

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
CURSO DE GEOLOGIA**

LUIZ GUILHERME STIPP CORREA

**ESTUDO DE HETEROGENEIDADES EM RESERVATÓRIOS DELTAICOS COM
BASE EM ANÁLOGOS MODERNOS: O CASO DO DELTA DO RIO DOCE**

CURITIBA

2016

LUIZ GUILHERME STIPP CORREIA

**ESTUDO DE HETEROGENEIDADES EM RESERVATÓRIOS DELTAICOS COM BASE
EM ANÁLOGOS MODERNOS: O CASO DO DELTA DO RIO DOCE**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao
Curso de Geologia da Universidade Federal do
Paraná como requisito parcial à obtenção do grau
de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Conforti Ferreira
Guedes

CURITIBA

2016

“Impossível é apenas uma palavra usada pelos fracos que acham mais fácil viver no mundo que lhes foi determinado do que explorar o poder que possuem para muda-lo. O impossível não é um fato consumado. É uma opinião. Impossível não é uma afirmação. É um desafio. O impossível é algo potencial. O impossível é algo temporário. Nada é impossível.”

Muhammad Ali

Agradecimentos

Venho por meio deste agradecer a todas as pessoas envolvidas direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.

Aos pais e aos familiares, pelo incentivo, apoio e compreensão em todos os momentos.

Aos amigos Bruno Guimarães Titon e Carolina Klock Campos Ferreira, pela ajuda com textos em língua estrangeira e explicações sobre assuntos inerentes ao trabalho.

À amiga Caroline de Almeida Ruela, pela ajuda com os mapas de localização e para confecção das seções de correlação dos poços.

À Universidade Federal do Paraná, que ofereceu subsídio e infraestrutura para a realização deste trabalho.

Ao orientador Prof. Dr. Carlos Conforti Ferreira Guedes, pela ajuda, orientação e motivação neste último ano.

Resumo

O presente trabalho discute sobre as associações de fácies e as possíveis fácies reservatório e não reservatório da planície deltaica do delta do Rio Doce. O delta do Rio Doce está localizado no Estado do Espírito Santo caracterizado por uma morfologia alongada, com cerca de 40 km de largura na direção E-W e 150 km de comprimento na direção N-S. O delta está inserido sobre o Complexo de rochas cristalinas do Pré-Cambriano da Bacia do Espírito Santo, que é limitado a sul pela Bacia de Campos, a oeste pelas rochas cristalinas pré-cambrianas, a norte pela Bacia de Mucuri e a leste pelo Oceano Atlântico. O delta do Rio Doce começou a se desenvolver há aproximadamente 132.000 anos A.P., com a formação de depósitos de cristas de praia. Os sedimentos deltaicos foram depositados entre 49.000 e 29.000 anos A.P., em um evento progradacional durante o Pleistoceno Superior. Esses depósitos foram posteriormente retrabalhados entre 8.161- 7.933 e 4.974- 4.850 anos A.P., num contexto de nível de mar alto, resultando na deposição de sedimentos lagunares lamosos e de bacia estuarina central. A sua geometria em cuspide foi acentuada por novo evento progradacional que formou outra geração de cristas de praia e a partir deste momento o delta do Rio Doce voltou a crescer, num processo que ocorre até os dias atuais. A análise de 15 perfis de poços perfurados no delta resultou na interpretação de 8 associações de fácies, das quais 4 foram classificadas como rocha reservatório, e as demais como rochas não reservatório. A análise das seções de correlação dos poços levou a interpretação de um possível reservatório localizado na porção oeste do delta, com continuidade de aproximadamente 30 km na direção norte-sul e 10 km na direção leste-oeste em meio a depósitos de crista de praia, com profundidades variando entre 0 e 5 metros, e outro ao longo de depósitos de canais fluviais com aproximadamente 15 km de extensão, com profundidades variando entre 1,1 e 5,6 metros.

Palavras chave: Associações de fácies; depósitos deltaicos; rocha reservatório.

Abstract

This study discusses the facies associations and possible reservoir and non-reservoir related facies pertinent to the Doce River delta plain. The Doce River delta is located in the state of Espírito Santo defined by an elongated configuration with 150 km from North to South in length and about 40 km in width from East to West. It is situated in an area comprised of pre-cambrian metamorphic rocks from the Espírito Santo Basin, limited by Campos Basin to the South, pre-cambrian metamorphic rocks in the West, Mucuri Basin in the North and the Atlantic Ocean to the East. The Doce River history began approximately 132000 years B. P., marked by the development of beach ridge deposits. Deltaic deposits were formed between 49000 and 29000 years B. P. during a progradational event in the Late Pleistocene and subsequently reworked at intervals ranging from 8161 – 7933 and 4974 – 4850 years B. P., in a predominantly high sea level setting resulting in central estuarine and muddy lagoon deposits. Its distinct cusped geometry was intensified by an ensuing progradational event responsible for the generation of new beach ridge systems and a modern growth phase for the Doce River delta, a process still on-going at the present time. Analysis of 15 well log profiles resulted in the interpretation of 8 facies associations, 4 of which classified as potential reservoir rocks and the remaining 4 being non-reservoir prone. Lithostratigraphic profiles from core data were analyzed and correlated resulting in the interpretation of a conceivable reservoir westward from the modern delta with 30 km of continuity striking N-S and 10 km from East to West, within beach ridge deposits, with depths ranging from 0 and 5 meters. In addition, another possible reservoir, along fluvial channel deposits, extending over 15 km with depths ranging from 1,1 and 5,6 meters.

Keywords: Facies associations, Deltaic deposits, Reservoir rock.

Sumário

Agradecimentos	iv
Resumo.....	v
Abstract	vi
Lista de figuras	viii
Lista de tabelas.....	x
1 Introdução.....	1
1.1 Localização.....	1
2 Materiais e métodos.....	3
2.1 Levantamento bibliográfico.....	3
2.2 Aquisição de Dados de Poços e datações	3
3 Fundamentação teórica	5
3.1 Deltas.....	5
3.1.1 Sistema deposicional deltaico	5
3.1.2 Morfologia e processos atuantes na formação de deltas	6
3.1.3 Classificação de deltas	8
3.2 Reservatórios deltaicos	10
3.2.1 Processos, depósitos e reservatórios de deltas dominados por rios	10
3.2.2 Processos, depósitos e reservatórios de deltas dominados por ondas	14
3.2.3 Processos, depósitos e reservatórios de deltas dominados por marés	17
3.3 Heterogeneidades de reservatórios.....	20
3.4 Contexto geológico	21
3.4.1 Bacia do Espírito Santo	21
3.4.2 Geologia e Evolução Quaternária do Delta do Rio Doce	23
4 Resultados.....	28
4.1 Fácies encontradas	28
4.2 Associações de fácies	29
4.2.1 Associação de fácies (A1) - Depósitos de Cristas de Praia	29
4.2.2 Associação de fácies (A2) - Depósitos de Lagos / Bacia Estuarina Central	29
4.2.3 Associação de fácies (A3) - Depósitos de Canais Fluviais	30
4.2.4 Associação de fácies (A4) - Depósitos de Canal de Maré	30
4.2.5 Associação de fácies (A5) - Depósitos de Pântanos.....	30
4.2.6 Associação de fácies (B1) - Depósitos de planície deltaica	30
4.2.7 Associação de fácies (B2) - Depósitos de frente deltaica	31

4.2.8 Associação de fácies (B3) - Depósitos de prodelta.....	31
5 Discussões.....	31
5.1 Correlação Estratigráfica dos perfis de poços	31
5.2 Modelo de delta	33
6 Considerações finais.....	34
Referências.....	36
Anexo I.....	38
Anexo II.....	40
Anexo III.....	42

Lista de figuras

Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo, com a localização do Estado do Espírito Santo e imagem Landsat com os pontos dos poços, retirados dos trabalhos de Cohen et al. (2014) e Rossetti et al. (2015), analisados no trabalho.....	2
Figura 2.1 - Mapa mostrando a localização e os nomes dos poços analisados.....	4
Figura 3.1 - Diagrama simplificado mostrando os principais subambientes de um delta. Retirado de Soares (2009).....	6
Figura 3.2 - Figura mostrando a classificação genética de deltas, baseada segundo três membros extremos, rios, ondas e marés: Deltas dominados por rios, deltas dominados por ondas e deltas dominados por marés, estabelecido por Galloway (1975). Modificado de Galloway (1975, in Soares 2009).....	9
Figura 3.3 - Figura mostrando os tipos de delta. Os deltas 1 e 2 são deltas dominados por ondas, que incidem sobre o sedimento deltaico derivado do rio. O delta 3 é um delta dominado por maré e os deltas 4 e 5 são deltas dominados pelo rio. Retirado e modificado de Slatt (2006).	10
Figura 3.4 - Figura mostrando os padrões de crescimento dos lobos deltaicos do Rio Mississippi durante os últimos 4600 anos. Retirado de Slatt (2006).	11
Figura 3.5 - Ilustração esquemática mostrando a distribuição das fácies arenosas e pelíticas, e dos ambientes no delta moderno do Rio Mississippi. Retirado de Slatt (2006, modificado de Fisk 1961).....	12
Figura 3.6 - (A) Figura mostrando arenito de canal distributário de idade Pensilvaniana. (B) Figura de uma seção esquemática representando fácies de um canal de desembocadura progradacional e corpos arenosos alongados preenchendo canais distributários em um lobo de delta dominado por rio, no norte da Bacia Gulf Coast. (C) Figura de um perfil vertical esquemático através de corpo arenoso de um canal de desembocadura, mostrando as principais fácies e estruturas sedimentares encontradas num delta dominado por rio. Retirado de Slatt (2006).	12
Figura 3.7: Figura mostrando o padrão de empilhamento e resposta de raios-gama das fácies e associações de fácies da Zona Romeo no poço 07-06. As fácies deltáicas mais	

produtivas são os arenitos de canais distributários e de barras de desembocadura. Retirado de Tye et al. (1999, in Slatt 2006).	13
Figura 3.8 - A) Ilustração esquemática de um perfil vertical mostrando as características sedimentares de um depósito de delta dominado por ondas, com as estruturas de fragmentos de conchas, estratificações cruzadas e ripples. Retirado de Miall (1980) in Slatt (2006). B) Distribuição lateral geral das fácies conglomeráticas, arenosas e argilosas em um delta dominado por ondas. Retirado de Slatt (2006).	14
Figura 3.9 - Ilustração de um ciclo deposicional no delta Kenilworth, Formação Blackhawk, Carbon County Utah, com o perfil de raios-gama e a estratigrafia vertical, mostrando a gradação das rochas argilosas do prodelta para as rochas arenosas da frente deltaica. Modificado de Balsley (1980, in Slatt 2006).	15
Figura 3.10 - A) Figura mostrando a morfologia de um delta dominado por ondas simétrico, no Delta Tiber, Itália. Retirado de Bellotti et al. (1994) in Slatt (2006). B) Figura mostrando a morfologia de um delta dominado por ondas assimétrico, no lobo St. Gheorge do delta do Danubio, Romênia. Retirado de Gatescu (1992, in Slatt 2006).	16
Figura 3.11 - Figura mostrando o padrão de fácies encontrado no campo de Budare, na Venezuela. O padrão em blocos representa as fácies de canais distributários e de barras de desembocaduras e os padrões mais finos e de sutil aumento da granulometria em direção ao topo caracterizam as fácies de planície de praia. Retirado de Hamilton et al. (2002, in Slatt 2006).	17
Figura 3.12 - Ilustração esquemática do delta moderno dominado por ondas do Golfo de Papua. Notar a forma alongada das barras arenosas subtidais. Retirado de Fischer et al. (1969, in Slatt 2006).	18
Figura 3.13 - A) Figura mostrando a coluna estratigráfica com o empilhamento dos arenitos de canais distributários e as estruturas sedimentares do campo de Lagunillas (VEN). B) Coluna estratigráfica mostrando a fácies de prodelta e os arenitos de cristas de maré e suas estruturas sedimentares. Retirado e modificado de Slatt (2006).	19
Figura 3.14 - Figura mostrando as diferentes escalas de heterogeneidades: A) Figura mostrando a escala de heterogeneidade mesoscópica, representada pelas rochas não reservatório e de baixa permeabilidade (rochas de cor escura). B) Escala de heterogeneidade macroscópica, representada pelas fácies impermeáveis de cor escura e C) Escala de heterogeneidade microscópica, de cor escura, representada pela cimentação da rocha. Retirado de Soares (2009).	20
Figura 3.15 - Ilustração da coluna estratigráfica da Bacia do Espírito Santo. Retirado de França et al. (2007).	22
Figura 3.16 - Mapa geológico esquemático da planície costeira do Rio Doce (ES): (1) terraço marinho holocênico, (2) sedimentos lagunares, (3) sedimentos fluviais (delta intralagunar), (4) terraço marinho pleistocênico, (5) sedimentos continentais terciários (Formação Barreiras), (6) embasamento cristalino pré-cambriano, (7) alinhamentos de cristas praias pleistocênicas, (7 e 8) alinhamentos de cristas praias holocênicas e (9) paleocanais fluviais. Retirado de Martin et al. (1993).	24

Figura 3.17 - Esquemas evolutivos da planície costeira do Rio Doce. O estágio 1 corresponde a figura A, o estágio 4 corresponde a figura B e o estágio 5 corresponde a figura C. Retirado de Martin et al. (1993).....	25
Figura 3.18 - Mapa com a distribuição das unidades geomorfológicas da planície deltaica do delta do Rio Doce. Retirado e modificado de Rossetti et al. (2015).	27

Lista de tabelas

Tabela 2.1 - Dados de coordenadas e profundidade dos poços analisados.	4
Tabela 5.1: Tabela com as associações de fácies classificadas como rochas reservatório e rochas não reservatório.	32

1 Introdução

Em reservatórios deltaicos de hidrocarbonetos é essencial determinar o tipo e as características principais de um depósito deltaico, a fim de maximizar o desenvolvimento e a produção do reservatório. A principal justificativa em se estudar e compreender os sistemas em reservatórios deltaicos está diretamente ligada à sua importância do ponto de vista econômico, já que são excelentes reservatórios de hidrocarbonetos e de carvão (Slatt 2006, Castro & Castro 2008).

Os processos geológicos que afetam as características de porosidade das rochas são complexos e o entendimento destas heterogeneidades de subsuperfície são de suma importância para a caracterização do reservatório. Em empresas do setor petrolífero, é de fundamental importância a elaboração de modelos de fácies e o estudo de heterogeneidades para a exploração de um reservatório de petróleo.

Segundo Slatt (2006), existem muitas incertezas ao se interpretar os diferentes tipos de deltas a partir de dados de poços, testemunhos e imageamento sísmico na identificação do ambiente e dos processos de sedimentação. Porém, é possível diferenciá-los através da análise de sua geometria, tamanho e orientação das rochas reservatório e das rochas selantes.

Este trabalho visa estudar e compilar as características de diferentes tipos de reservatórios deltaicos, a partir de dados publicados na bibliografia e dados publicados do delta do Rio Doce, suas características geológicas e suas heterogeneidades, classifica-lo em um modelo já proposto na bibliografia e utilizá-lo como um potencial reservatório de hidrocarbonetos. Tendo em vista o exposto acima, este trabalho tem como objetivo uma exposição dos modelos de reservatórios deltaicos e analisar o delta do Rio Doce como um possível reservatório, com foco nas rochas reservatório e suas heterogeneidades.

1.1 Localização

A área de estudo está localizada no Estado do Espírito Santo, no município de Linhares, com os poços perfurados na região do delta do Rio Doce (Figura 1.1). A cidade de Linhares está a uma distância de 1162 km da cidade de Curitiba e o acesso terrestre se dá por meio das rodovias federais BR-116 e BR-101.

A Bacia Hidrográfica do Rio Doce localiza-se nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo, a qual possui uma extensão total de 853 km e uma área de drenagem de aproximadamente 83465 km², sendo que 14% desta área está localizada no Estado

do Espírito Santo. As nascentes do Rio Doce estão situadas na Serra da Mantiqueira e na Serra do Espinhaço (Coelho 2007).

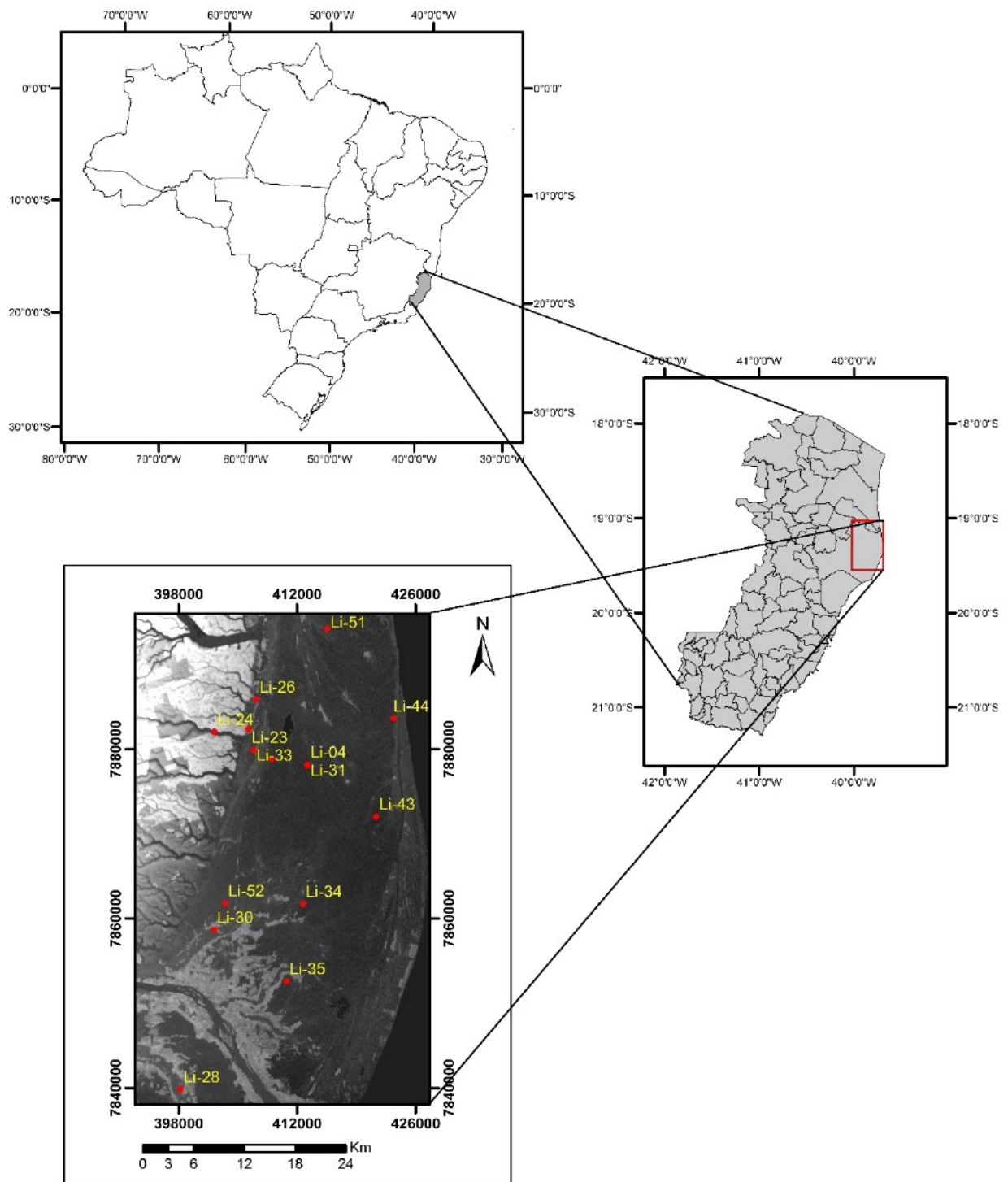


Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo, com a localização do Estado do Espírito Santo e imagem Landsat com os pontos dos poços, retirados dos trabalhos de Cohen *et al.* (2014) e Rossetti *et al.* (2015), analisados no trabalho.

2 Materiais e métodos

2.1 Levantamento bibliográfico

O presente trabalho teve como primeira etapa um levantamento bibliográfico acerca dos temas envolvidos nesta monografia. Foram consultados periódicos especializados, livros, artigos e arquivos em meio digital, com o objetivo de compilar e analisar dados e informações sobre os temas abordados. Este levantamento bibliográfico incluiu aspectos sobre deltas, reservatórios deltaicos, heterogeneidades de reservatórios e o contexto geológico da área. Na revisão sobre deltas foram abordados o sistema deposicional deltaico, a morfologia e processos atuantes na formação de deltas e as diferentes classificações propostas para deltas. A revisão bibliográfica sobre reservatórios deltaicos abordou os processos, depósitos e exemplos de reservatórios para deltas dominados rios, ondas e marés. Também foram discutidas as principais heterogeneidades de reservatórios e o contexto geológico da área, com ênfase na Bacia do Espírito Santo e na evolução quaternária do delta do Rio Doce.

2.2 Aquisição de Dados de Poços e datações

No presente trabalho foram utilizados e analisados quinze perfis de poços perfurados na região do delta do Rio Doce, no município de Linhares, no Estado do Espírito Santo (Figura 2.1). Estes dados foram retirados dos trabalhos de Rossetti *et al.* (2015), com 9 poços e Cohen *et al.* (2014), com 6 poços. Foi construído um mapa no *software* ArcMap 10.1 com a localização e o nome dos 15 poços utilizados no trabalho. As coordenadas e as profundidades dos poços analisados no trabalho estão inseridas na Tabela 2.1.

A análise dos poços se deu com a caracterização das fácies encontradas, a associação dessas fácies e a determinação das possíveis rochas reservatório, rochas geradoras e rochas selantes. A nomenclatura e os critérios utilizados para separar as associações de fácies foram baseados na classificação utilizada no trabalho de Cohen *et al.* (2014). Com o objetivo de ver a continuidade lateral das camadas foram construídas duas seções de correlação de poços: uma de orientação norte-sul (Anexo I) e outra de orientação noroeste-leste (Anexo II). Para tanto, os perfis dos poços foram digitalizados, utilizando-se o *software* CorelDraw X6. Os perfis dos poços Li-34, Li-35 e Li-44, que não foram inseridos nas seções, estão anexados no Anexo III. O *datum* escolhido para a correlação na seção foi o topo dos poços, devido a falta dos dados de altitude dos poços retirados do trabalho de Rossetti *et al.* (2015).

Tabela 2.1 - Dados de coordenadas e profundidade dos poços analisados.

Nome dos poços	Coordenada X (UTM)	Coordenada Y (UTM)	Profundidade (m)
Li-31	413.176	7.878.182	7,20
Li-01	409.025	7.878.869	9,20
Li-33	406.830	7.879.898	4,60
Li-26	407.179	7.885.899	5
Li-23	406.262	7.882.390	4
Li-24	402.232	7.882.061	11
Li-34	412.680	7.861.739	3,40
Li-35	410.743	7.852.619	2,20
Li-52	403.508	7.861.810	4
Li-04	413.205	7.878.182	7
Li-43	421.322	7.872.040	6
Li-44	423.375	7.883.637	4,10
Li-51	415.556	7.894.239	5,20
Li-28	398.233	7.839.846	9
Li-30	402.211	7.858.698	8,80

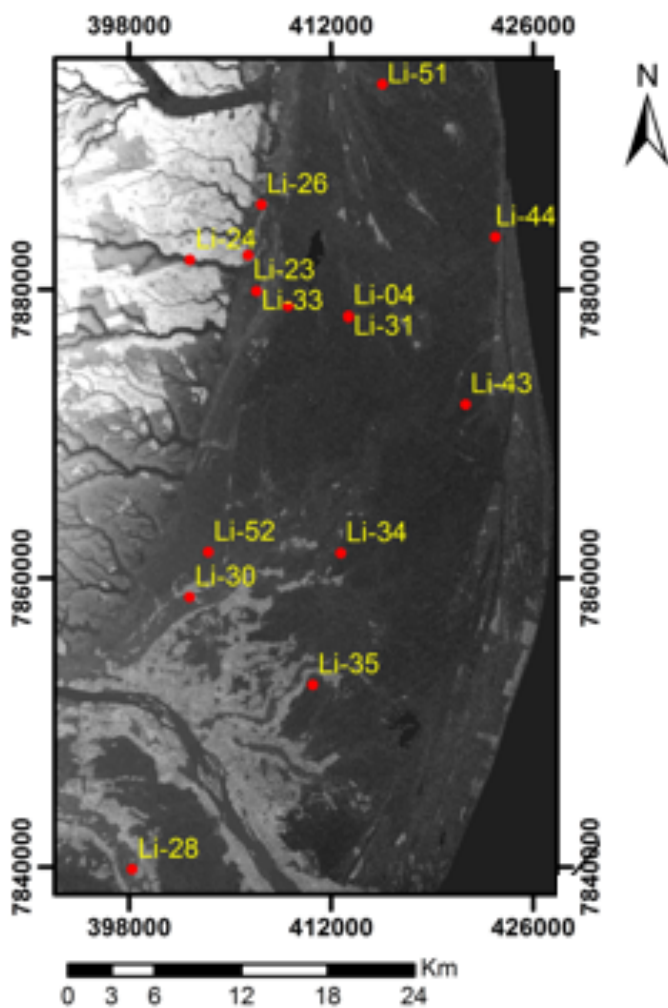


Figura 2.1 - Mapa mostrando a localização e os nomes dos poços analisados.

As datações obtidas no trabalho foram retiradas dos trabalhos de Cohen *et al.* (2014) e Rossetti *et al.* (2015). Os primeiros autores obtiveram idades de ^{14}C , enquanto os outros autores obtiveram idades de ^{14}C e pelo método de luminescência óptica estimulada.

3 Fundamentação teórica

O presente capítulo tem como objetivo apresentar uma revisão de temas que estão relacionados ao objetivo do trabalho. No primeiro tópico é apresentada uma explanação sobre deltas, com as principais características de um ambiente deltaico, suas morfologias e processos atuantes e algumas classificações de deltas. No segundo tópico são descritos as principais características de um reservatório deltaico e os exemplos destes reservatórios. O terceiro tópico fala sobre as heterogeneidades de reservatórios. Por fim este capítulo encerra com uma revisão bibliográfica sobre o contexto geológico da área e a geologia e evolução quaternária do delta do Rio Doce.

3.1 Deltas

3.1.1 Sistema deposicional deltaico

Heródoto deu origem ao termo delta no ano de 400 A.C., quando ele utilizou o termo para descrever a configuração exibida pela porção subaérea da Foz do Rio Nilo. A planície aluvial na desembocadura do Rio Nilo apresentava grande semelhança com a letra grega Δ (Bhattacharya & Walker 2005).

Gilbert (1885) desenvolveu os estudos pioneiros na caracterização de sistemas deltaicos, quando descreveu os deltas pleistocênicos do lago Bonneville, nos Estados Unidos.

O termo delta foi novamente utilizado por Barrell, em 1912, para designar um depósito parcialmente subaéreo construído por um rio no encontro com um corpo permanente de água (Barrell 1912, *apud* Suguio 2003).

Trownbridge (1930) *apud* Suguio (2003) ao realizar estudos no delta do Rio Mississippi, concluiu que o termo delta seria empregado para os sedimentos depositados por um rio nas vizinhanças de sua desembocadura.

Os deltas são sistemas transicionais formados quando uma carga de sedimentos levada por um rio para a sua desembocadura supera a ação dos agentes atuantes na bacia receptora. (Castro & Castro 2008).

Para que ocorra a formação de um delta é necessário que uma carga de sedimentos seja carregada por uma corrente aquosa e que flua para um corpo

permanente de água, onde os sedimentos grossos são depositados nas áreas mais proximais da bacia e os sedimentos de granulação mais fina são transportados para áreas mais distais (Martin *et al.* 1993).

Num sistema deltaico ocorrem quatro subambientes (Figura 3.1), que são: a planície deltaica, com deposição agradante; a frente deltaica, que tem caráter progradante sobre o prodelta; o prodelta, que corresponde a parte mais distal de um sistema deltaico; e a margem deltaica, retrogradante, relacionada à transgressão local sobre um lobo deltaico abandonado (Castro & Castro 2008).

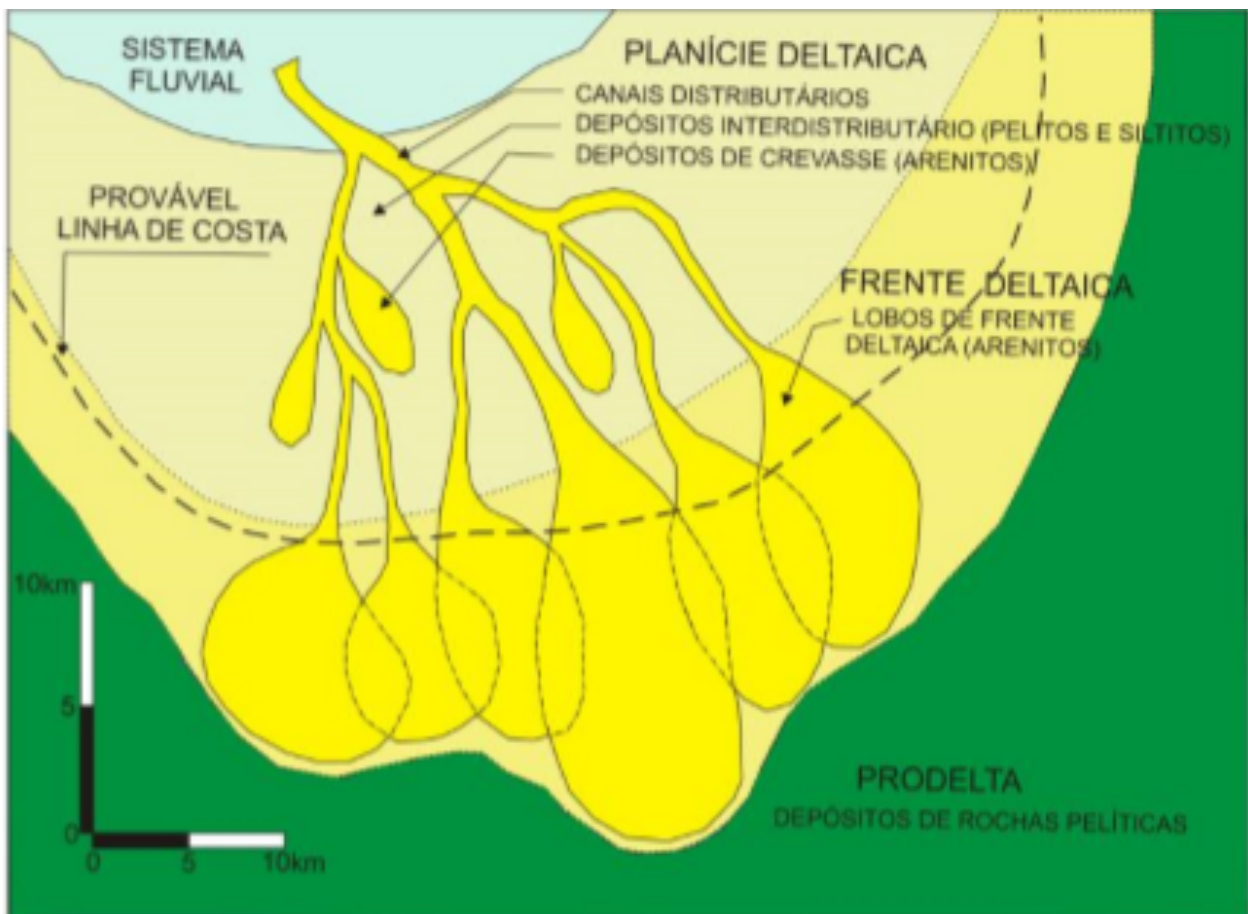


Figura 3.1 - Diagrama simplificado mostrando os principais subambientes de um delta. Retirado de Soares (2009).

3.1.2 Morfologia e processos atuantes na formação de deltas

Os deltas são constituídos de três elementos deposicionais, que são a planície deltaica, a frente deltaica e o prodelta. A porção subaérea, é denominada planície deltaica, e a porção subaquosa corresponde à frente deltaica e ao prodelta (Castro & Castro 2008).

A planície deltaica é uma área plana situada antes da desembocadura de um rio ou outro corpo aquoso, onde se encontram os canais distributários ativos ou

abandonados, mostrando fácies arenosas em depósitos de crevasse, fácies pelíticas de depósitos interdistributários ou cordões arenosos praias, associados ou não a lagunas (Martin *et al.*, 1993, Castro & Castro, 2008). A planície deltaica é caracterizada por apresentar depósitos sedimentares de preenchimento de canais, depósitos de diques naturais, depósitos de planície interdistributária e depósitos de pântanos e lagos. Nos depósitos de preenchimento de canais são depositados sedimentos grossos e finos que consistem em areias sílticas com estratificações cruzadas, que variam para siltes e argilas. Os depósitos de diques naturais são constituídos por argilas sílticas laminadas, com presença de bioturbações de raízes de planta. Na planície interdistributária são encontradas argilas com laminações finas de silte e areia fina, gradando para baixo para argilas prodeltaicas e para cima passam para argilas orgânicas pantanosas. Nos depósitos de pântanos e lagos depositam-se argilas orgânicas com laminações siltosas e turfas (Suguio 2003).

A frente deltaica é formada na área da bacia receptora onde desaguardam os distributários deltaicos, sendo caracterizada por barras arenosas associadas à desembocadura de distributários (geometria alongada ou lobada) ou por barras alongadas de marés, que na direção do prodelta síltico-argiloso são mais ricas em restos de vegetais e micas (Martin *et al.* 1993, Castro & Castro 2008). São encontrados nos ambientes de frente deltaica depósitos de barra distal, depósitos de barra de desembocadura de distributário, depósitos de canal distributário submerso e depósitos de dique natural submerso. Na frente deltaica se localizam as maiores espessuras de sedimentos de um sistema deltaico, sendo esses sedimentos siltes e areias muito finas que são transportados pelos principais distributários deltaicos (Suguio 2003).

A água do rio que carrega sedimentos mais finos em suspensão atravessa a frente deltaica antes de ser depositada na região do prodelta. Portanto, esta região é caracterizada por uma sedimentação argilosa, com estruturas laminadas, presença de bioturbações e diápiros de lama. Neste ambiente a granulometria aumenta em direção ao continente e em direção ao topo (Nichols 2009, Suguio 2003).

Coleman & Wright (1975), citam diversos fatores que apresentam influência direta na sedimentação deltaica, se destacando o clima, a energia de ondas, processos envolvidos com as marés, energia dos ventos da região, o relevo da plataforma, a tectônica, a flutuação da descarga fluvial e da carga sedimentar e processos associados à desembocadura do rio.

Os rios influenciam diretamente no tamanho e na seleção das partículas transportadas até o delta. Rios com grandes flutuações de descargas transportam

sedimentos grossos e pobremente selecionados, enquanto rios com descargas homogêneas depositam sedimentos mais finos e bem selecionados. O volume de sedimentos carregados pelos rios e a composição destes sedimentos influenciam na taxa e no padrão de crescimento dos deltas. As ondas e marés apresentam papel muito importante na formação de deltas. As ondas trabalham e redistribuem os sedimentos supridos pelos rios. Rios que desembocam em ambientes submetidos à grandes amplitudes de maré, formam deltas que exibem sedimentos com características de planícies de marés, se distinguindo dos deltas formados em ambientes submetidos à baixas amplitudes de marés (Martin *et al.* 1993).

3.1.3 Classificação de deltas

Os deltas são objetos de estudo desde o ano 400 A.C. Diversos autores como Lyell (1832), Fisher *et al.* (1969), Galloway (1975), entre outros propuseram classificações de deltas, utilizando diferentes parâmetros para essas separações. Essas classificações adotam como critérios a natureza dos processos físicos e das texturas sedimentares, a posição do talude da frente deltaica, o contexto geotectônico, a posição do delta dentro da bacia, entre outros.

Lyell (1832) foi um dos primeiros autores a classificarem deltas. Sua classificação utiliza a natureza da bacia receptora como parâmetro, classificando os deltas em continentais e marinhos.

Fisher *et al.* (1969) reconhecem deltas altamente construtivos (alongados e lobados) e altamente destrutivos, retrabalhados por ondas e por marés (cuspidados e estuarinos, respectivamente).

Postma (1991) definiu uma classificação para deltas e fan deltas dominados por processos fluviais, utilizando como parâmetros quatro tipos de sistema alimentador e geometria da barra de foz com dois tipos de perfis de profundidade. Ele propôs oito modelos delta para água rasa e quatro modelos de delta para água profunda.

Orton & Reading (1993) utilizam o suprimento sedimentar como base classificatória, dividindo os deltas em quatro classes texturais, onde: os deltas de cascalho (a) e areia (b) tendem a ser dominados por rios e ondas, e correspondem predominantemente a leques deltaicos. Os deltas de lama e silte (c) são geralmente dominados por rios e marés, tendo como exemplo o delta do Rio Amazonas. Os deltas de areia fina (d) são predominantemente dominados por rios e ondas, com alguns casos onde o predomínio é de rios e marés.

Porém, a classificação mais utilizada até os dias atuais é a classificação tripartite de Galloway (1975). Ele apresentou uma classificação genética de deltas marinhos, onde as intensidades de fornecimento de sedimentos e dos fluxos de energia de ondas e marés, estabelecem grupos em um diagrama triangular (Figura 3.2), segundo três membros extremos: i) se ao entrar no ambiente marinho o sedimento transportado pelo rio não for dispersado e sofrer influência marinha, este é um delta “dominado pelo rio”; ii) se a costa for uma região com influência de ondas, correntes e/ou marés, o sedimento pode ser disperso em várias direções. Se as ondas dominam a região da costa, o delta resultante é um delta “dominado por ondas”; iii) se as marés são dominantes, o delta é chamado de delta “dominado por marés”. A figura 3.3 mostra os diferentes tipos de deltas, segundo a classificação de Galloway (1975).



Figura 3.2 - Figura mostrando a classificação genética de deltas, baseada segundo três membros extremos, rios, ondas e marés: Deltas dominados por rios, deltas dominados por ondas e deltas dominados por marés, estabelecido por Galloway (1975). Modificado de Galloway (1975, *in* Soares 2009).



Figura 3.3 - Figura mostrando os tipos de delta. Os deltas 1 e 2 são deltas dominados por ondas, que incidem sobre o sedimento deltaico derivado do rio. O delta 3 é um delta dominado por maré e os deltas 4 e 5 são deltas dominados pelo rio. Retirado e modificado de Slatt (2006).

3.2 Reservatórios deltaicos

3.2.1 Processos, depósitos e reservatórios de deltas dominados por rios

Em deltas dominados por rios a ação de ondas e correntes é mínima, já que a energia das ondas é dissipada antes de chegar a linha de costa. O delta do Rio Mississippi pode ser considerado como o modelo de delta dominado por rio. Neste delta os sedimentos depositados na zona costeira não são retrabalhados ou dispersos lateralmente. Nos deltas dominados por rio é muito comum ocorrer a instabilidade do canal, devido ao pequeno gradiente da planície deltaica. Isso causa mudanças no curso do rio e o delta prograda em direção a águas mais profundas com o passar do tempo, o que causa a formação de lobos deltaicos. Ocorreram oito períodos de formação de lobos deltaicos no delta do Rio Mississippi durante os últimos 4600 anos (Figura 3.4). Essa repetida mudança de canais no topo do delta constrói padrões de lobos abandonados empilhados (Slatt 2006, Nichols 2009).

Em um delta dominado por rio, como é o caso do delta do Rio Mississippi, as fácies reservatório são os depósitos arenosos associados aos canais distributários e as barras de desembocadura. As fácies mais finas, como folhelhos e siltitos associados a baías interdistributárias, pântanos e lagoas são as rochas fornecedoras de

hidrocarbonetos e que servem como trapas em reservatórios deste tipo (Figura 3.5). Esses depósitos apresentam fácies de topo de delta bem desenvolvidos, sendo essencialmente as mesmas de um sistema fluvial similar. Entre os canais existem largas baías interdistributárias e na frente dos canais se formam barras de desembocadura, que são corpos individuais e relativamente pequenos, devido a pequena redistribuição dos seus sedimentos pela ação de ondas e correntes. Essas fácies podem ser reconhecidas em afloramento por suas associações e pela distintiva granocrescência ascendente, com um conjunto característico de estruturas sedimentares, como estratificações cruzadas, laminações plano-paralelas e *climbing ripples* (Figura 3.6). Estas características são corroboradas através de perfis de poços e testemunhos de sondagens (Slatt 2006, Nichols 2009).

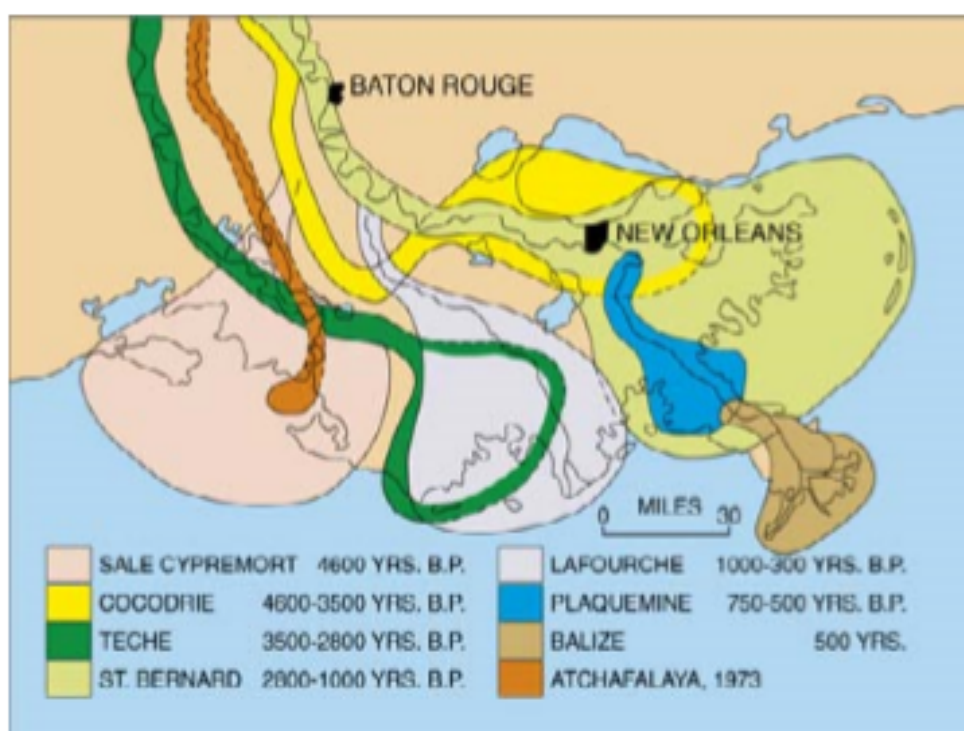


Figura 3.4 - Figura mostrando os padrões de crescimento dos lobos deltaicos do Rio Mississipi durante os últimos 4600 anos. Retirado de Slatt (2006).

De acordo com Slatt (2006), Tye e Hickey (2001) indicam que o campo de Prudhoe Bay é considerado como um reservatório de delta dominado por rios. Para os autores as rochas reservatório arenosas foram depositadas nos canais distributários e nas barras de desembocadura do delta, sendo que as litofácies arenosas presentes neste campo são caracterizadas por uma seleção moderada a muito bem selecionada e a granulação varia de fina a muito fina. Seis dessas litofácies apresentam permeabilidades médias horizontais de 12-40 md e uma sétima litofácies apresenta permeabilidade média de 129md. Estes autores acreditam que as areias mais bem selecionadas e permeáveis foram depositadas na parte mais proximal das barras de

desembocadura, enquanto as areias mais mal selecionadas e as lamas foram depositadas em regimes de fluxo inferior, nas partes mais distais do delta.

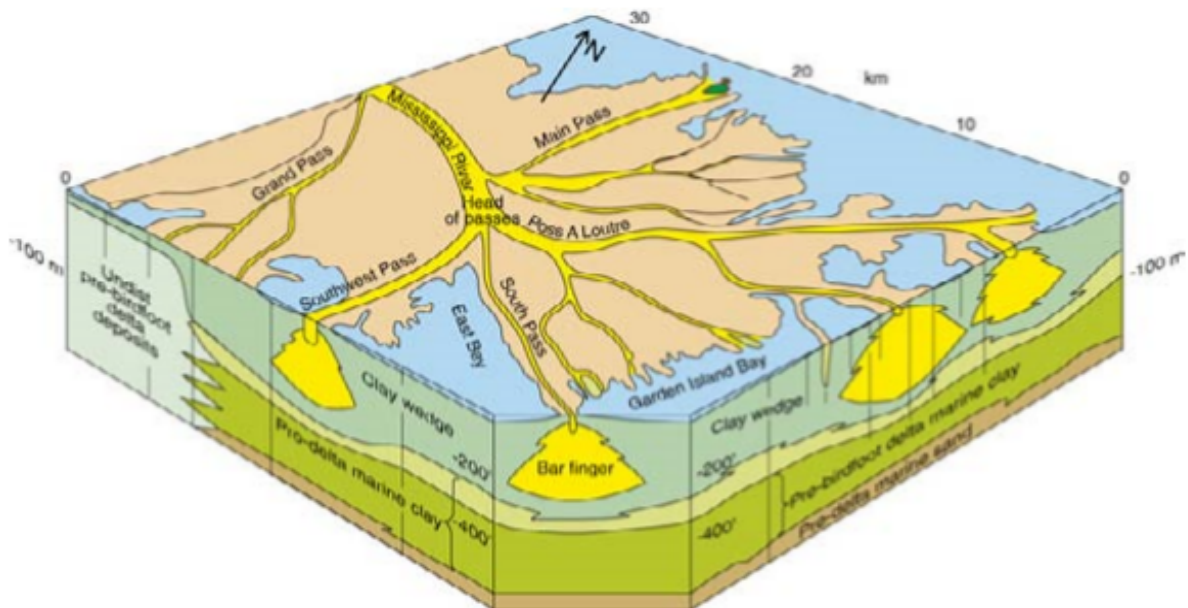


Figura 3.5 - Ilustração esquemática mostrando a distribuição das fácies arenosas e pelíticas, e dos ambientes no delta moderno do Rio Mississippi. Retirado de Slatt (2006, modificado de Fisk 1961).

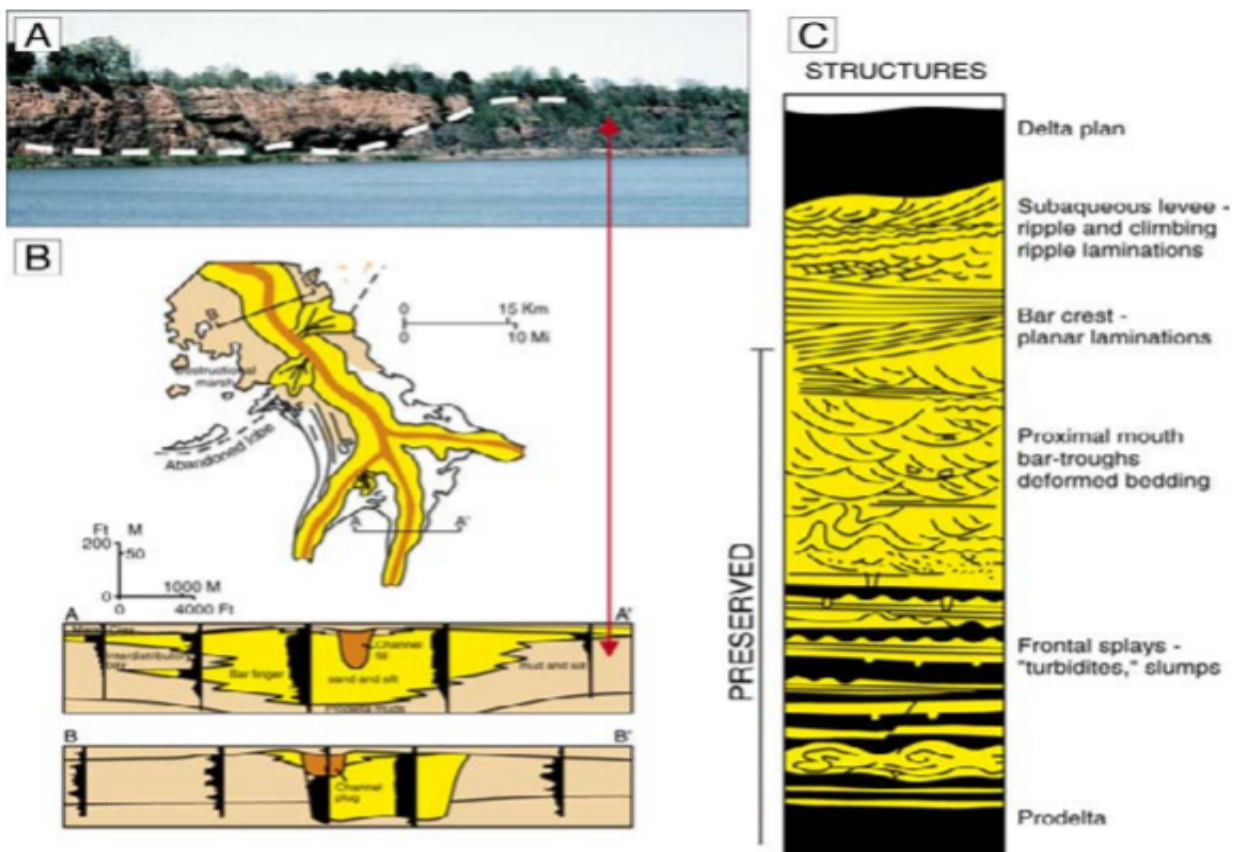


Figura 3.6 - (A) Figura mostrando arenito de canal distributário de idade Pensilvaniana. (B) Figura de uma seção esquemática representando fácies de um canal de desembocadura progradacional e corpos arenosos alongados preenchendo canais distributários em um lobo de delta dominado por rio, no norte da Bacia Gulf Coast. (C) Figura de um perfil vertical esquemático através de corpo arenoso de um canal de desembocadura, mostrando as principais fácies e estruturas sedimentares encontradas num delta dominado por rio. Retirado de Slatt (2006).

No campo de Prudhoe Bay, em seu mais baixo intervalo estratigráfico, a Zona Romeo (Figura 3.7) é composta por rochas reservatórios de baixa qualidade, que são os depósitos de granulação fina de frente deltaica e de prodelta. As fácies deltáicas mais produtivas são os arenitos de canais distributários e de barras de desembocadura (Slatt 2006). No ano de 1999, a produção de petróleo foi estabilizada em 1600 BOPD no campo de Prudhoe Bay (Tye *et al.* 1999).

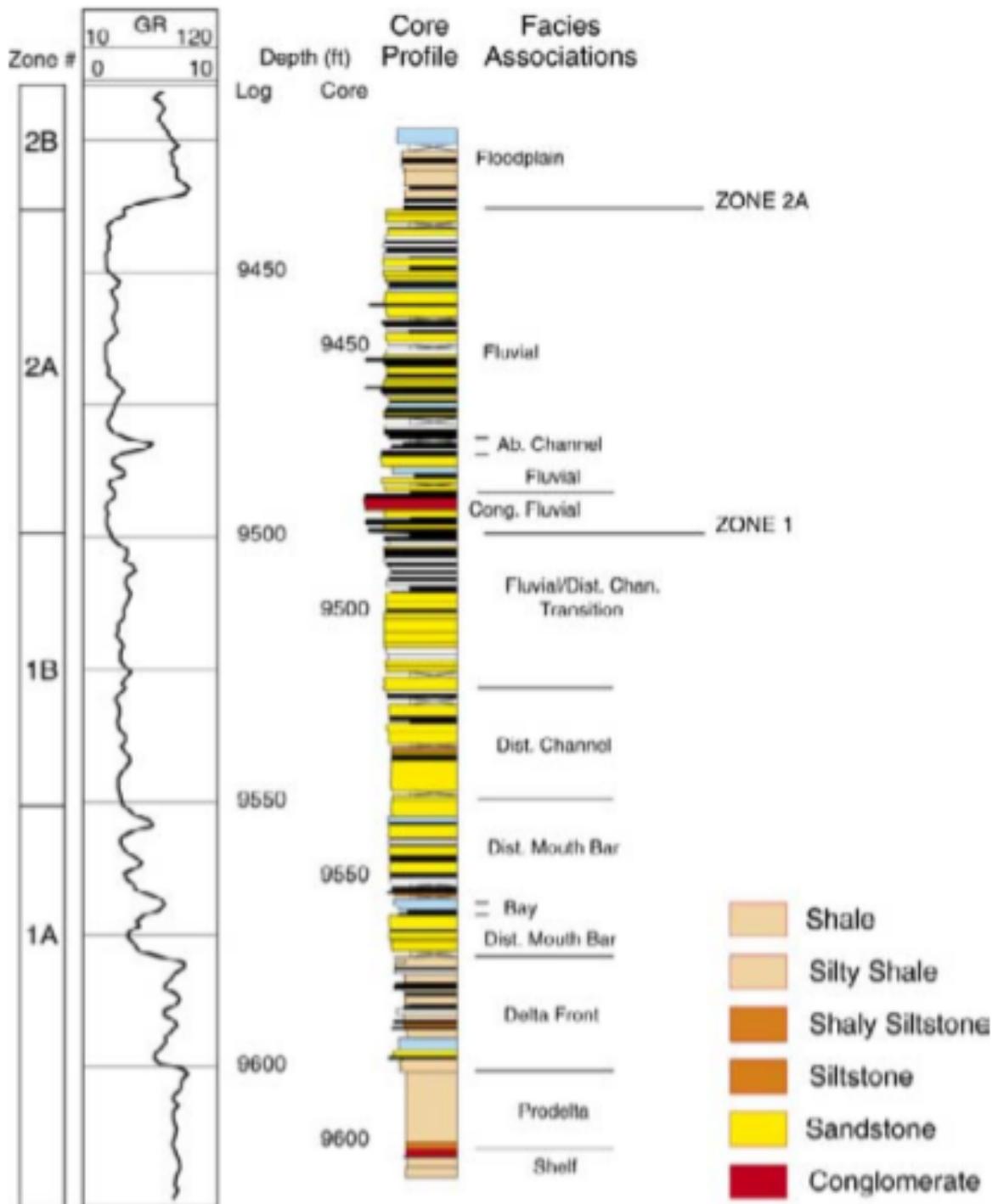


Figura 3.7: Figura mostrando o padrão de empilhamento e resposta de raios-gama das fácies e associações de fácies da Zona Romeo no poço 07-06. As fácies deltáicas mais produtivas são os arenitos de canais distributários e de barras de desembocadura. Retirado de Tye *et al.* (1999, in Slatt 2006).

3.2.2 Processos, depósitos e reservatórios de deltas dominados por ondas

Em ambientes de deltas dominados por ondas, as ondas geradas por ventos fortes retrabalham e redistribuem os sedimentos depositados em águas rasas, dispersando-os lateralmente. Se sedimento arenoso suficiente é fornecido à linha de costa, ao longo do tempo a zona de costa irá agregar lateralmente, bem como progradar em direção ao centro da bacia. Esta progradação ocorre devido a ação das ondas, que não transporta todo o material da região da boca do rio, gerando corpos em forma de leque ou um corpo arqueado de areia, como o Delta do Rio Nilo, que é um corpo bastante extenso e muito espesso. Num delta dominado por ondas a progradação das cristas de areias praias gera um padrão de granocrescência ascendente da base em direção ao topo (Figura 3.8), ao ponto que a granulação se torna mais arenosa e a porosidade e a permeabilidade também aumentam da base para o topo (Figura 3.9), devido ao efeito de dimensão de grão (Slatt 2006).

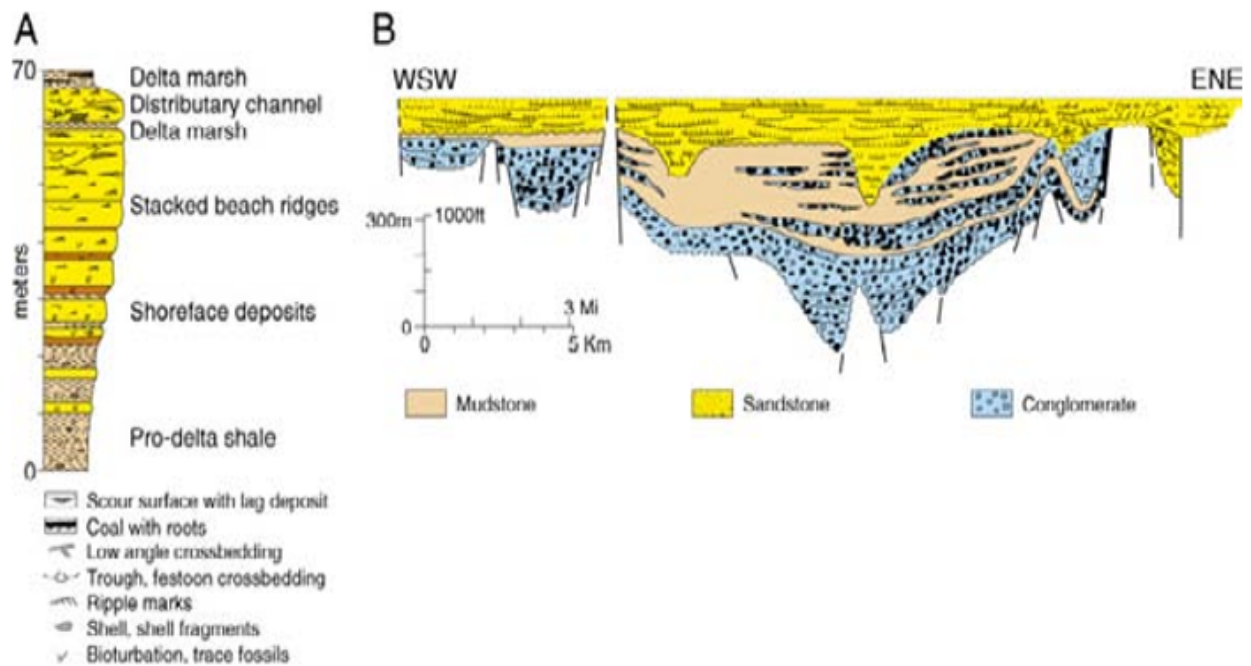


Figura 3.8 - A) Ilustração esquemática de um perfil vertical mostrando as características sedimentares de um depósito de delta dominado por ondas, com as estruturas de fragmentos de conchas, estratificações cruzadas e *ripples*. Retirado de Miall (1980) in Slatt (2006). B) Distribuição lateral geral das fácies conglomeráticas, arenosas e argilosas em um delta dominado por ondas. Retirado de Slatt (2006).

Em um delta dominado por ondas, os sedimentos de carga de fundo são retrabalhados e os depósitos de barra de desembocadura são mais bem selecionados do que em deltas dominados por rio. Os depósitos de barra de desembocadura e sedimentos de praia são bem desenvolvidos, ocorrendo como corpos sedimentares grossos e alongados, apresentando uma maior continuidade lateral. A frente deltaica e os depósitos do prodelta podem não diferir significativamente entre estes dois tipos de

deltas. Com relação as estruturas sedimentares, estes deltas apresentam uma preponderância de ondulações e estratificações cruzadas derivadas de corrente, fragmentos de conchas quebradas, e outros indicadores de processos de alta energia (Slatt 2006, Nichols 2009).

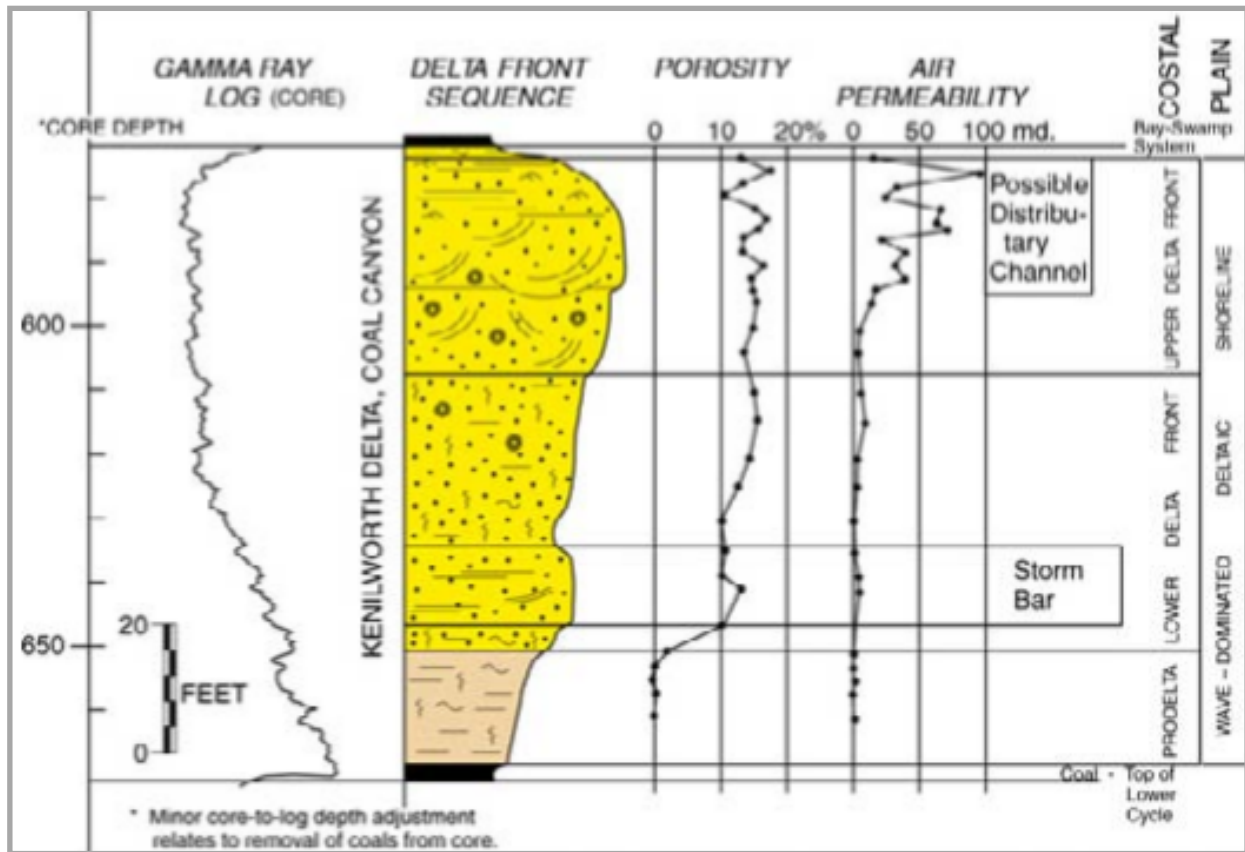


Figura 3.9 - Ilustração de um ciclo deposicional no delta Kenilworth, Formação Blackhawk, Carbon County Utah, com o perfil de raios-gama e a estratigrafia vertical, mostrando a gradação das rochas argilosas do prodelta para as rochas arenosas da frente deltaica. Modificado de Balsley (1980, *in* Slatt 2006).

Bhattacharya e Giosan (2003), distinguem deltas dominados por ondas simétricos e assimétricos (Figura 3.10). Os parâmetros utilizados para esta distinção entre os dois tipos baseiam-se na relação da descarga de sedimentos fluviais na costa e sobre o grau e a direção em que o sedimento arenoso de origem fluvial é disperso quando atinge a costa. Os deltas simétricos são formados nas áreas onde há entrada de sedimentos fluviais, mas quase nenhum transporte sedimentar ao longo da costa e as cristas de areia de praia nas barras distributárias são mais ou menos distribuídas igualmente em ambos os lados do canal de desembocadura. Em deltas dominados por ondas assimétricos, ocorre transporte de sedimentos suficiente uma vez que o mesmo atinge a costa. Neste caso o updrift side consistirá em uma crista de praia arenosa trapeada pelo rio, e o downdrift side será composto por cordões arenosos alongados que podem ser separados por calhas preenchidas por lama.

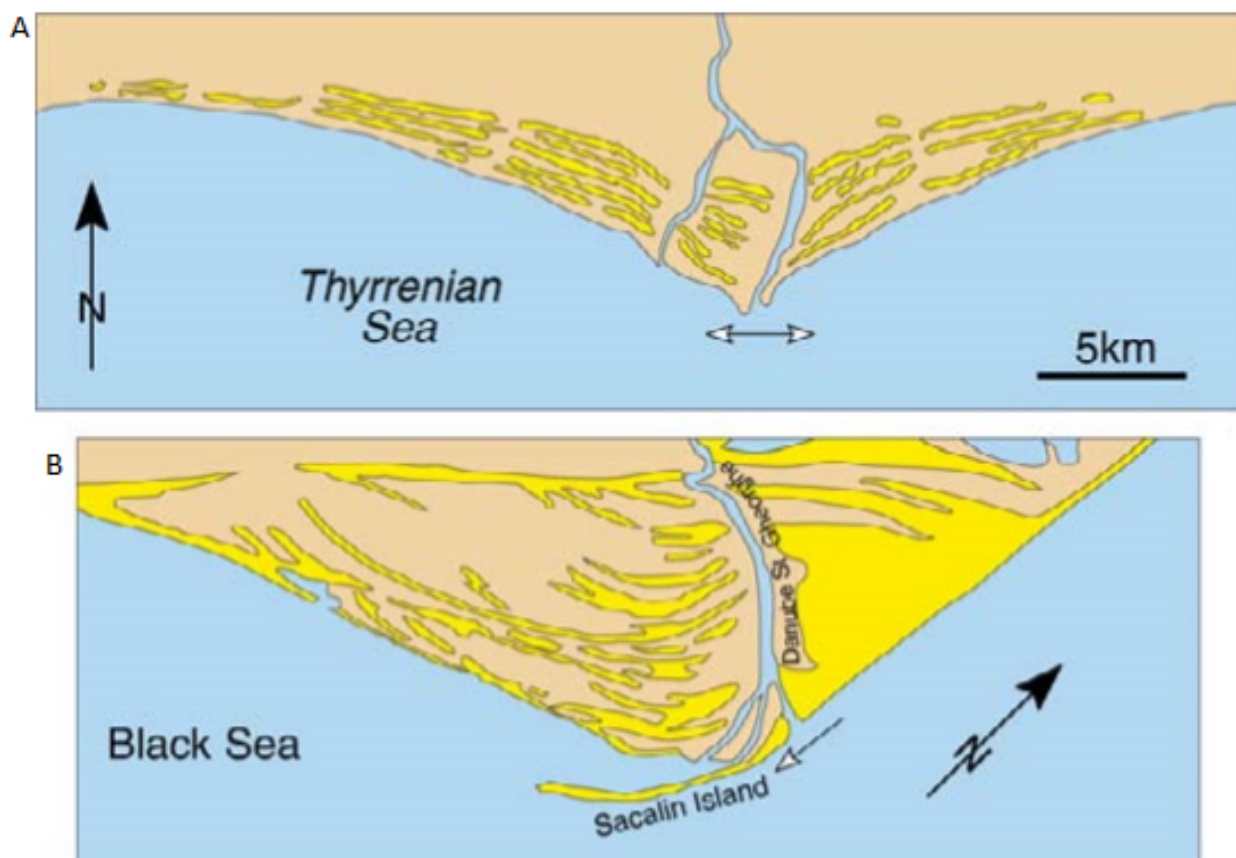


Figura 3.10 - A) Figura mostrando a morfologia de um delta dominado por ondas simétrico, no Delta Tiber, Itália. Retirado de Bellotti *et al.* (1994) in Slatt (2006). B) Figura mostrando a morfologia de um delta dominado por ondas assimétrico, no lobo St. Gheorge do delta do Danubio, Romênia. Retirado de Gatescu (1992, in Slatt 2006).

O campo Budare, no leste da bacia Venezuela, é exemplo de reservatório de um complexo deltaico dominado por ondas. Neste campo, as principais zonas produtoras são de idade terciária e são chamadas Merecure e Oficina reservatórios, que foram depositados em ambiente fluvial e num complexo deltaico dominado por ondas. No intervalo Merecure a zona A é um intervalo deltaico dominado por onda. A zona A possui de 30 a 37m, sendo que a espessura do arenito varia de 12 a 29m, com mergulho alongado na direção norte-sul e deposicional de direção alongada na orientação leste-oeste, que refletem nas fácies dominantes dos canais distributários e nos depósitos mais finos das barras de desembocadura e nas cristas praias (de tendência leste-oeste). Esses depósitos exibem um caráter arenoso e coeso em blocos, enquanto que padrões mais finos e de sutil aumento da granulometria em direção ao topo caracterizam as fácies de planície de praia (Figura 3.11). Os arenitos de barra de desembocadura apresentam espessuras de 27m e agem como unidades de fluxo individuais, os canais distributários de arenitos apresentam espessuras de até 17m e as camadas de planícies de areia que se encontram lateralmente as barras de

desembocadura, são intercalações de arenito e folhelho e possuem unidades típicas de fluxo de 3 a 6m de espessura (Slatt, 2006).

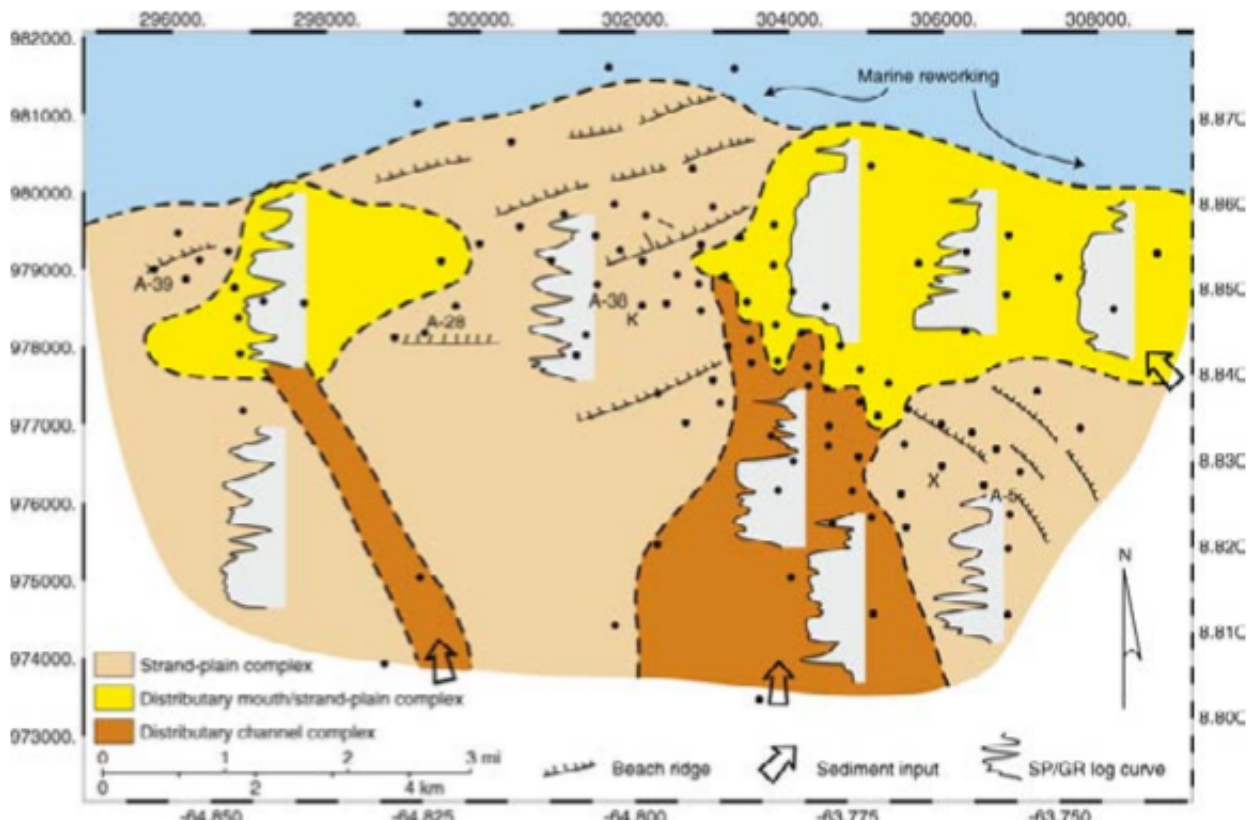


Figura 3.11 - Figura mostrando o padrão de fácies encontrado no campo de Budare, na Venezuela. O padrão em blocos representa as fácies de canais distributários e de barras de desembocaduras e os padrões mais finos e de sutil aumento da granulometria em direção ao topo caracterizam as fácies de planície de praia. Retirado de Hamilton *et al.* (2002, in Slatt 2006).

“A chave para o sucesso da caracterização de reservatórios do campo Budare foi a identificação do grau e tipos de heterogeneidades e compartimentos do Merecure A e outros intervalos de reservatórios. Essa análise resultou em um alto grau de previamente estimado OOIP a 622MMSTB e inspirou a localização de vários cenários de furos de sondagem – que levaram às adições calculadas da reserva até 52.8 MMSTB” (Slatt 2006).

3.2.3 Processos, depósitos e reservatórios de deltas dominados por marés

Num delta construído em uma região com fortes marés os canais do topo do delta sofrem influência da corrente com fluxos reversos e/ou períodos de estagnação. Os intervalos de marés (de maré baixa normal a maré alta normal) são classificados como micromarés (menos de 2m), mesomarés (2-4m) e macromarés (mais do que 4m). O intervalo de macromaré apresenta o efeito mais pronunciado sobre os depósitos de deltas dominados por marés. As correntes de maré retrabalham os sedimentos na boca do rio em barras alongadas que são perpendiculares à linha de costa. Em baías estreitas, a energia das marés pode progredir em direção ao continente, dando origem a um intervalo muito grande de influência da maré. Assim, o delta dominado por maré pode ser um ambiente de muito alta energia e os sedimentos serão relativamente grossos (Slatt 2006, Nichols 2009).

Os depósitos deltaicos influenciados por maré podem ser distinguidos de outros deltas pela presença de estruturas sedimentares e associação de fácies que indiquem processos de maré ativa. Num delta dominado por marés (Figura 3.12), a planície deltaica influenciada pela maré é lamosa e a areia encontra-se confinada a canais de maré e cristas arenosas de maré, que estão alinhadas paralelamente à direção das correntes de maré. A sucessão geral de estratos irá apresentar o característico caráter de granulometria engrossando em direção ao topo, apresentando estruturas sedimentares como estratificações cruzadas, incluindo estratificações cruzadas em espinha de peixe bidirecionais, e a presença de fragmentos de conchas, bioturbações, e areias bem selecionadas. Devido à natureza alongada dos canais de maré e das cristas arenosas de maré, os corpos arenosos têm formato lenticular e são lateralmente descontínuos na orientação da direção deposicional (Slatt 2006, Nichols 2009).

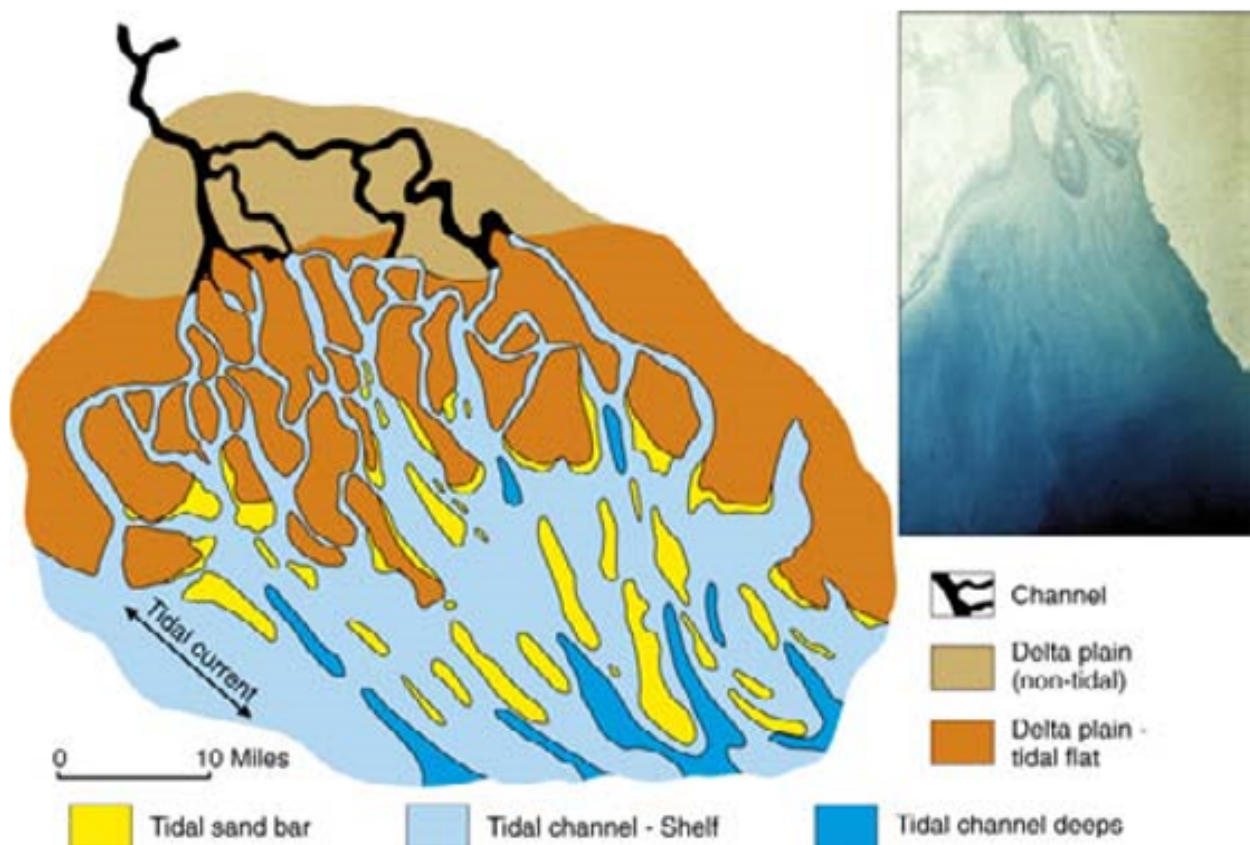


Figura 3.12 - Ilustração esquemática do delta moderno dominado por ondas do Golfo de Papua. Notar a forma alongada das barras arenosas subtidais. Retirado de Fischer *et al.* (1969, in Slatt 2006).

O campo de Lagunillas, localizado na Bacia Maracaibo, na Venezuela, é um exemplo de reservatório de delta dominado por maré. Apesar dos arenitos apresentarem baixa permeabilidade, um processo de fraturamento que facilita o fluxo de óleo aumenta sua produtividade de 100 BOPD para 500 BOPD. Neste reservatório ocorrem arenitos de canais distributários, arenitos de cristas de maré, fácies de

prodelta e fácies de canais de marés. Os arenitos de canais distributários apresentam estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte na base e laminações *wavy*, *ripples* e *flaser* no topo (Figura 3.13a). Os arenitos de crista de maré apresentam grãos bem selecionados, estratificações cruzadas acanaladas na parte superior e muitos icnofósseis (Figura 3.13b). As fácies de prodelta ocorrem na base dos arenitos de crista de maré e são compostas por folhelhos laminados com icnofósseis, intercalados com lentes de siltitos e arenitos. Os arenitos reservatórios deste campo exibem uma boa continuidade no sentido do mergulho das camadas, mas possuem baixa continuidade no sentido da direção da camada (Slatt 2006).

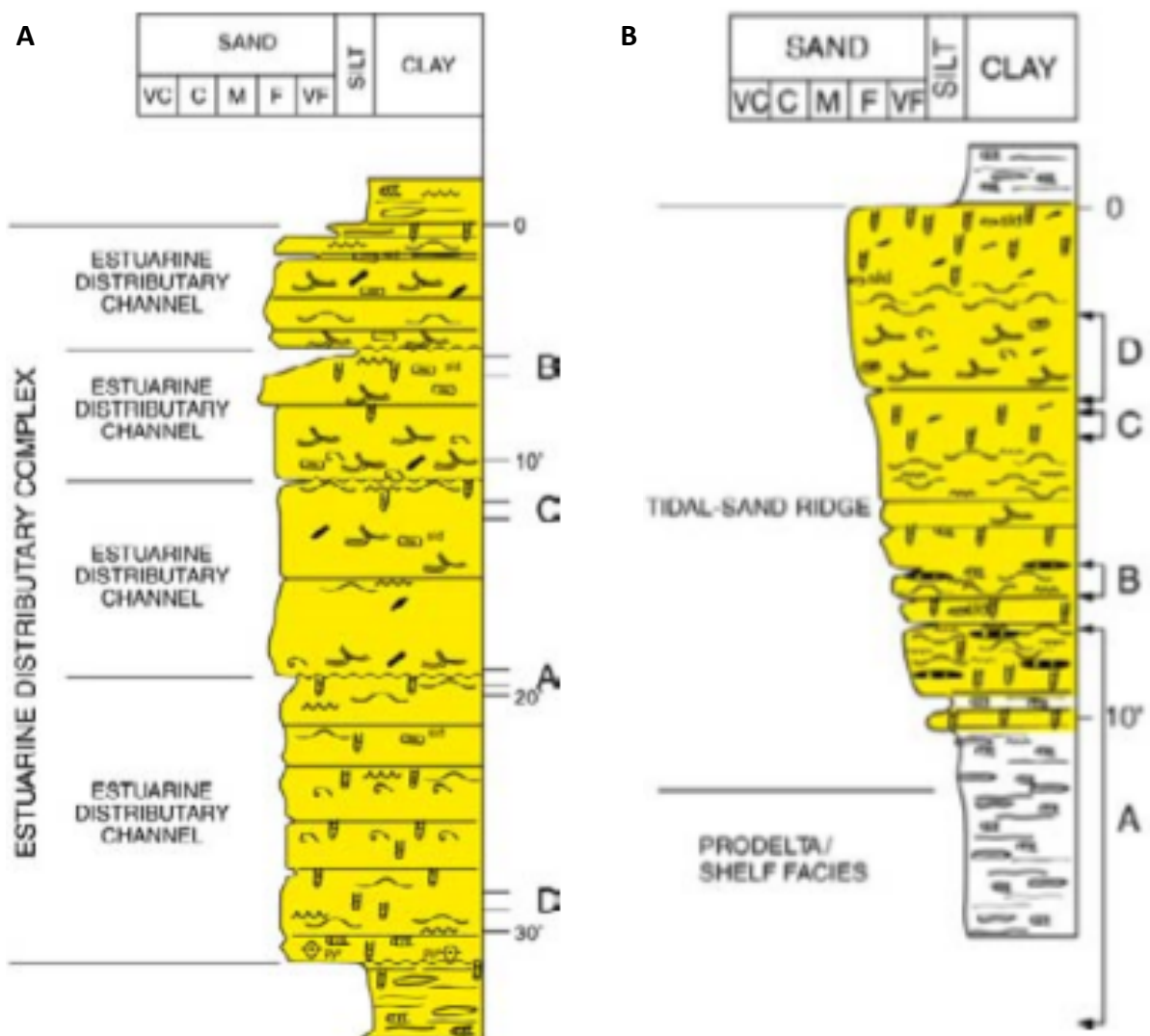


Figura 3.13 - A) Figura mostrando a coluna estratigráfica com o empilhamento dos arenitos de canais distributários e as estruturas sedimentares do campo de Lagunillas (VEN). B) Coluna estratigráfica mostrando a fácies de prodelta e os arenitos de cristas de maré e suas estruturas sedimentares. Retirado e modificado de Slatt (2006).

3.3 Heterogeneidades de reservatórios

A classificação de heterogeneidades mais aceita é a de Krause *et al.* (1987), que classificaram as heterogeneidades de acordo com a escala, sendo divididas em microscópicas, mesoscópicas, macroscópicas e megascópicas (Figura 3.14).

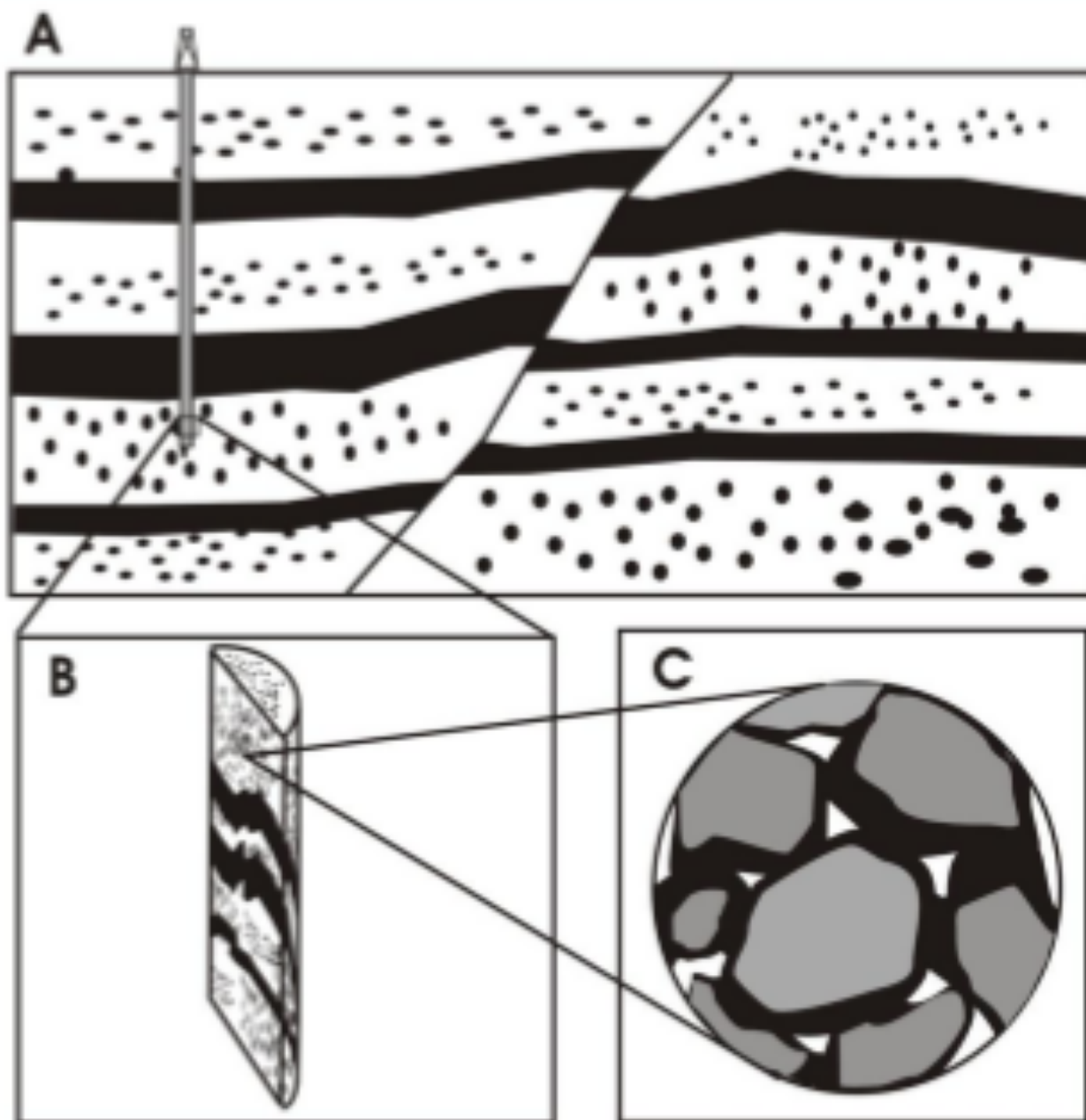


Figura 3.14 - Figura mostrando as diferentes escalas de heterogeneidades: A) Figura mostrando a escala de heterogeneidade mesoscópica, representada pelas rochas não reservatório e de baixa permeabilidade (rochas de cor escura). B) Escala de heterogeneidade macroscópica, representada pelas fácies impermeáveis de cor escura e C) Escala de heterogeneidade microscópica, de cor escura, representada pela cimentação da rocha. Retirado de Soares (2009).

Os parâmetros utilizados para a classificação de heterogeneidades microscópicas estão relacionados com o volume, tamanho e forma dos poros e a forma e os contatos entre os grãos da rocha, parâmetros que influem na permeabilidade desta rocha. As heterogeneidades mesoscópicas incluem os litotipos, suas estruturas

sedimentares e a posição das camadas, podendo ser reconhecidas em escala de afloramento e através de testemunhos e perfis de poços. As heterogeneidades macroscópicas ocorrem em uma escala bem espaçada, incluindo a continuação lateral de camadas, afinamento de camadas, erosão de camadas e falhamentos. As heterogeneidades megascópicas envolvem a geometria e arquitetura de reservatórios, seus ambientes deposicionais, suas megaestruturas, testes de poços, informações de produção e correlação dos poços perfurados (Slatt 2006).

3.4 Contexto geológico

O delta do Rio Doce está localizado no Brasil, no litoral do Estado do Espírito Santo, possuindo uma morfologia alongada, com cerca de 40km de largura na direção E-W e 150 km de comprimento na direção N-S (Rossetti *et al.* 2015).

Ele está localizado em uma área formada pelo Complexo de rochas cristalinas do Pré-Cambriano da Bacia do Espírito Santo, que é limitada a sul pela Bacia de Campos, a oeste pelas rochas cristalinas pré-cambrianas, a norte pela Bacia de Mucuri e a leste pelo Oceano Atlântico (Castro *et al.* 2013).

3.4.1 Bacia do Espírito Santo

A Bacia do Espírito Santo, situada no Estado do Espírito Santo, possui 41500 km² de área explorável, sendo que 300 km² estão na porção terrestre. Esta bacia é delimitada a sul pela Bacia de Campos, através do Alto de Vitória, e a norte pela Bacia de Mucuri. A leste da bacia está o Banco de Abrolhos, que dá a bacia uma fisiografia particular, com um alargamento de 40 km de largura a sul até 240 km no centro-norte da plataforma continental. (França *et al.* 2007).

Segundo França *et al.* (2007), a Bacia do Espírito Santo pode ser subdividida em embasamento, Supersequência Rifte, Supersequência Pós-rifte, Sequência Drifte e Sequências do Paleógeno.

O embasamento é formado por rochas de idade arqueana, pertencentes ao Cráton São Francisco, que foram afetadas e retrabalhadas durante os Ciclos Transamazônicos e Brasiliano. Tratam-se de migmatitos, granulitos, gnaisses granatíferos e granitóides. É constituído de rochas intracrustais, representadas por migmatitos, granulitos, gnaisses granatíferos e granitóides. Na Supersequência Rifte, que ocorreu do Valanginiano ao Aptiano Inferior, ocorreu a deposição de coquinas e outros carbonatos em altos estruturais, sendo que existia um ambiente lacustre com contribuição fluvial e aluvial nas bordas dos falhamentos. Na Supersequência Pós-rifte ocorre a porção basal da Formação Mariricu, compreendendo o Membro Mucuri, que

foi depositada durante o Eo e Mesoaptiano, e os evaporitos do Membro Itaúnas, parte superior do Grupo Nativo/Formação Mariricu, depositados durante o Andar Aptiano (Alagoas Superior). A Sequência Drifte corresponde ao Grupo Barra Nova composto pelos arenitos da Formação São Mateus, pelos calcários da Formação Regência e pelos folhelhos, arenitos turbidíticos e margas da Formação Urucutuca. As Sequências do Paleógeno correspondem aos sedimentos das Formações Urucutuca, Caravelas, Rio Doce e Barreiras (França *et al.* 2007). A figura 3.15 apresenta a coluna estratigráfica da Bacia do Espírito Santo.

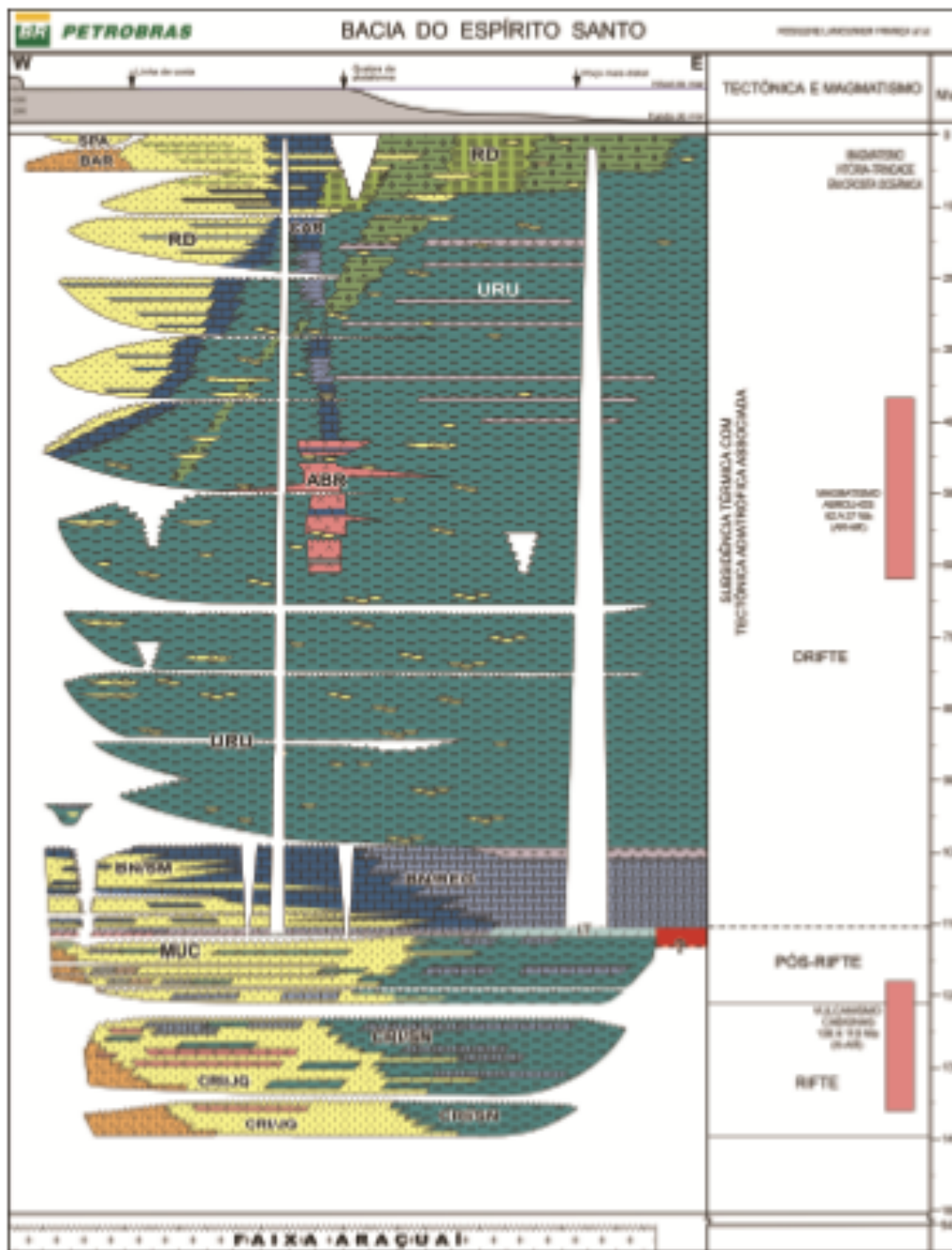


Figura 3.15 - Ilustração da coluna estratigráfica da Bacia do Espírito Santo. Retirado de França *et al.* (2007).

3.4.2 Geologia e Evolução Quaternária do Delta do Rio Doce

Os depósitos quaternários do Delta do Rio Doce foram subdivididos em: a) terraços arenosos marinhos; b) depósitos lagunares; c) depósitos fluviais e d) depósitos de manguezais, segundo Martin *et al.* (1993).

Os terraços arenosos marinhos apresentam duas gerações de depósitos. Os terraços marinhos pleistocênicos correspondem aos depósitos internos, apresentam cor branca, porém, em subsuperfície, apresentam comumente cores acastanhadas ou pretas. A presença de tocas em forma de tubos fossilizados de *Callichirus* e estratificações cruzadas de baixo ângulo e espinha-de-peixe, sugerem que estes depósitos têm origem em um ambiente marinho raso. Eles diferem dos terraços holocênicos por exibirem em superfície vestígios de antigas cristas praias. Os terraços marinhos holocênicos são encontrados externamente em relação aos terraços marinhos pleistocênicos e, frequentemente separados deles por zona baixas e pantanosas. Os depósitos holocênicos apresentam conchas de moluscos, sendo raramente impregnados por matéria orgânica secundária. Em fotografias aéreas apresentam alinhamentos muito nítidos (Martin *et al.* 1993, Suguio *et al.* 1982).

Os depósitos lagunares ocorrem abaixo de uma zona pantanosa recoberta por depósitos turfosos de cerca de 0,5 m de espessura, que está localizada entre os terraços pleistocênicos (ou sedimentos da Formação Barreiras) e os cordões holocênicos externos. Esses sedimentos são materiais areno-argilosos orgânicos, onde são encontrados conchas de moluscos marinhos ou lagunares e fragmentos de vegetais. Em 5100 anos A.P. ocorreu a fase lagunar mais antiga, quando o nível do mar esteve 4 a 5 m acima do atual. Depois deste período o nível abaixou lentamente, mas continuando a ser superior ao atual, até cerca de 4.100 anos A.P. Uma segunda fase lagunar ocorreu entre 3600 e 3000 anos A.P., quando o nível do mar era mais alto que o atual, o que é evidenciado por uma invasão lagunar encontrada na porção externa da primeira geração de cristas praias (Martin *et al.* 1993, Suguio *et al.* 1982).

Os depósitos fluviais são encontrados na metade sul da planície costeira, margeando o curso atual do Rio Doce. São depósitos de paleocanais e de transbordamento. Bandeira Junior *et al.* (1975) mostram em seu trabalho que quando os sedimentos de paleocanais foram depositados, a energia era mais fraca do que a atual existente no Rio Doce. Já os depósitos de manguezais só são encontrados ao norte do delta, margeando os rios Mariricu e São Mateus, perto do oceano. A figura 3.16 mostra um mapa geológico esquemático da planície costeira do Rio Doce.

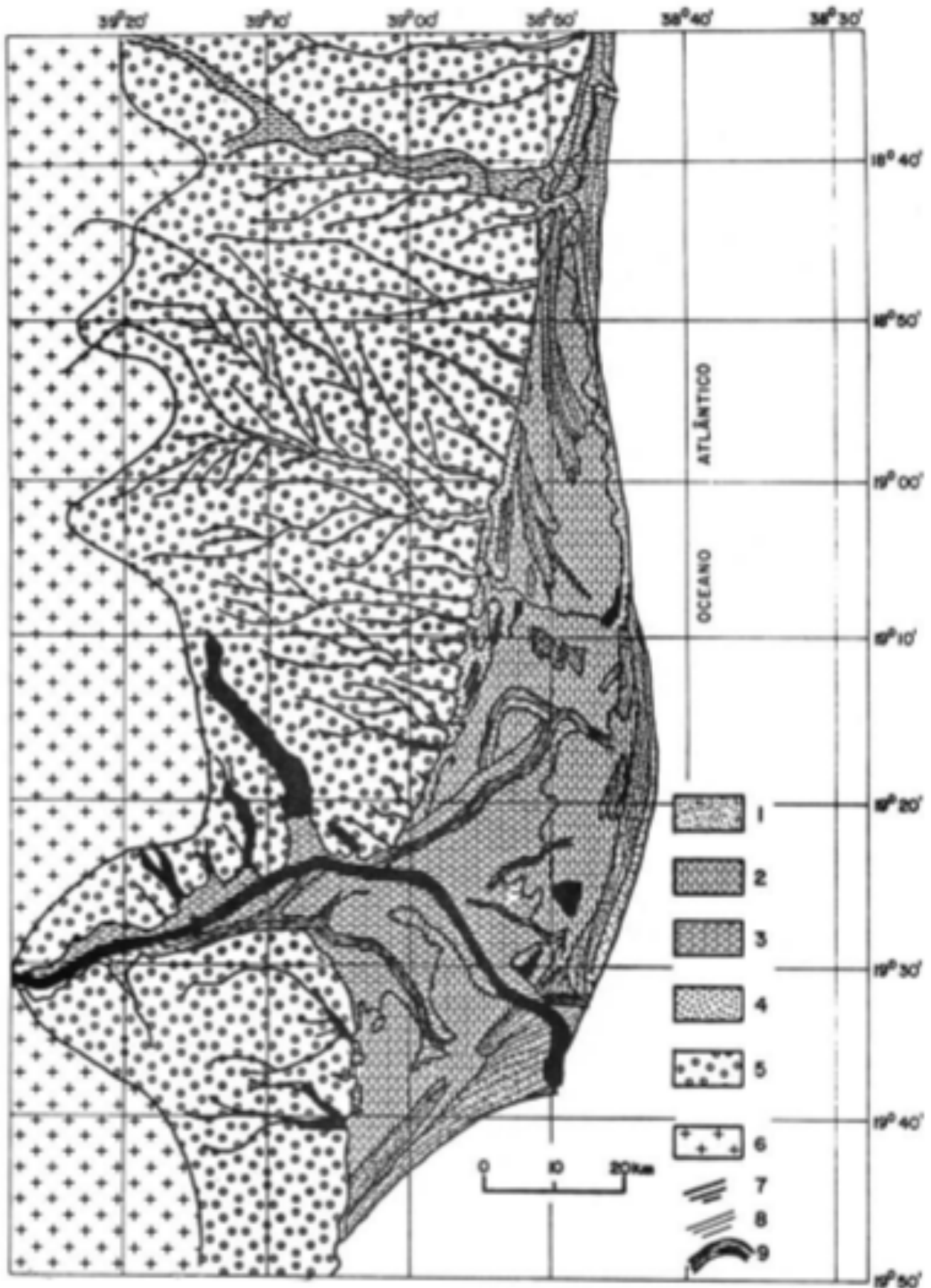


Figura 3.16 - Mapa geológico esquemático da planície costeira do Rio Doce (ES): (1) terraço marinho holocênico, (2) sedimentos lagunares, (3) sedimentos fluviais (delta intralagunar), (4) terraço marinho pleistocênico, (5) sedimentos continentais terciários (Formação Barreiras), (6) embasamento cristalino pré-cambriano, (7) alinhamentos de cristas praias pleistocênicas, (7 e 8) alinhamentos de cristas praias holocênicas e (9) paleocanais fluviais. Retirado de Martin *et al.* (1993).

Martin *et al.* (op. cit.), proporam um modelo evolutivo da planície costeira do Rio Doce. Do fim do Terciário ao Pleistoceno Superior os autores subdividiram a evolução paleogeográfica em Estágios 1, 4 e 5. O estágio 1 (Figura 3.17a) corresponde a deposição dos sedimentos terciários continentais da Formação Barreiras. No estágio 4 (Figura 3.17b) ocorreu o penúltimo período de nível marinho mais alto (± 123.000 anos AP.), onde os sedimentos continentais foram erodidos, formando-se uma linha de falésias na Formação Barreiras. O nível relativo do mar situava-se 8 ± 2 m acima do atual e amplos vales foram escavados nos sedimentos terciários, sendo que o curso inferior do Rio Doce foi transformado em estuário. O estágio 5 (Figura 3.17c) corresponde a deposição de terraços arenosos que foram formados no Pleistoceno, em torno de 23.000 e 18.000 anos atrás, quando a costa continental prograda em direção a linha de costa e acumulava depósitos ao longo da plataforma. Após este período, os vales fluviais foram alagados, devido a uma nova subida do nível do mar, formando estuários. Assim, formou-se uma ampla planície sedimentar, do qual restam hoje em dia somente alguns vestígios (Domingues *et al.* 1981, Suguio *et al.* 1982, Martin *et al.* 1993).



Figura 3.17 - Esquemas evolutivos da planície costeira do Rio Doce. O estágio 1 corresponde a figura A, o estágio 4 corresponde a figura B e o estágio 5 corresponde a figura C. Retirado de Martin *et al.* (1993).

A partir do estágio 6 ocorreu a construção da porção holocênica da planície costeira do Rio Doce, que teve início com a formação de um sistema de ilhas-barreiras/laguna. Nesta época começou a se formar um vasto delta intralagunar, logo após o estabelecimento da laguna. Até 5100 anos A.P., a laguna deve ter sido dominada pelo mar em ascensão, que pode ter sido um obstáculo ao desenvolvimento do delta intralagunar. Deste modo as conchas de moluscos coletadas nos sedimentos lagunares indicaram idades compreendidas entre 7000 e 5000 anos A.P. Os terraços arenosos cobertos de cristas praias na porção externa das ilhas-barreiras representam sucessões de períodos de acumulação e de erosão, que podem indicar variações do nível relativo do mar. No estudo da evolução do delta, esses autores mostram que ocorreram três períodos de elevação do nível do mar (antes de 5100 anos A.P., entre 3900 e 3600 anos A.P., e entre 2700 e 2500 anos A.P.) e três períodos de abaixamento do nível do mar (entre 5100 e 3900 anos A.P., entre 3600 e 2700 anos A.P., e após 2500 anos A.P.) (Martin *et al.* 1993).

Rossetti *et al.* (2015) realizaram um mapeamento das unidades geomorfológicas do delta do Rio Doce (Figura 3.18). Eles dividem a planície deltaica do Rio Doce em cinco unidades geomorfológicas: cristas de praia / esporões; canais fluviais e canais distributários; baías interdistributárias; depósitos transgressivos; e terraços fluviais..

O modelo de evolução do delta proposto por esses autores diverge do modelo lagunar proposto por Martin *et al.* (1993). Segundo os autores, a presença de cristas de praia na área central do delta, onde trabalhos anteriores relataram depósitos lagunares, é inconsistente com uma ampla laguna onde o delta teria progradado, já que não se espera a formação de cristas de praia na porção atrás de barreiras de áreas lagunares. Os depósitos descritos como lagunares, na porção central do delta, seriam depósitos de baías interdistributárias, devido a associação próxima de depósitos de baía com paleocanais do Rio Doce ou canais distributários.

O delta do Rio Doce começou a se desenvolver numa posição a 50 km a norte de onde está hoje posicionado, representado pelas cristas de praia e esporões da fase 1, onde as datações indicaram a formação dessas cristas de praia a aproximadamente 132000 anos A.P., durante o último período interglacial. As idades obtidas para as cristas de praia e esporões da fase 2, que estão relacionados aos sistemas deltaicos dos poços Li-01 e Li-31, foram de 45775 – 49391, 29678 – 29226 e 31400 anos A.P., sugerindo uma progradação no Pleistoceno Superior, nos estágios iniciais do último episódio de glaciação, que começou a cerca de 60 mil anos atrás, com o nível do mar caindo cerca de 25 metros na região. O Rio Doce provavelmente ocupava uma posição

mais ao sul neste período, transportando um grande volume de sedimentos que formaram esporões / cristas de praia por toda a extensão da planície deltaica.

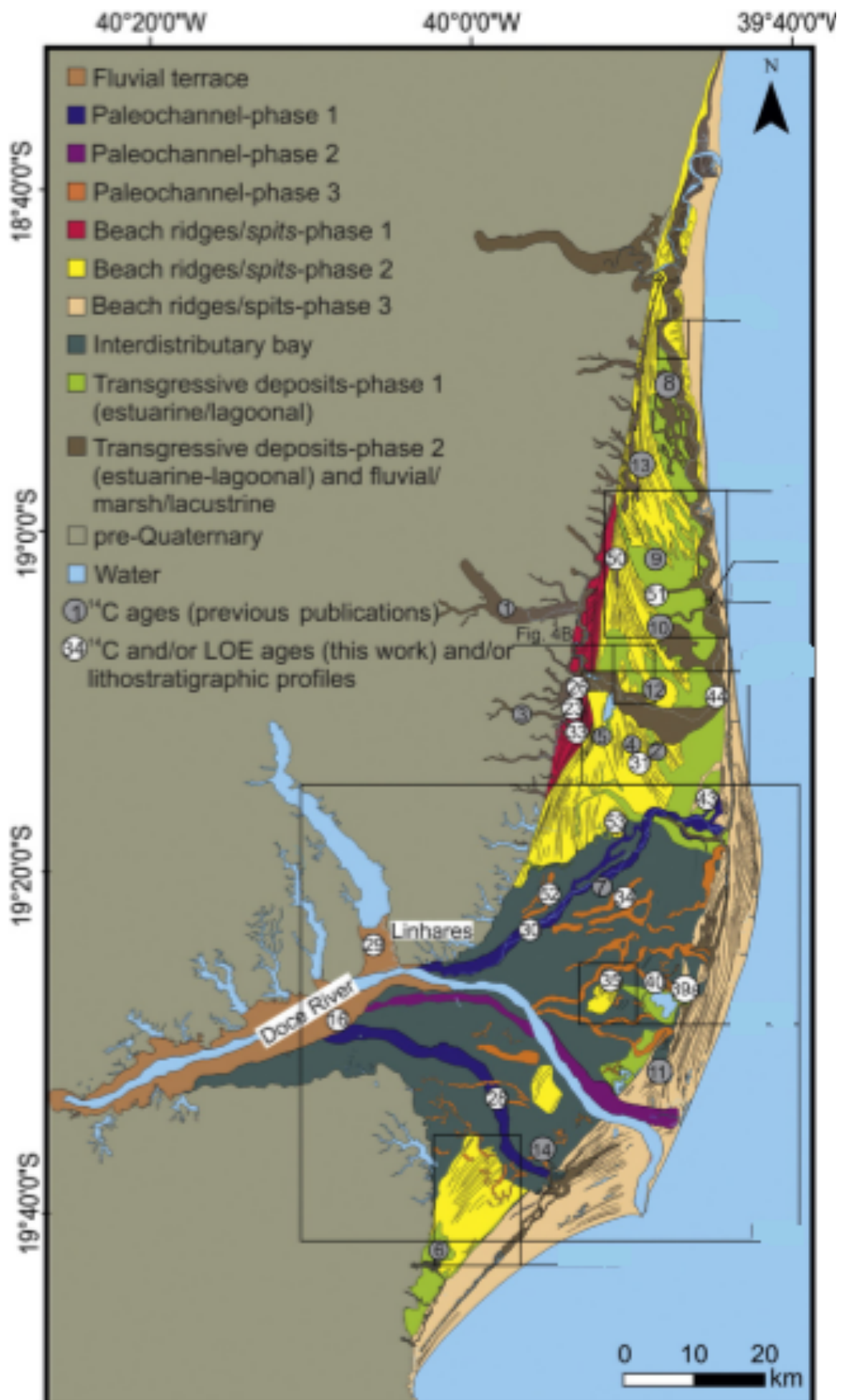


Figura 3.18 - Mapa com a distribuição das unidades geomorfológicas da planície deltaica do delta do Rio Doce. Retirado e modificado de Rossetti *et al.* (2015).

Entre 8161- 7933 e 4974- 4850 anos A.P. as cristas de praia e os depósitos deltaicos foram retrabalhados, o que pode ser verificado pela presença de depósitos transgressivos (lagunas e estuários) que cobrem as cristas de praia e esporões da fase 2. Este evento atingiu amplamente as áreas mais a oeste inundando estuários acima da Formação Barreiras. Isto se deu ao fato do nível do mar ter aumentado cerca de 4 a 6 metros em relação ao nível atual na costa brasileira. Os depósitos transgressivos da fase 2 apresentam idades entre 4238- 3992 e 537- 484 anos A.P. obtidos em depósitos estuarinos e lagunares, que encontram-se em posição paralela as cristas de praia da fase 3, sugerindo transgressão e progradação em momentos intercalados. O Rio Doce mudou seu curso novamente para ocupar uma posição mais central, próxima do seu curso moderno, mas com a boca cerca de 15 km ao norte da posição atual, desenvolvendo uma rede de canais distributários ao longo da planície deltaica. A sua geometria em forma cuspide foi acentuada pelo evento de progradação que formou as cristas de praia da fase 3 e a partir deste momento o delta do Rio Doce voltou a crescer, num processo que acontece até os dias atuais (Rossetti *et al.* 2015).

4 Resultados

4.1 Fácies encontradas

A análise dos quinze poços utilizados neste trabalho levou ao reconhecimento das seguintes fácies:

- Areia com estratificação cruzada ou laminação cruzada.
- Areia com laminação paralela.
- Areia bioturbada.
- Areia maciça.
- Areia maciça com restos de plantas.
- Areia maciça com fragmentos de conchas.
- Areia maciça com radículas.
- Depósito heterolítico laminado do tipo wavy.
- Depósito heterolítico laminado do tipo flaser.
- Depósito heterolítico lenticular.
- Depósito de areia/lama heterolítico.
- Pelito maciço.
- Lama maciça.
- Lama maciça com restos de plantas.
- Lama maciça com radículas.

- Lama maciça com fragmentos de conchas.
- Lama laminada.
- Lama laminada com radículas.
- Lama laminada com restos de plantas.
- Turfa.
- Turfa enlameada.
- Turfa enlameada com restos de plantas.

4.2 Associações de fácies

As fácies encontradas nos quinze perfis de poços foram subdivididas em oito associações de fácies, devido as características apresentadas por cada paleoambiente. As associações de fácies com a letra A correspondem as associações encontradas nos ambientes de depósitos deltaicos, bacia estuarina central e lagunas. As associações de fácies representadas pela letra B correspondem ao ambiente de sistema deltaico.

4.2.1 Associação de fácies (A1) - Depósitos de Cristas de Praia

Esta associação de fácies é caracterizada por apresentar areias finas a médias, com pequenas intercalações de lamas maciças e pelitos maciços, que gradam para depósitos de areia mais grossa em direção ao topo. As areias desta associação apresentam estratificação cruzada, laminação paralela, bioturbações, restos de plantas e poucos fragmentos de conchas e radículas, sendo que a maior parte das areias encontradas são maciças. A associação A1 é vista nos perfis dos poços Li-01, Li-33, Li-26, Li, 23 e Li-52. No poço Li-01 ocorre numa profundidade de 0 até 1,80 metros, no poço Li-33 de 0 até 4,60 metros, no poço Li-26 de 0 até 5 metros, no poço Li-23 de 0 até 4 metros e no poço Li-52 de 3,20 até 4 metros de profundidade. A associação A1 é relacionada a um complexo de cristas de praia devido ao padrão de granocrescência ascendente e suas associações costeiras.

4.2.2 Associação de fácies (A2) - Depósitos de Lagos / Bacia Estuarina Central

Nesta associação de fácies ocorrem lamas maciças e laminadas com restos de plantas e radículas, com pequenas intercalações de areia maciça nos poços Li-04 e Li-31. No topo do poço Li-34 ocorrem turfas enlameadas com presença de restos de plantas. Também aparecem turfas enlameadas com fragmentos de concha, posicionadas acima das lamas maciças e lamas laminadas intercalas com areia maciça, no poço Li-30. A associação A2 é vista nos perfis dos poços Li-04 (profundidade de 0 até 1,1 metros), Li-31 (de 0 até 1,2 metros), Li-34 (de 0 até 2,2 metros), Li-43 (de 0 até 2,6 metros), Li-24 (profundidade de 5 a 11 metros), Li-30

(profundidade de 6,5 a 8,8 metros), Li-35 (profundidade de 0 a 2,2 metros), Li-52 (0 a 3,2 metros), Li-44 (0 a 1,6 metros) e Li-51 (0 a 5,2 metros). Neste ambiente de sedimentação predomina a deposição de sedimentos finos, com presença de matéria orgânica. Verticalmente, esta associação geralmente ocorre acima dos canais fluviais.

4.2.3 Associação de fácies (A3) - Depósitos de Canais Fluviais

Nesta associação de fácies ocorrem corpos arenosos de canais fluviais, com areias grossas e médias maciças em sua maioria, mas também apresentando estratificações cruzadas, seixos de quartzo arenito, clastos de lama e alguma presença de restos de plantas e radículas. A associação A3 é vista nos perfis de poços Li-31 (profundidade de 1,2 até 5 metros), Li-24 (de 0 até 1,8 metros), Li-34 (de 2,2 até 3,4 metros), Li-04 (de 1,1 até 5 metros), Li-43 (de 2,6 até 5,6 metros), Li-28 (de 0 até 9 metros) e Li-30 (de 0 até 6,5 metros).

4.2.4 Associação de fácies (A4) - Depósitos de Canal de Maré

Esta associação de fácies é caracterizada por apresentar corpos arenosos grossos, que gradam em direção ao topo para areias finas. Essas areias apresentam estratificação ou laminação cruzada, e se encerram no topo com areias com laminação paralela. Entre os corpos arenosos ocorre uma pequena lente de depósito heterolítico. A associação A4 é encontrada no perfil do poço Li-01, com profundidade variando de 1,6 a 3,6 metros. A associação A4 pode corresponder a um canal de maré formado no começo do Holoceno, representando uma porção distal do complexo estuarino.

4.2.5 Associação de fácies (A5) - Depósitos de Pântanos

Esta associação de fácies é caracterizada por apresentar lamas com grande quantidade de matéria orgânica, as chamadas turfas, que aparecem intercaladas com camadas de areia maciça. A associação de fácies A5 é vista no perfil do poço Li-24, com profundidade variando de 1,8 a 5 metros.

4.2.6 Associação de fácies (B1) - Depósitos de planície deltaica

Associação de fácies caracterizada por apresentar depósitos heterolíticos laminados do tipo *wavy* e do tipo *flaser*, intercalados com areias maciças e lamas laminadas bioturbadas. Os depósitos de areia apresentam fragmentos de concha e clastos de areia cimentados por óxido de ferro. A associação de fácies B1 é encontrada nos perfis dos poços Li-31 (profundidade de 5 a 7,2 metros), Li-01 (3,6 a 5 metros), Li-04 (5 a 7 metros), Li-43 (5,6 a 6 metros) e Li-44 (1,6 a 4,1 metros). Os depósitos de

planície deltaica possuem sedimentos arenosos praias e sedimentos mais finos de lagos e pântanos.

4.2.7 Associação de fácies (B2) - Depósitos de frente deltaica

Esta associação de fácies ocorre no perfil do poço Li-01 e é caracterizada por apresentar depósitos arenosos maciços com fragmentos de conchas, intercalados com lentes de pelito maciço, no intervalo de 5 a 8 metros de profundidade. Nos intervalos entre 7,5 a 8 metros e 9,2 a 12 metros de profundidade ocorrem os corpos arenosos com fragmentos de concha, intercalados com camadas de lamias escuras maciças e lama laminada, mostrando características de ambiente de prodelta em meio aos depósitos de frente deltaica. Os sedimentos de frente deltaica representam uma zona de transição entre o ambiente fluvial e o marinho, caracterizados por depósitos de barras de desembocadura arenosos, barras distais siltosas e cristas de maré arenosas, sendo comum a presença de fragmentos de concha.

4.2.8 Associação de fácies (B3) - Depósitos de prodelta

A associação de fácies B3 é caracterizada por ter depósitos de lamias maciças escuras, com fragmentos de conchas ao longo de todo o intervalo, sucessões típicas de depósitos de prodelta. Esta associação está presente no intervalo de 8 a 9,2 metros do perfil do poço Li-01. Os sedimentos do prodelta representam a porção mais fina de um ambiente deltaico, sendo encontrados nas maiores profundidades, e geralmente ocorre uma granocrescência ascendente. É muito comum neste tipo de ambiente a presença de conchas de animais marinhos.

5 Discussões

5.1 Correlação Estratigráfica dos perfis de poços

No intuito de se observar a continuidade lateral e a geometria das fácies reservatório e não reservatório do delta do Rio Doce (Tabela 5.1), foram construídas duas seções de correlação dos perfis dos poços. As possíveis rochas reservatório estão relacionadas as associações de fácies de caráter arenoso, como as cristas praias, os canais fluviais, os canais de maré e os depósitos de frente deltaica. A seção de direção noroeste-sudeste, ligando os poços Li-24, Li-23, Li-33, Li-01, Li-04, Li-31 e Li-03 (Anexo I) e a seção de direção sudoeste-nordeste, ligando os poços Li-28, Li-30, Li-52, Li-33, Li-23, Li-26 e Li-51 (Anexo II).

Os depósitos de crista de praia observados nos poços Li-23, Li-33 e Li-01, na seção com orientação noroeste-sudeste (Anexo I) apresentam idades holocênicas nos

três poços (entre 7556 e 11913 anos A.P.) e pleistocênicas (132707 anos A.P.) na base do poço Li-33, o que permite inferir pelo menos duas fases de formação de cristas de praia. As cristas de praias pleistocênicas só são vistas no perfil do poço Li-33, não sendo observada continuidade lateral com outros poços. Já os depósitos de crista de praia presentes na seção de direção sudoeste-nordeste (Anexo II) são visualizados nos perfis dos poços Li-33, Li-23 e Li-26 e na base do poço Li-51, este último não mostrando continuidade com os outros poços devido a presença de depósitos lamosos que ocorrem entre eles. Nota-se uma continuidade lateral dos depósitos holocênicos de crista de praia de aproximadamente 4 km entre esses poços, com profundidades variando entre 5 metros e o topo dos poços. Analisando o mapa da planície deltaica do Rio Doce de Rossetti *et al.* (2015) (Figura 3.18), percebe-se que estas cristas estão localizadas na porção oeste do mapa, já que estes sedimentos foram depositados em regime de nível do mar baixo. Conforme gradam para leste, estes depósitos são soterrados por sedimentos lamosos de lagos e bacia central estuarina, que foram depositados quando o nível do mar subiu e migrou na direção oeste. Ocorrem depósitos de paleocanais fluviais tanto a oeste quanto a sul destas cristas, o que confere um dimensionamento máximo de aproximadamente 30 km na direção norte-sul e 10 km na direção oeste-leste, com profundidades de até 5 metros deste possível reservatório.

Tabela 5.1: Tabela com as associações de fácies classificadas como rochas reservatório e rochas não reservatório.

Associações de Fácies	Rochas Reservatório	Rochas não Reservatório
A1	X	
A2		X
A3	X	
A4	X	
A5		X
B1		X
B2	X	
B3		X

Os depósitos de canais fluviais visualizados nos poços Li-24, Li-04, Li-31 e Li-43, na seção com orientação noroeste-sudeste apresentam idades atuais (Li-24) e holocênicas nos outros poços, variando entre 3845 e 3933 anos A.P. Nos depósitos de canais fluviais presentes na seção com orientação sudoeste-nordeste entre 5395 e 10771 anos A.P. Nota-se uma continuidade lateral entre os poços Li-04, Li-31 e Li-43 de aproximadamente 15 km de extensão, com profundidades variando entre 1,1 e 5,6

metros de profundidade. Estas fácies são correlacionadas pois pertencem ao mesmo paleocanal do Rio Doce. Suas heterogeneidades seriam os depósitos lamosos de lagos que ocorrem nas laterais deste paleocanal. Na estratigrafia vertical destes poços, estes depósitos aparecem acima das areias dos paleocanais, podendo servir como rochas selantes destas rochas reservatório. Já os canais fluviais dos poços Li-28 e Li-30 não foram correlacionados, já que não pertencem ao mesmo paleocanal, ocorrendo entre esses poços depósitos de lagos e depósitos de outros paleocanais fluviais.

Os depósitos de canais de maré estão presentes no perfil do poço Li-01, na seção noroeste-sudeste, com profundidade variando entre 1,6 e 3,6 metros. Essa rocha reservatório não apresenta continuidade lateral, gradando para depósitos de cristas de praia ou canal fluvial.

As areias de frente deltaica são visualizadas no perfil do poço Li-01, na seção noroeste-sudeste com profundidades variando entre 5 e 8 metros. Apresenta idades entre 36105 e 40014 anos A.P., portanto são depósitos pleistocênicos. Esses depósitos foram retrabalhados no Holoceno, devido ao aumento do nível do mar nessa época e por isso não apresentam continuidade lateral na seção.

Em relação as rochas não reservatório, a associação de fácies de lagos / bacia estuarina central apresenta continuidade lateral na seção noroeste-sudeste, com extensão aproximada de 4 km, estando estratigraficamente colocadas acima das rochas reservatório de canais fluviais, podendo ser potenciais rochas selantes. Já as fácies lamosas do prodelta não apresentam continuidade lateral, mas poderiam ao lado das fácies da planície deltaica servir como rochas geradoras de óleo para as rochas reservatório dos canais fluviais.

5.2 Modelo de delta

A análise dos perfis de poços, as associações de fácies e suas estruturas e dados de superfície do delta do Rio Doce foram utilizados para encaixá-lo num modelo de delta proposto por Galloway (1975). Este autor dividiu os deltas em dominados por rio, dominados por ondas e dominados por marés.

O delta do Rio Doce possui uma geometria de forma cuspede, que é típica de deltas dominados por ondas. Os perfis dos poços mostram depósitos de cristas de praias bem desenvolvidos e com boa continuidade lateral no delta, o que o difere de deltas dominados por rios e marés. O padrão de empilhamento de um delta dominado por ondas, como o mostrado na figura 3.8, apresenta depósitos de prodelta na base gradando para depósitos de frente deltaica. Logo acima ocorrem depósitos de cristas

de praia arenosos e mais espessos que outros depósitos, padrão que ocorre nos perfis de poços analisados no trabalho. Os depósitos de canais de maré ocorrem de maneira restrita nos poços, o que não seria o esperado em deltas dominados por marés, como mostra a figura 3.13. Com relação as estruturas sedimentares, ocorrem estratificações cruzadas, ondulações do tipo *wavy* e do tipo *flaser* e fragmentos de conchas, que são tipicamente encontrados em perfis de deltas por ondas, como mostrado nas figuras 3.8 e 3.9.

O reservatório deltaico dominado por ondas discutido neste trabalho, no campo de Budare, apresenta maiores espessuras e maiores profundidades das camadas reservatório em relação aos poços analisados no delta do Rio Doce. Neste reservatório ocorrem fácies de canais distributários e fácies de cristas de praia que ocorrem em blocos e intercaladas com folhelhos mais próximo ao topo. Este padrão é parecido com o encontrado nos poços analisados, onde as principais rochas reservatório seriam os depósitos de cristas de praia e de canais fluviais, com a continuidade lateral interrompida por depósitos de bacia estuarina central e de lagos. Por outro lado, no campo de Prudhoe Bay, um reservatório de delta dominado por rio, as rochas reservatório são os arenitos de canais distributários e de barras de desembocadura, e no campo de Lagunillas, um reservatório de delta dominado por marés, as rochas reservatório são os arenitos de canais distributários, arenitos de cristas de maré e fácies de canais de marés, mostrando padrões diferentes dos analisados nos poços.

6 Considerações finais

- A análise dos perfis dos quinze poços perfurados na planície deltaica do Rio Doce resultou em oito associações de fácies, das quais as associações A1, A2, A3, A4 e A5 correspondem a ambientes deltaicos, bacias estuarinas centrais e lagunas, e as associações B1, B2 e B3 correspondem ao sistema deltaico.
- As associações de fácies A1, A3, A4 e B2 foram classificadas como fácies reservatório e as associações A2, A5, B1 e B3 foram classificadas como fácies não reservatório.
- Os depósitos da associação de fácies de cristas de praia (A1) apresentam continuidade lateral de aproximadamente 4 km na seção de correlação dos poços, com profundidades entre 0 e 5 metros. Em mapa, estes depósitos aparecem na região oeste da planície do delta do Rio Doce, com uma continuidade de aproximadamente 30 km na direção norte-sul e 10 km na direção oeste-leste. Suas

- heterogeneidades são os depósitos de lagos e bacia estuarina central que ocorrem a leste e os depósitos de canais fluviais a sul.
- Na seção de correlação dos poços de direção noroeste-sudeste, os depósitos da associação de fácies de canais fluviais (A3) apresenta uma continuidade lateral de aproximadamente 15 km de extensão, com profundidades variando entre 1,1 e 5,6 metros de profundidade. Suas heterogeneidades seriam os depósitos lamosos de lagos que ocorrem nas laterais deste paleocanal. Já na seção de orientação sudoeste-nordeste não ocorre correlação entre os depósitos de canais fluviais, pois os mesmos não pertencem ao mesmo paleocanal, ocorrendo depósitos de lagos e depósitos de outros paleocanais fluviais entre eles.
 - As associações de fácies A4 e B2 não apresentaram continuidade lateral nas seções de correlação dos poços.
 - As rochas não reservatório relacionadas as associações de fácies de lagos / bacia estuarina central e prodelta e planície deltaica podem ser classificadas, respectivamente, como possíveis rochas selantes e rochas geradoras.
 - Seguindo a classificação tripartite de Galloway (1975), o delta do Rio Doce foi classificado como um delta dominado por ondas, devido a sua geometria em forma cuspede e suas características de depósitos e estruturas sedimentares analisadas nos perfis dos poços perfurados.
 - Entre os exemplos de reservatório discutidos neste trabalho, o campo de Budare, um reservatório de delta dominado por ondas, é o que mais se assemelha com o padrão de possíveis rochas reservatório do delta do Rio Doce.

Referências

- Bandeira Jr., A. N.; Petri, S.; Suguio, K. 1975. *Projeto Rio Doce - Relatório final*. Rio de Janeiro. Petrobrás/Cenpes. 203p..
- Bhattacharya, J. P. 2005. Deltas. In: Posamentier, H & Walker, R. (Editores). *Facies models revisited*. SEPM SP84, pp 233-285.
- Bhattacharya, J. P.; Giosan, L. 2003. Wave-influenced deltas: Geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, vol. 50, pg. 187-210.
- Castro, D. F.; Rossetti, D. F.; Cohen, M. C. L. *et al.* 2013. The growth of the Doce River Delta in northeastern Brazil indicated by sedimentary facies and diatoms. *Diatoms Res.* vol. 28, pg. 455-466.
- Castro, J. C. & Castro, M. R. 2008. Ambientes Deltáicos. In: Silva, A. J. C. L. P., Aragão, M. A. N. F., Magalhães, A. J. C. (Organizadores). *Ambientes de Sedimentação Siliciclásticas do Brasil*. Ed. Beca-Ball, São Paulo. pg. 212-223.
- Coelho, A. L. N. 2007. *Alterações Hidrogeomorfológicas no Médio-Baixo Rio Doce*. Tese (Doutorado) Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 227 pg.
- Cohen, M. C. L.; França, M. C.; Rossetti, D. F. *et al.* 2014. Landscape evolution during the late Quaternary at the Doce River mouth, Espírito Santo State, Southeastern Brazil. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* vol. 415, pg. 48-58.
- Coleman & Wright, L. D. 1975. Modern River deltas: Variability of processes and sand bodies. In: Broussard, M. L. (Editor) *Deltas - Models for exploration*. Houston Geol. Soc. pg. 99-149.
- Dominguez J.M.L., Bittencourt A.C.S.P., Martin L. 1981. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas do Rio São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). *Revista Brasileira de Geociências* 11, 227-237.
- Fisher, W. L.; Brown, L. F.; Scott, A. J.; McGowen, J. H. (Editores). 1969. *Delta Systems in Exploration for Oil and Gas*. Texas Bur. Econ. Geology. 92 pg.
- França, R. L.; Del Rey, A. C.; Tagliari, C. V.; *et al.* 2007. Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, vol. 15, pg. 501-509.
- Galloway, W. E. 1975. Process framework for the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: Broussard, M. L. (Editor) *Deltas - Models for exploration*. Houston Geol. Soc. pg. 87-89.
- Gilbert, G. K. 1885. The topographic features of lake shores. U.S. Geol. Surv., *Annu. Rep.* vol. 5, pg. 75-123.
- Hamilton, D. S.; Tyler, N.; Tyler, R., *et al.* 2002. Reactivation of mature oil fields through advanced reservoir characterization: A case history of the Budare field, Venezuela. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 86 (7), pg. 1237-1262.
- Krause, F. F.; Collins, H. N.; Nelson, D. A. *et al.* 1987. Multiscale anatomy of a reservoir: Geological characterization of Pembina-Cardium Pool, West-Central Alberta, Canada. *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, vol. 71, pg. 1233-1260.
- Lyell, C. 1832. *Principles of geology*. Londres: John Murray.
- Martin, L.; Suguio, K.; Flexor, J. M. 1993. As flutuações do nível do mar durante o Quaternário Superior e a evolução geológica de "deltas" brasileiros. *Boletim de Geologia do Instituto de Geociências/USP*. vol. 15, pp. 1-186
- Nichols, Gary. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons.
- Orton, G. J. & Reading, H. G. 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, vol. 40, pg. 475-512.
- Postma, G. 1991. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. In: Colella & Prior (Editores). *Coarse-grained deltas*. Oxford, Blackwell Scientific Publications. pg. 13-27.
- Rossetti, D. F.; Polizel, S. P.; Cohen, M. C. L.; Pessenda, L. C. R. 2015. *Late Pleistocene-Holocene evolution of the Doce River delta, southeastern Brazil: Implications for the understanding of wave-influenced deltas*. Disponível em <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2015.05.012>. Acesso em 10/05/2016.

- Slatt, R. M. 2006. *Stratigraphic reservoir characterization for petroleum geologists, geophysicists, and engineers*. Volume 6. Elsevier Edition, pg. 307-338.
- Soares, C. M. 1997. *Análise estratigráfica e geostatística de reservatórios deltaicos da Bacia do Recôncavo (BA)*. Dissertação (Mestrado). Universidade Estadual de Campinas.
- Soares, U. C. 2009. Elaboração de um modelo de fácies para modelagem geológica 3D de reservatórios petrolíferos - Exemplo de um campo da Bacia do Recôncavo, Bahia. Trabalho de conclusão de curso. Departamento de Geologia, Universidade Federal da Bahia. Disponível em: http://www.twiki.ufba.br/twiki/pub/IGeo/GeolMono20092/ulisses_soares_2009.pdf. Acesso em 10/05/2016.
- Suguio, K. 2003. *Geologia sedimentar*. Blucher. São Paulo.
- Suguio, K.; Martin, L.; Dominguez, J. M. L. 1982. Evolução do delta do Rio Doce (ES) durante o Quaternário: influência das variações do nível do mar. In: *IV Simpósio do Quaternário no Brasil* Sociedade Brasileira de Geologia [SBG], Rio de Janeiro. pg. 93-116.
- Tye, R. S.; Bhattacharya, J. P.; Lorscheimer, J. A. *et al.* 1999. Geology and stratigraphy of fluvio-deltaic deposits in the Ivishak Formation: Applications for development of Prudhoe Bay Field, Alaska. *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, vol. 83, pg. 1588-1623.

Anexo I

NW

SE

(metros)

Idade (anos)

Li-24

Li-23

Li-33

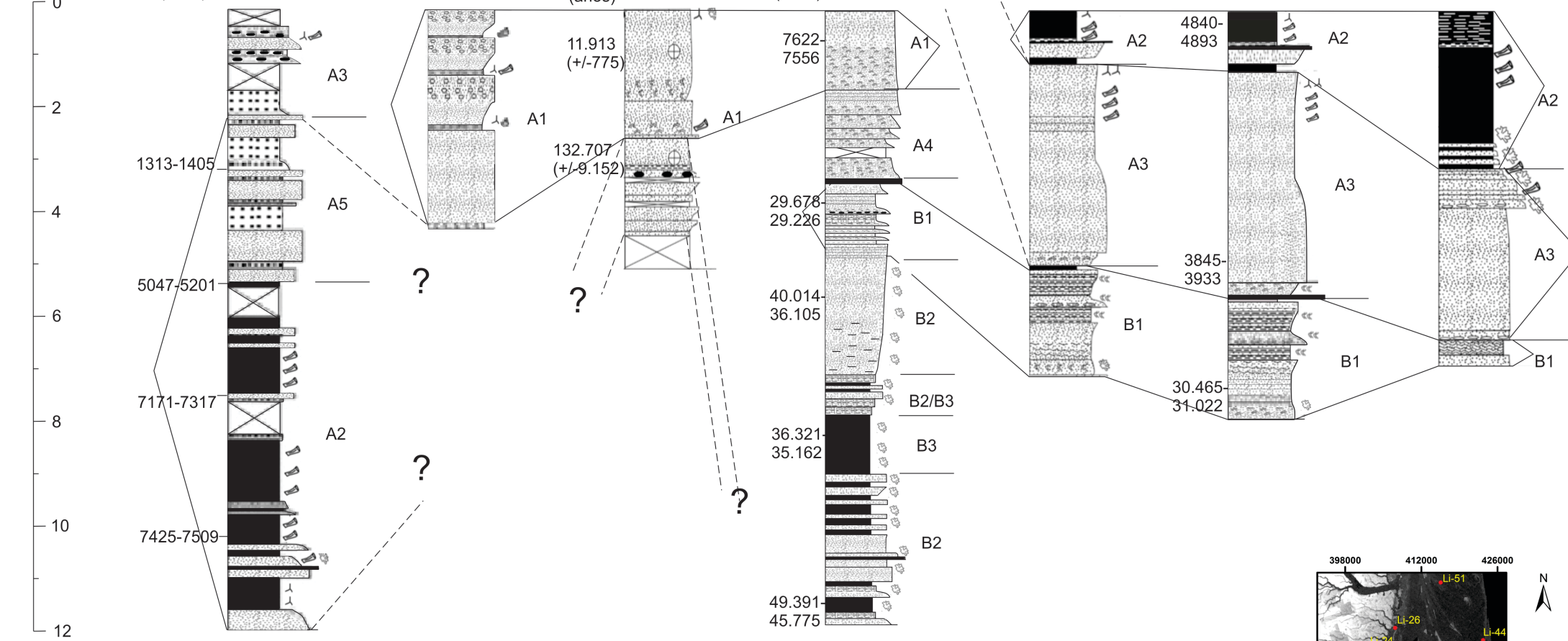
Li-01

?

Li-04

Li-31

Li-43



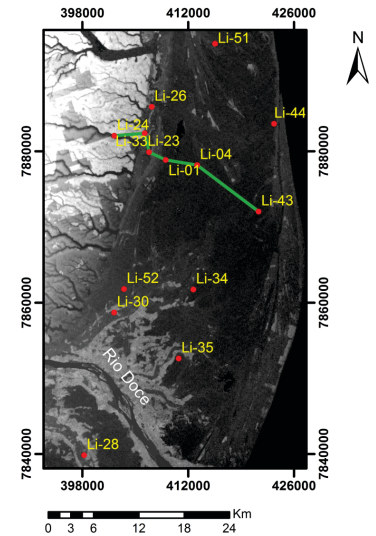
Bacia estuarina central e deltaica

Sistema deltaico

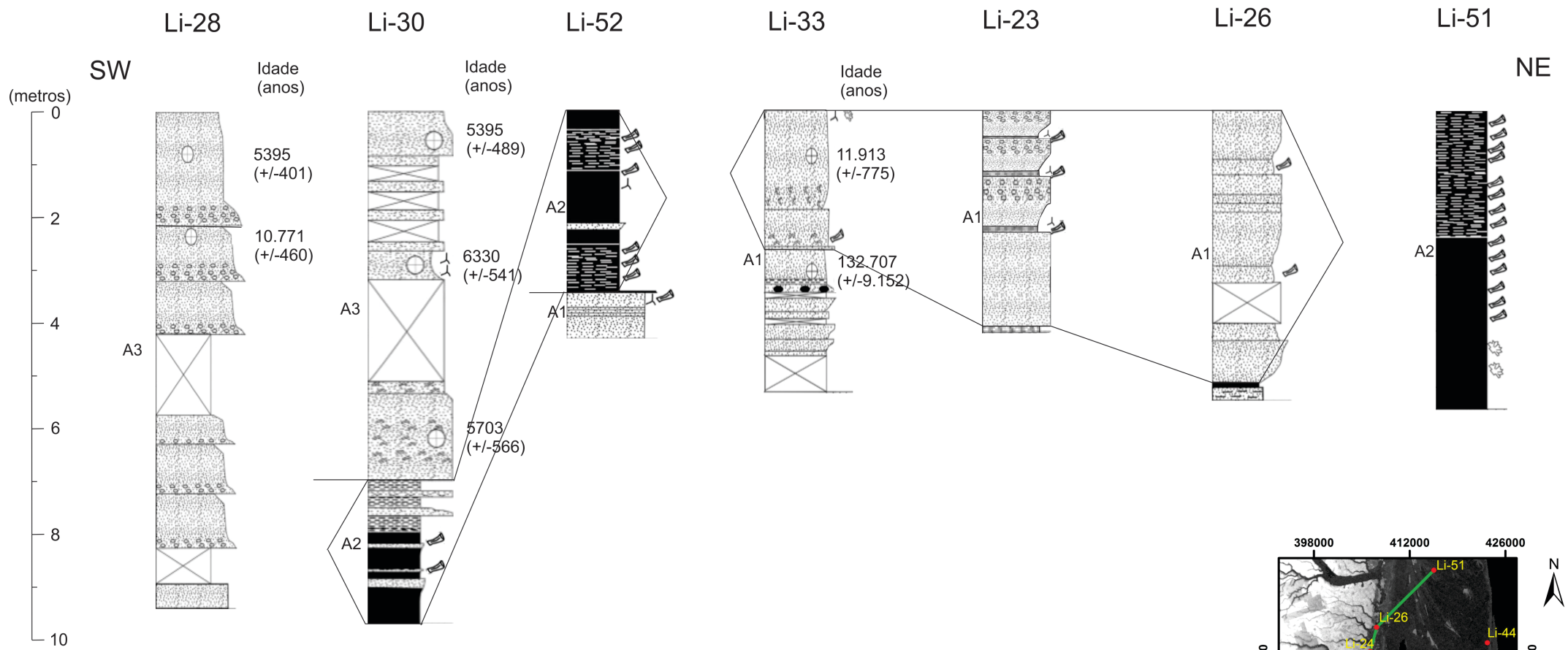
- A1- Depósitos de crista de praia
- A2- Depósitos de lago/ bacia estuarina central
- A3- Depósitos de canal fluvial
- A4- Depósitos de canal de maré
- A5- Depósitos de pântanos

- B1- Depósitos de planície deltaica
- B2- Depósitos de front deltaica
- B3- Depósitos de prodelta

- Depósito heterolítico laminado do tipo wavy
- Depósito heterolítico laminado do tipo flaser
- Depósito heterolítico lenticular
- Areia com estratificação cruzada ou laminação cruzada
- Areia com laminação paralela
- Pelito maciço
- Lama maciça
- Lama laminada
- Areia bioturbada
- Deformação em sedimento inconsolidado
- Clasto de argila
- Resto de plantas
- Radicula
- Sem recuperação
- Concha
- Areia maciça
- Depósito de areia/lama heterolítico
- Turfa
- Clasto de areia cimentado por óxido de ferro



Anexo II



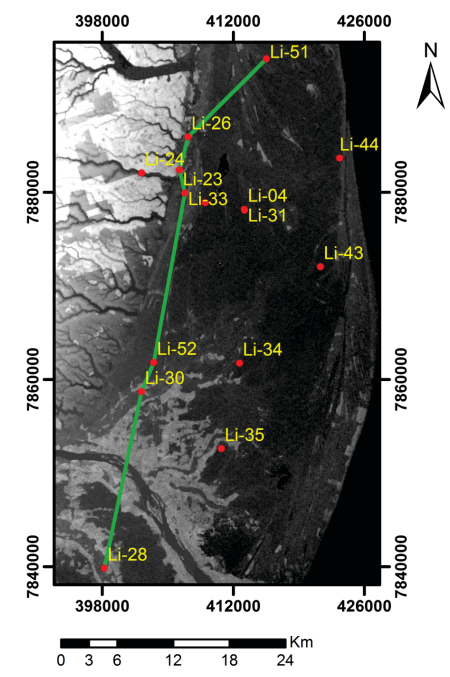
Bacia estuarina central e deltáica

- A1- Depósitos de crista de praia
- A2- Depósitos de lago/ bacia estuarina central
- A3- Depósitos de canal fluvial
- A4- Depósitos de canal de maré
- A5- Depósitos de pântanos

Sistema deltáico

- B1- Depósitos de planície deltáica
- B2- Depósitos de front deltáica
- B3- Depósitos de prodelta

- | | | | |
|--|---|--|--------------------------|
| | Depósito heterolítico laminado do tipo flaser | | Seixo de quartzo/arenito |
| | Areia com estratificação cruzada ou laminação cruzada | | Clasto de lama |
| | Areia maciça | | Resto de plantas |
| | Lama maciça | | Radícula |
| | Lama laminada | | Sem recuperação |
| | Areia maciça | | Idade OSL (ka) |
| | Turfa enlameada | | Concha |



Anexo III

(metros)

