **Stratigraphy and paleoenvironmental changes in the Yangtze Delta during the Late Quaternary.** *Journal of Asian Earth Sciences*, 2000, 18: 453-469.

Linsley, Braddock K.. **Oxygen-isotope record sea level and climate variations in the Sulu Sea over the past 150,000 years.** *Nature*, 1996, 380: 234-237.

Lucchi, Franco; Tranne, C.A., Calanchi, N., Pirazzoli, P.A., Romagnoli, C., Radtke, U., Reyss, J.L., Rossi, P.L.. **Late-Quaternary ancient shoreline at Lipari (Aeolian Islands): stratigraphical constraints to reconstruct geological evolution and vertical movements.** *Quaternary International*, 2004, 115-116: 105-115.

Mallinson, David and Compton, J.S.. **Linking phosphogenic episodes on the southeast U.S. margin to marine $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ records.** *Geology*, 1997, v. 25, no. 2, p. 103-106.

Martin, Louis; Dominguez, José Maria Landim; Bittencourt, Abilio Carlos da Silva Pinto. **Fluctuating Holocene Sea Level in Eastern and Southeastern Brazil: Evidence from Multiple Fossil and Geometric Indicators.** *Journal of Coastal Research*, 2003, 19(1):101-124.

Martin, Louis; Dominguez, José Maria Landim; Suguio, Kenitiro; Flexor, Jean-Marie. **Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo.** CPRM, Belo Horizonte, 1997, 105 pp.

Martin, Louis; Möner, Nils Axel; Flexor, Jean-Marie, Suguio, Kenitiro. **Fundamentos e reconstruções dos antigos níveis marinhos do Quaternário.** São Paulo, USP, 1986, Boletim 16, 4:1-161.

Mattheus, Christopher R.; Rodriguez, Antonio B., Greene, D. Lawrence; Simms, Alexander R., Anderson, John B.. **Control of Upstream Variables on Incised-Valley Dimension.** *Journal of Sedimentary Research*, 2007, 77 (3); p. 213-224.

Mitchum, J. R., Vail, R. M., Sangre, E. P. R.. **Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences.** In Payton, Charles E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration.*, American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, Tulsa, 1977, pp.:117-134.

Mitchum, J. R., Vail, R.M., Thompson, S., III.. **Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis.** In Payton, Charles E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy -*

Applications to Hydrocarbon Exploration., American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, Tulsa, 1977, pp.:53-62.

Nichol, Scott L.; Boyd, Ron; Penland, Shea. **Stratigraphic Response of Wave - Dominated Estuaries to Different Relative Sea-Level and Sediment Supply Histories: Quaternary Case Studies from Nova Scotia, Louisiana and Eastern Australia.** In Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.A. (Eds) *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Special Publication No. 51. Tulsa, Oklahoma, 1994, pp.:265-283.

Payton, Chales E. (ed.). *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. America Association Of Petroleum Geologists Memoir 26, Tulsa, 1977, 516pp.

Projeto Rio Doce. **Parametrização do Baixo Vale do Rio Doce para Modelagem Estratigráfica.** UNISINOS -CENPES-PETROBRAS. Relatório Interno (0050.0012866.05.2). CD-Rom Anexo, Inédito, 2008.

Piazza H. D. & Araújo M. B. de. **Projeto Rio Doce, Geologia da Parte Continental, Relatório nº 1582.** Petrobrás RPBA, Salvador, 1972, 63 pp.

Posamentier, Henry William and Allen, George P. **Siliciclastic Sequence Stratigraphy – Concepts and Applications.** Society for Sedimentary Geology, Tulsa, Oklahoma, 1999, 210 pp..

Posamentier, Henry William; Vail, Peter R.. **Eustatic controls on clastic sedimentation II- Sequence and systems tract models.** In Wilgus, Cheryl K.; Hastings, Bruce S.; Ross, Charles A.; Posamentier, Henry William; Van Wagoner, John and Kendall, Christopher G. St. C., (Eds.) *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special publication, Tulsa, 1988, 42:125-154

Rodriguez, Antonio B.; Anderson, John B.; Sirigan, Fernando P.; Taviani, Marco. Holocene evolution of the east Texas coast and inner continental shelf: along-strike variability in coastal retreat rates. *Journal of Sedimentary Research*, 2004, 74:405-421.

Rossetti, Dilce de Fátima. **Fácies architecture and sequential evolution of an incised valley estuarine fill: the Cujupe Formation (Upper Cretaceous to Lower Tertiary), São Luiz Basin, northern Brazil.** *Journal of Sedimentary Research*, 1998, 68:299-310.

Rossetti, Dilce de Fátima. **Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luis Basin, northern Brazil.** *Sedimentary Geology*, 2000, 133:295–324.

Schellmann, Gerhard and Radtke, Ulrich. Eletron Spin Resonance (ESR) Techniques Applied to Mollusc Shells from South America (Chile, Argentina) and Implications for Palaeo Sea-Level Curves. *Quaternary Science Reviews*, 1996, 16: 465-475.

Shackleton, N.J.. **Oxigen isotope, ice and sea-level.** *Quaternary Science Reviews*, 1987, 6: 183-190.

Schumm, Stanley A. and Ethridge, Frank G.. **Origin, Evolution and Morphology of Fluvial Valleys.** In Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.A. (eds). *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Special Publication No. 51. Tulsa, Oklahoma, 1994, p. 11-27.

Silva, Pablo L.. *Modelagem Geológica do baixo vale do rio Doce com foco no estudo de análogos de reservatórios*. Monografia de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia. Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS). São Leopoldo, 2007, 81p.

Souza, Célia Regina de Gouveia, Suguio, Kenitiro, Oliveira, Antonio Manuel dos Santos, Oliveira, Pedro Eduardo (Eds.) **Quaternário do Brasil**. Editora Holos, Ribeirão Preto, 2005, pp.: 114-129.

Suguio, Kenitiro, Angulo, Rodolfo. José; Carvalho, A.M.; Corrêa, Iran Carlos Stalliviere; Tomazelli, Luiz José; Willwock, J.A., Vital, Helenice.. **Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa**. In Souza, Célia Regina de Gouveia, Suguio, Kenitiro, Oliveira, Antonio Manuel dos Santos, Oliveira, Pedro Eduardo (Eds.) *Quaternário do Brasil*. Editora Holos, Ribeirão Preto, 2005, pp.: 114-129.

Swift, D. J. P. and Thorne, J. A., **Sedimentation on Continental Margins, I - a general model for shelf sedimentation**. *Special Publication of the International Association of Sedimentologists*, 1991, 14: 3-31.

Talling, Peter J.. **How and were do incised valleys form if sea level remains above the shelf edge?** *Geology*, 1998, 26:87-90.

Thomas, Mark A. and Anderson, John B.. **Sea-Level Controls on the Fácies Architecture of the Trinity/Sabine Incised-Valley System, Texas Continental Shelf**. In Dalrymple, R.W., Boyd, R., Zaitlin, B.A. (Eds.) *Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*. SEPM Special Publication No. 51. Tulsa, Oklahoma, 1994, pp.:63-82.

Vail, Peter R., Mitchum, R.M., Thompson, S., III.. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 3: Relative Change of Sea Level from Coastal Onlap. In Payton, Chales E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, Tulsa, 1977, pp.:53-62.

Van Wagoner, John.C.; Michum, R.M.; Campion, K.M.; Rahmanian, V.D.. **Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts of High-resolution Correlation of Time and Facies**. American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series 7, Tulsa, 1990, 55 pp.

Van Wagoner, John C.; Posamentier, Henry William.; Mitchum, R.M.; Vail, Peter R.;L Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J., **An overview of the Fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions**. In Wilgus, Cheryl K.; Hastings, Bruce S.; Ross, Charles A.; Posamentier, Henry William; Van Wagoner, John C. and Kendall, Christopher G. St. C. (Eds.) *Sea-level Changes: Na Integrated Approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications 42, Tulsa, 1988, pp.:39-45.

Wojahn, Daniel. **Estudo dos paleocanais através da geofísica na região do Vale do Rio Doce–ES**. Monografia de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia. Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS). São Leopoldo, 2006, 51 p.

Wellner, Robert W. and Bartek, Louis R.. **The Effect of Sea Level, Climate and Shelf Physiography an the Development of incised Valley Complexes: A Modern Example from the East China Sea**. *Journal of Sedimentary Research*, 2003, 73:926-940.