



Camila Paiva Almeida de França

**GEOARQUITETURA DE UNIDADES ARENÍTICAS DO CAMPANIANO
(CRETÁCEO SUPERIOR) NA PARTE CENTRAL DA BACIA DE
SANTOS, BRASIL.**

Trabalho de Conclusão de Curso
(Bacharelado em Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
Julho 2009



UFRJ

Camila Paiva Almeida de França

**GEOARQUITETURA DE UNIDADES ARENÍTICAS DO
CAMPANIANO (CRETÁCEO SUPERIOR) NA PARTE CENTRAL DA
BACIA DE SANTOS, BRASIL.**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Charles George Kepinski Young

UFRJ
Rio de Janeiro
Julho 2009

FRANÇA, Camila Paiva Almeida de

Título: Geoarquitetura de Unidades Areníticas do Campaniano (Cretáceo Superior) na Parte Central da Bacia de Santos, Brasil/ Camila Paiva Almeida de França
- - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2009.

xi, 32 p. : il.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2009.

Orientadores:, Leonardo Fonseca Borghi de Almeida, Charles George Kepinski Young

1. Geologia. 2. Setor da Graduação – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-graduação em Geologia. III. Título.

Camila Paiva Almeida de França

GEOARQUITETURA DE UNIDADES ARENÍTICAS DO
CAMPANIANO (CRETÁCEO SUPERIOR) NA PARTE CENTRAL DA
BACIA DE SANTOS, BRASIL.

Trabalho de Conclusão de Curso de
Graduação em Geologia do Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Rio
de Janeiro – UFRJ, apresentado como
requisito necessário para obtenção do
grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida
Charles George Kepinski Young

Aprovada em: 24. jul. 2009

Por:



Orientador: Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)



Charles George Kepinski Young (BG Brasil)



Randall Lee Hunt (BG Brasil)

UFRJ
Rio de Janeiro
Julho 2009

A meu avô que me ensinou o
significado de dedicação,
paciência e caráter.

Agradecimentos

Muitas pessoas foram importantes para a realização deste trabalho, direta ou indiretamente, desta forma gostaria de agradecer primeiramente a meus pais pelo apoio em todos os momentos, e a meus colegas de classe e professores que tanto me ensinaram e ajudaram.

A algumas pessoas dedico um agradecimento especial por terem sido ainda mais ativas neste processo.

A meus orientadores, Prof. Dr. Leonardo Fonseca Borghi de Almeida e Charles George Kepinski Young, por todo o tempo e dedicação empregados neste trabalho.

Ao geólogo Richard Blight, pelo auxílio neste e em outros projetos.

A geóloga Marcella Cortez, pela montagem dos perfis sintéticos que tornaram possível esta interpretação.

Aos Geólogos Alexandra B. Silva e Gregório Kawakami pelo auxílio no uso software aplicado.

Ao colega e também estudante Rafael Pimentel pela paciência e ajuda na interpretação petrofísica.

A toda equipe de exploração e produção da BG Brasil por toda a ajuda, ao longo dos últimos 8 meses.

A BG Brasil por ceder o material de estudo e pela infra-estrutura utilizada.

Resumo

FRANÇA, Camila Paiva Almeida de. **Geoarquitetura de Unidades Areníticas do Campaniano (Cretáceo Superior) na Parte Central da Bacia de Santos, Brasil**. 2009. xi, 32 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Durante o intervalo Neocretáceo da bacia de Santos, corpos de arenitos atribuídos ao Membro Ilhabela foram depositados como intercalações nos folhelhos da Formação Itajaí-Açu. Este estudo utiliza-se de um levantamento sísmico 3D nas atuais áreas de concessão BM-S-50 e BM-S-52, além dos dados de três poços que cortam um destes conjuntos de arenitos, possibilitando subdividi-lo em quatro unidades areníticas distintas, separadas entre si por camadas de folhelhos e superfícies erosivas. Também foi possível definir a superfície erosiva que funciona como base para a deposição destas unidades. E que todo o conjunto sofre ação de tectônica salífera durante e depois de sua deposição. Isto resultou no colapso NO e SE de parte deste conjunto e na formação de falhas normais e em flor. Mapas de atributos sísmicos revelam algumas feições canalizadas de direção NO-SE (predominantemente) e E-O, com formato retilíneo ou meandrante, em diferentes níveis estratigráficos. Essas feições sugerem que a área fonte para os arenitos das unidades em questão se encontrava a NO do corpo estudado, e que as estruturas salinas, que são encontradas nesta mesma direção, não atuaram como barreiras estratigráficas para a passagem de sedimentos.

Palavras-chave: Bacia de Santos; Membro Ilhabela; Sísmica 3D.

Abstract

FRANÇA, Camila Paiva Almeida de. **Geo-architecture of Campanian (Late Cretaceous) Sand Units on the Central Part of Santos Basin, Brazil.** 2009. xi, 32 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

During the Late Cretaceous, restricted sand bodies of the Ilhabela member were deposited as intercalations within the shale units of the Itajaí-Açu formation. This study, utilizes a 3-D seismic survey that covers the BM-S-50 and BM-S-52 concession areas and well log data from three wells that intersect sandstones from Ilhabela member. These sandstones deposits may be sub-divided into four distinct sand units, the boundaries of these units are sometimes marked with intercalated shale beds and at other times with erosive surfaces. It is possible to find the erosive surface that works as base for the upper sand deposits. All the sandstone units appear to have been influenced by syn- and post-depositional salt-related tectonism. The result of this is the NW and SE collapse of part of the sandstones and the formation of normal and inverse flower faults. Seismic attribute maps reveal some NW-SE and E-W trending channel-shaped geometries at different stratigraphic levels. The directions of these features suggest that the provenance is to the NW of the sandstones and also that the salt structures that occurs in this same direction were not a barrier for this channels.

Key-Words: Santos basin; Ilhabela member; 3D Seismic.

Lista de Figuras

- Figura 1** – Mapa de localização dos blocos, poços e sísmica utilizados neste estudo, e da área mapeada (pag. 3).
- Figura 2** – Diagrama estratigráfico simplificado do Grupo Frade na bacia de Santos. Fonte: modificado de Moreira *et al.* (2007) (pag. 7).
- Figura 3** – Mapa de reconstituição paleogeográfica e paleogeológica do Campaniano médio. Fonte: Modica e Brush (2004) (pag. 10).
- Figura 4** – Modelo esquemático de uma seção dip do conjunto arenítico estudado (pag. 15).
- Figura 5** – Correlação das unidades areníticas e da superfície erosiva basal nos três poços estudados (pag. 16).
- Figura 6** – Seções sísmicas E-O e NO-SE mostrando falhas em flor negativa e falhas normais (pag. 18).
- Figura 7** – Mapas de contorno estrutural da unidades areníticas 1 a 4 e da superfície erosiva basal (pag. 20).
- Figura 8** – Seção sísmica E-O destacando a superfície erosiva basal (pag. 21).
- Figura 9** – Mapas de contorno da área das unidades areníticas 1 a 4 e da superfície erosiva basal (pag. 22).
- Figura 10** – Mapa de espessura em ms entre o topo e a base da unidade arenítica 1 (pag. 23)..
- Figura 11** – Mapa de atributo sísmico RMS +5/-5 do topo da unidade arenosa 4 (pag. 26).
- Figura 12** – Seções sísmicas E-O mostrando aumento do espaço de acomodação nas porções leste e oeste da área estudada (pag. 27).
- Figura 13** – Mapas de atributos sísmicos destacando feições canalizadas em diferentes níveis estratigráficos (pag. 29).

Lista de Tabelas

Tabela 1 – Dados de profundidades do grupo estudadas nos poços (pag. 2).

Tabela 2 – Dados de profundidade de cada uma das unidades nos poços (pag. 19).

Tabela 3 – Característica das feições dos canais mapeados (pag. 28).

Lista de Abreviaturas

RMS – Raiz quadrada da média da soma do quadrado das amplitudes

Sneg – Soma de amplitudes negativas

Smag – Soma de magnitudes

3D – Três dimensões

Pag. - Página

Larg. – Largura

Prof. – Profundidade

ANP – Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis

TWT – Two Way Time (tempo sísmico duplo)

NO – Noroeste

SE – Sudeste

N – Norte

S – Sul

ms – Milissegundos

m - Metros

Sumário

Agradecimentos	v
Resumo	vi
<i>Abstract</i>	vii
Lista de Figuras	viii
Lista de Tabelas	ix
Lista de abreviaturas	x
1 INTRODUÇÃO	1
2 MATERIAL E MÉTODO	2
3 CONTEXTO GEOLÓGICO	5
3.1 Arcabouço tectono-estrutural	5
3.2 Supersequência Drifte	7
3.3 Membro Ilhabela	9
3.4 Tectônica salífera	10
3.5 Sistema petrolífero	11
4 RESULTADOS	15
4.1 Feições estruturais	17
4.2 Caracterização das Unidades	19
4.2.1 UNIDADE ARENÍTICA 1	23
4.2.2 UNIDADE ARENÍTICA 2	24
4.2.3 UNIDADE ARENÍTICA 3	24
4.2.4 UNIDADE ARENÍTICA 4	25
4.3 Feições canalizadas	26
4.4 Conclusões	30
Referências bibliográficas	31

1 INTRODUÇÃO

O Membro Ilhabela da Formação Itajaí-Açu na bacia de Santos é composto por corpos de arenito com idades que vão desde o Turoniano ao Maastrichtiano; apresentam em geral formas lobadas que ocorrem entre os lutitos desta formação. Acredita-se que as areias deste membro tenham sido formadas por fluxos turbidíticos, analogamente ao que ocorre em diversas outras bacias da margem continental brasileira (PEREIRA e FEIJÓ, 1994; MOREIRA *et al.*, 2007).

Na bacia de Campos, arenitos correlatos são amplamente explorados na produção de petróleo e mostram-se como bons reservatórios; já na bacia de Santos, a exploração ocorre de forma um pouco mais modesta, com os campos de Merluza, Lagosta e Mexilhão. No entanto, mesmo com a descoberta de óleo nestes campos, são raros os estudos publicados sobre a estratigrafia ou geometria dos corpos de arenito do Membro Ilhabela.

No levantamento sísmico da área dos blocos BM-S-50 e BM-S-52, na profundidade entre 3800 m e 6400 m, observa-se a ocorrência de um conjunto de refletores sísmicos com forte amplitude na extensão de uma área de cerca de 310 km². Esse conjunto de refletores é interpretado por Modica e Brush (2004) como arenitos do Membro Ilhabela, de idade Campaniana. Poços que perfuram o intervalo, confirmam sua litologia (arenitos).

Neste contexto, o presente trabalho procura definir a geoarquitetura deste conjunto arenítico através do estudo sísmico 3D apoiado na correlação com os poços dessa área. Pretende-se também através de mapas de atributos sísmicos encontrar feições canalizadas que ajudem a interpretar a direção da fonte destes sedimentos e a entender a influência das estruturas salinas da área com esta deposição.

O entendimento destas questões auxiliará na futura geração de modelos geológicos e deposicionais mais refinados para os corpos de arenitos do Membro Ilhabela.

2 MATERIAL E MÉTODO

O principal material de estudo utilizado foram as linhas sísmicas do levantamento 3D que cobrem por completo as atuais áreas de concessão dos blocos BM-S-50 e BM-S-52 definidos pela ANP. O cubo sísmico em questão apresenta profundidade mensurada em tempo sísmico duplo (ms) e possui uma área de 2600 km² (Figura 1). A sísmica 3D começou a ser utilizada na exploração de petróleo da década de 80, e é constituída por linhas sísmicas 2D muito próximas e espaçadas regularmente. Esta tecnologia permite a visualização em três dimensões distintas: x, y e tempo, de tornando possível o estudo detalhado da estratigrafia e tectônica de subsuperfície (DAVIES, 2004).

Nesses blocos existem quatro poços perfurados, sendo que apenas três destes foram de interesse ao estudo (1-BSS-74, 1-BSS-75 e 1-BSS-83) (Figura 1).

Observa-se nestes poços a ocorrência de um conjunto de arenitos nas profundidades apresentadas na Tabela 1. Através dos perfis compostos e do cubo sísmico subdividiu-se este conjunto em quatro unidades areníticas distintas, e encontrou-se a superfície erosiva que define a base estratigráfica da deposição destas unidades. Estas unidades estão separadas por camadas de folhelhos e por eventos erosivos.

Tabela 1 – Profundidades do topo e da base do conjunto de arenitos estudado nos poços 1-BSS-74, 1-BSS-75 e 1-BSS-83.

	1-BSS-74	1-BSS-75	1-BSS-83
Profundidade do topo (m)	3839	4175	4530
Profundidade da base (m)	?	4315	4870

A calibração tempo-profundidade entre a sísmica e os poços foi fornecido pela empresa BG Brasil.

Para esse estudo utilizou-se o software GeoFrame 4.4 da Schlumberger, onde a interpretação sísmica foi feita a partir da ferramenta IESX e as extrações matemáticas através da ferramenta Seismic Attribute ToolKit ambas deste mesmo software.

O primeiro passo deste estudo foi a identificação das principais falhas que afetam a área. O segundo passo foi a interpretação sísmica do topo de cada uma das unidades areníticas e da superfície erosiva basal em linhas espaçadas a cada 125 m tanto na direção N-S quanto na direção E-O, formando assim uma malha sísmica bastante detalhada.

O terceiro passo foi a extensão automática desta interpretação por entre as linha desta malha, formando uma superfície contínua para cada unidade interpretada, o que permite gerar mapas de contorno estrutural. No entanto, este processo pode apresentar falhas devido a complexidade geológica, de forma que em algumas áreas a interpretação teve que ser corrigida manualmente.

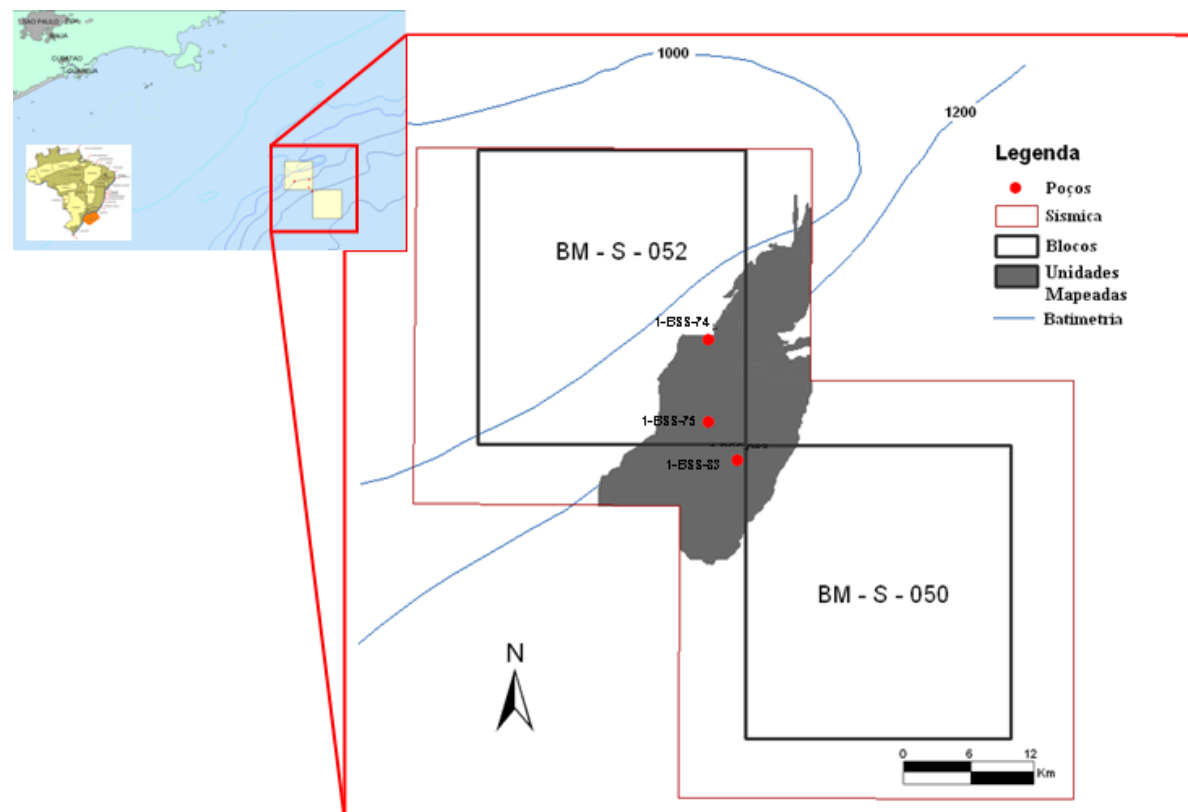


Figura 1 – Área dos contratos de concessão dos blocos BM-S-50 e BM-S-52, com localização dos poços 1-BSS-74, 1-BSS-75 e 1-BSS-83, contorno da área bloco sísmico e contorno das unidades mapeadas.

Por fim, foram gerados mapas de atributos sísmicos através de diferentes extrações matemáticas, mencionados a seguir, nas superfícies que representam o topo das unidades arenosas interpretadas, buscando-se salientar distintas feições geológicas.

- RMS – Raiz quadrada da média da soma do quadrado das amplitudes. Calcula a média das amplitudes em uma determinada janela de tempo, independente da polaridade destas.

- Sneg – Soma de amplitudes negativas. Calcula a soma somente dos picos negativos ignorando todos os valores positivos de amplitude. Foi utilizada, pois na janela de tempo estudado as areias são representadas principalmente por picos negativos.

- Smag – Soma de magnitudes. Calcula a soma das amplitudes sísmicas ignorando a polaridade da onda. Diferencia-se da RMS por não calcular uma média, de forma a reforçar as diferenças entre altas e baixas amplitudes.

Essas extrações foram realizadas tanto para uma única superfície, quanto entre superfícies sísmicas diferentes. Seguindo das siglas RMS, Sneg e Smag utiliza-se uma notação do tipo + M/ - N, onde M e N são os valores de ms acima e abaixo da(s) superfície(s) sísmica(s) utilizada(s) que define(m) a janela para extração matemática.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 Arcabouço tectono-estrutural

A bacia de Santos localiza-se na região sudeste do Brasil e abrange o litoral dos estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro, desde a Cidade de Florianópolis (SC) até a Cidade de Cabo Frio (RJ). Estende-se desde a linha de praia até a cota batimétrica de 3.000 m, com área de 350.000 km². Seu limite a Norte, com a bacia de Campos, é dado pelo Alto de Cabo Frio e, a Sul, com a bacia de Pelotas, pela Plataforma de Florianópolis (PEREIRA e FEIJÓ, 1994; MOREIRA *et al.*, 2007).

Segundo Meisling *et al.* (2001) a deposição sedimentar na bacia de Santos teve início durante o Jurássico/Eocretáceo, com a formação do sistema de riftes responsável pela ruptura do supercontinente Gondwana e a abertura do oceano Atlântico Sul.

A propagação deste rifte deu-se de Sul para Norte, com estruturas em geral SSO-NNE e na porção central N40-50E do sul do estado de São Paulo até o Alto de Cabo Frio (CHANG *et al.*, 2008).

O embasamento da bacia de Santos apresenta um caráter muito variável, devido ao seu tamanho (cerca de 500 km ao longo da costa) e pelo fato de que a bacia desenvolveu-se sobre um cinturão colisional do final do pré-cambriano, durante o ciclo Brasileiro.

Constitui-se de gnaisses e granitos provindos de um mosaico de terrenos de idade arqueana a proterozóica (BASEI *et al.*, 2000; CAMPOS NETO, 2000; ALMEIDA *et al.*, 2000) que registram a acreção sucessiva de micropalacas ao longo da margem leste da Plataforma Sulamericana. A porção aflorante deste embasamento engloba parte das faixas móveis Dom Feliciano e Ribeira, além do núcleo cratônico que estas rodeiam. Este núcleo pode ser subdividido em três complexos gnáissico-migmatíticos diversos: micropalaca de Curitiba, micropalaca Luís Alves e Cinturão Granítico Costeiro (ANP, 2003).

Estas rochas são afetadas por zonas de intenso cisalhamento transcorrente ou de empurrão, que se estendem até profundidades crustais inferiores.

O magmatismo na bacia de Santos ocorre em diversas épocas diferentes, segundo Moreira *et al.* (2007). Alguns destes eventos foram datados e apresentaram idades de 130(?) Ma, 121-130 Ma e 118 Ma..

A deposição sedimentar nesta bacia segundo os mesmos autores, pode ser dividida nas supersequências: Rifte, Pós-rifte e Drifte. Por outro lado Chang *et al.* (2008) dividem a evolução tectônica nas fases Sin-Rifte I, Sin-Rifte II, Sin-Rifte III e Margem Passiva, seu trabalho é baseado na litoestratigrafia de Pereira e Feijó (1994). As fases Sin-Rifte I, II de Chang *et al.* (2008) correspondem às fases de Rifte de Moreira *et al.* (2007), a fase Sin-rifte III do primeiro a fase Pós-rifte do segundo, e a fase de Margem Passiva de Chang *et al.* (2008) à supersequência Drifte de Moreira *et al.* (2007).

Segundo Chang *et al.* (2008) na fase Sin-rifte I da bacia houve confinamento de esforços na crosta, gerando falhas crustais, já a fase Sin-rifte II desenvolveu-se com a litosfera afinada, o que gerou rupturas de menor ângulo que as da fase Sin-rifte I. Este período, correlato à Supersequência Rifte de Moreira *et al.* (2007), tem início no Hauteriviano (~ Andar Aratu) e se estende até o início do Aptiano (~ Andar Jiquiá). Durante esta fase depositam-se as formações Camboriú, Piçarras e Itapema, que fazem parte do Grupo Guaratiba.

Na fase Sin-rifte III de Chang *et al.* (2008), de idade aptiana, ocorre o rompimento litosférico com a formação de falhas de pequena magnitude e o aparecimento de uma ampla depressão tipo sag. Nesta fase, chamada por Moreira *et al.* (2007) de Supersequência Pós-Rifte, depositam-se as formações Barra Velha e Ariri, do Grupo Guaratiba. Esta última formação marca o início da subsidência térmica na bacia e é resultado da baixa circulação de água devido a altos vulcânicos.

3.2 Supersequência Drifte

As rochas da supersequência Drifte de Moreira *et al.* (2007) possuem idades que vão do final do Aptiano (~ Andar Alagoas) ao Pleistoceno e são correlatas à fase de margem passiva de Chang *et al.* (2008). Representam a fase de subsidência térmica da bacia, com tectônica diastrófica associada. Envolvem as formações Florianópolis, Guarujá e Itanhaém do Grupo Camburi; formações Itajaí-Açu, Santos e Juréia do Grupo Frade (Figura 2); e as formações Ponta Aguda, Marambaia, Iguape e Sepetiba do Grupo Itamambuca.

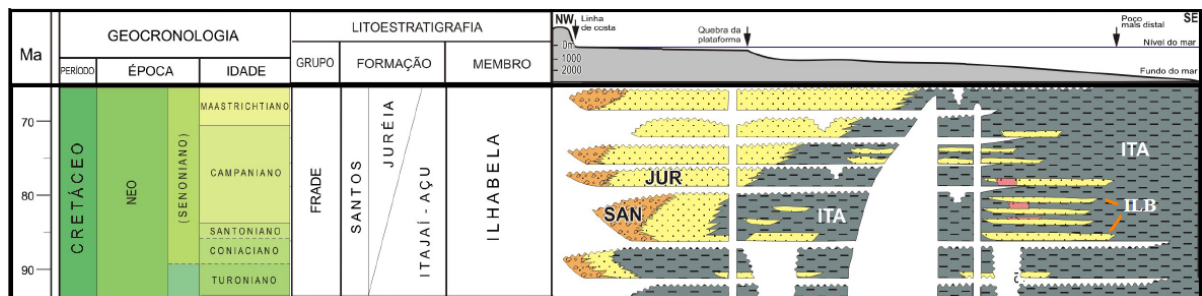


Figura 2 – Diagrama estratigráfico simplificado do Grupo Frade da bacia de Santos. Modificado de Moreira *et al.* (2007). A carta estratigráfica completa está disponível no Anexo I.

Do final do Aptiano ao final do Albiano tem-se uma continuação da subsidência térmica iniciada na fase anterior, com a implantação de um sistema misto, siliciclástico na borda e carbonático em sua porção distal, gerado em um ambiente hipersalino. Este sistema é representado pelas formações Florianópolis, Guarujá e Itanhaém do Grupo Camburi.

A partir do Turoniano inicia-se uma fase de transgressão quando são depositados os folhelhos Itajaí-Açu e os arenitos Ilhabela, Santos e Juréia (Figura 2). A deposição destes sedimentos na calha central é a grande responsável pelo deslocamento do sal para o fundo da bacia, criando uma grande janela de sal.

A Formação Itajaí-Açu é representada por um pacote de folhelhos cinza-escuro depositados em um paleoambiente de talude, plataforma distal e bacia, com idade Cenomaniana e Maastrichtiana datados através de palinórfos, nanofósseis calcários e foraminíferos plantônicos. Está interdigitado e sotoposto às rochas clásticas das formações Juréia e Santos. Entre os folhelhos desta formação encontram-se corpos arenosos de origem provavelmente turbidítica denominados de Membro Ilhabela.

A Formação Santos interdigita-se lateralmente com as formações Juréia e Itajaí-Açu e está em discordância sobre a Formação Florianópolis. Compõe-se por conglomerados e arenitos líticos avermelhados intercalados com folhelhos cinza e argilitos vermelhos depositados em um paleoambiente continental/transicional, representando leques aluviais, rios entrelaçados e deltas de idade Cenomaniana e Maastrichtiana.

Na Formação Juréia, encontram-se folhelhos cinza-escuros a esverdeados e castanho avermelhados, siltitos cinza-escuros, arenitos finos a muito finos e calcilitos de idade santoniana e maastrichtiana, cuja a datação é baseada em palinórfos e nanofósseis calcários, que indicam um paleoambiente de plataforma marinha. Essa unidade está localizada entre os clásticos das formações Santos e Itajaí-Açu, sobrepondo-se discordantemente à Formação Florianópolis.

Durante o Terciário, podem ser observadas grandes discordâncias, além de leques costeiros na porção proximal, plataforma carbonática (Formação Sepetiba) e os depósitos de talude e bacia profunda da Formação Marambaia.

No Eoceno ocorre a formação de importantes turbiditos nas cunhas da base do talude continental que foram geradas em uma fase de trato de sistema de mar baixo.

3.3 Membro Ilhabela

Moreira *et al.* (2007) chamam de Membro Ilhabela todos os arenitos turbidíticos intercalados nos folhelhos Itajaí-Açu, depositados do Turoniano ao Maastrichtiano, e os considera como tendo sido gerados através de fluxos hiperpicnais associados a deltas. Klarner *et al.* (2008) vão além desta definição e admitem esta unidade como sendo composta por depósitos deltáicos proximais, gradando para deltas de margem plataformal e depósitos gravitacionais nas partes mais profundas da bacia.

No entanto, Chang *et al.* (2008) consideram como Membro Ilhabela apenas os arenitos do final do Turoniano ao início do Santoniano, de forma a não os confundir com os das formações Santos e Juréia. Segundo estes autores os turbiditos desta sequência foram depositados nos baixos estruturais formados durante a ascensão dos diápiros de sal após o ápice da transgressão marinha representada pela Formação Itajaí-Açu em um trato de sistema de mar alto.

Através de estudos em poços que interceptam arenitos do Membro Ilhabela foram observados que os mesmos possuem mineralogia bastante variada e uma história diagenética complexa. São compostos por feldspato, quartzo, e poucos líticos, contendo clorita e carbonatos. No entanto, quando a rota de transporte das areias cruzam com corpos basálticos provindos de derrames, ocorre um aumento significativo na porcentagem de líticos máficos e clorita (KLARNER *et al.*, 2008).

De acordo com Modica e Brush (2004) as areias estudadas nos blocos BM-S-50 e BM-S-52 possuem idades entre o Coniaciano e o Campaniano, e são sincrônicas com o início do soerguimento da Serra do Mar. Desta forma os sedimentos provindos desta nova cadeia de montanhas alimentou a bacia de Santos gerando uma progradação significativa da plataforma continental mesmo durante uma época onde o nível do mar global se encontrava bastante alto (Figura 3).

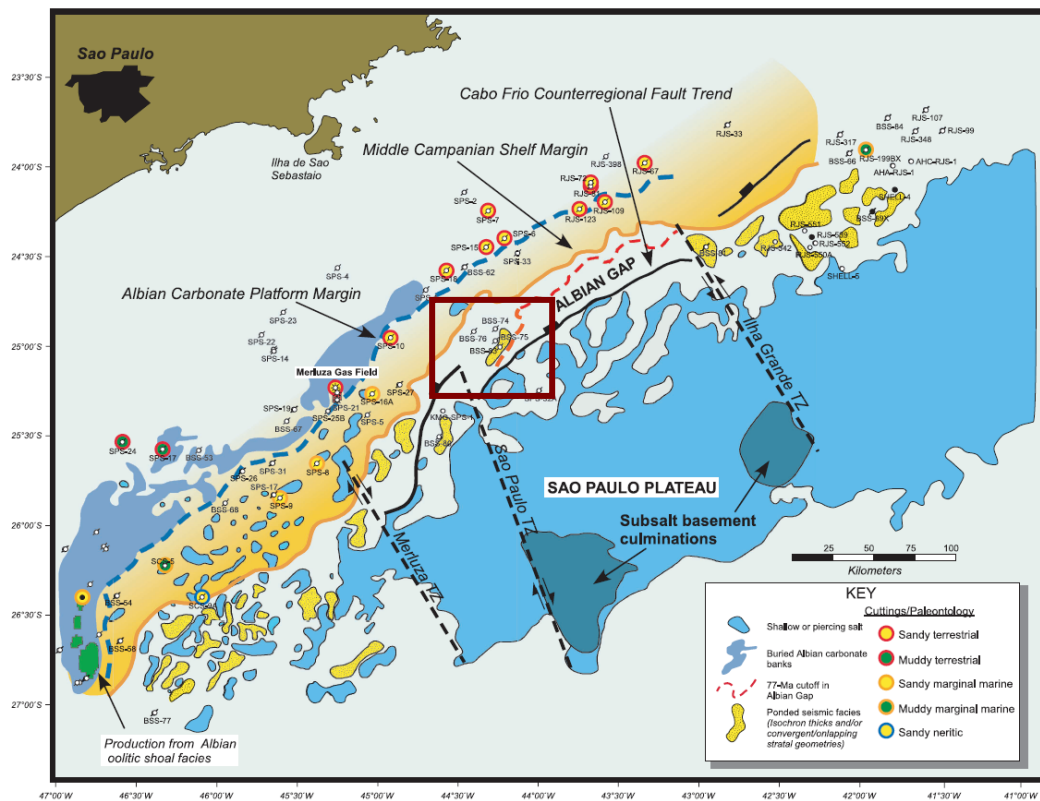


Figura 3 - Reconstituição paleogeográfica e paleogeológica do Campaniano médio na bacia de Santos mostrando o antigo limite da plataforma continental, as principais feições tectônicas e as areias submarinas. Destaque para o conjunto arenítico estudado. (MODICA e BRUSH, 2004).

Os arenitos Ilhabela representam os reservatórios mais importantes da sequência Neocretácea da bacia e inclui os campos de Merluza, Lagosta e Mexilhão.

3.4 Tectônica salífera

Durante o final do Aptiano as barreiras formadas pela Dorsal de Walvis - Zona de Fratura Florianópolis a sul e a Zona de Fratura Kribi a norte, impediram a livre circulação de água marinha na porção do rifte, isso, em conjunto com o clima quente e árido da época proporcionou um ambiente perfeito para a deposição de enormes camadas de sal, principalmente no intervalo entre a bacias de Santos e a bacia de Sergipe/Alagoas (MORIAK *et al.*, 2008) em um intervalo de tempo entre 0,7 e 1 Ma (DIAS, 1998).

Segundo Chang *et al.* (2008) já é possível observar indícios de halocinese ainda durante a deposição dos carbonatos Guarujá, porém a maior parte da movimentação salina se deu no Senoniano durante a deposição das formações Santos e Juréia, devido ao peso sedimentar deste sistema progradante que empurrou a maior parte do sal para as regiões mais profundas da bacia, gerando uma importante janela de sal de cerca de 20 km. A maior parte dos processos tectônicos que afetam a seção Drifte da bacia de Santos está relacionada a halocinese.

Os diápiros salinos apresentam estilos estruturais diversos, vários autores como Pereira (1986) e Demercian *et al.* (1993) subdividiram a bacia de Santos em domínios definidos pela variação nessas estruturas. Segundo ANP (2003) essa divisão é dada pela Zona de Fuga de Sal Sul, Zona de Fuga de Sal Norte, Província Evaporítica Sul (caracterizada por diápiros e muralhas), Província Evaporítica Norte (caracterizada por domos e muralhas) e pela Muralha Central de Merluza.

3.5 Sistemas petrolíferos

A exploração de petróleo na bacia de Santos teve início na década de 1970, no entanto a primeira descoberta econômica data de 1980 nos arenitos do campo de Merluza. A partir daí, outros campos como Tubarão, Coral, Estrela do Mar e Caravela foram descobertos nos carbonatos albianos e, após 1997, com a nova Lei do Petróleo, esta foi intensificada, levando a novas descobertas, principalmente em sua porção norte, como os campos de Oliva, Atlanta, Lagosta e Mexilhão, entre outros (CHANG *et al.*, 2008).

Nos últimos anos, a descoberta dos novos campos de Parati, Tupi, Carioca, Júpiter, Bem-Te-Vi, Guará e Iara em águas profundas e ultra-profundas fomentou novamente um grande interesse na bacia. Tais descobertas estão ainda em fase de avaliação; porém, se

comprovados os volumes, a bacia de Santos tornar-se-á a mais prolífera bacia petrolífera brasileira.

Um sistema petrolífero é um sistema natural que engloba os sistemas geológicos, físicos e químicos, processos e um sincronismo ideal para uma provável geração, migração e acumulação de hidrocarbonetos (MAGOON e DOW, 2000 *apud* ANP, 2003).

De acordo com Chang *et al.* (2008) as rochas geradoras de petróleo na bacia de Santos encontram-se na porção superior do Grupo Guaratiba e na parte inferior da Formação Itajaí-Açu.

No Grupo Guaratiba, as geradoras estão nas porções ricas em matéria orgânica, depositadas durante o andar Alagoas (Aptiano) na fase Sin-rifte III da bacia, em um paleoambiente lacustre salino

Os folhelhos da Formação Itajaí-Açu também são potenciais geradores, principalmente em sua porção inferior, onde, apesar da baixa maturidade, térmica apresentando por vezes expulsão de hidrocarbonetos nos baixos estruturais formados pela halocinese. Essas rochas foram depositadas durante o Cenomaniano/ Turoniano em um paleoambiente marinho anóxico.

Como reservatórios, na bacia encontramos uma ampla variedade de rochas, que abrangem os carbonatos do Grupo Guaratiba e da Formação Guarujá, e os arenitos turbidíticos do Membro Ilhabela e Formação Marambaia.

Os reservatórios do Grupo Guaratiba são formados principalmente pelas coquinas de idade Eocretácea, mas também podem ocorrer acumulações em basaltos fraturados desta unidade. Na Formação Guarujá há calcarenitos oolíticos do Albiano inferior, depositados em uma antiga plataforma carbonática. Os arenitos do Membro Ilhabela possuem até 100 m de espessura porosa que são divididas em até 10 zonas distintas. Essas rochas são compostas por

arcóseos e arcóseos líticos com porosidade entre 4 e 9%, chegando a valores de 16 e 21%, e ocorrem principalmente no eixo central da bacia.

A partir do Neocretáceo observamos uma série de arenitos turbidíticos, de onde destacamos os das formações Santos e Juréia e o Membro Maresias da Formação Marambaia. Tais arenitos ocorrem nas porções central e norte da bacia e com frequência apresentam porosidades superiores a 15%.

De forma geral, as rochas selantes para acumulações de petróleo na bacia são lamitos e calcilitos intercalados com os reservatórios e, para os reservatórios da seção Rifte, os evaporitos da Formação Ariri. As trapas são na grande maioria estruturais ou mistas, e estão normalmente relacionadas a movimentação das camadas de evaporitos, principalmente nos reservatórios do final do Albiano ao Oligoceno, como ocorre com os arenitos Ilhabela. O principal trapecamento dá-se em camadas que apresentam *pinch-out* contra as paredes e muralhas salinas.

O pico de geração e expulsão de petróleo nas rochas da Formação Guaratiba ocorreu entre 70 Ma e 90 Ma durante a fase Sin-rifte III; porém, a entrada desta camada na janela de geração não se deu homogeneamente, de forma que esta expulsão pode ter se estendido até o Paleoceno. Para a seção Rifte, o pico de expulsão deu-se entre o Albiano superior e o Cenomaniano inferior e, na Formação Itajaí-Açu, durante o Oligoceno, estando associada a baixos estruturais formados pela tectônica do sal.

A migração do óleo e gás gerado foi em grande parte condicionado pela dinâmica salina, que funcionou como camada carreadora, direcionando o fluxo até as janelas de sal ou para porções pouco espessas da Formação Ariri. Após ultrapassar as camadas evaporíticas, os hidrocarbonetos utilizaram as falhas distencionais lítricas geradas pela halocinese como caminhos preferenciais de migração, até atingirem os reservatórios das seções Drifte. As falhas da fase Rifte também possuem grande importância para o direcionamento do fluxo

para os altos estruturais e através das camadas salinas. Os hidrocarbonetos gerados na Formação Itajaí-Açu utilizaram-se principalmente das falhas de transferência ou lístricas formadas durante o deslocamento do sal para a realização desta migração.

4 RESULTADOS

Nos poços 1-BSS-74, 1-BSS-75 e 1-BSS-83 observa-se a ocorrência de um conjunto de arenitos intercalados com folhelhos nas profundidades mostradas na Tabela 1. Este conjunto foi subdividido, através de perfis de poços e da sísmica 3D, em quatro diferentes unidades areníticas separadas entre si por camadas erosivas ou pacotes significativos de folhelhos. Definiu-se também a superfície erosiva que funciona como base para a deposição destas unidades (Figura 4).

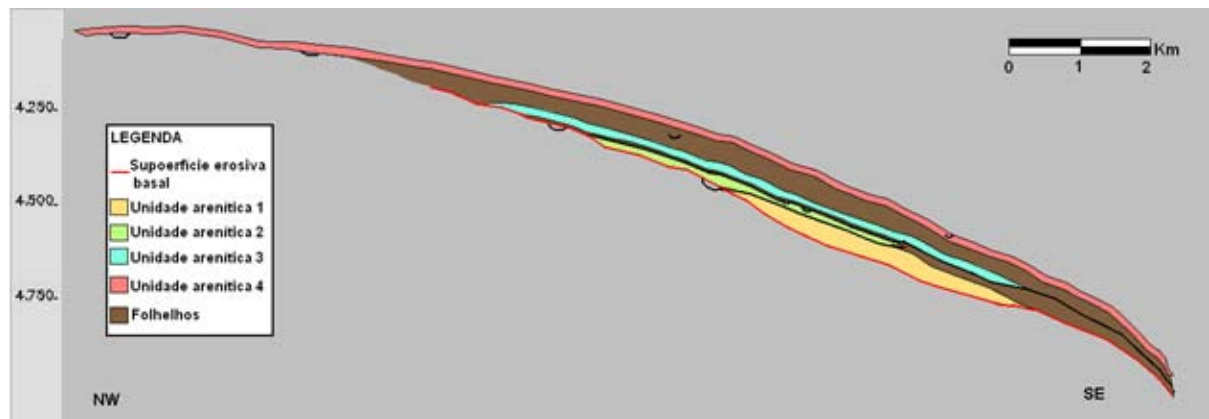


Figura 4 – Figura esquemática de uma seção dip (NO-SE) do conjunto arenoso estudado mostrando as unidades areníticas mapeadas e a erosão basal.

Após a identificação do formato das ondaletas (*wavelets*) nos perfis sônicos disponíveis, concluiu-se que o topo de cada uma das unidades areníticas em questão correspondia ao horizonte sísmico marcado por um pico negativo, ou seja, a impedância acústica (velocidade da onda vs. densidade do meio) nessas unidades era menor que nos folhelhos. Isso ocorre devido à maior porosidade, à pequena espessura das camadas e à presença de hidrocarbonetos, principalmente gás, nestas areias. Devido à grande alternância entre folhelhos e arenitos com espessuras próximas às da resolução sísmica, pequenas variações de espessuras destas camadas levam, muitas vezes a uma forte resposta sísmica, devido a soma de sinais de mesma polaridade. A partir destas observações, foram definidas

as quatro unidades areníticas, separados entre si por superfícies erosivas ou por camadas de folhelho com espessuras ou extensões significativas.

Fernandes (2009) utilizou perfis elétricos e de sucessão de eletrofácies para a correlação de importantes horizontes nos mesmos poços estudados neste trabalho. Algumas destas superfícies correspondem ao topo das unidades areníticas mapeadas. A partir desses dados e da interpretação sísmica realizada, foi possível traçar uma correlação bastante segura para a ocorrência destas unidades e da superfície de erosão basal estudadas.

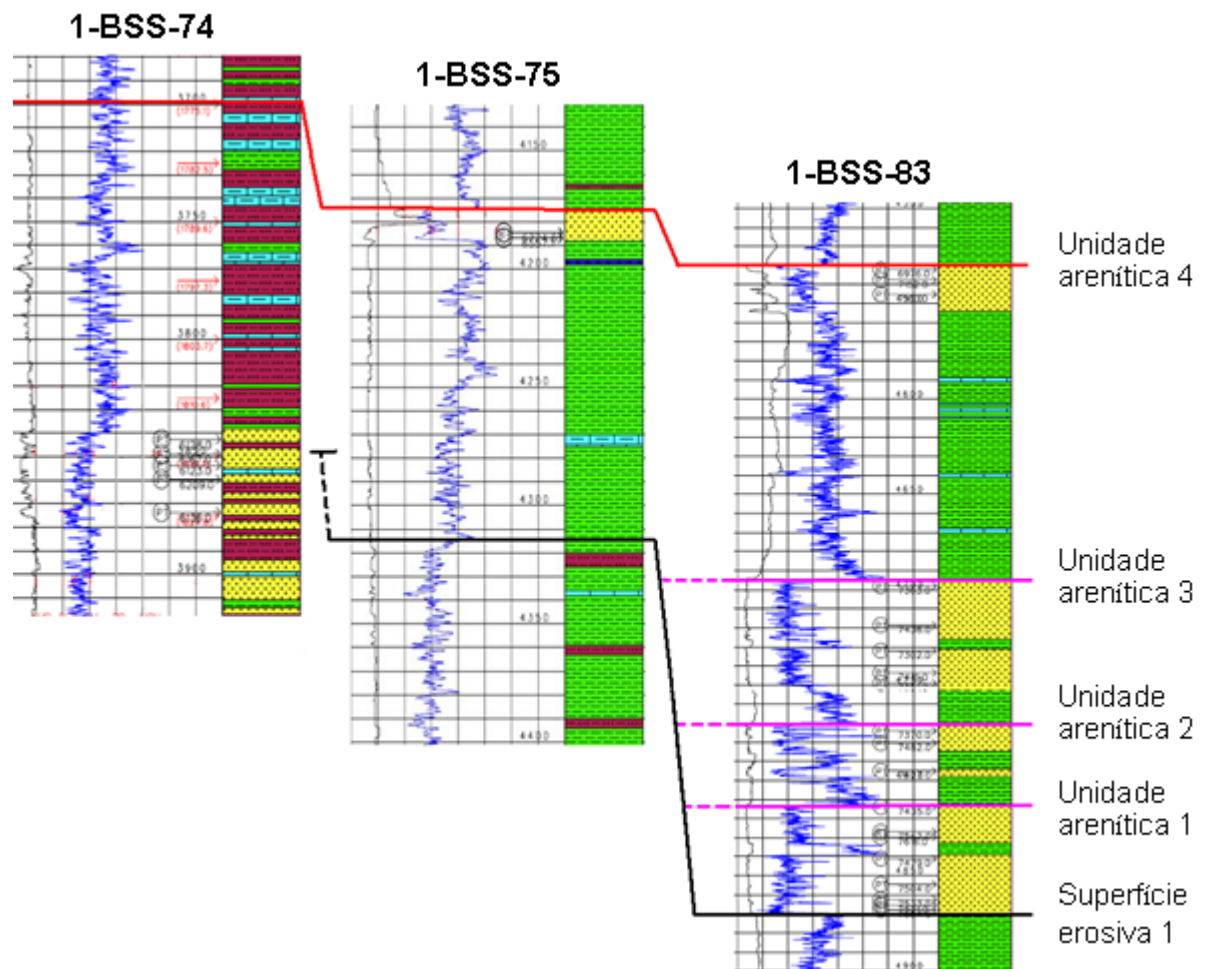


Figura 5 – Correlação da superfície e das unidades areníticas estudadas entre os poços 1-BSS-74, 1-BSS-75 e 1-BSS-83, realizada através da interpretação sísmica 3D e da compilação de dados de Fernandes (2009).

Pode-se observar que a unidade arenítica 4 (figuras 4 e 5) é única unidade correlacionável em todos os três poços, enquanto as demais só ocorrem no poço 1-BSS-83. A

superfície erosiva basal é encontrada nos poços 1-BSS-75 e 1-BSS-83, truncada por outra superfície erosiva não mapeada neste trabalho (Figura 5)

4.1 Feições estruturais

O conjunto arenítico estudado se encontra, segundo Modica e Brush (2004), na área denominada de “*Gap*” do Albiano (Figura 3), que é uma região onde os carbonatos albianos não ocorrem.

As seções evaporíticas possuem características reológicas bastante distintas das siliciclásticas e carbonáticas, em especial a sua grande mobilidade, podendo ser facilmente deslocada devido ao peso dos sedimentos depositados acima destas. Por causa desta propriedade, camadas depositadas acima desta superfície podem colapsar devido aos grandes falhamentos gerados durante a migração de estruturas salinas.

Essas unidades areníticas estudadas sofreram uma significativa influência deste processo, devido a movimentação de antigos diápiros salinos na área durante e após sua deposição. Falhas em flor negativas e falhas normais afetaram o conjunto.

As falhas em flor negativas ocorrem em dois grupos, nas direções E/O e NE/SO, sendo este último formadas pela distensão no eixo do *rollover* gerado pelo colapso das camadas arenosas pós-sal, como observado na Figura 6 A, este é o principal conjunto de falhas que afeta as unidades areníticas em questão.

A principal família de falhamentos normais observada, possui strike NE/SO e caimento para SE, esta família está diretamente relacionada a com a movimentação salina, conforme pode ser visto na Figura 6 B.

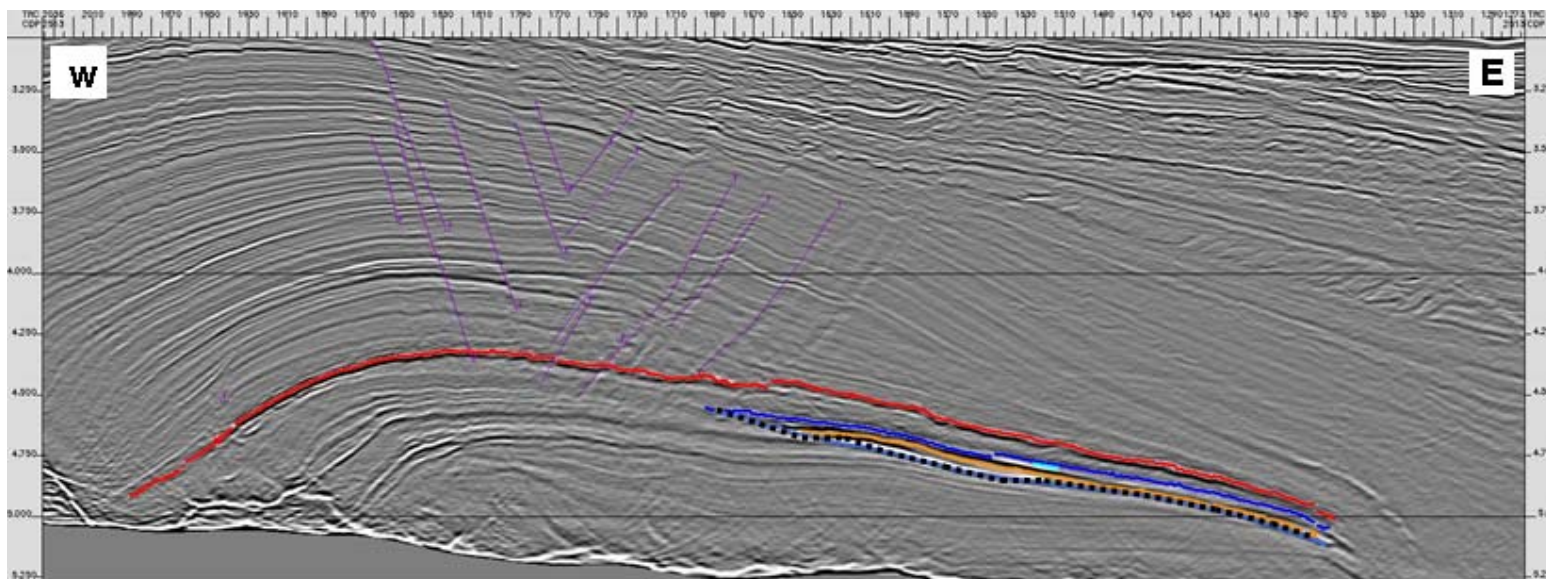


Figura 6 A – Seção E-O mostrando falhas em flor negativa relacionadas ao eixo do rollover.

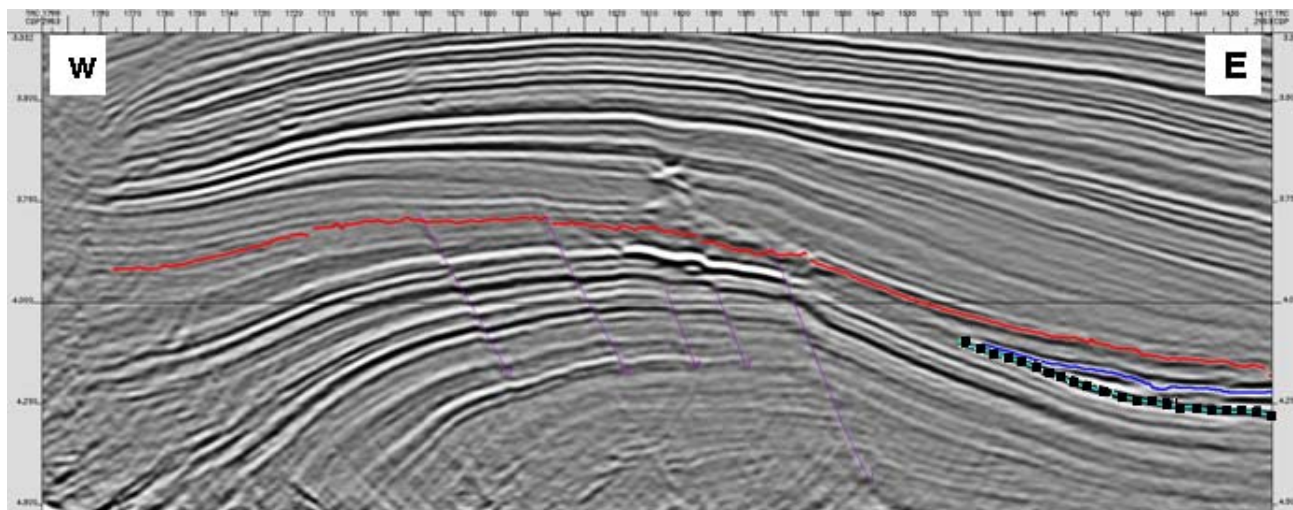


Figura 6 B – Seção NO- SE mostrando falhas normais relacionadas a mobilização salina.

- LEGENDA:**
- ■ ■ ■ Superfície de erosão basal
 - Unidade arenítica 4
 - Falhas

4.2 Caracterização das unidades

A **Tabela 2** mostra a distribuição da profundidade das quatro unidades areníticas descritas e da superfície erosiva basal nos poços 1-BSS-74, 1-BSS-75 e 1-BSS-83.

			Superfície Erosiva Basal	Unidade			
				1	2	3	4
Profundidade no poço (m)	1-BSS-74	Topo	-	-	-	-	3700
		Base	-	-	-	-	-
	1-BSS-75	Topo	4320	-	-	-	4175
		Base	-	-	-	-	4188
	1-BSS-83	Topo	4750	4823	4770	4695	4530
Base		-	4870	4800	4750	4555	

As unidades areníticas mapeadas e a superfície basal apresentam caimento para SE, conforme pode ser observado nos mapas de contorno estrutural das mesmas (Figura 7).

A superfície basal apresenta um padrão claramente erosivo, onde podem ser observados bruscos truncamentos dos horizontes sísmicos abaixo contra este horizonte (Figura 8). É definido pelo amalgamento de mais de um evento erosivo, onde depositam-se as unidades posteriores. A área desta superfície cobre cerca de 200 km² (Figura 9A), sendo seus limites definidos pelo colapso devido a movimentação de sal e por eventos erosivos posteriores; e ocorre nos poços nas profundidades descritas na Tabela 2.

As escavações de sucessivas erosões geraram, em conjunto com as movimentações salinas, o espaço de acomodação para as areias posteriormente descritas, essas erosões podem ter sido geradas durante uma queda do nível do mar, resultando em exposição da plataforma, como pela ação de fortes correntes subaquáticas que carregaram o material anteriormente depositado para outras porções da bacia.

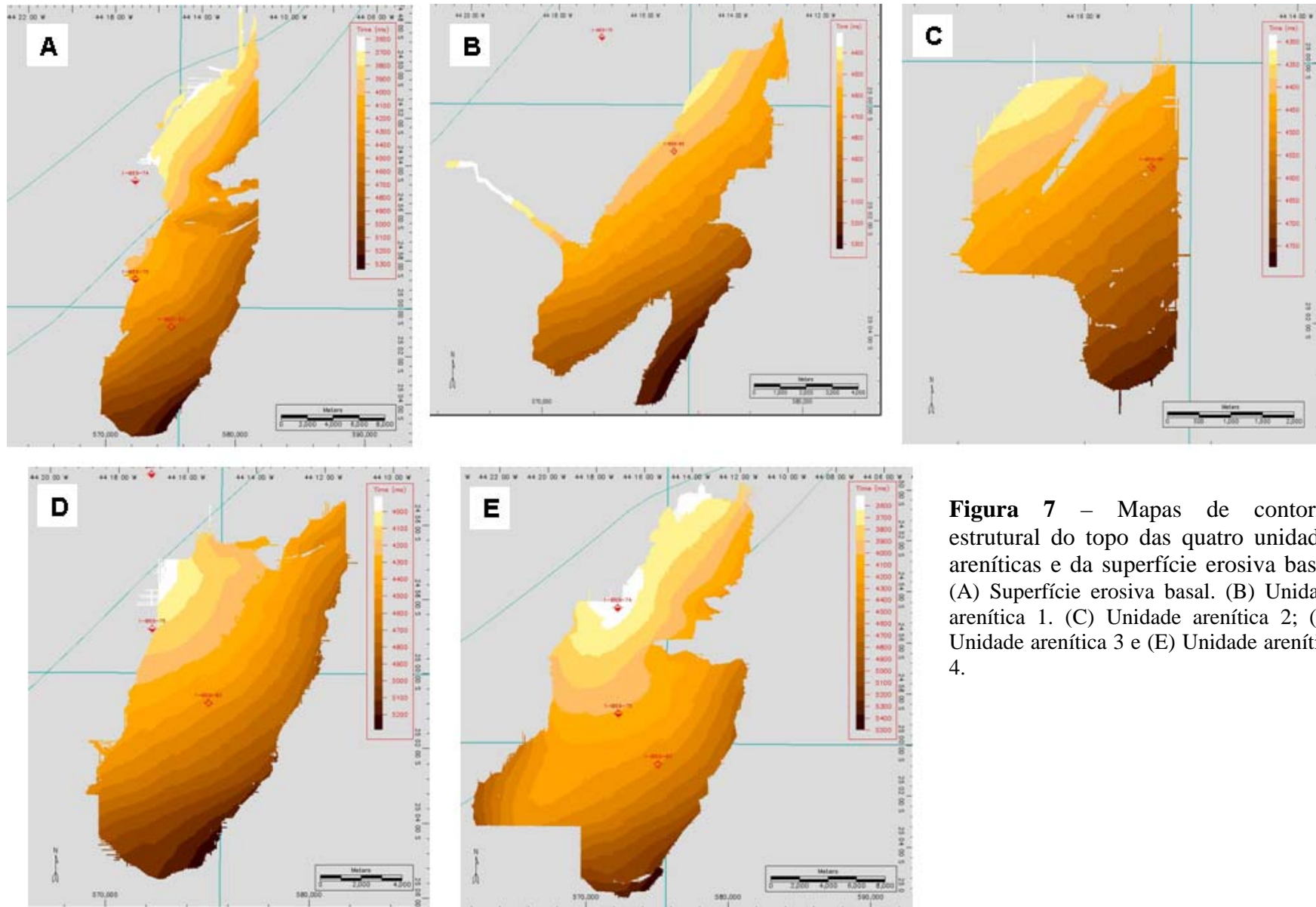


Figura 7 – Mapas de contorno estrutural do topo das quatro unidades areníticas e da superfície erosiva basal. (A) Superfície erosiva basal. (B) Unidade arenítica 1. (C) Unidade arenítica 2; (D) Unidade arenítica 3 e (E) Unidade arenítica 4.

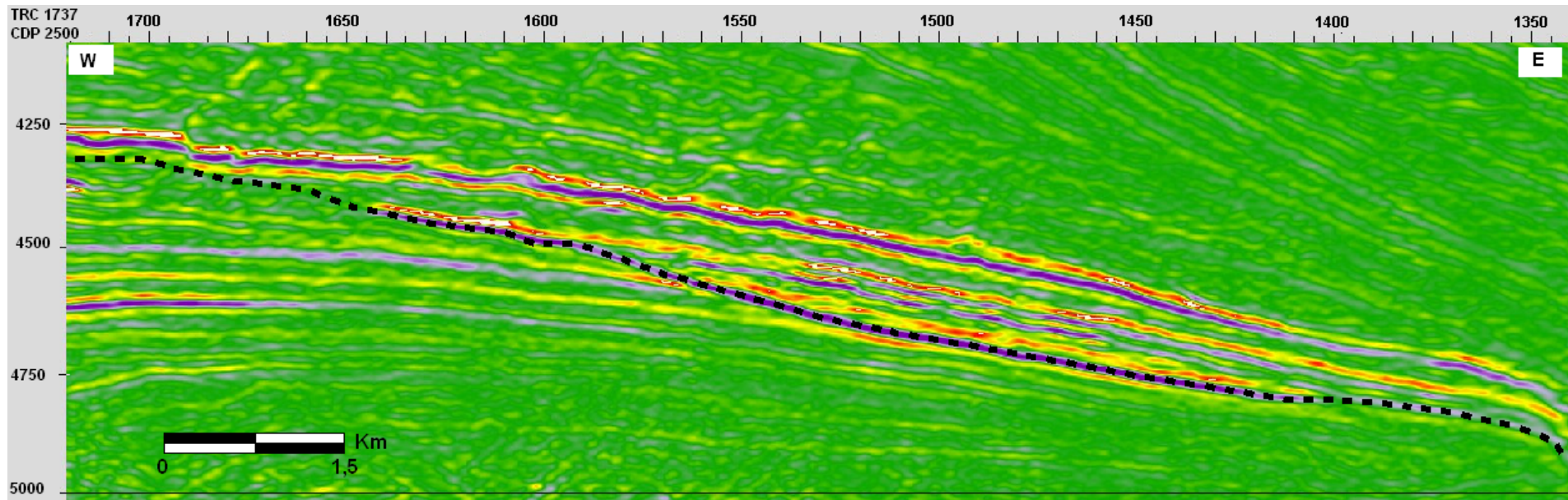


Figura 8 – Seção sísmica E-O mostrando superfície erosiva basal marcada pela linha tracejada. O intervalo estudado é demarcado pela seta. Observar o truncamento das camadas inferiores pela superfície em destaque.

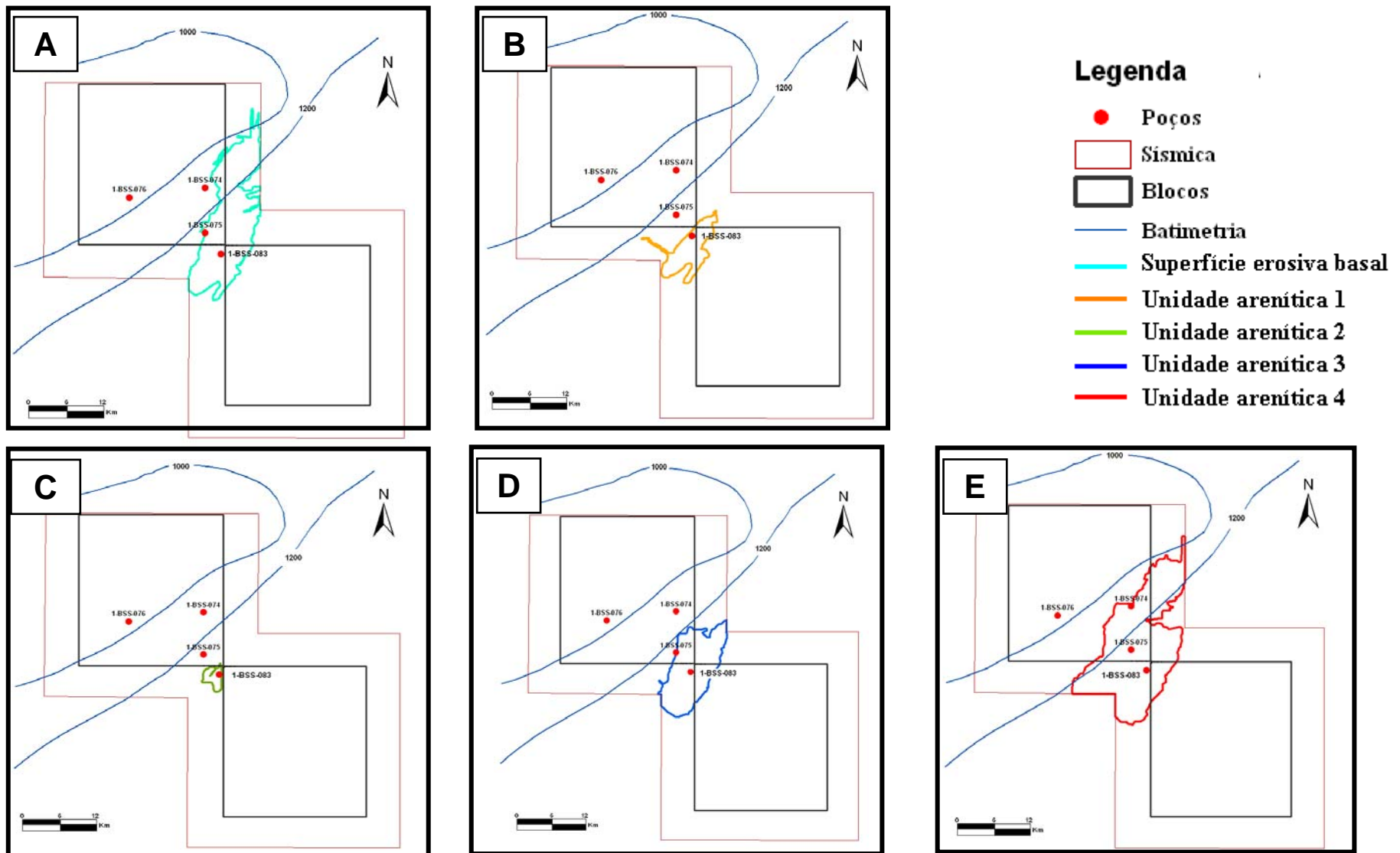


Figura 9 – Mapas de área do topo das 4 unidades areníticas e da superfície erosiva basal. (A) Superfície erosiva basal. (B) Unidade arenítica 1. (C) Unidade arenítica 2; (D) Unidade arenítica 3 e (E) Unidade arenítica 4.

4.2.1 UNIDADE ARENÍTICA 1

Descrição. – O topo desta unidade é representado por um pico sísmico negativo de média a alta amplitude, onde os maiores valores de amplitudes estão relacionadas a soma de sinais de mesma polaridade devido ao afinamento das camadas nas bordas. Trata-se de arenitos em *onlap* contra a superfície erosiva basal em direção NO os quais se encontram truncadas nas demais direções. Essa unidade apresenta uma extensão de 48 km² (Figura 9 B), e é comparativamente espessa, alcançando 65 ms no em seu depocentro, o que corresponde à aproximadamente 125 m (Figura 10). Esta unidade apresenta continuidade sísmica entre uma feição canalizada e os arenitos em contexto desconfinado mapeados a partir do poço 1-BSS-83. O canal interpretado possui forte amplitude sísmica, o que indica um provável preenchimento arenítico (Figura 13A).

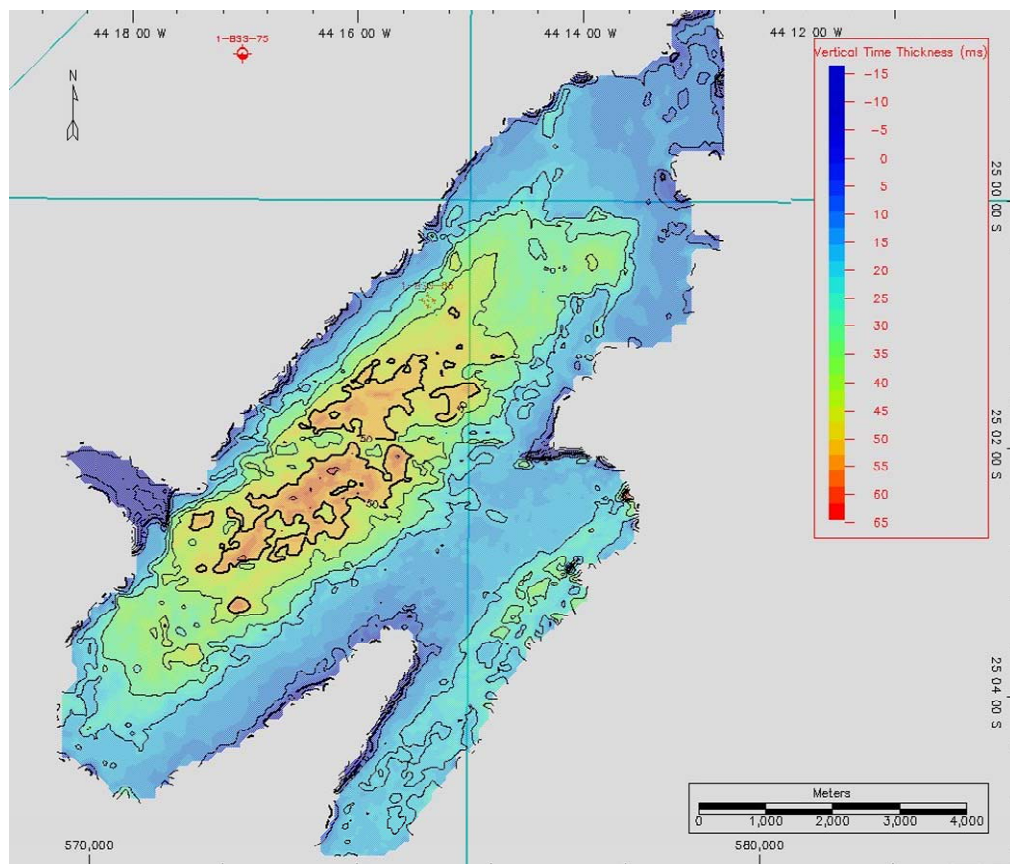


Figura 10 – Mapa de espessura (em ms) da unidade arenítica 1.

Discussão. – É interessante observar que o ângulo formado entre a porção confinada (canal) e a desconfinada é de quase 90° (Figura 9 B), muito diferente da forma lobular esperada para um corpo deste tipo. Este formato incomum sugere um brusco aumento no espaço de acomodação assim como a mobilização destas areias ao longo da desembocadura do canal, indicando ação de correntes. O mapeamento sugere remobilização preferencial para NO, porém devido aos processos erosivos posteriores que alteraram a forma original do corpo, não é possível ter certeza sobre esta afirmação.

4.3.3 UNIDADE ARENÍTICA 2

Descrição. – Esta é a menor unidade mapeada. Possui geometria arredondada e se estende por apenas 10 km², como observado na Figura 9 C. No poço 1-BSS-83 apresenta 30m de espessura. O contorno desta unidade é definido a SE por um evento erosivo posterior a sua deposição, e a NO pelo onlap sobre a superfície erosiva basal (Figura 4). O topo desta unidade é definido por um evento erosivo e a base por um refletor sísmico de sinal positivo que representa uma camada de folhelhos.

Discussão. – Esta unidade é a menor em área, pois na realidade se encontra truncada em todas as direções por eventos erosivos posteriores.

4.3.4 UNIDADE ARENÍTICA 3

Descrição. – O topo desta unidade é caracterizada na sísmica como um pico negativo de média a alta amplitude. Possui área de 125 km², conforme observado na Figura 9 D, e espessura de 55m no poço 1-BSS-83. Suas bordas são definidas a noroeste por uma terminação estratigráfica, e a sudeste por truncamentos relacionados a uma superfície erosiva

posterior. Está depositado acima de uma superfície erosiva e seu topo é definido por um pico sísmico negativo de forte amplitude.

Discussão. – A deposição desta unidade ocorre devido a geração de espaço de acomodação, formado durante um evento erosivo não mapeado, que truncou a unidade arenítica 2 (Figura 4).

4.3.5 UNIDADE ARENÍTICA 4

Descrição. – Este é o mais extenso horizonte sísmico interpretado, cobrindo uma área de 290 km² (Figura 9 E), e suas porções arenosas possuem uma espessura média de 15m. O contorno deste horizonte sísmico é definido pelos colapsos devido a movimentação salina e, a SE, por truncamentos posteriores. O topo desta unidade é representado por um pico sísmico negativo e a base por um pico sísmico positivo relacionado a um conjunto de folhelhos. A porção arenosa desta unidade está restrita a região oeste do horizonte mapeado, porém essa superfície pode ser mapeada até o poço 1-BSS-74, e só com a ajuda do estudo da sísmica em conjunto com perfis de eletrofácies (FERNANDES, 2009) é possível definir exatamente a profundidade desta unidade neste poço.

Discussões. – Através da criação de mapas de atributos sísmicos foi possível identificar neste horizonte que existe uma brusca diferença entre a região com ondas de alta amplitude, para regiões com baixas amplitudes sísmicas (Figura 11). Isso significa que o *pinch-out* da porção arenosa desta unidade se dá de forma brusca, relacionada a geração repentina do espaço de acomodação. Este fato está provavelmente relacionado com a movimentação das estruturas de sal de SE para NO.

Observou-se também que entre os topos das unidades areníticas 3 e 4, existe um gradual aumento no espaço de acomodação, tanto a sudeste quanto a noroeste (Figuras 12).

Além disso, acredita-se que o evento erosional descrito e caracterizado como base para a deposição das areias anteriores, não possuíram influência na sedimentação da unidade arenítica 4. Concluímos desta forma, que não existe relação entre a deposição desta e das demais unidades subjacentes.

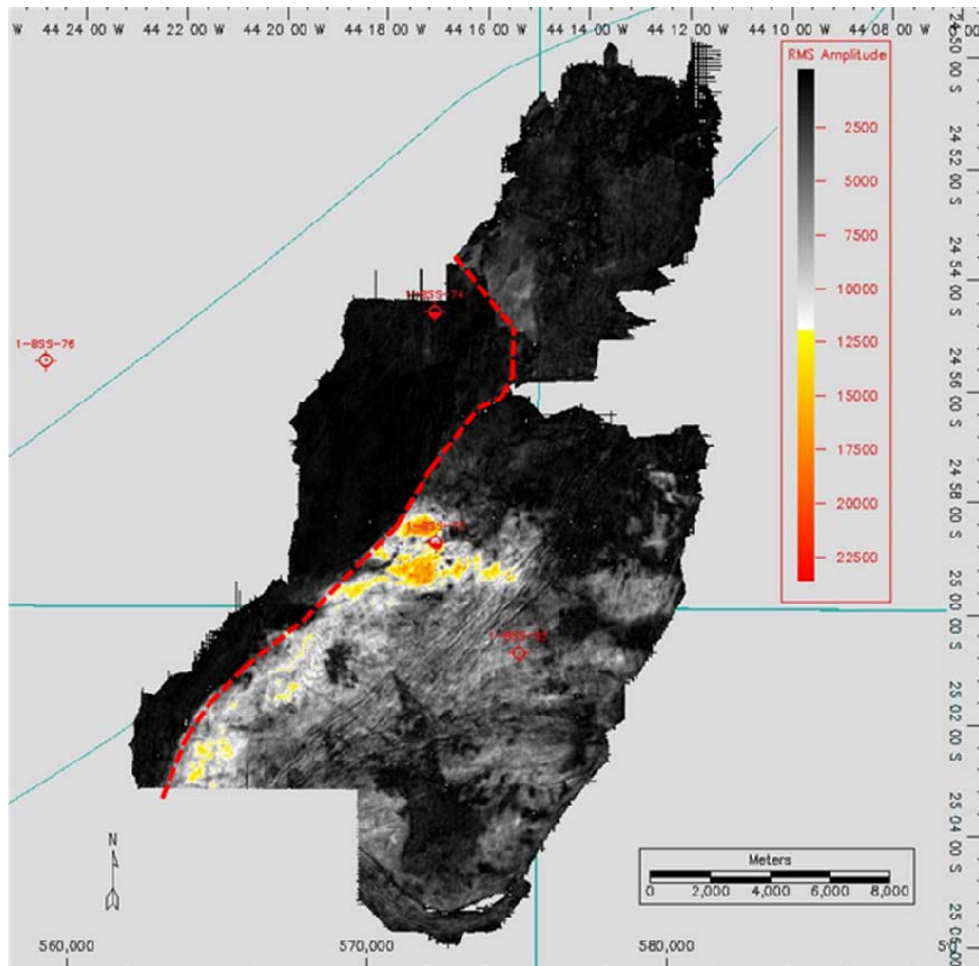
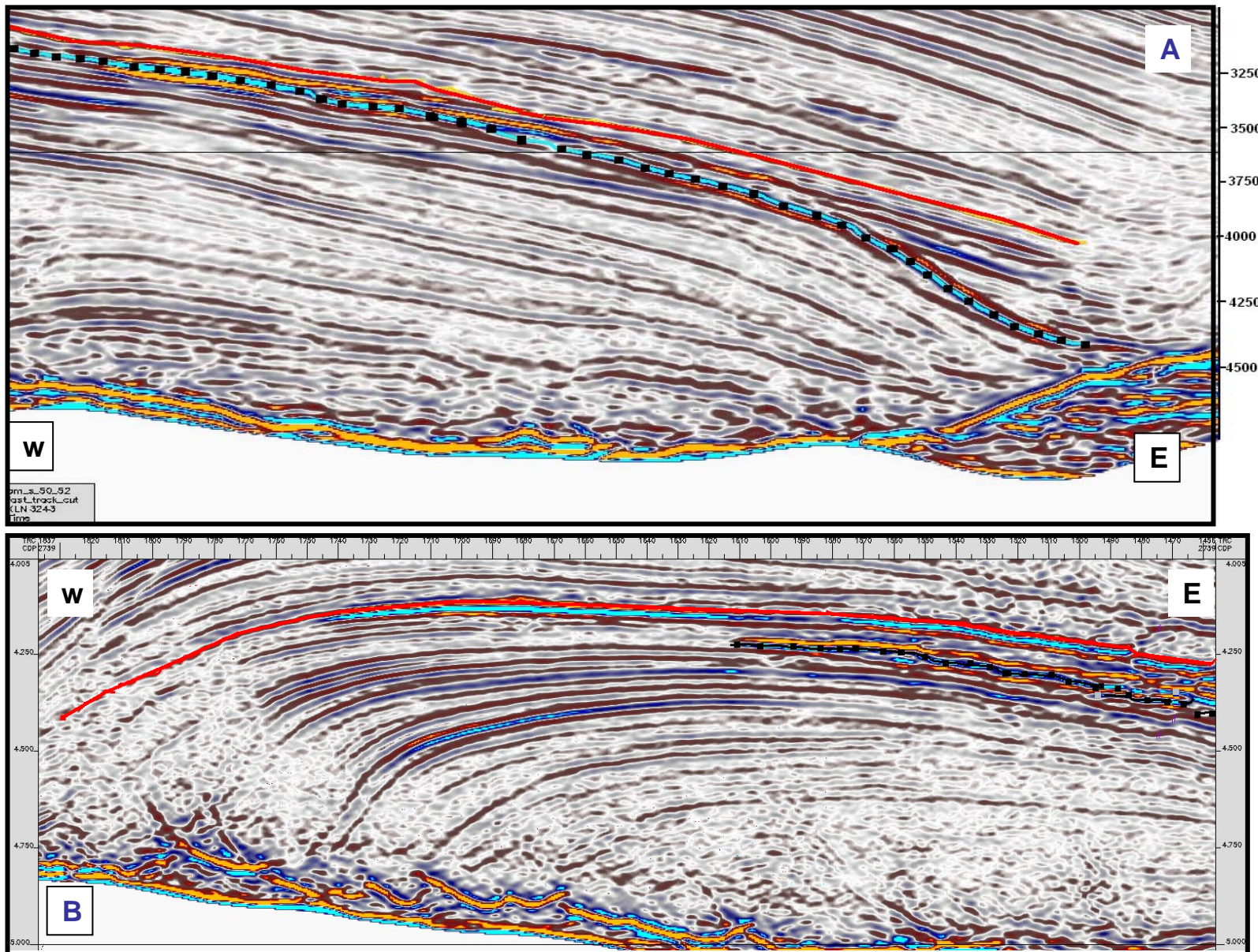


Figura 11 – Mapa de atributo sísmico, RMS +5/-5 da unidade arenosa 4. Altas amplitudes significam rochas com maior porosidade (mais arenosas). Destaque para a diferença brusca entre uma zona de maior para uma zona de menor amplitude no sinal sísmico.

4.3 Feições canalizadas

A partir da geração de mapas de atributos geofísicos utilizando os horizontes sísmicos interpretados (topo das unidades areníticas e superfície erosiva basal), foi possível a visualização de uma série de feições canalizadas ocorrendo em níveis estratigráficos



LEGENDA:
 ■■■■ Superfície de erosão basal
 ——— Unidade arenítica 4

Figura 12 - Seções sísmicas E-O mostrando o aumento do espaço de acomodação nas porções leste e oeste da área estudada. (A) Aumento do espaço de acumulação na porção leste da área estudada. (B) Aumento do espaço de acumulação na porção oeste da área estudada.

diferentes. Porém devido ao reduzido tamanho destas feições não é possível a visualização de quaisquer estruturas internas.

A Tabela 3 apresenta as principais feições de canais encontrados nestes mapas.

Tabela 3 – Tabela das feições canalizadas mais importantes e suas principais características

Canal	Tipo	Direção	Unidade	Larg. (m)	Extensão (m)	Prof. (m)	Figura
1	retilíneo, pouco sinuoso	NO - SE	Superfície erosiva basal	300	6100	45	13 A
2	retilíneo	ONO - ESE	Superfície erosiva basal	300	4000	35	13 B
3	retilíneo	ONO - ESE	Superfície erosiva basal	250	3800	30	13 C
4	retilíneo, pouco meandrante	E-O	Entre as unidades areníticas 3 e 4	150	3000	40	13 D
5	meandrante	E-O	base da unidade arenítica 4	250	6500	65	13 E

Através da Figura 13 é possível salientar que os canais descritos são em sua maioria retilíneos, o que sugere um gradiente angular entre a porção montante e jusante destes canais.

Essas feições possuem direções NO-SE a E-O, indicando que a área fonte dos sedimentos das unidades areníticas estudadas se localiza a noroeste destes corpos.

Observou-se também que os canais analisados encontram-se normalmente relacionados ao topo de superfícies erosivas. O que significa que a durante as fases erosionais da área, ocorreu também a formação dos diversos canais estreitos e rasos observados, que carregaram sedimentos para as porções mais distais da bacia. Desta forma, a melhor maneira de visualizar este tipo de estrutura é a partir da geração mapas de atributos geofísicos nos horizontes que caracterizam superfícies de erosão.

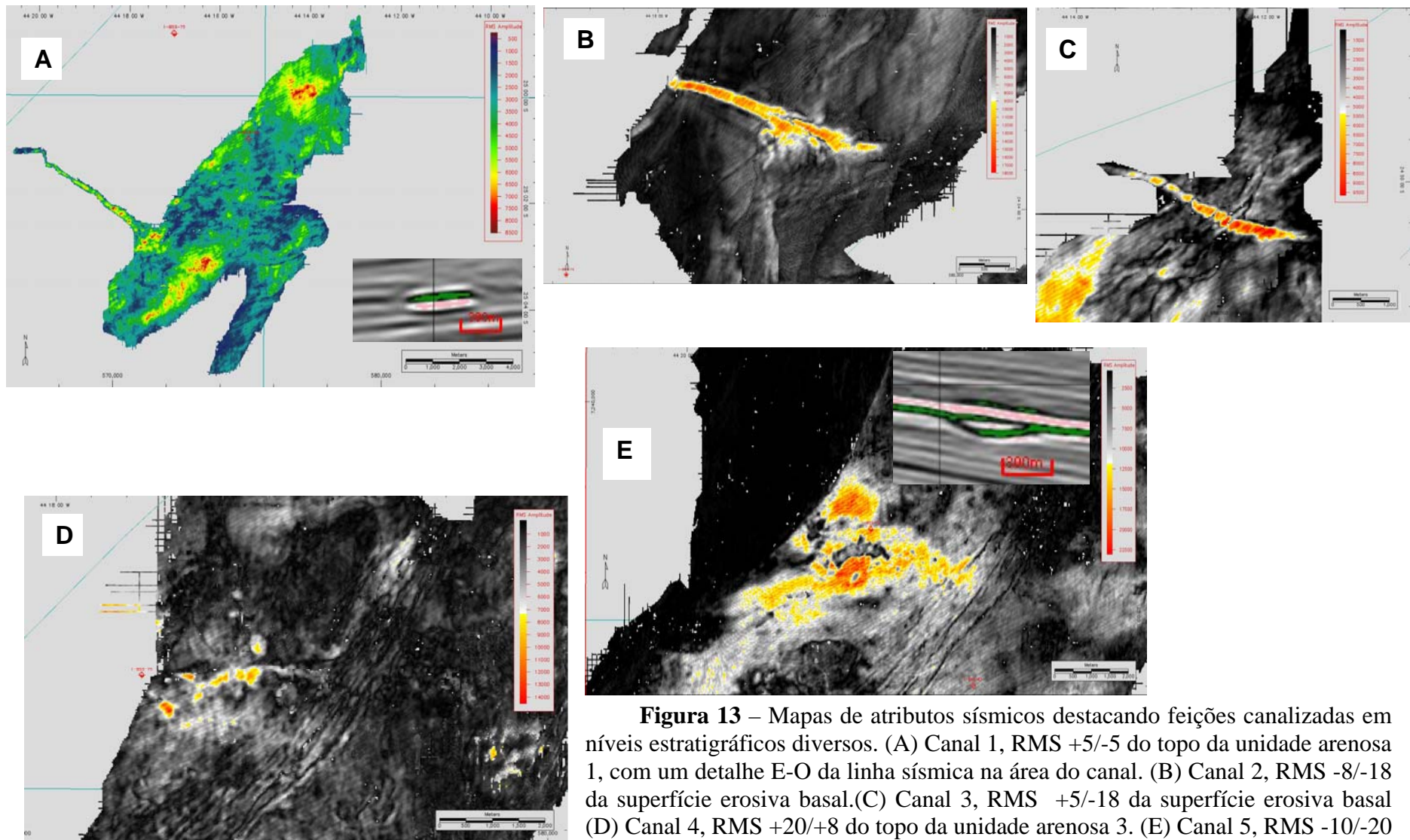


Figura 13 – Mapas de atributos sísmicos destacando feições canalizadas em níveis estratigráficos diversos. (A) Canal 1, RMS +5/-5 do topo da unidade arenosa 1, com um detalhe E-O da linha sísmica na área do canal. (B) Canal 2, RMS -8/-18 da superfície erosiva basal.(C) Canal 3, RMS +5/-18 da superfície erosiva basal (D) Canal 4, RMS +20/+8 do topo da unidade arenosa 3. (E) Canal 5, RMS -10/-20 do topo da unidade arenosa 4, com um detalhe N-S da linha sísmica na área do canal.

4.4 Conclusões

O estudo da sísmica 3D na área dos blocos BM-S-50 e BM-S-52 permite a distinção de unidades areníticas distintas dentro do conjunto de areias Campanianas do Membro Ilhabela que ocorrem nesta área. Embora essas unidades possuam baixa espessura, foi possível a caracterização geoarquitetural das mesmas. O que permitiu, dentre outras coisas, a observação das relações estratigráficas entre as unidades areníticas e a superfície erosiva basal. Desta forma concluiu-se que a unidade arenítica 4 possui uma história deposicional diferenciada das demais unidades estudadas.

Observou-se também que a NO deste conjunto havia um diápiro salino, e que este se movimentou em direção NO durante o processo de sedimentação das unidades areníticas. Essa dinâmica é responsável pela geração do espaço de acomodação onde se acumularam as unidades descritas.

Os mapas de atributos sísmicos possibilitaram a visualização de feições canalizadas retilíneas e meandranes de forte amplitude sísmica com uma grande tendência direcional perpendicular a linha de costa atual. As orientações NO-SE e E-O destes canais indica que a estrutura salina não agia como barreira geomorfológica para a passagem de sedimentos.

Referências bibliográficas

- ANP (Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis), 2003. *Interpretação e mapeamento dos sistemas petrolíferos da Bacia de Santos*. Rio de Janeiro, ANP/FUNDUNESP, 170p.
- BROWN, A.R. 1999. *Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 42, 541p.
- CHANG, H. K.; ASSINE, M. L.; CORRÊA, F. S.; TINEN, J. S.; VIDAL, A. C. & KOIKE, L. 2008. Sistemas petrolíferos e modelos de acumulação de hidrocarbonetos na Bacia de Santos. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(2 - suplemento): 29-46.
- DAVIES, R.J., CARTWRIGHT, J.A., STEWART, S.A., LAPPIN, M. & UNDERHILL, J.R. 2004. *3D Seismic Technology: Application to the Exploration of Sedimentary Basins*. Londres, The Geological Society, 355 p.
- DEMERCIAN, L. S.; SZATMARI, P. & COBBOLD, P. R. 1993. Style and pattern of salt diapirs due to thin-skinned gravitational gliding, Campos and Santos Basin, offshore Brazil. *Tectonophysics*, 228: 393-433.
- DIAS, J. L. 1998. Análise sedimentológica e estratigráfica do andar aptiano em parte da margem leste do Brasil e no platô das Malvinas: considerações sobre as primeiras incursões e ingressões marinhas do Oceano Atlântico Sul Meridional. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15: 531-549.
- Fernandes, R. P. 2009. *Correlação Estratigrafia e Eletrofácies do Campaniano Superior na Parte Central da Bacia de Santos, Brasil*. Programa de Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Trabalho Final de Curso.
- KLARNER, S.; UJETZ, B. & FONTANA R. L. 2008. Enhanced depositional and AVO models for lithologically complex sandstones in the Santos Basin, offshore Brazil. *Petroleum Geoscience*, 14: 235-243.
- MAGOON, L. B. & DOW, W. G. 2000. *Mapping the petroleum system*. Petroleum systems of South Atlantic margins. AAPG (Memoir 73), p. 53-68
- MEISLING, K. M.; COBBOLD, P. R.; MOUNT, V. S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, 85: 1903-1924.

MODICA, C. J., & BRUSH E. R. 2004. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. *AAPG Bulletin*, 88: 923–945.

MOREIRA, J.L.P.; MADEIRA, C.V.; GIL, J.A.; MACHADO, M.A.P. 2007. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15: 531-549.

MORIAK, W. & SZATMARI, P. 2008. Tectônica de Sal. In: Moriak, W.; Szatmari, P. & Anjos, S.M.C. (ed) *Sal: Geologia e Tectônica, Exemplos nas Bacias Brasileiras*. Editora Beca, p. 91-162.

OJEDA, H.A.O, & CESERO, P. 1973. Bacias de Santos e Pelotas, geologia e perspectivas petrolíferas. Rio de Janeiro, Petrobras, Rel.interno.

OJEDA, H.A.O., & SILVA, A.B. 1975. Bacia de Santos e Pelotas, relatório de progresso. Rio de Janeiro, Petrobras, Rel.interno.

PEREIRA, M. J. & FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia de Santos. Estratigrafia das Bacias Sedimentares do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8: 219-234.

Anexo I

Carta estratigráfica da bacia de Santos, Moreira *et al.*, 2007.

