

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**



**CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA DOS SISTEMAS
MISTOS, SILICICLÁSTICOS-CARBONÁTICOS DO GRUPO BARRA NOVA,
CAMPO DE FAZENDA SANTA LUZIA, BACIA DO ESPÍRITO SANTO.**

ADRIANA DAMIANI RODRIGUES

ORIENTADOR

Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

SUPERVISOR

Geóloga Renata dos Santos Alvarenga

COMISSÃO EXAMINADORA

Profa. Dra. Karin Goldberg

Prof. Dr. João Marcelo Ketzer

COMISSÃO DOS PROJETOS TEMÁTICOS

Profa. Dra. Andrea Ritter Jelinek

Prof. Dr. Rualdo Menegat

Prof. Dr. Marcus V. D. Remus

Trabalho de Conclusão de Curso de Geologia apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Geólogo.

Porto Alegre, dezembro/2010

Rodrigues, Adriana Damiani

Caracterização faciológica e estratigráfica dos sistemas mistos, siliciclásticos-carbonáticos do Grupo Barra Nova, Campo de Fazenda Santa Luzia, Bacia do Espírito Santo. / Adriana Damiani Rodrigues - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2010.

[133 f]. il.

Trabalho de Conclusão do Curso de Geologia. - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2010.

Orientação: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

1. Sistemas híbridos. 2. Sequência T-R. 3. Bacia do Espírito Santo. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grün CRB 10/1113

Aos meus pais...

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer à UFRGS e ao Instituto de Geociências pelo ensino de qualidade e gratuito, se não fosse dessa forma tudo se tornaria muito mais difícil para mim.

Aos funcionários do Instituto, principalmente aos motoristas que com toda experiência nos guiam pelo Rio Grande a fora e nos resgatam quando é necessário, e aos grandes professores que me ensinaram o que é a geologia de verdade.

Agradeço a todo o pessoal da Estratigrafia, ao prof. Dr. Claiton Scherer pela orientação, confiança e estímulo, o auxílio da Renata e do Juliano, sempre com grande dedicação. Agradeço também aos colegas de bolsa Alexandre, Amanda, Ana, Carlos, Felipe, João, Manoela, Natália, Olavo, Peter, Tita e Thiago pela ajuda.

Agradeço a todos colegas e amigos que fiz desde que entrei na Geo. A companhia de vocês nos bons e nos maus momentos, tornou tudo mais fácil e divertido. Aos colegas dessa turma e aos que fizeram parte da turma, sempre lembrarei de vocês. Quero agradecer principalmente a Ana, Carina, Carolzinha, Ellen, Lili, Roberto, Tamara, Tati, Thissi e Thiago pela parceria e amizade.

Agradeço a paciência e amizade das meninas que dividiram quarto e casa comigo, especialmente a Luisa, Vivian e Polli.

Agradeço ao pessoal da Casa do Estudante da UFRGS, principalmente à família do 3^o CEU. Ao longo destes 4 anos tive o prazer de conhecer muita gente, foram muitos vizinhos e vizinhas, e aprendi que as pessoas passam mas as lembranças ficam e podem ter certeza que todos os momentos foram especiais e eu sempre vou lembrar de vocês.

A CEU me deu muito mais que amigos, foi lá que eu conheci uma pessoa que sempre me ajudou, me acalmou, me divertiu, me incentivou e acreditou muito em mim. Daniel, não tenho palavras para agradecer, muito obrigada por tudo, TEAMOVIU...

Por último, agradeço a minha família, pelo incentivo e apoio, especialmente aos meus pais Mara e Deomar e as minhas irmãs Vivi, Michelle, Dhiuli e sua linda família. Sou o que sou por causa de vocês.

RESUMO

Regiões que apresentam mistura de sedimentos carbonáticos e siliciclásticos, os chamados sistemas mistos ou híbridos são comuns ao longo do registro geológico, mas sua identificação requer uma maior atenção, devido à dificuldade em se distinguir suas fácies (siliciclásticas, carbonáticas e híbridas) e consequentemente seu modelo deposicional. O Campo de Fazenda Santa Luzia faz parte de um sistema híbrido composto pelos depósitos das formações São Mateus (siliciclásticos) e Regência (carbonatos), que compõem o Grupo Barra Nova, de idade Albiana. Este campo é um importante reservatório de hidrocarbonetos da Bacia do Espírito Santo e atualmente encontra problemas na produção e recuperação de óleo devido à intercalação vertical e lateral de seus depósitos clásticos e carbonáticos, e combinado com os falhamentos confere grande complexidade geométrica e heterogeneidade ao reservatório.

A partir da descrição dos testemunhos de sondagem foi possível construir um arcabouço faciológico e estratigráfico inéditos para o Campo. A descrição sedimentológica foi integrada à petrografia, com isso chegou-se a 15 fácies, 9 siliciclásticas, 4 híbridas e 2 carbonáticas. As fácies foram agrupadas em 5 associações de fácies distintas, lobo turbidítico proximal (AF-A), lobo turbidítico intermediário (AF-B) e lobo turbidítico distal (AF-C), que fazem parte do sistema deposicional turbidítico, e canal fluvial (AF-D) e depósitos externos ao canal - overbank (AF-E), referentes ao sistema deposicional fluvial.

Foi utilizada a Sequência T-R devido a maior facilidade em reconhecer os padrões retrogradacionais e progradacionais nos perfis, e pelo fato de só serem observadas as discordâncias que delimitam a base e o topo do intervalo de estudo. Com isso, foram delimitadas 4 sequências T-R, três completas (SEQ-1, SEQ-2 e SEQ-3) e uma incompleta (SEQ-4). Destas, três apresentam modelos deposicionais semelhantes (SEQ-1, SEQ-3 e SEQ-4), depósitos pertencentes ao sistema deposicional turbidítico, e a Sequência 2 (SEQ-2) também apresenta as fácies turbidíticas, mas se diferencia pela ocorrência dos depósitos fluviais.

Estes resultados auxiliarão na locação de novos poços, evitando locais que apresentam reservatórios compartimentados ou isolados.

ABSTRACT

Regions showing mix of siliciclastic and carbonatic sediments, which are called mixed or hybrid systems are common throughout the geologic register, but its identification needs big attention, due to the difficulty in distinguishing its facies (siliciclastics, carbonate and hybrids) and consequently its depositional system. Fazenda Santa Luzia's Field belongs to a hybrid system composed of São Mateus (siliciclastic) and Regência (carbonate) Formations, composing the Barra Nova Group of Albian age.

This Field is an important hydrocarbon reservoir in the Espírito Santo Basin and currently has problems in production and oil recovery due to the vertical and lateral intercalation of its clastic and carbonate deposits, and combined with the faults gives a geometric complexity and heterogeneity to the reservoir.

Through the description of the boreholes was possible to build a never seen faciological and stratigraphic framework to the Field. The Sedimentology description has been integrated with a Petrography and resulted fifteen facies, nine siliciclastic, four hybrids and two carbonates. The facies were grouped into five distinct facies, proximal turbidite lobe (AF-A), intermediate lobe turbidite (AF-B) and distal turbidite lobe (AF-C), which are part of the turbidite depositional system, and river channel (AF-D) and outside deposits to the channel – overbank (AF-E), concerning fluvial depositional system.

The T-R Sequence was used due to its facility in recognizing progradational and retrogradational patterns in the profiles, and by the fact of only been observed the unconformities which surround the base and top of the study's range. Thus, four T-R sequences were delimited, three complete (SEQ-1, SEQ-2 and SEQ-3) and one incomplete (SEQ-4). Out of these four sequences, three have similar depositional system (SEQ-1, SEQ-3 e SEQ-4), deposits belonging to the turbidite depositional system, and Sequence 2 (SEQ-2) also shows the turbidite facies, but differs by the occurrence of fluvial deposits.

These results will help in locating of new wells, avoiding places that have fragmented or isolated reservoirs.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	I
RESUMO	II
ABSTRACT	III
SUMÁRIO	IV
ÍNDICE DE FIGURAS	VI
ÍNDICE DE TABELAS	XI
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Caracterização do problema	1
1.2. Objetivos	2
2. REVISÃO CONCEITUAL E ESTADO DA ARTE	3
2.1. Estratigrafia de Sequências	3
2.2. Sequência Transgressiva - Regressiva (T-R)	6
2.3. Curva de variação eustática e padrões de empilhamento	8
2.4. Diferenças entre a sedimentação siliciclástica e a carbonática	9
2.5. Modelos de mistura siliciclásticos X carbonáticos	11
2.6. Turbiditos	14
3. CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL	20
3.1. Localização da área de estudo	20
3.2. Aspectos geológicos regionais	21
3.2.1. Evolução tectono - sedimentar	21
3.2.2. Aspectos estruturais	23
3.2.3. Arcabouço litoestratigráfico	27
3.2.4. Sistemas petrolíferos	35
3.3. Aspectos geológicos da área de estudo	37
3.3.1. Plataforma de Regência	37
3.3.2. O Campo de Fazenda Santa Luzia	39
4. METODOLOGIA	42
4.1. Levantamento bibliográfico	42
4.2. Fonte de dados	43
4.3. Aquisição e tratamento dos dados	43
4.4. Arcabouço faciológico	46
4.4.1. Fácies, Associação de fácies e Sucessão de fácies	46
4.4.2. Sistema deposicional	46
4.5. Arcabouço Estratigráfico	48
4.5.1. Superfícies limítrofes, Tratos de Sistemas e Sequência T-R	48
4.6. Correlação estratigráfica	49
4.7. Mapas de espessuras	50

4.7.1. Mapa de isópacas	50
4.8. Perfis geofísicos de poço	51
4.8.1. Perfil de Raios Gama (GR)	52
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	54
5.1. Arcabouço faciológico	54
5.1.1. Fácies siliciclásticas	54
5.1.2. Fácies híbridas	62
5.1.3. Fácies carbonáticas	65
5.1.4. Associação de fácies	68
5.1.5. Sistemas deposicionais	75
5.2. Arcabouço estratigráfico	81
5.2.1. Superfícies limítrofes.....	83
5.2.2. Tratos de sistemas e Sequências T-R.....	86
5.2.3. Evolução estratigráfica.....	91
6. CONCLUSÕES	104
6.1. Considerações finais.....	106
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	108
APÊNDICES	117
APÊNDICE 1 – Perfil descritivo de sondagem do Poço 01.	118
APÊNDICE 2 – Perfil descritivo de sondagem do Poço 02.	119
APÊNDICE 3 – Perfil descritivo de sondagem do Poço 03.	120
APÊNDICE 4 – Perfil descritivo de sondagem do Poço 04.	121

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1: Curva de variação do nível de base indicando os principais eventos (transgressão – regressão), responsáveis pela formação das superfícies limítrofes (SMT e SMR) que delimitam os tratos de sistemas (TST e TSR). Sendo SMT – superfície de máxima transgressão, SMR – superfície de máxima regressão, TSR – trato de sistemas regressivo e TST – trato de sistemas transgressivo. Fonte: Modificado de Embry (2002). _____ 6
- Figura 2: Diferenças entre as sequências deposicional e T-R. É possível observar que interna à Sequência T-R, dentro do trato de sistemas regressivo pode ocorrer uma discordância (limite de sequência). A sequência deposicional é composta pelo trato de sistemas de nível alto (TSNA), trato de sistemas transgressivo (TST) e trato de sistemas de nível baixo inicial e final (TSNB). A sequência deposicional é limitada pelo limite de sequências (LS), a superfície de máxima inundação (SIM) separa TSNA do TST, e a superfície transgressiva (ST) separa o TST do TSNB. Fonte: Modificado de Catuneanu *et al.* (2009). _____ 7
- Figura 3: Elementos da curva eustática, com os tratos de sistemas transgressivos - regressivos referentes a cada posição do nível relativo do mar ao longo do tempo. Em verde, está representado o TSR (Trato de sistemas regressivo); em amarelo, o TST (Trato de sistemas transgressivo). Além dos pontos de inflexão F e R. Fonte: Modificado de Posamentier *et al.*, 1988. _____ 8
- Figura 4: Padrão de empilhamento progradacional, depositado durante TSR. Quando o influxo sedimentar supera a taxa de subida no nível relativo do mar. Fonte: Modificado de Posamentier *et al.*, 1988. _____ 9
- Figura 5: Padrão de empilhamento agradacional, depositado acima do ponto de inflexão R, quando a taxa de influxo sedimentar é igual à taxa de subida do nível relativo do mar. Fonte: Modificado Posamentier *et al.*, 1988. _____ 9
- Figura 6: Padrão de empilhamento retrogradacional, depositado durante o TST, quando a taxa de influxo sedimentar é menor que a taxa de subida do nível relativo do mar. Fonte: Modificado Posamentier *et al.*, 1988. _____ 9
- Figura 7: Principais processos erosionais e deposicionais com a evolução de uma corrente de turbidez que se movimenta talude abaixo. Fonte: Modificado de Mutti *et al.* (2003b). _____ 14
- Figura 8: Sequência de Bouma com seus cinco intervalos: a (Ta) – Intervalo maciço ou com gradação normal, b (Tb) – Intervalo inferior de laminação plano-paralela, c (Tc) – Intervalo com *ripples* de corrente e cavalgantes, lâminas convolutas, d (Td) – Intervalo superior de laminação plano-paralela (siltito), e (Te) – Intervalo pelítico maciço. Fonte: Della Fávera (2001). _____ 15
- Figura 9: Fácies turbidíticas e feições características de uma corrente de turbidez ideal, que tenha tido aceleração suficiente e que dispusesse de todas as populações de tamanho de grãos. Fonte: Modificado de Mutti *et al.* (2003b). _____ 17

- Figura 10: Elementos básicos de um sistema turbidítico. Fonte: Modificado de Mutti (1999). _____ 18
- Figura 11: Arcabouço estrutural da Bacia do Espírito Santo mostrando a compartimentação da bacia e delimitando a área de estudo. Fonte: Modificado de Carvalho (1989). _____ 21
- Figura 12: Mapa de localização da Bacia do Espírito Santo e seus limites. Fonte: Agência Nacional do Petróleo, Gás natural e Biocombustíveis - ANP (2007). _____ 22
- Figura 13: Mapa estrutural sísmico do topo do Eoceno Médio. Fonte: Modificado de Costa (1988). _ 24
- Figura 14: Seção geológica esquemática da Bacia do Espírito Santo ilustrando as relações entre as unidades litoestratigráficas e estilos tectônicos. Legenda da figura: RD (Grupo Rio Doce); URU (Formação Urutuca); SM (Formação São Mateus); REG (Formação Regência); MUC (Formação Mucuri); CRI (Formação Cricaré); NW (Direção Noroeste); SE (Direção Sudeste). Fonte: ANP (2007). _____ 26
- Figura 15: Carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo, em destaque o Grupo Barra Nova, com os depósitos Albianos referentes às Formações São Mateus (siliciclásticos), e Regência (carbonatos). Fonte: França *et al.* (2007). _____ 28
- Figura 16: Seção geológica NW-SE na Plataforma de Regência, intenso falhamento que subdivide a plataforma em bloco alto e bloco baixo. Fonte: Modificado de Vieira *et al.* (1992). _____ 38
- Figura 17: Mapa do Campo de Fazenda Santa Luzia. Na figura, os elipsóides em azul indicam os blocos norte, central, sul e sudoeste. Também está representado o arcabouço estrutural da área. _ 40
- Figura 18: Campo de Fazenda Santa Luzia. Os pontos em vermelho indicam os poços descritos e os em azul, os poços de correlação. _____ 44
- Figura 19: Definição do Modelo deposicional, a partir da comparação com modelos já propostos, utilizando o Método de destilação de Walker. Fonte: Modificado de Walker (1992). _____ 47
- Figura 20: Elaboração de mapas de isópacas. A) Distribuição dos poços em uma área de interesse. B) Exemplo de mapa de isópaca gerado pelo interpolador de triangulação. C) Exemplo de mapa de isópaca gerado pelo interpolador *Kriging*. Fonte: Modificado de Groshong (2006). _____ 51
- Figura 21: Respostas do raio gama a variação granulométrica. Fonte: Caderneta de Campo da Universidade Petrobras (2008). _____ 53
- Figura 22: Fácies Gcm - Conglomerado clasto suportado maciço, com clastos subangulosos a angulosos dispersos. _____ 55
- Figura 23: Fácies Sh - Arenito com laminação horizontal, com fragmentos carbonosos e de matéria orgânica marcando a laminação, presença de grânulo de granada. _____ 56
- Figura 24: Fácies Sl - Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo. No canto esquerdo é visível a presença de uma fratura que desloca os planos de estratificação (flecha vermelha). _____ 56

- Figura 25: Fácies St - Arenito com estratificação cruzada tangencial, com alguns grânulos de quartzo dispersos. _____ 57
- Figura 26: Fácies Sr - Arenito com laminação cruzada de marcas onduladas, com ângulo de cavalgamento subcrítico. Algumas porções com bioturbação de grau moderado. _____ 58
- Figura 27: Fácies Sm - Arenito maciço com intensa bioturbação. _____ 59
- Figura 28: Fácies Fm - Siltito maciço, grau de bioturbação intenso. _____ 60
- Figura 29: Fácies Fh - Siltito com laminação horizontal, porção com baixo grau de bioturbação e algumas estruturas de carga (flecha vermelha). Apresenta falhamento. _____ 61
- Figura 30: Fácies P - Pelito maciço, carbonoso, piritoso e com matéria orgânica. _____ 62
- Figura 31: Fácies GHm - Conglomerado híbrido maciço clasto suportado, com arcabouço de arenito fino híbrido. Apresenta pelóides, oncólitos, rodolitos e intraclastos carbonáticos, os oncólitos e rodolitos estão retrabalhados. Porção estilolitizada. _____ 63
- Figura 32: Fácies SHm - Arenito híbrido maciço, com bioclastos e oncólitos retrabalhados, fragmentos carbonosos e intraclastos carbonáticos dispersos, concentração de grânulos de quartzo, feldspato e granada. Intensamente bioturbado. _____ 64
- Figura 33: Fácies SHh - Arenito com laminação horizontal. Bioturbação de baixa intensidade. _____ 64
- Figura 34: Fácies FHm - Siltito híbrido maciço, com alguns intraclastos carbonosos angulosos dispersos e oncólitos retrabalhados. Bioturbação moderada. _____ 65
- Figura 35: Fácies calcir - Calcirrudito maciço clasto suportado, com matriz bioclástica peloidal. Apresentam pelóides, bioclásticos, rodolitos dispersos, além de oncólitos retrabalhados. Porção estilolitizada. _____ 66
- Figura 36: Fácies calcar - Calcarenito maciço, com matriz peloidal, ocorrem pelóides e bioclastos dispersos, oncólitos retrabalhados. Apresenta alguns estilólitos. _____ 67
- Figura 37: Fotos de lâminas de sedimentos híbridos (A e B) e carbonáticos (C e D). Foto A representa um arenito híbrido grosso, com oncólitos com núcleo siliciclástico retrabalhados (cobertura preservada nas reentrâncias dos grãos detríticos) e intraclastos carbonáticos, cimentado por calcita. Foto B representa arenito híbrido muito grosso, com intraclastos carbonáticos e oncólitos retrabalhados com núcleos detríticos. A foto C mostra um calcarenito com bioclasto de equinóide envolto por cimento sintaxial de calcita poiquilotópica, oncólitos retrabalhados e intraclastos. E a foto D representa um calcarenito oncolítico peloidal cimentado por calcita, com oncólitos retrabalhados e muitos grãos detríticos. Fonte: Atlas fotomicrográfico. _____ 67
- Figura 38: Gráfico que ilustra a porcentagem da granulometria predominante nas fácies siliciclásticas, híbridas e carbonáticas. A linha roxa representa as fácies carbonáticas referentes a lobos proximais, a linha verde, representa as fácies híbridas referentes lobos intermediários, a linha azul, indica as

fácies siliciclásticas de lobos distais e a linha vermelha escura, representa as fácies siliciclásticas de sistemas fluviais. _____ 70

Figura 39: Associações de fácies A, B e C de Sistemas turbidíticos. Em roxo está representada a fácies siliciclástica referentes a lobo turbidítico distal (C), em azul a fácies carbonática de lobo turbidítico proximal (A) e em verde, a fácies híbrida de lobo turbidítico intermediário (B). Como a sucessão C está sobre a sucessão A e B, pode indicar o início de um novo ciclo progradacional turbidítico. _____ 72

Figura 40: Associação de fácies D e E de Sistemas fluviais. Em vermelho escuro está representada a fácies referente à associação de canal fluvial (D) e em rosa, as fácies que compõem a associação de depósitos externos ao canal (*Overbank*). _____ 74

Figura 41: Principais mudanças de fácies, corrente abaixo, em lobo proximal, intermediário e distal. Esquema baseado em observações no complexo turbidítico do Grupo Hecho, Pirineus. Fonte: MUTTI; NORMARK (1987). _____ 76

Figura 42: Perfil colunar representando as fácies que compõem as três associações de fácies referentes ao Sistema turbidítico: Lobo turbidítico proximal (carbonatos), lobo turbidítico intermediário (híbridos) e lobo turbidítico distal (siliciclásticos). Indicando ciclo progradacional de lobo turbidítico. 77

Figura 43: Perfil colunar representando as fácies que compõem as duas associações de fácies referentes ao Sistema fluvial: canal fluvial e depósitos externos ao canal – *Overbank*. Na parte inferior do perfil ocorre a associação de lobo turbidítico distal (LD). _____ 80

Figura 44: Mapa do campo de Fazenda Santa Luzia com as seções de correlação realizadas. ____ 81

Figura 45: Seção sísmica mostrando o controle estrutural do campo de Fazenda Santa Luzia. Figura A indica seção sem interpretação, figura B, seção interpretada, pode-se observar um sistema de falha lítrica que controla anticlinais e, figura C o mapa de localização da seção. _____ 82

Figura 46: Arcabouço estratigráfico da área de estudo com suas sequências transgressivas-regressivas, tratos de sistemas e superfícies limítrofes. _____ 83

Figura 47: Mapa de isópacas referente à Sequência 1. *Trend* W-E de espessamento das isópacas, maiores espessuras ocorrem em toda borda leste, principalmente na porção sudeste e norte, e menores na porção oeste. _____ 87

Figura 48: Mapa de isópacas referente à Sequência 2. Pode-se observarum trend de espessamento com direção NE-SW, as maiores espessuras se encontram na porção sudoeste e as mais delgadas próximas à porção sudoeste. _____ 88

Figura 49: Mapa de isópacas referente à Sequência 3. Pode-se observar um *trend* de espessamento direção SE-NW, com espessuras de até 250 metros, enquanto que na porção leste, ocorrem as espessuras mais delgadas, a partir de 10 metros. _____ 90

- Figura 50: O mapa de isópacas da Sequência 4, mostra uma direção de espessamento com sentido NW-SE, as maiores espessuras (95 metros) se localizam na borda oeste, na parte central do campo, e as menores ou não deposição ocorrem na porção norte, sul e leste. _____ 91
- Figura 51: Os ciclos progradacionais de lobos turbidíticos, são observados em todos os poços descritos. Nesta figura estão indicados os ciclos de alta frequência, completos e incompletos, pertencentes ao poço 02 e 04. _____ 92
- Figura 52: Desenho esquemático de diferentes arranjos de lobos turbidíticos, mostrando a disposição dos depósitos e a correlação lateral, ideal para cada modelo. O modelo I representa lobos que mudam de direção ao longo do tempo, o perfil A - B revela que a localização dos depósitos muda, de acordo com a direção do lobo, gerando ciclos descontínuos e com variações de espessura. O modelo II representa um lobo turbidítico que não muda de direção, o perfil A' - B' indica que os sedimentos são depositados no mesmo lugar, apresentam registro contínuo lateralmente (como "camadas de bolo") e a espessura dos ciclos é semelhante. _____ 93
- Figura 53: Modelos deposicionais das Sequências 1, 3 e 4. O modelo I corresponde ao trato de sistemas transgressivo (TST), quando a taxa de subida do nível relativo do mar excede a taxa de influxo sedimentar (padrão de empilhamento retrogradacional). O modelo II representa o trato de sistemas regressivo (TSR), quando a taxa de subida do nível relativo do mar é menor que a taxa de influxo sedimentar (padrão de empilhamento progradacional). _____ 95
- Figura 54: Modelos deposicionais da Sequência 2. O modelo I representa o trato de sistemas transgressivo 2 (TST-2), quando a taxa de influxo sedimentar é menor que a taxa de subida do nível relativo do mar (padrão de empilhamento retrogradacional). O modelo II corresponde ao trato de sistemas regressivo 2 (TSR-2), quando a taxa de influxo sedimentar é maior que a taxa de subida do nível relativo do mar (padrão de empilhamento progradacional). _____ 96
- Figura 55: Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Dip 1 (E-W). _____ 97
- Figura 56: Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Dip 2 (E-W). _____ 98
- Figura 57: Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Dip 3 (E-W). _____ 99
- Figura 58: Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Strike 1 (SW-NE). _____ 100
- Figura 59: Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Strike 2 (SW-NE). _____ 101
- Figura 60: Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Strike 3 (SW-NE). _____ 102
- Figura 61: Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Strike-Dip (SW-NE/E-W). _____ 103

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Tabela comparativa entre rochas siliciclásticas e carbonáticas. Fonte: 1 a 9 James; Kendall (1992) e 10 Terra (2001). _____	11
Tabela 2: Comparação entre turbiditos proximais e distais. Fonte: Walker (1967). _____	19
Tabela 3: Tabela com a profundidade dos poços descritos. _____	43
Tabela 4: Associações com suas fácies componentes e sistemas a que pertencem. _____	68

1. INTRODUÇÃO

Os depósitos do Grupo Barra Nova (Albiano) consistem em importantes reservatórios da Bacia do Espírito Santo, destacando-se o Campo de Fazenda Santa Luzia. Esta unidade é caracterizada pela justaposição lateral e vertical de depósitos carbonáticos (Fm. Regência) e siliciclásticos (Fm. São Mateus) em diferentes escalas hierárquicas, resultando em uma arquitetura estratigráfica bastante complexa, o que torna a predição das heterogeneidades geológica dos reservatórios extremamente difícil. Neste sentido, torna-se imperativo uma análise faciológica e estratigráfica de detalhe que permita o entendimento espacial e temporal dos corpos arenosos, assim como o conhecimento dos controladores da deposição carbonática e siliciclástica.

O campo de Fazenda Santa Luzia configura-se como alvo ideal para estudos de caracterização avançada e modelagem geológica integrada de reservatórios. Modelos geológicos realistas, desenvolvidos dentro de um arcabouço estratigráfico sequencial de alta definição, deverão trazer grande impacto positivo para a produção do reservatório de Fazenda Santa Luzia. As informações obtidas pela caracterização sistemática e os modelos geológicos gerados deverão fornecer indicações para direcionar a localização de novos poços.

1.1. Caracterização do problema

Regiões que apresentam mistura de sedimentos carbonáticos e siliciclásticos, os chamados Sistemas Mistos ou Híbridos (BUDD; HARRIS, 1990 e DOYLE ; ROBERTS, 1988) são comuns ao longo do registro geológico, mas sua identificação requer uma maior atenção, devido à dificuldade em se distinguir suas fácies (siliciclásticas, carbonáticas e híbridas) e conseqüentemente seu modelo deposicional. O ideal é procurar fazer uma interpretação com caráter mais interativo,

admitindo que um mesmo processo sedimentar é atuante independente do constituinte siliciclástico ou carbonático (WALKER *et al.*, 1983).

A área de estudo deste trabalho, compreende o campo de Fazenda Santa Luzia da Bacia do Espírito Santo. A seção produtora neste campo é constituída por depósitos mistos siliciclásticos-carbonáticos do Grupo Barra Nova (Albiano), composto pelas formações São Mateus (siliciclásticos - predominância de arenitos) e Regência (calcários de alta a baixa energia). Neste campo, normalmente os reservatórios são correspondentes a depósitos siliciclásticos do Grupo São Mateus, estando os carbonatos fechados.

A combinação entre a intercalação vertical e lateral de depósitos clásticos e carbonáticos e os falhamentos conferem grande complexidade geométrica e extrema heterogeneidade ao reservatório desse campo. Configura-se sem dúvida na causa dos problemas encontrados na produção e recuperação secundária de hidrocarbonetos desse campo. Este projeto temático foi desenvolvido inserido no projeto de pesquisa “Caracterização e modelagem estratigráfica-petrológica integrada dos sistemas mistos siliciclásticos-carbonáticos dos campos de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael, Bacia do Espírito Santo”, executado pela UFRGS/FAURGS, no período de 2009 a 2011, sob coordenação do professor Luiz Fernando De Ros.

1.2. Objetivos

O presente projeto tem como principal objetivo a caracterização sedimentológica e estratigráfica integrada dos sistemas mistos siliciclásticos-carbonáticos do Campo de Fazenda Santa Luzia da Bacia do Espírito Santo, visando estabelecer modelos realistas da geometria dos reservatórios. Para isso, será realizada:

a) Definição das associações de fácies e reconstrução do(s) modelo(s) deposicionais da seção correspondente ao Grupo Barra Nova (Albiano), composto pelas Formações São Mateus (siliciclásticos) e Regência (carbonáticos);

b) Estabelecer um arcabouço de estratigrafia de seqüências de alta resolução com a elaboração de seções estratigráficas individuais e correlativas do intervalo estudado com base em perfis e testemunhos;

2. REVISÃO CONCEITUAL E ESTADO DA ARTE

Este capítulo descreve a base conceitual que esta monografia segue. Será apresentado um breve histórico sobre a teoria da estratigrafia de sequências, os princípios da sequência T-R (modelo utilizado neste trabalho), padrões de empilhamento de acordo com a curva de variação eustática, as características que diferem a sedimentação siliciclástica da carbonática, alguns exemplos sobre modelos de mistura de depósitos siliciclásticos e carbonáticos, e características do sistema deposicional turbidítico.

2.1. Estratigrafia de Sequências

O conceito de estratigrafia de sequências foi definido por Van Wagoner *et al.* (1988), como sendo o estudo das relações das rochas dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de estratos repetitivos geneticamente relacionados limitados por superfícies de erosão ou não-deposição, ou suas concordâncias correlatas (discordâncias denominadas limites de sequências). Esta teoria surgiu da necessidade do entendimento das relações espaciais e temporais das unidades sedimentares.

O surgimento da chamada “Estratigrafia moderna” foi impulsionado pela indústria petrolífera, mais especificamente, pelos pesquisadores ligados a *Exxon* (Vail, Mitchum, Sangree, Thompson entre outros) que a partir do final dos anos 60 desenvolveram a sísmo-estratigrafia e no final da década de setenta lançaram o livro editado por Payton (1977): *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration – AAPG Memoir 26*.

Neste livro foi publicado o trabalho clássico de Vail *et al.*(1977), que lançou os fundamentos modernos da estratigrafia de sequências, definindo sequência

deposicional como uma unidade estratigráfica composta de uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados e limitada, no topo e na base, por discordâncias ou suas conformidades correlatas. Partindo do princípio que as sequências são marcadamente condicionadas pelas oscilações eustáticas, cujas amplitudes no tempo não são constantes, denotando uma ciclicidade no registro sedimentar, Vail criou a curva das variações relativas do nível do mar, conhecida como Curva de Vail, que mais tarde foi reinterpretada como curva de deslocamento do *onlap* costeiro (VAIL; TODD, 1984). Uma outra abordagem de sequência deposicional foi proposta por Galloway (1989), este autor apresentava a “sequência genética”, sendo os seus limites de sequência as superfícies de inundação máxima.

A Estratigrafia de Sequências, considerada de alta resolução, é aplicada atualmente em praticamente todos os tipos de dados, desde seções sísmicas, poços testemunhados, perfis geofísicos de poços, até sucessões faciológicas e afloramentos (VAN WAGONER *et al.*, 1990; VAN WAGONER *et al.*, 1996; POSAMENTIER *et al.*, 1988). A predição dos eventos deposicionais foi a grande contribuição da Estratigrafia de Sequências e isto se deve a ciclicidade dos eventos que controlam o preenchimento das bacias sedimentares.

Dentro de um ciclo sedimentar há três variáveis com grande importância: eustasia, subsidência e suprimento sedimentar. Devido à complexidade das relações temporais e espaciais entre variáveis, Posamentier *et al.* (1988) desenvolveram um modelo conceitual geral sobre a influência do controle eustático na deposição clástica, o qual apresenta premissas consagradas na estratigrafia de seqüências, sendo elas: 1) a taxa de subsidência aumenta a partir da linha de charneira em direção à bacia; 2) a taxa de suprimento sedimentar é praticamente constante; 3) a variação ou oscilação eustática tem uma tendência curvilínea e aproximadamente sinusoidal.

Para estes autores, o espaço de acomodação e o aporte sedimentar são responsáveis pelos padrões estratigráficos e de distribuição de fácies, sendo:

Espaço de acomodação: É todo espaço disponível para o preenchimento de sedimentos. O espaço de acomodação é em função das flutuações eustáticas e da subsidência.

Taxa de acomodação: É o espaço que foi criado ou destruído durante um determinado tempo.

Varição relativa no nível do mar: É a alteração da vertical entre a posição da superfície do mar e um *datum* situado no fundo do mar ou próximo dele.

Eustasia: Está relacionada com as variações globais do nível do mar, é a posição da superfície do mar em relação a um *datum* fixo como o centro da Terra.

Profundidade da lâmina d'água: É o resultado de três fatores: suprimento sedimentar, eustasia e tectônica.

Ciclos: Deve ser considerada a magnitude do ciclo, que está relacionada com o tempo de duração, sendo assim têm-se ciclos de 1º até 6º ordem.

Ciclos de 1ª ordem: Têm duração maior que 10⁸ anos. São considerados de origem eustática, derivados de fenômenos geotectônicos globais, como agrupamento e separação de supercontinentes.

Ciclos de 2ª ordem: Têm duração entre 10⁷ e 10⁸ anos. Sua origem é controversa. Segundo Sloss (1972 e 1984), estes ciclos são causados por episódios síncronos de soerguimento e subsidência de áreas cratônicas. Vail *et al.* (1977), atribuem a causa dos ciclos à natureza geotectônica, embora também considerem causas glacio-eustáticas. Para Miall (1990) ciclos de 2º ordem são causados por variações na capacidade volumétrica dos oceanos, induzida pela variação na taxa de expansão do assoalho oceânico. Posteriormente, o mesmo autor considerou que os processos tectônicos formadores de bacias em escala regional, também podem ter sido responsáveis por ciclos de 2º ordem.

Ciclos de 3ª ordem: Têm duração entre 10⁶ e 10⁷ anos, correspondem à seqüência deposicional de Vail *et al.* (1977), e à seqüência genética de Galloway (1989). As causas destes ciclos têm gerado uma polêmica nos últimos tempos. A causa primeiramente proposta foi à variação eustática gerada por flutuações climáticas, porém outras causas como *stress* intraplaca também são consideradas.

Ciclos de 4ª à 6ª ordem: Têm duração menor que 10⁶ anos, suas causas são principalmente glacio-eustáticas e derivadas de movimentos orbitais.

Com o surgimento dos conceitos da chamada “nova Estratigrafia”, criou-se uma nova maneira de pensar e interpretar os depósitos sedimentares ao longo do registro geológico, baseada essencialmente na definição de seqüências, dando um tratamento dinâmico e temporal aos estratos, por isso tem aplicabilidade praticamente universal, desde os depósitos em escala centimétrica até as megasseqüências regionais (POSAMENTIER *et al.*, 1992). Mas deve ser encarada como uma ferramenta e não um registro rígido ou um código, para poder ser

melhorada e modificada de acordo com as necessidades de cada ambiente (POSAMENTIER; JAMES, 1993 e POSAMENTIER; ALLEN, 1994).

2.2. Sequência Transgressiva - Regressiva (T-R)

A “sequência deposicional” é a unidade fundamental da Estratigrafia de Sequências e corresponde ao produto deposicional de um ciclo completo de variação do nível de base, sendo assim, é uma sucessão de tratos de sistemas depositados entre os pontos de inflexão da curva eustática (POSAMENTIER *et al.*, 1988).

A sequência transgressiva-regressiva de Embry e Johannessen (1992) foi desenvolvida a partir de estudos realizados no Mesozóico da Bacia de Sverdrup, Canadá, se baseia na assinatura dos padrões de empilhamento (progradacional e retrogradacional) que devem refletir ciclos de subida e descida do nível de base (Figura 1).

Segundo Embry e Johannessen (1992), a sequência é limitada pela superfície de máxima regressão (SMR), caracterizada pelo estabelecimento de um padrão de empilhamento retrogradacional, a partir dela se inicia a transgressão marinha.

Nível de base	Eventos	Superfícies	Trato de sistemas
	Início da regressão	--- SMT ---	TSR
	Início da transgressão	--- SMR ---	TST
		--- SMT ---	TSR

Figura 1: Curva de variação do nível de base indicando os principais eventos (transgressão – regressão), responsáveis pela formação das superfícies limítrofes (SMT e SMR) que delimitam os tratos de sistemas (TST e TSR). Sendo SMT – superfície de máxima transgressão, SMR – superfície de máxima regressão, TSR – trato de sistemas regressivo e TST – trato de sistemas transgressivo. Fonte: Modificado de Embry (2002).

São identificados dois tratos de sistemas internos à sequência o trato de sistemas transgressivo (TST) e o trato de sistemas regressivo (TSR), são separados pela superfície de máxima transgressão (SMT). Esta superfície marca a passagem de um padrão de empilhamento retrogradacional para um padrão progradacional, a partir dela se inicia a regressão marinha (EMBRY; JOHANNESSEN, 1992).

A principal vantagem do uso da sequência T-R é o fácil reconhecimento de intervalos regressivos (padrão de empilhamento progradacional) e transgressivos (padrão de empilhamento retrogradacional) em testemunhos de sondagem e perfis de raios gama. Além disso, elimina o problema da separação do TSNA e TSNB, quando as discordâncias não são evidentes ou não existem, visto que ambos passam a compor o trato de sistemas regressivo.

Já as desvantagens do uso desta sequência são: a superfície de máxima regressão não corresponde necessariamente a uma discordância, e seu desenvolvimento é diácrono na bacia, depende do influxo sedimentar. Além disso, a sequência pode apresentar internamente uma discordância (possível limite de sequências dentro do trato de sistemas regressivo), como pode ser observado na Figura 2.

Diferença entre a sequência deposicional e a sequência T-R			
Modelo Seq.	Sequência deposicional	Sequência T-R	Legenda
Fim da transgressão	TSNA SIM	TSR SMT	<p>— Limite de sequência/Superf. de máxima regressão</p> <p>— Limite de tratos de sistemas</p> <p>- - - Superfície interna ao trato de sistemas</p>
Fim da regressão	TST ST	TST SMR	
Fim da queda nível de base	TSNB final -----	TSR	
Início da queda nível de base	TSNB inicial LS		
	TSNA		

Figura 2: Diferenças entre as sequências deposicional e T-R. É possível observar que interna à Sequência T-R, dentro do trato de sistemas regressivo pode ocorrer uma discordância (limite de sequência). A sequência deposicional é composta pelo trato de sistemas de nível alto (TSNA), trato de sistemas transgressivo (TST) e trato de sistemas de nível baixo inicial e final (TSNB). A sequência deposicional é limitada pelo limite de sequências (LS), a superfície de máxima inundaçao (SIM) separa TSNA do TST, e a superfície transgressiva (ST) separa o TST do TSNB. Fonte: Modificado de Catuneanu *et al.* (2009).

2.3. Curva de variação eustática e padrões de empilhamento

Tendo como base os conceitos apresentados anteriormente, é possível fazer algumas considerações referentes às flutuações marinhas. Já que transgressões e regressões tendem a estar associadas às máximas taxas de subida ou queda do nível do mar (PITMANN III, 1978). Posamentier (1988) assumiu um comportamento sinusoidal para a curva eustática, representando as variações do nível relativo do mar ao longo do tempo, e conseqüentemente seus respectivos tratos de sistemas (Figura 3).

Dois pontos de inflexão representam a posição na curva onde a taxa de mudança do nível relativo do mar é máxima (queda ou subida). O ponto de inflexão R (*rise*) representa a parte mais íngreme da curva durante a subida do nível relativo do mar (máxima taxa de criação de espaço de acomodação) e o ponto de inflexão F (*fall*) representa a parte mais íngreme da curva durante a descida do nível do mar (mínima taxa de criação de espaço de acomodação e, quando a taxa de queda eustática supera a taxa de subsidência, ocorre perda de espaço de acomodação), (POSAMENTIER *et al.*, 1988).

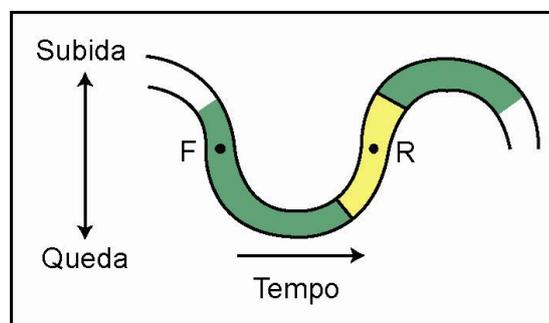


Figura 3: Elementos da curva eustática, com os tratos de sistemas transgressivos - regressivos referentes a cada posição do nível relativo do mar ao longo do tempo. Em verde, está representado o TSR (Trato de sistemas regressivo); em amarelo, o TST (Trato de sistemas transgressivo). Além dos pontos de inflexão F e R. Fonte: Modificado de Posamentier *et al.*, 1988.

Partindo do pressuposto que o influxo sedimentar é constante, o que irá determinar o padrão de empilhamento sedimentar é a taxa de acomodação. Os padrões admitidos são: (i) o progradacional, que é encontrado quando a taxa de influxo sedimentar é maior que a taxa de subida do nível relativo do mar (Figura 4), (ii) o agradacional, encontrado quando a taxa de influxo sedimentar é igual à taxa de subida do nível relativo do mar, é entendido como o processo de preenchimento

vertical de uma bacia (Figura 5), e (iii) o retrogradacional, reconhecido quando a taxa de influxo sedimentar é menor que a taxa de subida do nível relativo do mar (Figura 6), (POSAMENTIER *et al.*, 1988).

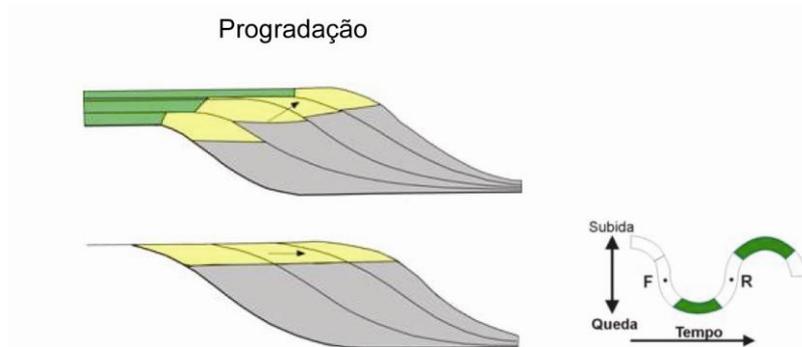


Figura 4: Padrão de empilhamento progradacional, depositado durante TSR. Quando o influxo sedimentar supera a taxa de subida no nível relativo do mar. Fonte: Modificado de Posamentier *et al.*, 1988.

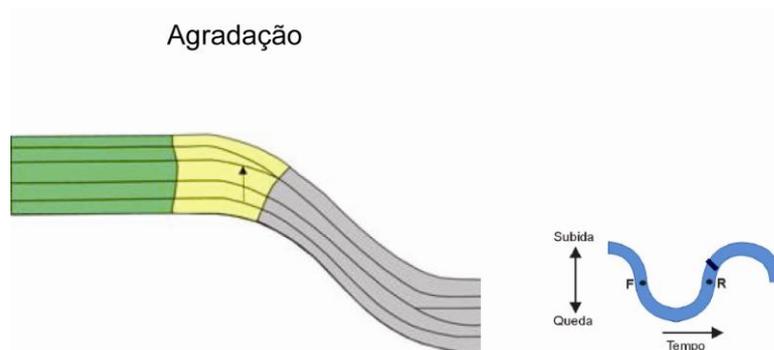


Figura 5: Padrão de empilhamento agradacional, depositado acima do ponto de inflexão R, quando a taxa de influxo sedimentar é igual à taxa de subida do nível relativo do mar. Fonte: Modificado Posamentier *et al.*, 1988.

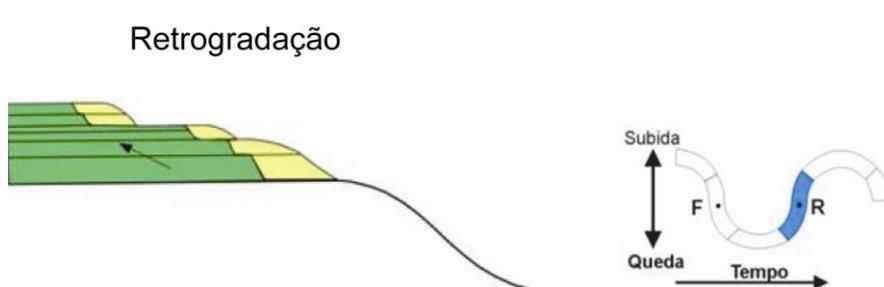


Figura 6: Padrão de empilhamento retrogradacional, depositado durante o TST, quando a taxa de influxo sedimentar é menor que a taxa de subida do nível relativo do mar. Fonte: Modificado Posamentier *et al.*, 1988.

2.4. Diferenças entre a sedimentação siliciclástica e a carbonática

A sedimentação siliciclástica e carbonática tem características muito distintas, na maioria das vezes a presença de grãos siliciclásticos inibe totalmente o

crescimento dos organismos carbonáticos. Estes são dependentes de uma série de fatores, sem os quais não se desenvolvem, como águas rasas, límpidas e quentes já que necessitam da luz para realizarem a fotossíntese. O influxo siliciclástico pode aumentar a turbidez da água impedindo a atividade orgânica, por isso é tão nocivo aos carbonatos, entretanto quando os grãos são mais grossos e não tem argila associada, fácies híbridas podem se formar, (TERRA, 2001).

Sendo assim, rochas siliciclásticas admitem climas e ambientes deposicionais mais abrangentes, com vasto limite de ocorrência, de climas glaciais a desérticos e ambientes continentais a marinhos profundos. Já para os carbonatos o clima e o ambiente deposicional são fatores limitantes, ocorrendo principalmente em climas tropicais e subtropicais, em condições marinhas subaquosas e ambientes lacustres, (TERRA, 2001). Segundo Kendall (1981), também podem ocorrer em ambientes de maré.

A produção carbonática tende a ser “produção *in situ*”, com deposição predominantemente autóctone e granulometria que não reflete necessariamente a energia do sistema, enquanto os clásticos são transportados até serem depositados, sendo que, quanto maior a granulometria, maior é a energia necessária para o seu transporte e deposição. Granulometrias tamanho silte/argila também tem origens diferentes, em rochas siliciclásticas são produto da desagregação e alteração de alguns minerais pelo intemperismo físico e químico, e em rochas carbonáticas se originam, na maioria das vezes, da desintegração de esqueletos carbonáticos, (TERRA,2001).

Segundo Terra (2001), as rochas carbonáticas podem refletir as condições ecológicas e o período geológico nas quais os sedimentos foram formados, já que são formados dentro da própria bacia de deposição e são essencialmente orgânicas, além disso, são excelentes indicadores paleogeográficos e paleoclimáticos. As rochas siliciclásticas, frequentemente, não variam de composição em função do tempo geológico, e este pode ser indicado somente quando ocorrem fósseis, ou clastos de rochas carbonáticas (Tabela 1).

Tabela 1: Tabela comparativa entre rochas siliciclásticas e carbonáticas. Fonte: 1 a 9 James; Kendall (1992) e 10 Terra (2001).

Clásticos terrígenos	Carbonatos
1- O clima não se constitui em restrição, os sedimentos ocorrem em todo o planeta.	1- A maioria dos sedimentos ocorre em ambientes sub-aquosos e quentes.
2- Os sedimentos têm origem tanto marinha como continental.	2- Os sedimentos são na maioria marinhos.
3- O tamanho dos grãos reflete a energia hidráulica do ambiente.	3- O tamanho dos grãos reflete o tamanho dos esqueletos e dos grãos precipitados.
4- Os sedimentos tamanho argila indicam deposição por suspensão.	4- Os sedimentos de tamanho argila indicam comumente, o crescimento prolífico de organismo produtores de pequenos cristais.
5- As ondas e as correntes formam corpos de areia de águas rasas.	5- Muitos corpos de areia carbonática formam-se por produções localizadas biológicas ou físico-química de carbonatos.
6- Mudanças ambientais são induzidas por grandes variações no regime hidráulico.	6- Mudanças ambientais podem ser induzidas por crescimentos localizados de carbonatos, sem mudanças no regime hidráulico.
7- Os sedimentos permanecem inconsolidados no ambiente deposicional.	7- Os sedimentos são comumente cimentados no ambiente marinho.
8- A exposição periódica não altera os sedimentos.	8- A exposição periódica resulta em intensa diagênese.
9- A lei de Walther se aplica à maioria dos depósitos.	9- A Lei de Walther se aplica a muitos, mas não a todos os depósitos.
10- A composição dos sedimentos terrígenos independe do período geológico no qual se formaram.	10- Os sedimentos carbonáticos são influenciados em sua composição pelo período geológico no qual se formaram.

2.5. Modelos de mistura siliciclásticos X carbonáticos

As misturas carbonáticas-siliciclásticas tão comuns ao longo do registro geológico são pouco abordadas, é bem possível que características tão distintas

para um termo e outro da mistura sejam o motivo principal pelo qual a comunidade geológica os tenha estudado separadamente e não como um “*continuum*”, como é recomendável, (TAGLIARI, 1993).

Entretanto, alguns autores (DOYLE; ROBERTS, 1988; BUDD; HARRIS, 1990; LOMANDO; HARRIS, 1991 entre outros) estão enfocando-os como parte de um processo sedimentar, em estudos com caráter mais interativo. Segundo estes autores, as misturas podem ocorrer em uma variedade de escalas desde milímetros até quilômetros, e em todos os graus. Podem ocorrer em pequenas quantidades de grãos carbonáticos dentro de uma fácies siliciclástica ou vice-versa. As fácies carbonáticas e siliciclásticas podem estar ciclicamente estratificadas e/ou interdigitadas. Além disso, os sistemas deposicionais siliciclásticos e carbonáticos, de extensão regional, podem substituir um ao outro no espaço, fruto da variação lateral de fácies, e no tempo, devido às mudanças relativas do nível do mar e/ou variações no suprimento de sedimentos causando uma mudança vertical na sucessão estratigráfica.

Lomando; Harrys (1991), afirmam que a maior parte do transporte de siliciclásticos, bacia adentro é controlada por taxas de variação do nível relativo do mar e pela subsidência, que, juntas criam o espaço de acomodação.

Além disso, outros fatores importantes incluem o clima, o volume de suprimento e o modo de transporte dos sedimentos, a extensão da plataforma, sua paleobatimetria (importante para a determinação da amplitude da zona fótica no caso dos carbonatos e dos paleobaixos, calhas de recepção, no caso dos siliciclásticos), sua morfologia (em rampa, com rampa íngreme distalmente situadas ou por plataforma rasa distalmente limitada por barreiras de recifes) e pelos padrões de correntes, (LOMANDO; HARRYS, 1991).

Hay *et al.* (1988) tentaram estabelecer a influência da tectônica de placas sobre os padrões globais de sedimentação clástico-terrígena e carbonática. Chegaram à conclusão que nas margens ativas a sedimentação é dominada por processos tectônicos bastante atuantes na subducção, nos quais os carbonatos estão virtualmente excluídos. Já nas margens passivas, a sedimentação é controlada por processos de subsidência resultante de um resfriamento da litosfera e de condições oceanográficas especiais que prevalecem nas plataformas.

Segundo Mount (1984) existem quatro modelos de mistura de sedimentos carbonáticos e siliciclásticos: (i) Mistura pontual, onde tempestades esporádicas e

outros eventos extremos transferem sedimentos de uma ambiente deposicional para outro; (ii) Mistura de fácies, onde os sedimentos são misturados ao longo dos limites difusos entre fácies contrastantes; (iii) Mistura “*in situ*”, onde a fração carbonática consiste numa assembléia de organismos calcários mortos, autóctones ou parautóctones acumulados dentro do substratos; siliciclásticos e; (iv) Mistura da área fonte, onde a mistura é formada por soerguimento e erosão dos carbonatos próximos as fontes silicilásticas.

Já para Dolan (1989), a deposição de seqüências siliciclásticas/carbonáticas é controlada por mudanças do nível relativo do mar, que afetam as áreas fonte de sedimentos na margem da bacia. Estes depósitos híbridos se desenvolvem onde a fonte de detritos siliciclásticos é adjacente à plataforma carbonática e depende do seu perfil batimétrico.

Os rios são os maiores fornecedores de sedimentos para oceanos. Estes sedimentos clástico-terrígenos chegam às plataformas de forma pontual, através das desembocaduras dos rios e posteriormente são remobilizados pelo efeito de correntes e ondas inclusive as geradas por tempestades, (DOLAN, 1989).

A sedimentação carbonática é controlada principalmente pela tectônica e clima. Ocorrem em ambientes de águas rasas e quentes, que favorecem a atividade de organismos calcários, e a construção de uma plataforma carbonática. As fácies carbonáticas são produto de processos ativos no ambiente deposicional, tais como, profundidade e química da água, temperatura, ação de ondas, corrente e ação biológica. A posição do ambiente deposicional controla a geometria e continuidade dos depósitos, e por sua vez, mudanças do nível relativo do mar causam mudanças no ambiente deposicional, (KENDALL, 1981).

A sedimentação carbonática é uma exceção da Lei de Walter, pois as mudanças do nível relativo do mar podem afetar drasticamente a sedimentação da plataforma, causando uma maior mudança vertical de fácies, sem nenhuma migração lateral de seus ambientes, (TUCKER; WRIGHT, 1990).

Tanto siliciclásticos quanto carbonáticos respondem às mudanças de nível de base, com variações na sucessão vertical de fácies. Vários modelos de mistura são relacionados a estas variações, segundo Kendall (1981) em águas mais distantes da plataforma durante o Trato de Sistemas de Nível Alto os sedimentos tendem a se misturar, testas pelágicas e lama carbonática intercaladas com sedimentos siliciclásticos, já em direção à margem da bacia também ocorre mistura entre

sedimentos pelágicos e esqueletos bentônicos numa matriz de lama carbonática intercalados com sedimentos siliciclásticos depositados durante o Trato de Sistemas de Nível Baixo.

2.6. Turbiditos

Turbiditos são definidos como depósitos de corrente de turbidez, e segundo Tinterri *et al.* (2003) são fluxos gravitacionais bipartidos. São compostos por uma camada basal (corrente de turbidez de alta densidade), granular que flui devido à sobrepressão de poros e a condições inerciais, e uma camada superior que é mais diluída e turbulenta (corrente de turbidez de baixa densidade), e eventualmente retrabalha e ultrapassa o depósito final de camada basal, (D'AVILA *et al.* 2008).

Sendo assim, os fluxos gravitacionais bipartidos podem ser divididos em dois grupos de fluxos de gravidade que ocorrem associados temporal e geneticamente: correntes de turbidez de baixa densidade (camada superior) e correntes de turbidez de alta densidade (camada basal), (Figura 7).

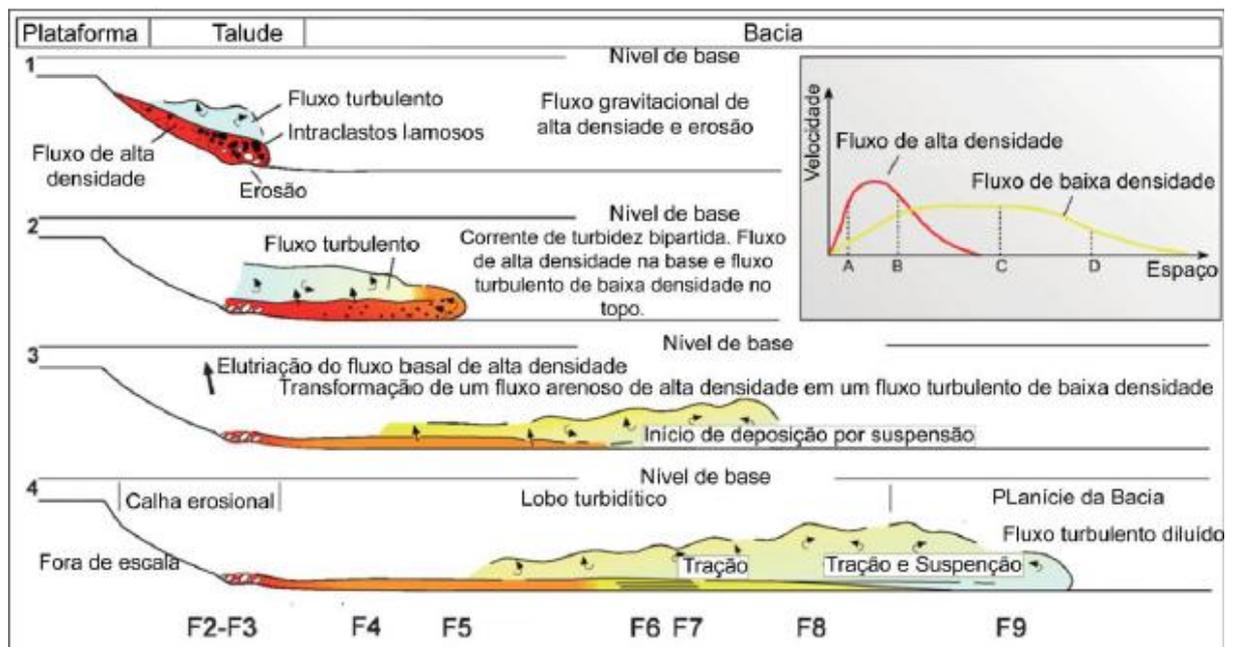


Figura 7: Principais processos erosionais e deposicionais com a evolução de uma corrente de turbidez que se movimentava talude abaixo. Fonte: Modificado de Mutti *et al.* (2003b).

As correntes de turbidez de alta densidade normalmente incluem todos os tamanhos de grão, sendo normalmente associadas às porções mais grossas. São fluxos carregados de sedimentos com grande pressão de fluidos. A constante perda de sedimentos mais finos devido a processos de elutriação, associada à perda da

pressão de fluidos levam a desaceleração do fluxo e a deposição de sedimentos maciços, raramente apresentando gradação ou laminação, tal qual a fácies F5 de Mutti *et al.* (2003).

As correntes de turbidez de baixa densidade são constituídas por grãos finos até areia média, que podem ser totalmente suspensos como grãos individuais pela turbulência do fluxo, independente da concentração. A deposição inicia-se com a desaceleração da corrente, depositando inicialmente areias sob processos trativos e finalizando com a deposição de silte, argila e areia muito fina por processos de tração e suspensão associados. Este tipo de depósitos é representado pela fácies F9 de Mutti *et al.* (2003) e pela sequência de Bouma (1962), como pode ser observado na Figura 8.

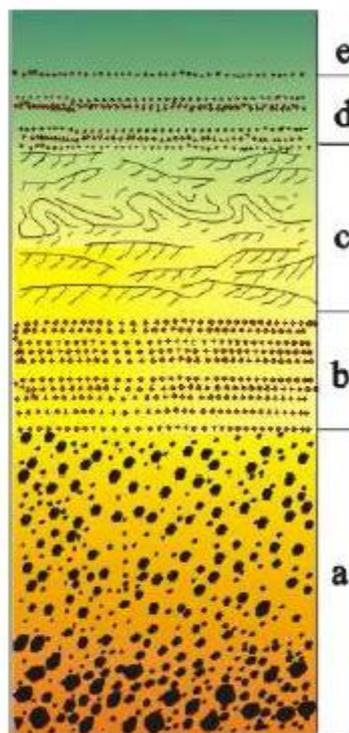


Figura 8: Sequência de Bouma com seus cinco intervalos: a (Ta) – Intervalo maciço ou com gradação normal, b (Tb) – Intervalo inferior de laminação plano-paralela, c (Tc) – Intervalo com *ripples* de corrente e cavalgantes, lâminas convolutas, d (Td) – Intervalo superior de laminação plano-paralela (siltito), e (Te) – Intervalo pelítico maciço. Fonte: Della Fávera (2001).

Conforme Mutti *et al.* (2003), podem existir uma série de fácies transicionais entre fluxos de alta e baixa densidade (fácies F6, F7 e F8), (Figura 9). Estes depósitos estão associados às variações de energia geradas pelos processos formadores dos fluxos turbulentos. Dessa forma, a fisiografia da bacia, o clima e o

relevo da área fonte são fatores controladores do tipo de fluxo e da energia associada aos mesmos.

O conceito de eficiência de uma corrente de turbidez refere-se à habilidade da corrente em carregar sua carga sedimentar gradiente abaixo e segregar suas populações de grão em diferentes fácies, produzindo fácies relativamente bem selecionadas. A eficiência da camada granular basal (alta densidade) está relacionada essencialmente à taxa de escape d'água e à quantidade de finos contidos no fluxo, já que os finos dificultam o escape de fluidos e interferem no fluxo turbulento, quanto maior a turbulência, maior a eficiência, (MUTTI, 1985).

Sendo assim, Mutti (1985) sugere que correntes de turbidez ricas em lama apresentam alta eficiência para transportar areia por longas distâncias (sistemas de alta eficiência), enquanto que no sistema rico em areia a eficiência é muito menor e a areia é transportada por curtas distâncias (sistema de baixa eficiência).

Os diferentes tipos de sistemas turbidíticos se desenvolvem em função do volume dos fluxos gravitacionais, estando estes diretamente relacionados aos escorregamentos que ocorrem na área fonte, dos quais se originam. Sendo a composição textural destes, um reflexo do tipo de sedimento gerado pela área fonte, (MUTTI, 1985).

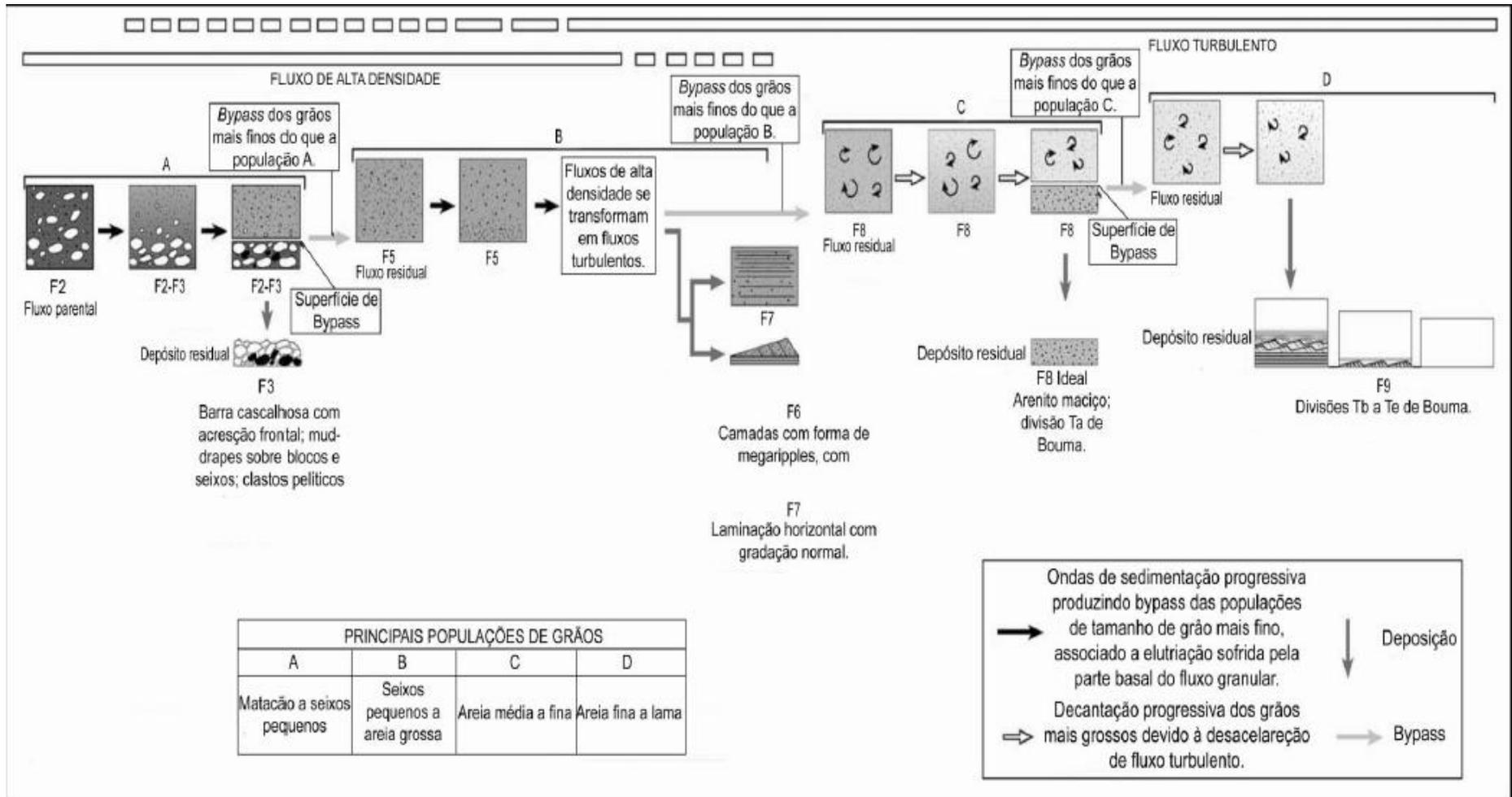


Figura 9: Fácies turbidíticas e feições características de uma corrente de turbidez ideal, que tenha tido aceleração suficiente e que dispusesse de todas as populações de tamanho de grãos. Fonte: Modificado de Mutti *et al.* (2003b).

Os elementos que compõem o sistema turbidítico e a sua importância foram amplamente discutidos por Mutti e Normark (1987). Eles dividiram este tipo de sistema em zona de transferência (cânions ou canais), zona de transição canal-lobo e zona de acumulação (lobos).

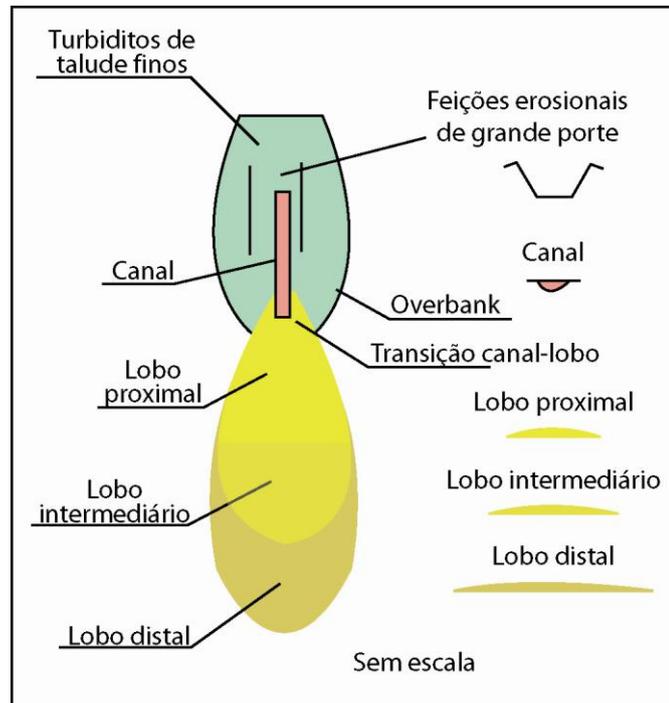


Figura 10: Elementos básicos de um sistema turbidítico. Fonte: Modificado de Mutti (1999).

Na zona de transferência dominam a erosão e a escavação mais profunda do substrato e na zona de acumulação dominam superfícies erosivas menos profundas e mais planas, depositando sedimentos a partir de correntes de turbidez de alta e baixa densidade, (MUTTI; NORMARK, 1987). De acordo com estes autores, foram reconhecidos cinco principais elementos: (1) feições erosionais (excluindo canais), (2) canais, (3) depósitos de *overbank*, (4) lobos e (5) transição canal - lobo turbidítico (Figura 10).

Walker (1967) baseado nos diferentes ambientes e processos deposicionais relacionados à turbiditos, observou variações a cerca de fatores como espessura das camadas, tamanho de grão, gradação e estruturas internas. Com base nisso definiu parâmetros para delimitar regiões proximais e distais relacionadas a correntes de turbidez, conforme a Tabela 2.

Tabela 2: Comparação entre turbiditos proximais e distais. Fonte: Walker (1967).

Proximal	Distal
Camadas espessas.	Camadas mais finas.
Camadas compostas por sedimentos grossos (areia grossa a grânulos).	Camadas compostas por sedimentos finos (areia fina a argila).
Camadas de arenito amalgamadas.	Camadas de arenito raramente amalgamadas.
Escavações e canais comuns.	Algumas escavações, canais não são observados.
Camadas de lama entre camadas de arenito pouco desenvolvidas e/ou ausentes. Alta razão areia/lama.	Camadas de lama entre camadas de arenito bem desenvolvidas. Baixa razão areia/lama.
Camadas sem gradação ou com gradação incipiente.	Camadas com gradação definida.
Contatos basal e superior abruptos nas camadas de arenito.	Contato basal abrupto e contato superior apresentando gradação normal.
Presença rara de estratificação plano-paralela e estratificação cruzada de marcas onduladas.	Presença comum de estratificação plano-paralela e estratificações cruzadas de marcas onduladas.

3. CONTEXTO GEOLÓGICO E ESTRUTURAL

3.1. Localização da área de estudo

A Bacia do Espírito Santo situa-se, regionalmente, a sudeste do Cráton São Francisco, no domínio de terrenos arqueanos, total ou parcialmente retrabalhados nos ciclos Transamazônico e Brasileiro. A área integra a parte nordeste da região referida como Cinturão Móvel Costeiro ou Atlântico, e atualmente é denominada de “Setor Norte da Província da Mantiqueira”, (ALMEIDA; LITWINSKI, 1984).

Esta bacia está situada na margem continental leste do Brasil entre os paralelos 18^o20´ e 21^o00´ S. Geologicamente é delimitada ao sul com a Bacia de Campos pelo Alto de Vitória, e com a Bacia de Mucuri ao norte, pelo Paleocânion de Mucuri, (CARVALHO *et al.*, 1989).

Ocupando uma área de 60.000 Km², dos quais um décimo compreende a porção terrestre e metade o banco dos Abrolhos possui uma área explorável de aproximadamente 41.500 Km², dos quais 3.000 Km² referem-se à bacia terrestre. A existência do Banco de Abrolhos, a leste, atribui à bacia uma fisiografia particular, evidenciada por um alargamento da plataforma continental, que de uma média de 40Km de largura a sul alcança cerca de 240Km na porção centro-norte, (FRANÇA *et al.*, 2007).

A porção terrestre da bacia está subdividida em quatro regiões paleogeomorfológicas, disposta na seguinte ordem, de norte para sul: Plataforma de São Mateus, Paleocânion de Fazenda Cedro, Plataforma de Regência e Paleocânion de Regência.

O campo de Fazenda Santa Luzia, alvo deste projeto temático está situado entre os Paleocânions de Fazenda Cedro e de Regência na Plataforma de Regência, na porção sul da Bacia do Espírito Santo (Figura 11).

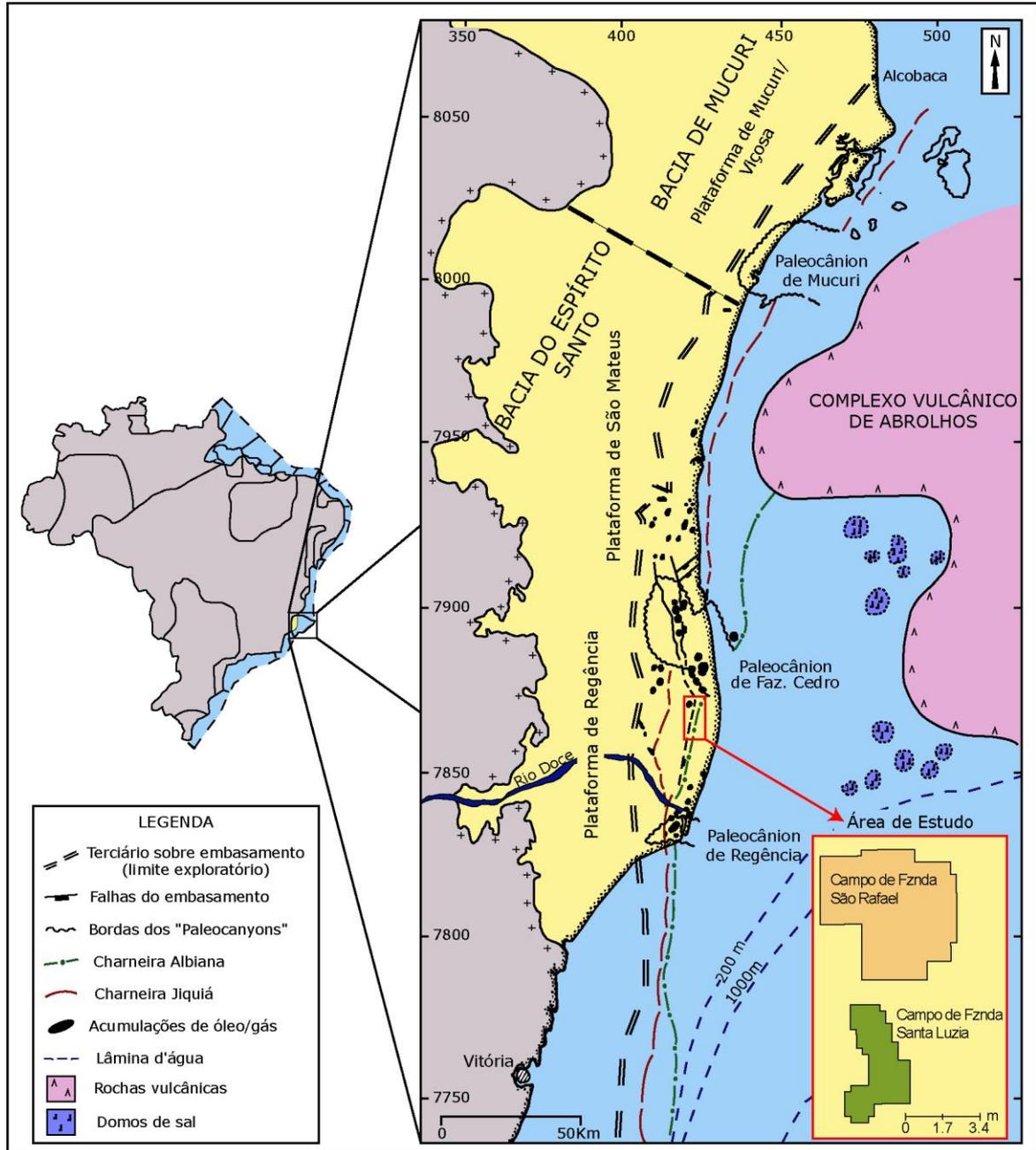


Figura 11: Arcabouço estrutural da Bacia do Espírito Santo mostrando a compartimentação da bacia e delimitando a área de estudo. Fonte: Modificado de Carvalho (1989).

3.2. Aspectos geológicos regionais

3.2.1. Evolução tectono - sedimentar

A Bacia do Espírito Santo (Figura 12) teve a sua origem no Cretáceo Inferior, ao final do Neocomiano, como provável produto do soerguimento local do manto. Faz parte do sistema de bacias litorâneas do Brasil resultante da separação das

placas Sul-americana e Africana. No seu estágio inicial era, juntamente com a bacia litorânea do Congo, sua correspondente africana, um trecho do grande *Rift valley* que determinou a quebra do Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico, (ASMUS *et al.*, 1971).



Figura 12: Mapa de localização da Bacia do Espírito Santo e seus limites. Fonte: Agência Nacional do Petróleo, Gás natural e Biocombustíveis - ANP (2007)¹.

O embasamento é constituído de rochas infracrustais, representadas por migmatitos, granulitos, gnaisses granatíferos e granitóides, pertencentes ao Cráton São Francisco.

Costa (1988) dividiu a bacia tectonicamente, em duas fases principais a (i) fase rifte, com subsidência mecânica onde são observados os processos de deformação envolvendo o embasamento; (ii) fase de margem passiva, com subsidência térmica.

Atualmente França *et al.* (2007), dividiu a Bacia do Espírito Santo, que possui uma coluna sedimentar desenvolvida desde o Cretáceo Inferior até o Quaternário, em 3 fases tectono-estratigráficas as Supersequências Rifte, Pós-Rifte e Drifte.

¹ Documento eletrônico disponível em: < http://www.anp.gov.br/brnd/round9/round9/seminario_tecnico.asp#Seminario_tecnico_Ambiental >. Acesso em: 10 set. 2010.

A Supersequência Rife com deposição exclusivamente continental clástica, relacionada à ambientes aluviais e fluvio-lacustres, com vulcanismo associado, apresenta intercalação entre rochas sedimentares e as vulcânicas da Formação Cabiúnas, geradas pela abertura do Atlântico Sul. Esta sequência está restrita às porções mais profundas dos paleocânions de Fazenda Cedro, Regência e Plataforma de Regência, tendendo a um maior espessamento e aprofundamento em direção à porção marinha, (FRANÇA *et al.*, 2007).

A Supersequência Pós-Rife está relacionada a um ambiente transicional com deposição de sedimentos clásticos e evaporíticos. A sequência basal controlada por intenso tectonismo remanescente, ainda da fase rife corresponde a depósitos de leques aluviais e de um sistema fluvial entrelaçado e na sequência superior são característicos depósitos de um sistema lagunar que evoluiu para um sistema evaporítico do tipo *Sabkaha*. Sobrepostos a estes sedimentos ocorrem evaporitos gerados em condições restritas e clima árido, (FRANÇA *et al.*, 2007).

A Supersequência Drifte corresponde à sedimentação ocorrida durante o afastamento e rotação das placas (Sul-americana e Africana). Inicialmente a Bacia apresenta condições marinhas rasas, com deposição carbonática, evoluindo para plataforma marinha profunda com sedimentação clástica e magmatismo associado (Formação Abrolhos), este magmatismo é referente à rotação das placas tectônicas, foi um evento magmático de grandes proporções, envolvendo cerca de dois terços da Bacia do Espírito Santo. Estas manifestações magmáticas soergueram uma área (Banco de Abrolhos), condicionando o desenvolvimento de uma plataforma carbonática rasa, com deposição de calcários sobre o substrato vulcânico (Fm. Caravelas, de idade Terciária, posterior ao intervalo de estudo). A partir daí a sedimentação passa a ser clástica, de origem marinha/continental (FRANÇA *et al.*, 2007).

3.2.2. Aspectos estruturais

Estruturalmente o embasamento, apresenta-se na forma de estruturas homoclinais compostas por blocos falhados com mergulho para leste, e o mapa estrutural da bacia pode ser observado na Figura 13.

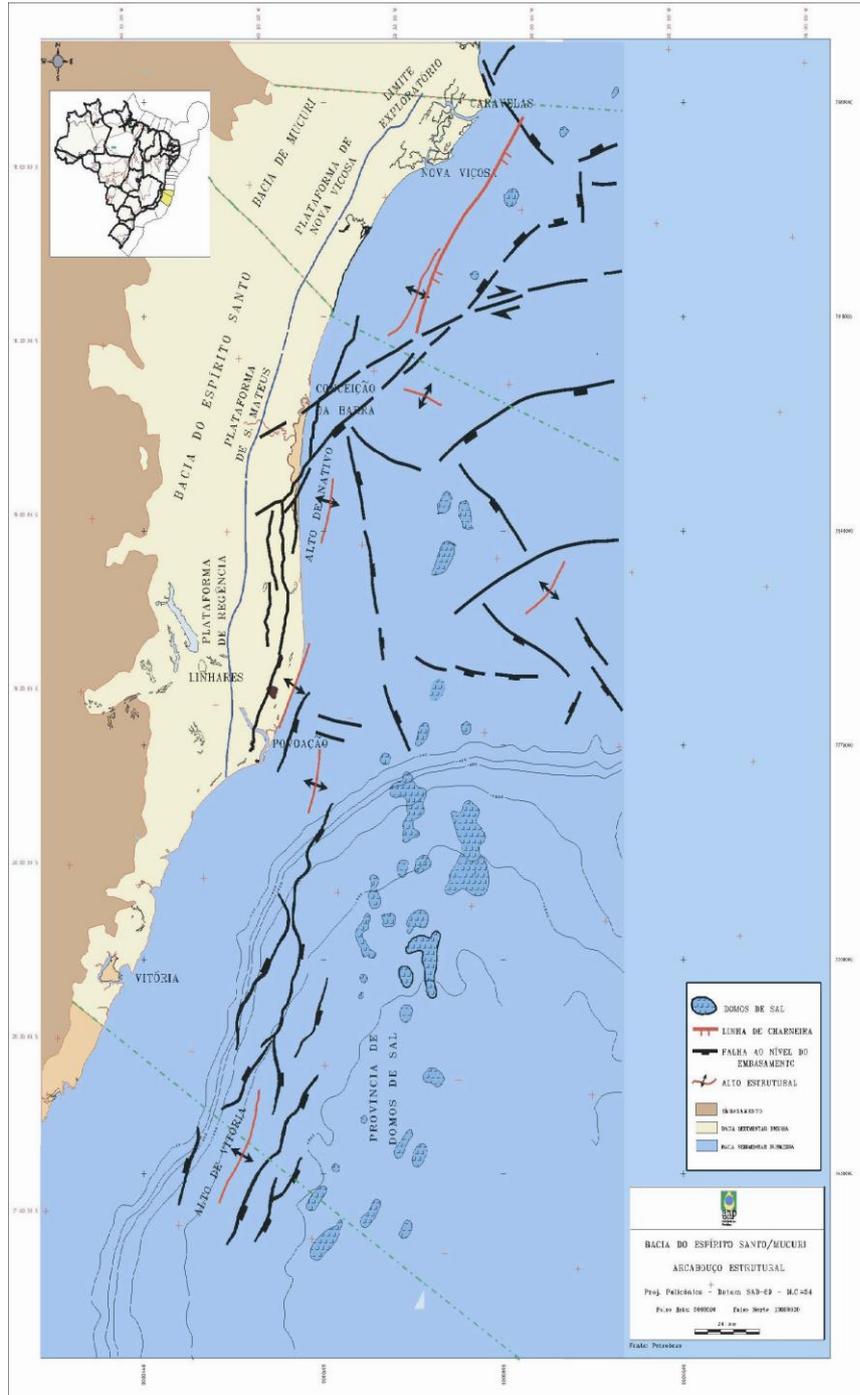


Figura 13: Mapa estrutural sísmico do topo do Eoceno Médio. Fonte: Modificado de Costa (1988).

As falhas exibem direções principais NNW – SSE, N-S e NE – SW e rejeitos variáveis. As falhas alinhadas segundo N – S parecem possuir atuação mais tardia, exercendo importante controle na estruturação de toda a coluna sedimentar até o topo do Cretáceo Inferior (Albiano), dando origem aos principais *trends* estruturais de interesse para prospecção de hidrocarbonetos. Para Del Rey *et al.* (1991), alguns

destes falhamentos apresentam-se como planos preferenciais de fraqueza desde as primeiras fases de construção da bacia, se mantendo ativos até o Terciário.

A seção estratigráfica situada abaixo do topo do Andar Alagoas (Formação Mucuri) apresenta comportamento estrutural consistente com o padrão estrutural do embasamento, mostrando mergulhos regionais crescentes de oeste para leste. Predominam falhas normais; os blocos são, em geral, escalonados e rebaixados para leste, mas a oeste do feixe de falhas do Rio Doce aumenta a ocorrência de falhas antitéticas com mergulho para oeste, (DEL REY *et al.*, 1991).

Essas falhas normais sintéticas e antitéticas formam um típico sistema *horst-graben* e reproduzem de um modo geral, o estilo estrutural do embasamento. E se desenvolveram em resposta a uma extensão aproximadamente E-W a NW-SE durante a fase de deriva continental.

O sistema de falhas NE é deslocado no sentido anti-horário pelo sistema de falhas NW, conforme é sugerido pelo deslocamento dos sedimentos de idade Jiquiá e dos evaporitos, (COSTA, 1988), sendo que o sistema NW parece ter atuado durante o Alagoas Superior.

Segundo Carvalho *et al.* (1989), na seção Albiana (Formação Barra Nova), a bacia evolui para uma situação de subsidência com flexurização crustal, predominam falhas adiastróficas de geometria lítrica, em consequência do fluxo de sal; o padrão de falhamentos é mais intenso, gerando pequenos blocos individualizados e basculamento da plataforma para leste. No bloco alto, a leste do feixe de falhas do Rio Doce, verifica-se a ocorrência de estruturas mais amplas.

A estruturação observada nesta seção (Figura 14) é predominantemente controlada pelo fluxo de sal, mas com diminuição dos falhamentos em direção aos pacotes mais jovens, tudo provocado pela maior movimentação do sal ocorrida após a sedimentação Albo-cenomaniana, (CARVALHO *et al.*, 1989).

Da mesma forma ao que são verificadas em outras bacias da margem leste brasileira, as falhas lítricas ocorrem associadas à halocinese na seção pós-Alagoas. As falhas lítricas estão relacionadas com a acomodação dos domos de sal, terminando no topo destes. Na porção norte da bacia, as falhas lítricas afetam até sedimentos do Eoceno Inferior e na porção sul, atingem sedimentos mais recentes. As falhas lítricas mostram, geralmente, uma direção que varia entre N-S e NE-SW ao longo de toda a bacia, porém, na área a leste do paleocânion de Fazenda

Cedro, pode-se observar uma distribuição mais aleatória na direção das falhas, (COSTA, 1988).

Os processos de deformação ligados à halocinese foram responsáveis pela criação de domos de sal, sendo que ao sul se observam grandes províncias e ao norte domos de sal isolados.

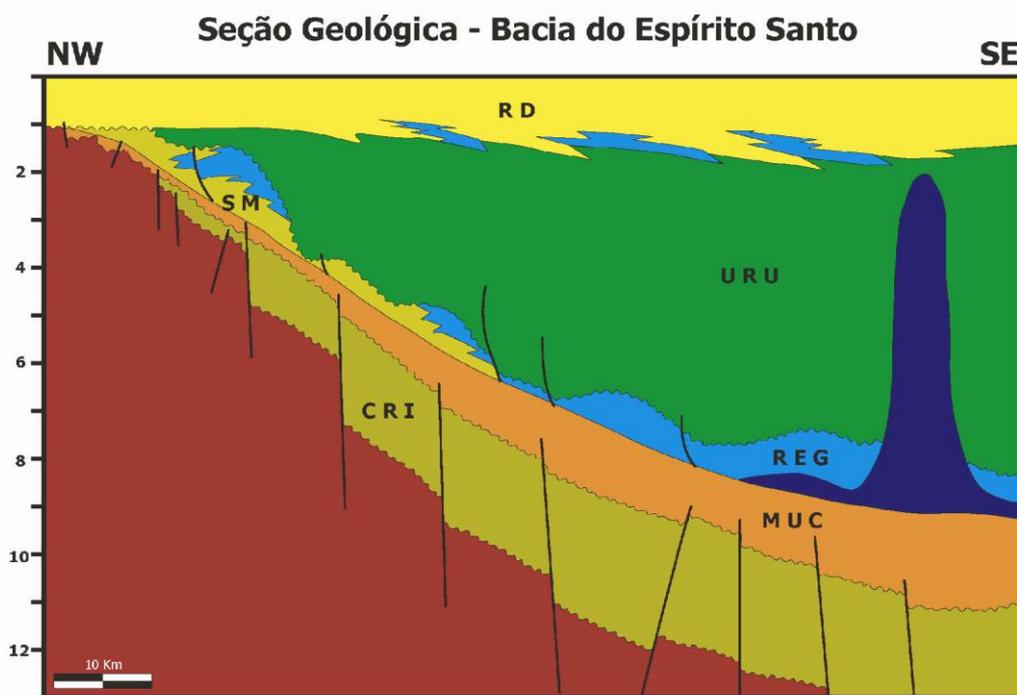


Figura 14: Seção geológica esquemática da Bacia do Espírito Santo ilustrando as relações entre as unidades litoestratigráficas e estilos tectônicos. Legenda da figura: RD (Grupo Rio Doce); URU (Formação Urutuca); SM (Formação São Mateus); REG (Formação Regência); MUC (Formação Mucuri); CRI (Formação Cricaré); NW (Direção Noroeste); SE (Direção Sudeste). Fonte: ANP (2007).²

Os folhelhos do Cretáceo Superior ao Terciário (Formação Urucutuca), depositaram-se predominantemente no bloco baixo do feixe de falhas do Rio doce e nos paleocânions de Fazenda Cedro, Regência e Mucuri. Neles, observam-se falhas predominantemente de geometria lístrica, guardando forte condicionamento com falhas antigas do embasamento e indicando, em alguns casos, uma possível reativação, (DEL REY *et al.*, 1991).

Estas falhas parecem ser os principais condutos para a migração de fluidos nesta seção, pois estão associadas a algumas das principais acumulações de hidrocarbonetos presentes na bacia.

² Documento eletrônico disponível em: < [HTTP://www.anp.gov-rounds/round4/index.html](http://www.anp.gov-rounds/round4/index.html) >. Acesso em: 10 de set. 2010.

Durante o Terciário, ocorreu um extenso evento vulcânico que desempenhou um papel significativo na mudança da configuração da bacia criando estilos estruturais únicos. A primeira feição observada devido a este vulcanismo é o Complexo Vulcânico de Abrolhos, este corresponde a uma sucessão vulcânica-carbonática que contribuiu para o preenchimento da bacia por agradação sedimentar e progradação no lado oeste, (VAN DER VEN *et al.*, 1988).

Uma feição estrutural importante é um longo anticlinal compressivo, que se estende na direção norte-sul entre o Complexo Vulcânico de Abrolhos e a região costeira, denominado de Anticlinal do Parcel das Paredes, na bacia de Mucuri. Na região sul da bacia do Espírito Santo, em águas rasas e profundas, esta feição também está presente, não estando, entretanto, relacionada geneticamente, com a halocinese. A ausência de estratos do Eoceno sobrepostos à estrutura coincide com o pico do vulcanismo de Abrolhos e o desenvolvimento da plataforma carbonática. De norte para sul esta feição é interpretada como tendo se desenvolvido pela sobrecarga da porção leste da bacia pelo Complexo Vulcânico de Abrolhos a partir do Eoceno Médio até o Oligoceno, (VAN DER VEN *et al.*, 1988).

3.2.3. Arcabouço litoestratigráfico

A maioria das unidades litoestratigráficas da bacia não aflora, por isso foram utilizados perfis-tipo obtidos a partir da descrição de poços perfurados pela PETROBRÁS. A carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo está representada na Figura 15, e a sucessão vulcano-sedimentar será apresentada a seguir.

Dois períodos de vulcanismo são descritos na Bacia do Espírito Santo. O primeiro de idade Neocomiana/Barremiana, está relacionado à abertura continental e formação do rifte, constituído pelos basaltos toleíticos da Formação Cabiúnas. O segundo período de vulcanismo está datado entre o Cretáceo e o Eoceno Médio, com maior concentração neste último período. Tal vulcanismo, de grande expressão na bacia, moldou uma configuração geomorfológica bastante singular na margem continental leste, denominada genericamente de Banco de Abrolhos, representado por rochas alcalinas da Formação Abrolhos, (RANGEL *et al.*, 1990).

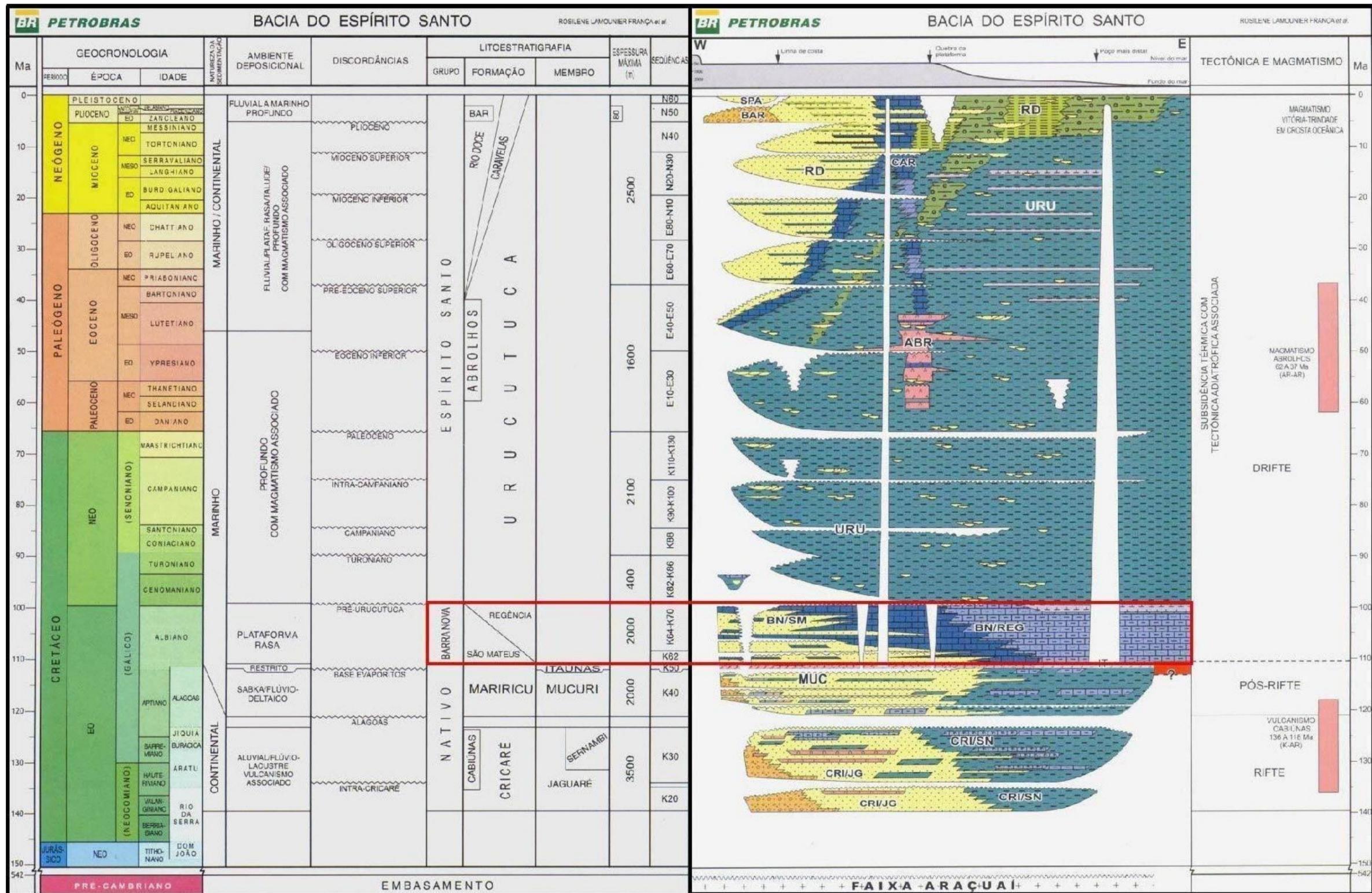


Figura 15: Carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo, em destaque o Grupo Barra Nova, com os depósitos Albianos referentes às Formações São Mateus (siliciclásticos), e Regência (carbonatos). Fonte: França et al. (2007).

3.2.3.1. Formação Cabiúnas

Unidade constituída de basalto toleítico cinza-escuro, afanítico, parcialmente alterado, com amígdalas preenchidas por calcita e clorita, definido e caracterizado na Bacia de Campos, (RANGEL *et al.*, 1990).

Estas rochas basálticas se intercalam com os depósitos sedimentares da Formação Cricaré, as poucas determinações palinológicas feitas nesta Formação, apontaram para idades Neo-rio da Serra a Jiquiá, (REGALLI, 1992). Foram feitas datações pelo método K / A e forneceram idades entre 118 e 136 Ma, o que equivale aproximadamente às idades Neo-Rio da Serra, Aratu, Buracica, Jiquiá e Eoalagoas, (CONCEIÇÃO *et al.*, 1993).

3.2.3.2. Formação Abrolhos

Corresponde à um complexo de basalto cinza-esverdeado a preto, com amígdalas preenchidas por calcita e zeolita, diabásio, tufo verde-claro, brecha vulcânica, material piroclástico e sedimentos intercalados. No conjunto, compões uma suíte de tendência subalcalina a alcalina, (VIEIRA *et al.*, 1994).

É composto pela sequência vulcanoclástica aflorante no Arquipélago de Abrolhos, a norte, e às vulcânicas que formam as ilhas de Trindade e Martins Vaz, localizadas no extremo leste da bacia, (ASMUS *et al.*, 1971) .

Considera-se este segundo evento vulcânico mais importante do que o de idade Neocomiana, devido sua maior abrangência e à espessura total dos derrames e intrusões. Este evento magmático ocorreu durante o Terciário, com maior incidência no Neopaleoceno/Eoceno. Em 1970, Cordani e Blazekovic, realizaram datações isotópicas, pelo método K/Ar, em amostras do Arquipélago de Abrolhos e obtiveram idades entre 32,2 +/- 1,9 e 64,5 +/- 5,8 Ma. Em 1993, Conceição *et al.* utilizou o mesmo método em amostras coletadas em poços e chegou-se a uma faixa de idade absoluta entre 40 e 60 M.a.

Apesar da ocorrência relativamente isolada no contexto da bacia do Espírito Santo, Vieira *et al.* (1994) admitem que este evento cretáceo esteja relacionado com aquele descrito nas bacias de Campos e Santos.

3.2.3.3. Grupo Nativo

Segundo Asmus *et al.* (1971), o grupo compreende o pacote sedimentar situado entre o embasamento e os folhelhos Urutuca. Este pacote é representado por clásticos grossos, folhelhos e bancos de calcários não-marinhos. O topo da unidade é caracterizado por uma sequência de sedimentos evaporíticos.

Formação Cricaré

Termo introduzido por Vieira *et al.* (1994) para designar grande parte do pacote sedimentar descrito por Asmus *et al.* (1971) como formação Mariricu/Membro Maricuri. Estes autores consideraram com uma única unidade todo o pacote sedimentar, composto predominantemente por clásticos grossos, sotoposto aos sedimentos evaporíticos da Formação Mariricu/Membro Itaúnas. O limite inferior é representado por um contato discordante entre a formação Cricaré e o Embasamento Cristalino pré-Cambriano e internamente ocorre uma discordância denominada Intra-Cricaré. O contato superior é marcado por uma ampla discordância, identificada na sísmica e poços que atingiu toda a bacia no final do andar Jiquiá, denominada “Discordância Pré-Alagoas”, (DIAS, 2005).

A Formação Cricaré é constituída por arenito cinzento, médio a conglomerático, e conglomerado arcoseano imaturo, que se intercalam a folhelho cinzento calcífero, siltito, coquina a pelecípodes, calcilutito branco e dolomito creme. Segundo França *et al.* (2007), estima-se, a partir de dados sísmicos existentes, que toda a seção da Formação Cricaré pode chegar a espessuras em torno de 3500m.

A Formação Cricaré é composta pelos Membros Jaguaré e Sernambi. O Membro Jaguaré engloba a fácies mais clástica, intercalada por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da Formação Cabiúnas, enquanto o Membro Sernambi representa a predominância de folhelhos, carbonatos e margas, (VIEIRA *et al.*, 1994).

Segundo França *et al.* 2007, durante a deposição desta sequência predominava um ambiente lacustre, onde nas bordas dos falhamentos desenvolviam-se sistemas de leque aluvial e fluvial e , eventualmente, nos altos estruturais formavam-se coquinas e fácies associadas.

Formação Mariricu

Esta Formação compreende apenas as rochas pertencentes ao intervalo superior definido por Asmus *et al.* (1971). O Membro Mucuri é composto por arcóseo grosso cinzento, conglomerado arcoseano e lítico, folhelho e siltito cinza e castanho. A estes clásticos sobrepõem-se anidrita e halita com finas camadas de folhelho, que caracterizam o Membro Itaúnas.

O Membro Mucuri, depositado durante o Eo e Mesoaptiano (correlacionado ao Andar local denominado Alagoas Inferior a Médio). Limita-se na base pela Discordância Alagoas e no topo pelo contato com a seção evaporítica que também é discordante (Discordância Base dos Evaporitos), (FRANÇA *et al.*, 2007).

Os evaporitos do Membro Itaúnas, foram depositados durante o Andar Aptiano (Alagoas Superior). O Membro é limitado, na base, pela discordância que marcou o topo das sequências neo-aptianas e, no topo, pela discordância ocorrida antes da deposição do Grupo Barra Nova, (FRANÇA *et al.*, 2007).

Vieira *et al.* (1994), afirmaram que a unidade representa a transição do ambiente continental para o marinho ainda restrito. As rochas clásticas foram depositadas por sistemas fluviais entrelaçados e deltaicos, e os evaporitos provêm de *sabkas* e sub-bacias restritas. As maiores espessuras da sequência evaporítica ocorrem na plataforma continental, nas áreas onde intensa halocinese formou baixos estruturais, domos e muralhas de sal, que controlaram a deposição de sedimentos arenosos das sequências sobrepostas, bem como na formação de estruturas positivas que propiciaram a ocorrência de trapas, (FRANÇA *et al.*, 2007).

3.2.3.4. Grupo Barra Nova

O termo Formação Barra Nova foi proposto por Asmus *et al.* (1971), para designar as rochas situadas entre os evaporitos do Membro Itaúnas e os folhelhos da Formação Urutuca. Vieira *et al.* (1994) elevou a unidade à Grupo Barra Nova, assim como, os membros São Mateus (predominância de arenitos) e Regência (calcários de alta a baixa energia) à categoria de formação, depositados durante o Albiano.

Em termos de ambiente, Tagliari (1993) afirmou que a deposição do Grupo Barra Nova iniciou-se com a sedimentação em um ambiente ainda com características de mar epicontinental, herdada da fase evaporítica. A bacia grada

para uma morfologia de rampa com gradiente suave, com a disputa entre clásticos e carbonáticos, havendo um predomínio dos primeiros, que tendem a se concentrar nas porções proximais da bacia enquanto os carbonatos prevaleceriam nas áreas distais.

Após esta fase inicial do Albiano, a plataforma apresenta um gradiente mais acentuado, com uma tendência a uma maior segregação de fácies, mas com carbonatos e siliciclásticos ainda se intercalando no registro. Esta segregação pode ter sido provocada devido à frequente variação relativa do nível do mar, ao longo de todo o Albiano. Em direção ao topo do Grupo Barra Nova o estilo tectônico muda acentuadamente, causando o basculamento contínuo da bacia para leste devido à subsidência térmica, e provoca escorregamento de sais solúveis, (TAGLIARI, 1993).

Formação São Mateus

Definido por Asmus *et al.* (1971) como Membro São Mateus, é caracterizado pela presença de espessos pacote de arcóseo médio/grosso castanho e cinzento. O contato inferior desta Formação é concordante com a Formação Mariricu, e o contato superior é gradacional ou interdigitado lateralmente com a Formação Regência, ou discordante sob o Grupo Espírito Santo. A idade albiana provém de análises bioestratigráficas com base em foraminíferos plantônicos. Os clásticos São Mateus foram depositados em leques aluviais e costeiros, em ambiente marinho, (FRANÇA *et al.*, 2007).

Formação Regência

Segundo Asmus *et al.* (1971), o Membro Regência, corresponde às espessas camadas carbonáticas que ocorrem abaixo dos folhelhos da Formação Urutuca. Viera *et al.* (1994) caracterizaram a Formação Regência por um calcarenito branco-acinzentado a creme-acastanhado. O contato inferior desta Formação é gradacional com as Formações São Mateus e Mariricu, ou discordante com o embasamento. O contato superior é discordante sob o Grupo Espírito Santo. As determinações bioestratigráficas conferem idade Albiana a estes carbonatos, depositados em plataforma ou talude.

3.2.3.5. Grupo Espírito Santo

Foi formalizado por Asmus *et al.* (1971), que constatou duas formações interdigitadas: Rio Doce, essencialmente arenosa, e Caravelas, carbonática. Em 1977, Ojeda propôs a inclusão da Formação Urucutuca o grupo, argumentando que esta unidade, juntamente com as formações Rio Doce e Caravelas, faz parte de um mesmo sistema deposicional. Este grupo mantém a identidade litológica e as mesmas denominações em todas as bacias costeiras baianas, (VIEIRA *et al.*, 1994).

Formação Urucutuca

Na descrição feita por Carvalho em 1965, está formação engloba folhelho cinza-escuro com intercalações de conglomerado, calcário e arenito. Em suas porções mais distais, na plataforma continental, há grande incremento na proporção de sedimentos pelíticos sobre clásticos grossos e carbonáticos. Ali a unidade se caracteriza por folhelho cinza-escuro a preto, arenito acinzentado, fino a conglomerático, conglomerado cinza-claro e calcilutito cinzento. Os contatos superior e lateral da Formação Urucutuca com as formações Rio Doce e Caravelas são transicionais, marcados pelo aumento gradativo de pacotes de arenitos ou calcários. O contato inferior como o Grupo Barra Nova é discordante (Discordância pré-Urucutuca), possivelmente passando a concordante nas porções mais profundas da bacia. Localmente, nos paleocânions, estratos da formação Urucutuca assentam diretamente sobre a Formação Mariricu e até mesmo sobre o embasamento, (VIEIRA *et al.*, 1994).

Formação Caravelas

Foi formalizada por Asmus *et al.* (1971) após trabalho de mapeamento realizado por Carvalho e Garrido (1965), é constituída predominantemente por calcarenito bioclástico (algas vermelhas, foraminíferos, briozoários e corais) creme e cinza e calcilutito argiloso creme. Os contatos inferior, superior e lateral são gradacionais com as formações Urucutuca e Rio Doce. Localmente, os carbonatos repousam sobre as vulcânicas da Formação Abrolhos. A partir da presença de foraminíferos bentônicos, atribui-se uma idade terciária para a Formação Caravelas, entre o Meso-eoceno e o Holoceno. O sistema deposicional predominante nestas rochas era a plataforma carbonática, (VIEIRA *et al.*, 1994).

Formação Rio Doce

Foi definida por Asmus *et al.* (1971) para designar a seção basicamente arenosa associada aos carbonatos Caravelas e sobreposta aos folhelhos Urucutuca, é constituída predominantemente por arcóseo hialino médio a muito grosso, com intercalações de folhelho cinza-escuro a preto e argilito cinza-esverdeado.

O contato inferior da Formação Rio doce é gradacional com as formações Urucutuca e Caravelas, ou discordante com as formações Regência, São Mateus, Mariricu ou mesmo com o embasamento. O contato superior é discordante como os clásticos continentais da Formação Barreiras e com os sedimentos aluviais Quaternários. A idade abrangida pela sedimentação desta unidade data do Eoceno até o final do Mioceno, pela presença de palinóforos e foraminíferos bentônicos. Os sistemas deposicionais atuantes eram leques costeiros em ambiente marinho (VIEIRA *et al.*, 1994).

Com o basculamento para leste na fase de subsidência tectônica, a plataforma Albo-Cenomaniana foi afogada, passando a ser palco de deposição de seqüências de plataforma-talude marinho, no período Neo-Cretáceo ao Terciário. A espessa seção sedimentar que caracteriza esta fase corresponde às condições marinhas abertas relacionadas aos depósitos de talude (Formação Urucutuca), carbonatos de plataforma (Formação Caravelas) e leques costeiros (Formação Rio Doce), (BIASSUSI *et al.*, 1990).

Alguns eventos foram significativos na Bacia durante este período, como a movimentação do sal (halocinese), causando escorregamentos, e a erosão submarina, onde destacam-se os paleocânions de Regência e Fazenda Cedro. Ambos tiveram sua implantação controlada pelos sistemas de falhas do embasamento e proporcionaram situações ideais para a acumulação de hidrocarbonetos, condicionando a presença de alguns dos principais campos atualmente em produção (BIASSUSI *et al.*, 1990).

A implantação desses paleocânions possibilitou a subdivisão da porção emersa da bacia em quatro províncias geológicas distintas: ao norte, a Plataforma de São Mateus, constituindo a parte mais rasa, que se caracteriza por reservatórios arenosos de idade Alagoas sendo recobertos por espesso selo de anidrita; ao sul, a Plataforma de Regência, onde desenvolveu-se uma extensa plataforma carbonática Albiana; e, intercalados a esta plataforma, os paleocânions de Regência e Fazenda

Cedro, onde os reservatórios são arenitos turbidíticos com idades variando do Cretáceo Superior ao Eoceno (BIASSUSI *et al.*, 1990).

Formação Barreiras

O termo Barreiras foi usado primeiramente por Branner (1902) para designar os tabuleiros formados por sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados que ocorrem na faixa costeira atlântica. Entretanto o termo Formação Barreiras foi utilizado pela primeira vez por Oliveira e Andrade (1956) e formalizado por Vianna *et al.* (1971). Os principais constituintes litológicos são conglomerados, argilitos e folhelhos variegados, depositados em ambiente continentais fluvio-aluviais.

A Formação Barreiras ocupa uma área expressiva ao longo de toda a faixa costeira, alguns poços indicam uma espessura máxima para estes depósitos da ordem de 250 m, (VIEIRA *et al.*, 1994).

3.2.4. Sistemas petrolíferos

Um sistema petrolífero ativo compreende a existência e o funcionamento síncronos de quatro elementos (rochas geradoras maduras, rochas-reservatório, rochas selantes e trapas) e de fenômenos geológicos dependentes do tempo, como migração e sincronismo (MILANI *et al.*, 2001).

Vários trabalhos de avaliação geoquímica foram feitos na bacia do Espírito Santo envolvendo a identificação de rochas geradoras e potencialmente geradoras, bem como a caracterização da origem, evolução térmica e grau de biodegradação dos hidrocarbonetos (ESTRELLA *et al.*, 1984; TRINDADE, 1988; RANGEL, 2003).

A integração de dados geológicos, geofísicos e geoquímicos possibilitou a identificação de três sistemas petrolíferos na bacia: Cricaré-Mucuri, Regência-Urucutuca e Urucutuca-Urucutuca (RANGEL, 2003).

3.2.4.1. Sistema Petrolífero Cricaré-Mucuri

O sistema petrolífero Cricaré-Mucuri é composto por óleos gerados pelos folhelhos pretos da seção rifte pertencentes à Formação Cricaré, de idade Neobarremiana-Eoaptiana (Andar Jiquiá), depositados em grandes lagos com salinidade variando de água doce à água salobra/salina (MELLO *et al.*, 1996). O querogênio do Tipo II predomina nestas rochas. Os folhelhos desse sistema são

considerados a principal rocha-fonte da Bacia do Espírito Santo (ESTRELLA *et al.*, 1984).

Segundo Mello *et al.* (1996), os principais reservatórios são os arenitos fluviodeltaicos do Membro Mucuri da Formação Mariricu (Andar Alagoas) e, secundariamente, os arenitos turbidíticos da Formação Urucutuca (Cretáceo Superior) e os arenitos fluviais/transicionais e de plataforma da Formação São Mateus (Eoalagoas). Funcionam como selo às anidritas ou folhelhos do Membro Itaúnas, parte superior da Formação Mariricu, presença de trapas estruturais (*horsts*), (ANP, 2002).³

3.2.4.2. Sistema Petrolífero Regência-Urucutuca

O sistema Regência-Urucutuca é definido por óleos marinhos carbonáticos gerados por folhelhos calcíferos e calcilitos da Formação Regência (Albiano/Cenomaniano) depositados durante a fase drifte, em ambiente anóxico, marinho semi-restrito, carbonático e com aporte siliciclástico variável (MELLO *et al.*, 1996).

Os reservatórios deste sistema são os arenitos da Formação São Mateus e os turbiditos cretáceos e terciários da Formação Urucutuca, os folhelhos da Formação Urucutuca e calcilitos da Formação Regência agem como selo. Presença de trapas estruturais (*rollovers*) e trapas estratigráficas (paleogeográficas), (ANP, 2002).

3.2.4.3. Sistema Petrolífero Urucutuca-Urucutuca

O terceiro sistema petrolífero é o Urucutuca-Urucutuca que é caracterizado por óleos gerados por folhelhos cinza escuros da Formação Urucutuca, provavelmente, de idade terciária, depositados em ambientes marinhos distais anaeróbicos (FROTA *et al.*, 1997).

Apesar de ainda não ter sido amostrada nenhuma rocha geradora desta idade, sua presença pode ser inferida a partir dos dados moleculares de gás, condensados e óleos leves que indicam origem de rochas geradoras depositadas em um ambiente marinho siliciclástico anaeróbico com influência deltaica, conforme descrito pela

³ Documento eletrônico disponível em:< <http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round4/index.html> >. Acesso em: 10 set. 2010.

presença de biomarcadores como oleananos e diasteranos, diagnósticos de plantas superiores e argila no ambiente (D'AVILA *et al.*, 1998).

Sendo assim os possíveis geradores são os folhelhos da Formação Urucutuca, os calcários, folhelhos e margas da Formação Regência e os folhelhos da Formação Cricaré. Os reservatórios são os arenitos turbidíticos terciários da Formação Urucutuca. Além disso, os folhelhos da Formação Urucutuca atuam como selo deste sistema petrolífero. Presença de trapas estratigráficas, *pinch-out* de turbiditos (*onshore* e *offshore*) e truncamento contra domos de sal (*offshore*), (ANP, 2002).⁴

3.3. Aspectos geológicos da área de estudo

3.3.1. Plataforma de Regência

A plataforma de Regência é umas quatro províncias geomorfológicas da Bacia do Espírito Santo e o campo de Fazenda Santa Luzia se localiza na porção centro-norte desta plataforma.

Segundo Pereira Filho *et al.* (2000), a plataforma se instalou a partir do Albiano, durante o processo de subsidência térmica, provocando o basculamento da bacia para leste e conseqüentemente permitiu o desenvolvimento de uma ampla plataforma carbonática, principalmente a partir do Eoalbiano. Sendo limitado a norte e a sul pelos paleocânions de Fazenda Cedro e Regência, respectivamente, a oeste embasamento cristalino e a leste pela linha de costa.

Morfologicamente ela pode ser classificada como rampa (HEINERICI *et al.*, 1983), que foi reconhecida pela primeira vez por Ahr (1973). Este autor definiu as rampas carbonáticas como plataformas com baixo gradiente (geralmente menos que 1^o), cujas fácies proximais de águas rasas agitadas passam, mergulho abaixo (sem quebra pronunciada do gradiente), para depósitos de água mais profunda, com baixo nível de energia,(TAGLIARI, 1993).

Segundo Tagliari (1993), à medida que a bacia vai se tornando mais profunda, sua morfologia grada para rampa com gradiente suave, com os terrígenos prevalecendo sobre os carbonatos e se depositando nas porções mais proximais. Esta fase termina com uma discordância erosiva, reconhecida tanto sismicamente

⁴ Documento eletrônico disponível em: < <http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round4/index.html> >. Acesso em: 10 set. 2010.

quanto na análise de rocha e paleontológica na bacia terrestre e, provavelmente, na parte marinha rasa.

Quanto à questão da mistura entre siliciclásticos e carbonatos que ocorreu na plataforma durante o Albiano, Mosmann e Pereira (1971), afirmaram que a tectônica foi o principal processo envolvido nesta alternância. Após o período de quiescência tectônica, com a deposição dos evaporitos e reativação tectônica da área fonte, com fornecimento de siliciclásticos durante o Albiano.

Já Tagliari (1993) dividiu a seção Albo-Aptiana da plataforma em três seqüências deposicionais e concluiu que a mistura foi provavelmente controlada por variações eustáticas orbitalmente induzidas, em nível de 4ª e 5ª ordens (Ciclos de Milankovitch). Além disso, o tectonismo responsável pela mudança de ângulo de mergulho dos falhamentos lístricos, tiveram grande importância no sentido de deslocar grande quantidade de sal, este deslizamento, associado com a dissolução do mesmo, foi o principal fator gerador de espaço de acomodação, durante o Albiano na Plataforma de Regência.

A principal feição estrutural da área é o Sistema de Falhas Cedro/Rio Doce que subdivide a plataforma em dois blocos: alto e baixo (Figura 16). Este sistema de falhas se desenvolve de sul para norte como uma falha única que vai gradativamente dando lugar a múltiplas falhas normais (PEREIRA FILHO *et al.*, 2000).

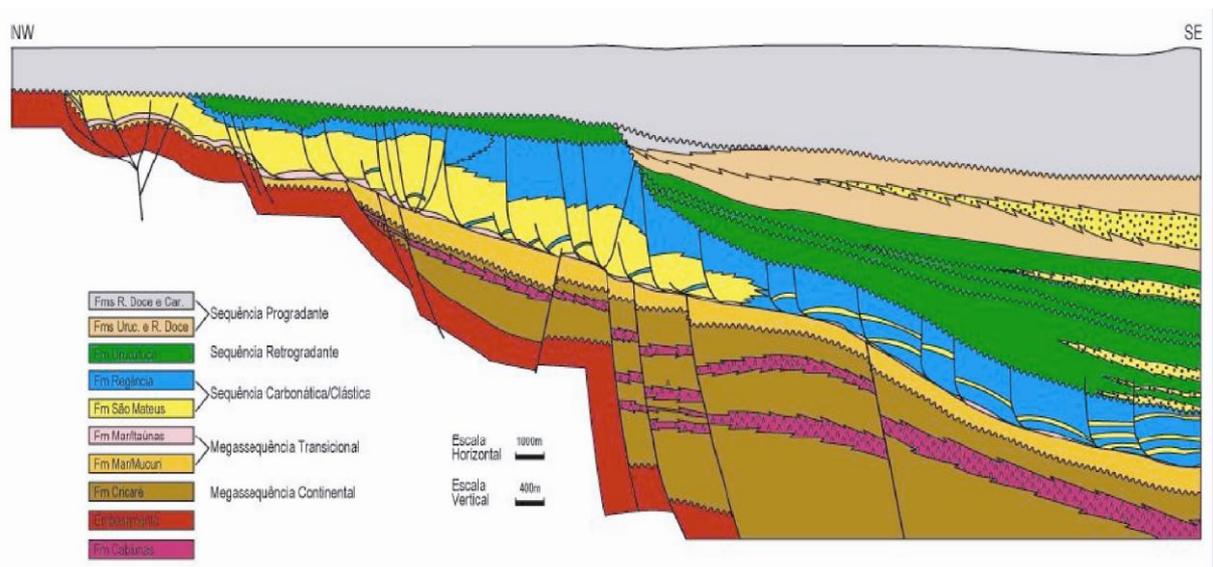


Figura 16: Seção geológica NW-SE na Plataforma de Regência, intenso falhamento que subdivide a plataforma em bloco alto e bloco baixo. Fonte: Modificado de Vieira *et al.* (1992).

A grande estruturação na área é o resultado da tectônica pós-rifte causada pela movimentação do sal devido ao processo de basculamento térmico da bacia para leste. Esta tectônica salífera (halocinese) mais atuante durante o Eoalagoas, tempo da deposição principal da Formação São Mateus, gerou um complexo padrão de falhamentos lítricos, que também apresentam feições de crescimento do pacote sinsedimentar, associado a anticlinais de compensação (*roll-overs*), (PEREIRA FILHO *et al.*, 2000).

Pereira Filho *et al.* (2000), descreveram na área pelo menos três direções preferenciais de lineamentos, gerados por esforços transferentes: NW de alto e baixo ângulo, que está relacionado à direção estrutural do embasamento cristalino adjacente e oeste da bacia; N45E também herdado do embasamento pela constância que aparece no embasamento cristalino adjacente e EW, que está associado aos grandes falhamentos do assoalho oceânico. Estes lineamentos podem ter ocasionado uma intensa compartimentação nos reservatórios.

3.3.2. O Campo de Fazenda Santa Luzia

O campo de Fazenda Santa Luzia é dividido pela PETROBRAS em blocos: norte, central, sul e sudoeste (Figura 17). Segundo Pereira Filho *et al.* (2000), os depósitos da Formação São Mateus, que pertencem ao Grupo Barra Nova, são predominantemente siliciclásticos, compostos por arenitos continentais (fluviais), transicionais (estuarinos) e marinhos (de plataforma), que compõem as fácies dos reservatórios, interdigitações pouco espessas, mas abundantes, de carbonatos ocorrem disseminadas ao longo da seção clástica.

A complexidade estratigráfica na área é evidenciada pela alta frequência na intercalação entre carbonato e siliciclásticos, o que dificulta, entre outras coisas, o correto posicionamento do topo da Formação São Mateus em grande parte da área.

O poço pioneiro feito na área, em 1992, constatou óleo em arenitos permeáveis da Formação São Mateus ciclicamente intercalado a carbonatos e arenitos impermeáveis, que lhe servem de selo.

Segundo Tagliari *et al.*, 1996, todos os poços foram perfurados no bloco alto do Sistema de Falhas Cedro/Rio Doce, que se configura como zona de charneira. Os poços mais próximos à charneira mostraram-se portadores de óleo. Já os situados mais a oeste, mais próximos a área fonte de siliciclásticos, foram secos.

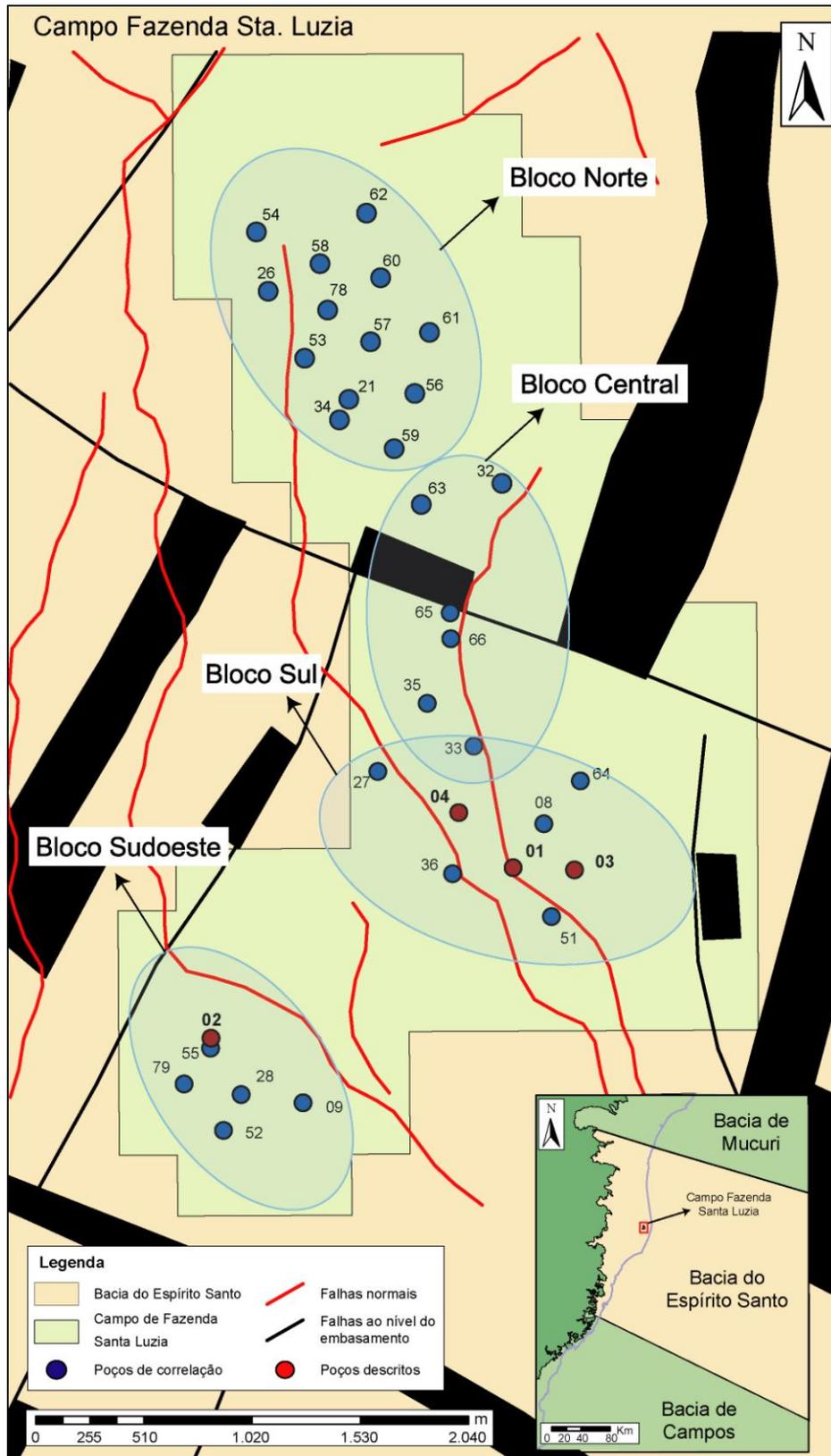


Figura 17: Mapa do Campo de Fazenda Santa Luzia. Na figura, os elipsóides em azul indicam os blocos norte, central, sul e sudoeste. Também está representado o arcabouço estrutural da área.

A sísmica 3D permitiu constatar que, em geral, a Formação São Mateus apresenta-se mais estruturada que a Formação Regência, resultado da maior halocinese durante o Eoalbio. Localmente a base da Formação Regência também acompanha a estruturação da Formação São Mateus. As diferenças abruptas nas espessuras entre estas formações, mesmo em áreas adjacentes, se devem tanto a halocinese, que ora cria, ora subtrai espaço de sedimentação, como a existência de uma superfície de caráter erosional entre as formações (TAGLIARI *et al.*, 1996).

Tagliari *et al.*, 1996 concluíram que as heterogeneidades presentes nas fácies reservatórios são de natureza microscópica, local e regional. As do tipo microscópicas são constituídas por ilhas de cimento, argilosidade, presença de micas e baixa seleção dos grãos. Estes tipos ocasionam o isolamento de poros, diminuindo sensivelmente a permoporosidade do reservatório. As heterogeneidades locais são as bioturbações, laminações de pelitos, cisalhamentos e fraturas, que constituem barreiras efetivas ao fluxo horizontal e vertical, podendo alcançar diversas camadas. As de cunho regional são basicamente compostas por falhas e variações faciológicas. A efetividade destas últimas como agente isolador do fluxo ainda não está muito clara.

Rangel (2003) realizou um trabalho referente à geoquímica de reservatório e concluiu que os óleos mais evoluídos termicamente situam-se em reservatórios do Bloco Sul do Campo de Fazenda Santa Luzia, além dos óleos mais intensamente biodegradados, estes reservatórios não devem estar comunicados. Assim como a comunicação entre os reservatórios dos blocos FSL- norte e FSL- sul não deve ocorrer.

4. METODOLOGIA

Em um trabalho multidisciplinar em bacias sedimentares, é necessário fazer uso de algumas técnicas como estratigrafia de sequências de alta resolução, petrologia, análises de proveniência e estrutural. Essa interação entre várias áreas da geologia gera trabalhos com bons resultados e modelos melhor explicados.

Este projeto irá desenvolver o arcabouço estratigráfico de Fazenda Santa Luzia, fazendo a integração de dados estratigráficos, petrológicos e perfis de raios gama. A seguir serão apresentados os métodos que vêm sendo utilizados na realização do trabalho.

4.1. Levantamento bibliográfico

É a fase de preparação para execução do projeto. Será realizado durante todo andamento do trabalho, mas é descrito na parte inicial, pois a partir dele todo conhecimento preliminar necessário é construído.

Primeiramente foi feita uma compilação e análise da literatura sobre aspectos deposicionais e estratigráficos de sistemas mistos siliciclásticos-carbonáticos similares, bem como os possíveis fatores que provocam a formação destes sistemas híbridos.

Em seguida, foi necessário pesquisar informações referentes exclusivamente à sedimentação carbonática, seus constituintes, morfologia dos ambientes deposicionais, gênese, enfim, todas as características e conceitos que possam auxiliar na interpretação dos dados obtidos posteriormente.

À medida que os dados foram sendo adquiridos, novas pesquisas na bibliografia ocorreram para ajudar no entendimento do sistema e seus processos.

4.2. Fonte de dados

A fonte de dados deste trabalho provém do projeto Caracterização e Modelagem Estratigráfica-Petrológica Integrada dos Sistemas Mistos Siliciclásticos-Carbonáticos dos Campos de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael, Bacia do Espírito Santo, do convênio entre a FAURGS/PETROBRAS, coordenado pelo professor Luiz Fernando De Ros. Os dados de estratigrafia são constituídos basicamente de dados de subsuperfície de testemunhos de sondagem e de perfis de raios gama.

O primeiro poço perfurado na área foi realizado pela PETROBRAS em 1992, com o objetivo de pesquisar a presença de óleo nos arenitos permeáveis da Formação São Mateus, atualmente possui aproximadamente 40 poços, uma tentativa de deixar a área com uma malha densa devido à complexidade estratigráfica e estrutural do campo.

4.3. Aquisição e tratamento dos dados

Os dados estratigráficos foram adquiridos no trabalho de campo realizado em abril de 2010, a descrição dos testemunhos de sondagem foi feita no bloco de Sedimentologia e Estratigrafia da PETROBRAS/UN/ES, situado na cidade de São Mateus, norte Espírito Santo.

Foram descritos cinco poços (01, 02, 03, 04 e 05), os quatro primeiros pertencentes ao campo de Fazenda Santa Luzia (Figura 18) e o último ao campo de Fazenda São Rafael, totalizando mais de 400 m de seções levantadas. A Tabela 3 mostra os poços descritos no trabalho e sua profundidade testemunhada.

Tabela 3: Tabela com a profundidade dos poços descritos.

Poço	Profundidade (m)	Total (m)
01	1903 - 1840	63
02	1849 - 1756	93
03	1946 - 1873	73
04	1825 - 1674	151
05	1984 - 1956	28
Profundidade total descrita		408

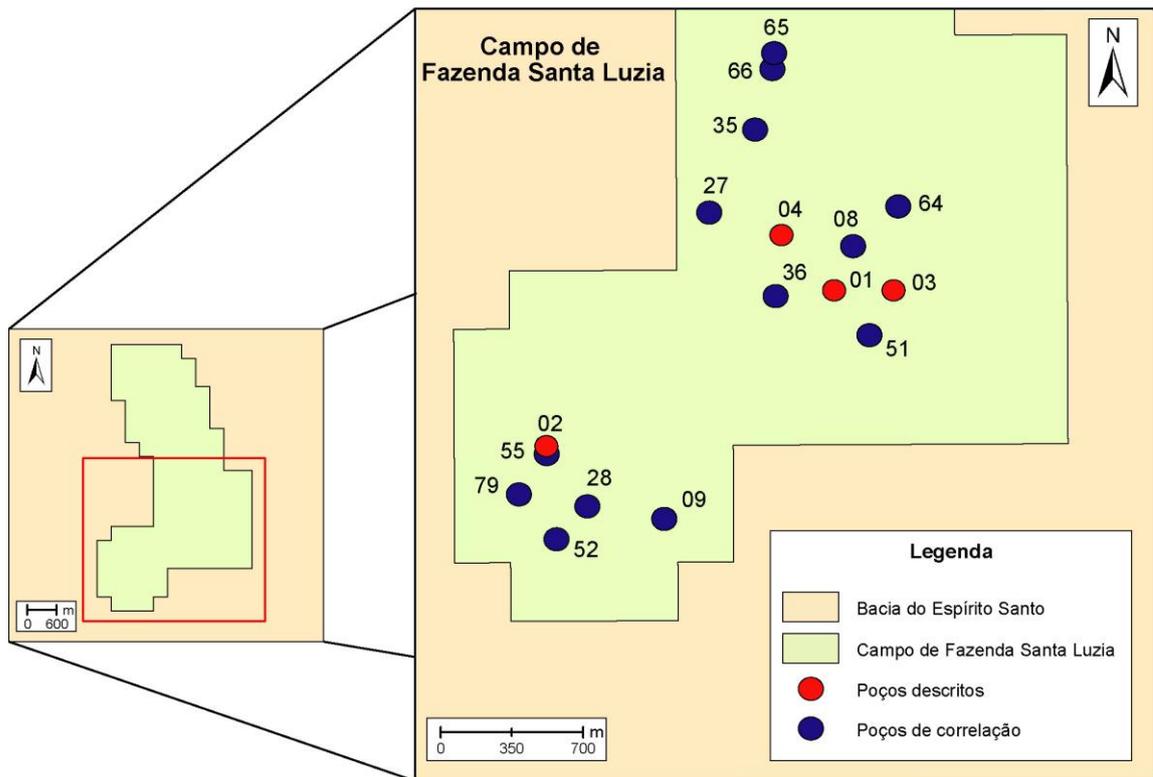


Figura 18: Campo de Fazenda Santa Luzia. Os pontos em vermelho indicam os poços descritos e os em azul, os poços de correlação.

Foi utilizada uma base para descrição das fácies e perfis colunares, onde todas as características que descrevem uma litofácies foram registradas, tal como litologia, textura, estrutura, geometria, tamanho, esfericidade, arredondamento, grau de seleção e composição dos grãos, descrição do conteúdo fossilífero, constituintes carbonáticos quando presentes e outros aspectos que se consideraram significantes como processos diagenéticos, cor e bioturbação, além de estruturas sedimentares secundárias. A escala usada no levantamento do perfil colunar deste projeto foi 1:50.

Um perfil colunar é representação gráfica da sucessão vertical de fácies de uma área. Ela é constituída por um eixo horizontal que indica a granulometria e por um eixo vertical que representa a distância vertical contínua (no presente caso – testemunho, representa a profundidade), a escala utilizada tem que garantir uma boa visão das variações litológicas e das estruturas sedimentares presentes e enfocadas no escopo do estudo. A partir disso, é possível retratar cada pacote, indicando sua estratificação, geometria, variações granulométricas e sua relação com os outros estratos. Para cada variedade de litologia e estrutura sedimentar adota-se diferentes símbolos e cores, que podem variar de autor para autor. Ao lado

da representação gráfica, descrevem-se as características das litofácies, incluindo conteúdo fossilífero, diagênese e outras estruturas sedimentares que forem consideradas importantes.

Para auxiliar na descrição correta dos testemunhos foram utilizadas descrições de algumas lâminas petrográficas, feitas anteriormente pelo grupo de pesquisa do professor Luiz Fernando De Ros e organizadas na forma de “atlas fotomicrográficos”. Estas informações adicionais foram de grande importância visto que muitas das características e dos parâmetros utilizados para classificar corretamente as fácies dentro do grupo de siliciclásticos, carbonáticos ou híbridos, eram de difícil reconhecimento em escala macroscópica.

Antes de se iniciar a descrição dos poços, foram marcadas em profundidade todas as lâminas descritas, assim, quando a descrição se aproximava das superfícies marcadas, tínhamos a descrição petrológica, com a granulometria, constituintes aloquímicos e grau de diagênese exatas destas porções, garantindo uma descrição sedimentológica integrada com a petrografia.

Após a descrição escrita e gráfica dos testemunhos, foi feita a digitalização dos perfis levantados, utilizando-se o *software* Adobe Illustrator 10, programa desenvolvido pela Adobe para editar imagens.

Os demais dados obtidos no campo, como as fotos, receberam o tratamento necessário no *software* Adobe Photoshop 7.0 e foram organizadas em pastas de acordo com cada poço. Cabe ressaltar que as fotos dos testemunhos foram tiradas em outro momento pelos funcionários da PETROBRAS/UN/ES e posteriormente enviadas para o banco de dados do projeto, pois se trata de rotina padrão da empresa.

Também foram utilizados dados geofísicos, perfis de raios gama, dos poços que não foram descritos, e tiveram grande importância na interpretação e posterior correlação entre os poços do campo. Os perfis de raios gama selecionados para correlação passaram por uma classificação prévia, utilizando como principal parâmetro a resolução do intervalo desejado.

4.4. Arcabouço faciológico

4.4.1. Fácies, Associação de fácies e Sucessão de fácies

Segundo Walker (1992), analisando uma seção estratigráfica vertical podemos subdividi-la em uma série de unidades diferentes, as fácies, cada qual com espessuras e características específicas distintas, como: geometria, litologia, estruturas sedimentares, padrão de paleocorrente e conteúdo fossilífero. Uma fácies sedimentar é produto de um processo ou de um conjunto de processos deposicionais que se desenvolvem em um ambiente de sedimentação.

Associação de fácies é um grupo de fácies geneticamente relacionadas umas com as outras e com significância para a análise deposicional (COLLINSON, 1969). Certas associações são tão intimamente relacionadas no tempo e no espaço que elas podem ser entendidas como sendo os elementos arquiteturais básicos de uma determinada parte de um modelo deposicional específico. As associações de fácies registram e permitem reconstituir o ambiente de sedimentação.

Uma sucessão de fácies não precisa necessariamente ser caracterizada por uma mudança progressiva em um ou mais parâmetros em direção ao topo, a simples relação vertical entre os estratos já é considerada uma sucessão, ou seja, é um conjunto de fácies que se empilham na vertical sem evidenciar importantes quebras no registro (erosão, falhas). Sendo assim num testemunho de sondagem toda a seção é uma sucessão vertical de fácies, que é dividida em associações de fácies caso sejam observadas mudanças deposicionais genéticas, compreendidas na rocha a partir de seus parâmetros diagnósticos e interpretados em termos de processos deposicionais associados.

4.4.2. Sistema deposicional

Existe um número finito de ambientes de sedimentação com fácies sedimentares características de cada depósito. Esses podem ser classificados em termos de vários modelos e sistemas deposicionais ideais (WALKER, 1992).

Segundo Posamentier (1988), sistema deposicional é uma assembléia tridimensional de litofácies geneticamente relacionadas por processos ativos (Sistemas modernos) ou inferidos (Sistemas antigos).

O modelo deposicional envolve a síntese de informações vindas de ambientes de sedimentação recentes e antigos, o esforço para entender a escala, heterogeneidade e o controle dos processos físicos dos elementos representados em cada ambiente, ou seja, é um sumário geral dos ambientes de sedimentação.

Para auxiliar é idealizado um modelo de fácies que é definido como a distribuição dos padrões e arranjos de unidades litológicas dentro de uma dada associação de fácies (POTTER, 1959). Sua função é melhorar a predição e o entendimento de como diferentes litologias ocorrem juntas, por isso é muito importante determinar corretamente as associações de fácies, bem como suas relações espaciais e sequenciais.

O processo utilizado para definir o Modelo deposicional é o método da destilação de Walker (Figura 19).

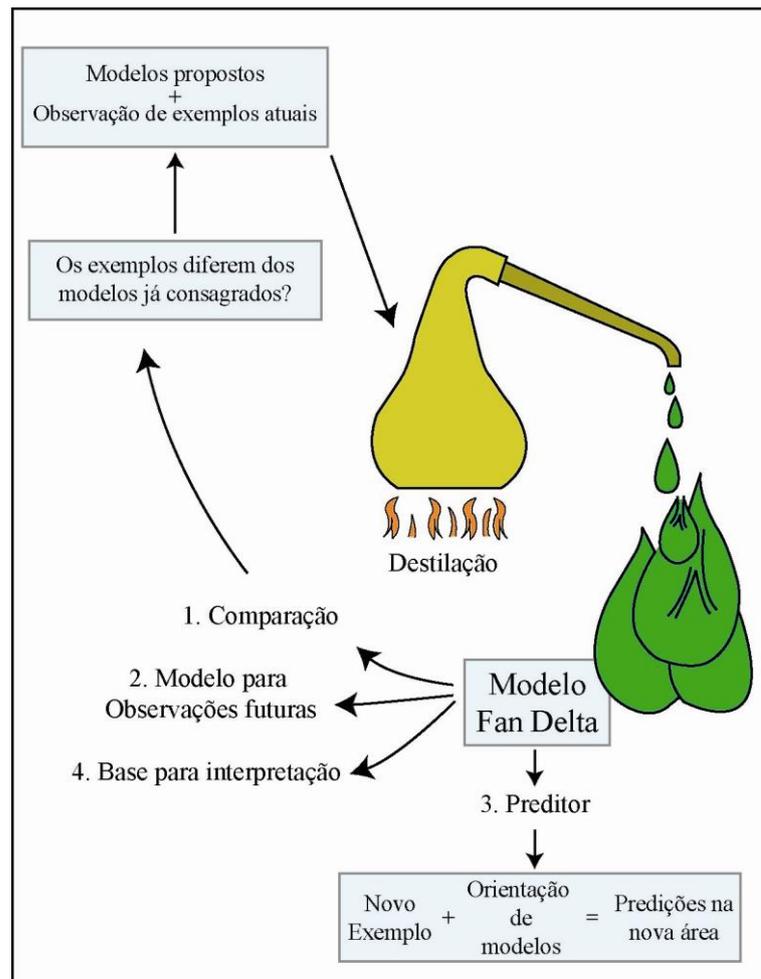


Figura 19: Definição do Modelo deposicional, a partir da comparação com modelos já propostos, utilizando o Método de destilação de Walker. Fonte: Modificado de Walker (1992).

Este método (destilação de Walker) ajuda na construção de um modelo atuando como guia para observação em novos exemplos, a partir do reconhecimento de fácies, sucessões verticais de fácies e associações de fácies, e comparando-as com modelos de fácies já propostos na literatura, servindo de base para novas interpretações ou ainda para modificar os modelos já existentes.

4.5. Arcabouço Estratigráfico

Como visto anteriormente, o arcabouço estratigráfico deste trabalho é construído com base na estratigrafia de sequências, mais especificamente utilizando os conceitos da Sequência transgressiva - regressiva (T-R) de Embry e Jonhannessen (1992). Este modelo de sequência é o mais adequado para a área de estudo devido à dificuldade em separar o trato de nível baixo do trato de nível alto.

E como o arcabouço estratigráfico é baseado na correlação entre os poços descritos e os poços com perfil de raios gama, o que se pôde observar com facilidade foi o padrão progradacional (menores valores do raio gama) e retrogradacional (maiores valores do raio gama) do gama nestes poços, e estes padrões são as principais feições que devem ser reconhecidas para utilização correta da sequência T-R. Além disso, as únicas discordâncias observadas foram as que delimitam a base e o topo da área de estudo.

4.5.1. Superfícies limítrofes, Tratos de Sistemas e Sequência T-R

As superfícies limítrofes foram demarcadas em cada um dos poços, para separar os pacotes de rocha geneticamente relacionados em sequências, lembrando que a deposição ocorre em ciclos transgressivos-regressivos, controlados pelas variações do nível de base ao longo do tempo.

A superfície de máxima regressão (SMR) é caracterizada pelo estabelecimento de um padrão retrogradacional de empilhamento faciológico. A superfície de máxima transgressão (SMT) marca a mudança de um padrão retrogradacional para um padrão progradacional (EMBRY; JONHANNESSEN, 1992).

Tratos de Sistemas Depositionais são um conjunto de sistemas deposicionais contemporâneos, indicam segmentos específicos na curva do nível relativo do mar. Representam as divisões de uma sequência e são separadas pela mudança do

padrão de empilhamento, por suas superfícies limítrofes, geometria, associação de fácies e sua posição dentro da sequência. Uma sequência estratigráfica é uma sucessão de estratos depositados durante um ciclo completo de mudança na acomodação e/ou suprimento sedimentar (CATUNEANU *et al.*, 2009).

A Sequência T-R é limitada pela superfície de máxima regressão (SMR). Os tratos de sistemas que são identificados dentro uma sequência são: Trato de sistemas transgressivo (TST) e o trato de sistemas regressivo (TSR), são separados pela superfície de máxima transgressão (SMT), (EMBRY; JONHANNESSEN, 1992).

4.6. Correlação estratigráfica

A correlação dos poços é baseada nos princípios básicos da estratigrafia de sequências, sendo utilizado um *datum* confiável que seja representativo de um mesmo evento temporal em toda sucessão analisada e que seja bem marcada nos perfis de raio gama. No presente projeto foi utilizado como *datum* a Superfície de máxima transgressão 2 (SMT-2).

Segundo Krumbein e Sloss (1963) a correlação consiste na determinação da correspondência entre seções estratigráficas mais ou menos afastadas entre si. Feita a construção e interpretação de todo arcabouço faciológico e estratigráfico, parte-se para a correlação entre os poços descritos e alguns poços que apresentam somente o perfil de raios gama (GR), já que as sucessões verticais de fácies podem ser calibradas com esses perfis para expandir a cobertura dos dados. A relação empírica entre as características geológicas do reservatório e as respostas dos perfis radioativos são utilizadas para estender as descrições de testemunhos e aprofundar as medidas dos campos.

Neste trabalho foram feitas 7 seções de correlação estratigráfica, que integram dados litológicos e de perfilagem de raios gama.

Como ferramenta computacional foi utilizado o *software* PETREL 2009, que é um aplicativo que integra avançados recursos de modelagem 3D, visualização, interpretação e análise. Integra informações diversas (seções sísmicas, mapas geológicos, dados de poços).

4.7. Mapas de espessuras

Mapas de espessuras são importantes para interpretação estrutural e estratigráfica, é um dado linear que representa em mapa a mesma espessura real de um corpo geológico. Como exemplo de mapa de espessuras, temos os mapas de Isópacas.

4.7.1. Mapa de isópacas

Mostra a variação de espessura de uma unidade estratigráfica ou de uma camada por meio de curvas que ligam pontos de igual espessura (isópacas). Quanto maior o número de medidas disponíveis, e mais homogênea sua distribuição, tanto mais efetiva será a representação. As variações de espessura podem resultar de tectonismo ou relacionar-se com a origem e com o ambiente deposicional, por isso é necessário um conhecimento da tectônica regional ou local e da faciologia (MENDES, 1992).

Através da variação de espessura de uma camada rochosa ou de um pacote de camadas, os mapas ilustram a geometria e os principais depocentros e altos da bacia em um determinado intervalo e em áreas de interesse (MIALL, 1990).

A elaboração destes mapas requer vários procedimentos necessários, e o principal deles é a utilização de maior quantidade de dados possíveis e com boa distribuição, a fim de minimizar resultados que não demonstrem a verdade geológica. Em muitos programas é possível a elaboração destes mapas, através da entrada de dados em forma de tabela. Um dos *softwares* mais utilizados e conhecidos é o *Surfer9*, ele é desenvolvido pela *Golden Software* e permite que através da aplicação de interpoladores matemáticos, os dados irregulares distribuídos formem um *grid* regular, para posterior geração de mapas de contorno. A Figura 20 mostra exemplos de mapas de isópacas gerado por diferentes métodos de interpolação (triangulação e *Kriging*).

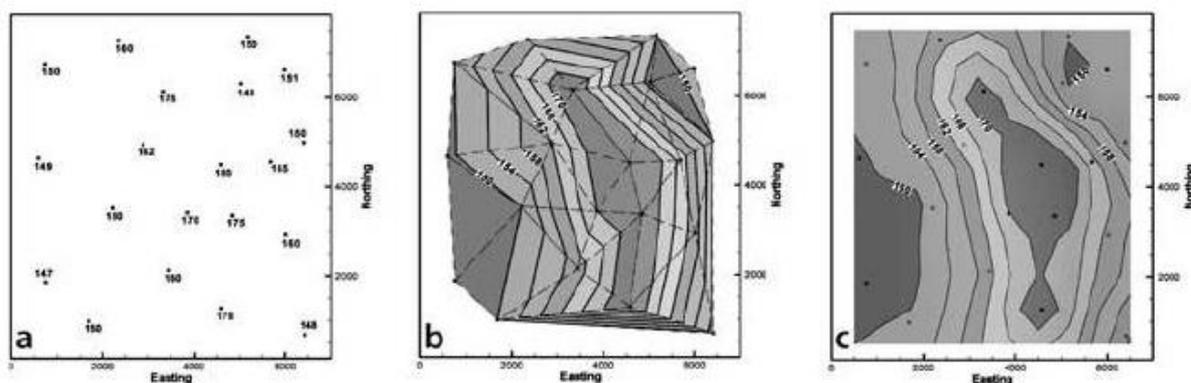


Figura 20: Elaboração de mapas de isópacas. A) Distribuição dos poços em uma área de interesse. B) Exemplo de mapa de isópaca gerado pelo interpolador de triangulação. C) Exemplo de mapa de isópaca gerado pelo interpolador *Kriging*. Fonte: Modificado de Groshong (2006).

4.8. Perfis geofísicos de poço

Muitos parâmetros físicos podem ser medidos utilizando ferramentas geofísicas, tais como litologia, porosidade e saturação em óleo e água. Essas medidas não são diretas e muitas vezes, requerem interpretação através da correlação entre dois ou mais perfis (MENDES, 1992).

O perfil é todo registro contínuo ou discreto, em escala, de parâmetro físicos, químicos ou biológicos ao longo de um poço. Conforme o parâmetro registrado ele pode receber várias designações, como: perfis geológicos, elétrico, eletromagnético, radioativo, sísmico, temperatura, entre outros (DOVETON, 1994).

A perfilagem é um dos passos para a avaliação das formações e é a operação que permite o registro dos parâmetros físicos a se mapear. A perfilagem fornece um registro contínuo e confiável das propriedades físicas das rochas e possibilita o trabalho com uma grande quantidade de informações que devem ser analisadas e processadas para obter as propriedades do reservatório. As aplicações dos perfis podem ser divididas em duas formas: análise quantitativa ou análise qualitativa (DOVETON, 1994).

O perfil que será utilizado nesse trabalho é o de raios gama (GR), devido à melhor visualização dos padrões de empilhamento progradacionais (menores valores de raios gama) e retrogradacionais (maiores valores de raios gama).

4.8.1. Perfil de Raios Gama (GR)

Este perfil mede a radiação gama emitida pelos elementos radioativos (U, Th, K) existentes nos minerais e rochas. A unidade de medida é expressa em unidades API e a escala utilizada nestes perfis é a linear, normalmente apresentada de 0 – 150, 0 – 200 ou 0 – 300 API, (DOVETON, 1994).

A intensidade de emissão natural dos raios gama (*gamma Ray*) varia de rocha para rocha, nas rochas sedimentares, elementos radioativos como K, Th e U tendem a se concentrar na fração argila, de forma que o perfil fornecerá a argilosidade das camadas. Litologias clásticas maduras em termos de litologia e textura, como quartzo-arenitos, fornecem um baixo valor de resposta do perfil, enquanto pelitos e níveis com concentração de feldspatos, por exemplo, dão uma alta resposta no perfil (alto K), (LUCIA, 2007).

A intensidade das emissões é influenciada, primeiramente, pela presença de isótopos radioativos e, secundariamente pela presença de sais radioativos dissolvidos nos fluidos intersticiais das rochas. Pode-se captar a variação da radioatividade espontânea das rochas de poço por meio de um dispositivo receptor adaptado a uma sonda, o cintilômetro. Mas cabe salientar que esses perfis são uma resposta as propriedades físicas e não aos atributos geológicos das rochas (MENDES, 1992).

Segundo Mendes (1992), como a forma do traço do perfil de raio gama é um indicador estratigráfico sensível, ele é comumente utilizado em correlações e estudos faciográficos. As respostas do raio gama a granulometria geram padrões distintos, quando reconhecidos corretamente podem indicar determinadas associações de fácies (Figura 21).

Segundo Lucia (2007), muitas fácies carbonáticas podem ser correlacionadas com a energia corrente do ambiente e esta, com a radiação do tório e potássio porque a quantidade de resíduos insolúveis é inversamente proporcional a energia corrente do ambiente. Sendo assim, *grainstones* e *packstones* suportados pelos grãos são depositados em ambiente de alta energia e tipicamente tem baixa atividade dos raios gama. Já *packstone* matriz suportado, *wackestone* e lamitos, são depositados em ambientes de baixa energia e tipicamente tem alta atividade dos raios gama. Em muitos casos a resposta ao tório e potássio é muito baixa para fazer distinção de fácies carbonáticas. Com uma quantidade significativa de urânio, o

sinal de tório e potássio é mascarado, tornando o perfil de raio gama muito pobre para se distinguir as diferentes fácies e fábricas.

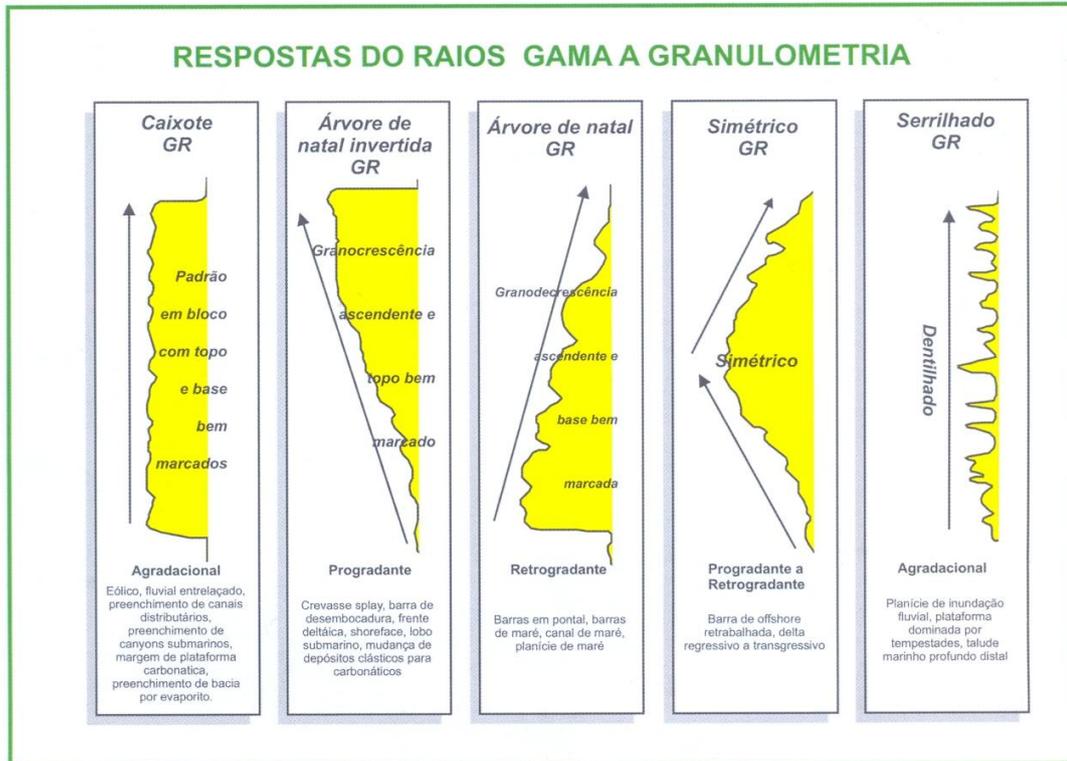


Figura 21: Respostas do raio gama a variação granulométrica. Fonte: Caderneta de Campo da Universidade Petrobras (2008).

As fácies mais bem reconhecidas em perfis de raios gama, são as fábricas suportadas pelos grãos, suportadas pela matriz, e carbonatos sílticos. Entretanto, a maioria das fácies deposicionais não são reconhecidas em perfis de raios gama, isso se deve a dificuldade de se distinguir os tipos de grãos nestes perfis.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1. Arcabouço faciológico

Após a descrição dos 5 testemunhos, os dados foram organizados e obtiveram-se 15 litofácies, estas foram agrupadas de acordo com suas características em siliciclásticas, híbridas ou carbonáticas. As litofácies, as associações de fácies e modelo deposicional serão descritos a seguir.

5.1.1. Fácies siliciclásticas

Gcm – Conglomerado maciço clasto-suportado

Esta fácies corresponde a conglomerado arenoso até arenito conglomerático clasto-suportado, maciço, muito mal selecionado, com grânulos e seixos de quartzo e feldspato, tamanho não ultrapassando 2 cm, subangulosos a angulosos, frequentemente intraclastos pelíticos, menores que 1 cm, são observados.

São maciços, raramente se observam laminações incipientes. Sua base é abrupta, por vezes erosiva, (Figura 22).

Segundo Miall (1978), esta fácies pode ser interpretada como fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento).

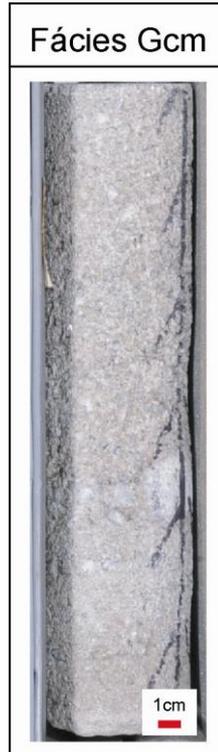


Figura 22: Fácies Gcm - Conglomerado clasto suportado maciço, com clastos subangulosos a angulosos dispersos.

Sh – Arenito com laminação horizontal

Esta fácies é representada por arenito fino a médio, micáceo, cuja seleção pode variar de má até boa. Com frequência se observam fragmentos carbonosos e de matéria orgânica marcando a laminação ou formando níveis milimétricos, além de intraclastos argilosos e grânulos de quartzo, feldspato e granada dispersos (Figura 23). Apresenta bioturbação moderada a intensa. Em algumas porções se intercala com camadas centimétricas de siltito intensamente bioturbado ou com camadas de arenito com estratificação cruzada tangencial de pequeno porte (10 – 20 cm), com a mesma granulometria.

Apresenta laminação horizontal (plano-paralela), esta vai se tornando incipiente à medida que o grau de bioturbação aumenta. Apresenta base abrupta e ocasionalmente estruturas de carga, dobras convolutas e fluidização, por vezes é possível observar uma gradação para *ripples* de corrente, em direção ao topo da camada.

Arenito com laminação horizontal pode ser interpretado como formas de leito plano desenvolvidos em regime de fluxo superior (MIALL, 1978).



Figura 23: Fácies Sh - Arenito com laminação horizontal, com fragmentos carbonosos e de matéria orgânica marcando a laminação, presença de grânulo de granada.

SI – Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo

Esta fácies compreende arenito com variação granulométrica que vai desde fino até conglomerático, mal a muito mal selecionado (Figura 24). Presença de grânulos e seixos de quartzo e feldspato, com até 1,5 cm, subangulosos a angulosos, dispersos ou na base formando *lags* erosivos, por vezes se observam níveis mili- a centimétricos de granada, intraclastos argilosos e carbonosos de até 4 cm, marcando a estratificação. Possuem bioturbação de grau moderado a intenso.

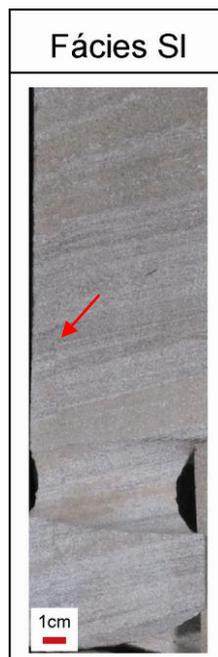


Figura 24: Fácies SI - Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo. No canto esquerdo é visível a presença de uma fratura que desloca os planos de estratificação (flecha vermelha).

Apresentam estratificação cruzada de baixo ângulo, por vezes incipiente devido à bioturbação que destrói a estratificação. Percebe-se em algumas porções que clasticidade varia em alta frequência (clastos diminuem de tamanho em direção ao topo), formando níveis de 10 a 20 cm. Predominância de base abrupta entre as camadas, ocasionalmente erosiva.

Em ambiente aquoso, com correntes trativas é interpretado como migração de forma de leito atenuada (*humpback dunes*), transição do regime de fluxo inferior e superior (MIALL, 1978).

St – Arenito com estratificação cruzada tangencial

Esta fácies (Figura 25) é representada por arenitos que variam de fino a médio, moderado a mal selecionado, presença de grânulos e seixos de quartzo, subangulosos com até 2 cm, algumas porções com fragmentos carbonosos e micas acompanhando a estratificação. Ocasionalmente se observam níveis milimétricos de granada e o aumento de clastos em direção ao topo da camada. Raramente apresenta bioturbação, esta quando observada é de baixa intensidade.



Figura 25: Fácies St - Arenito com estratificação cruzada tangencial, com alguns grânulos de quartzo dispersos.

Apresenta estratificação cruzada tangencial, sets variam de 10 a 30 cm, por vezes a estratificação é incipiente. Com frequência a base é abrupta e ocorre

gradação para climbing ripples, em direção ao topo da camada, ocasionalmente se observam dobras convolutas.

Está litofácies representa depósitos residuais de formas de leito de crista sinuosa (dunas 3D) em condições de regime de fluxo inferior (MIALL, 1978).

Sr – Arenito com laminação cruzada de marcas onduladas

Esta fácies compreende arenito muito fino a médio, cujo grau de seleção varia de moderado a bom. Possui laminação cruzada de marcas onduladas (climbing ripples), por vezes se observam ângulos de cavalgamento subcrítico (Figura 26). Como o grau de bioturbação varia de moderado a intenso, comumente a laminação acaba sendo destruída e se torna incipiente. Ocasionalmente apresenta algumas dobras convolutas e fluidização associadas. Predomínio de contato abrupto entre as camadas.

Pode ser interpretada como uma migração e cavalgamento de marcas onduladas com ângulo de cavalgamento variado, em regime de fluxo inferior (MIALL, 1978).



Figura 26: Fácies Sr - Arenito com laminação cruzada de marcas onduladas, com ângulo de cavalgamento subcrítico. Algumas porções com bioturbação de grau moderado.

Sm – Arenito maciço

Esta fácies é representada por arenitos com variação granulométrica de muito fino até conglomerático, cujo grau de seleção varia de moderado a muito mal

selecionado, maciço, esta falta de estruturas visíveis, na maior parte das vezes, está associada à intensa bioturbação (Figura 27). O grau de bioturbação varia de moderado a intenso, predominando o segundo.

Possui fragmentos carbonosos, grânulos e seixos de quartzo e feldspato de até 2 cm, subangulosos a angulosos, podendo estar dispersos ou na base, formando lags com contato erosivo ou contato abrupto possibilitando a visualização do limite de algumas camadas.

Algumas camadas são ricas em granada e micas, podendo até formar níveis milimétricos. Em determinadas porções com menores granulometrias (arenito muito fino – fino), observam-se fluidização, estruturas de carga, dobras convolutas, pseudonódulos e fraturas. Por vezes está intercalado com siltito micáceo intensamente bioturbado e maciço.

Arenitos maciços são interpretados como o resultado da deposição em massa, associados à rápida desaceleração de fluxos hiperconcentrados, fluidização ou intensa bioturbação (MIALL, 1978)



Figura 27: Fácies Sm - Arenito maciço com intensa bioturbação.

Fm – Siltito maciço

Esta fácies é representada por siltito micáceo, cimentado. Frequentemente se observam bioclastos de bivalves. Maciço, raramente são vistos resquícios de laminação horizontal (incipiente), destruída pela bioturbação, está sempre é muito intensa (Figura 28).

Ocasionalmente apresentam oxidação, nódulos de pirita tamanho seixo e fragmentos carbonosos, além de dobras convolutas e estruturas de carga. Com

frequência ocorre a intercalação com arenito maciço de diferentes granulometrias e bioturbados.

Siltitos maciços são interpretados como sendo o assentamento gravitacional de partículas em suspensão. Em depósitos externos aos canais, canais abandonados ou ainda depósitos de inundação (MIALL, 1978).



Figura 28: Fácies Fm - Siltito maciço, grau de bioturbação intenso.

Fh – Siltito com laminação horizontal

Esta fácies é representada por siltito micáceo, por vezes piritoso e carbonoso. Ocasionalmente apresenta bioclastos e fragmentos carbonosos. Raramente pode-se observar níveis de laminações microbiais crenuladas orgânicas com até 2 cm, não mineralizáveis, além de intercalações de calcarenito muito fino peloidal e gradação para *climbing ripples* em direção ao topo da camada. O grau de bioturbação varia de moderado a intenso (Figura 29).

Apresenta laminação horizontal (plano-paralela), por vezes incipiente devido à bioturbação. Em algumas porções se observam dobras convolutas, estruturas de carga, fluidização, pseudonódulos de arenito fino e falhamento com *sliken line* e *side*.

Siltitos laminados representam assentamento gravitacional de partículas, por vezes sob influência de correntes fracas. Em depósitos externos ao canal, canal abandonado ou depósitos de inundação (MIALL, 1978).



Figura 29: Fácies Fh - Siltito com laminação horizontal, porção com baixo grau de bioturbação e algumas estruturas de carga (flecha vermelha). Apresenta falhamento.

P – Pelito maciço

Esta fácies compreende pelito preto, carbonoso e piritoso, com matéria orgânica, maciço (Figura 30). É formado pelo assentamento gravitacional de partículas por suspensão. Depósitos externos ao canal, pântanos vegetados (MIALL, 1978).



Figura 30: Fácies P - Pelito maciço, carbonoso, piritoso e com matéria orgânica.

5.1.2. Fácies híbridas

GHm – Conglomerado Híbrido maciço clasto-suportado

Esta fácies engloba conglomerado arenoso a conglomerado, híbrido, clasto-suportado com arcabouço composto por arenito fino híbrido, grau de seleção varia de moderado a mal selecionado (Figura 31). Apresenta pelóides e oncólitos com tamanho máximo de 4 cm e núcleos preenchidos por quartzo, intraclasto ou bioclasto. Também pode-se observar intraclastos carbonáticos, bioclastos com tamanho máximo de 1 cm, clastos angulosos de rodolitos com núcleos de quartzo. Os oncólitos e rodolitos apresentam feições de retrabalhamento (cantos erodidos), (Figura 37).

Maciço, predomínio de contatos abruptos, ocasionalmente ocorrem contatos erosivos. Frequentemente bioturbados, a bioturbação varia de moderada a intensa, e ocorrência de estilólitos.

Conglomerados maciços são interpretados como fluxo de detritos pseudoplástico (fluxo turbulento), (MIALL, 1978).



Figura 31: Fácies GHm - Conglomerado híbrido maciço clasto suportado, com arcabouço de arenito fino híbrido. Apresenta pelóides, oncólitos, rodolitos e intraclastos carbonáticos, os oncólitos e rodolitos estão retrabalhados. Porção estilolitizada.

SHm – Arenito Híbrido maciço

Esta fácies é representada por arenitos com variação granulométrica de muito fino até muito grosso, híbrido, mal selecionado (Figura 32). Por vezes são micáceos, apresentam bioclastos de equinóides, ostracodes e bivalves menores que 4 cm, oncólitos com tamanho máximo de 3 cm e núcleo preenchido por grãos siliciclásticos ou bioclastos. Também ocorrem oólitos, pelóides, intraclastos carbonáticos com até 5 cm (alodápido, ou seja, sedimentos carbonáticos da própria bacia estão sendo retrabalhados e resedimentados, de acordo com DOLAN, 1989), fragmentos carbonosos dispersos e/ou orientados, grânulos angulosos de quartzo, feldspato e granada, está última pode formar concentrações ou níveis milimétricos. Os oncólitos apresentam feições de retrabalhamento, em menor frequência pode ser observado nos bioclastos (Figura 37).

São maciços, com contato abrupto entre as camadas e bioturbados, o grau de bioturbação varia de moderado a intenso. Ocasionalmente são visíveis porções mais grossas e finas indicando variação de energia, e com estilolitos. Dentre todas as fácies híbridas, esta é que possui maior ocorrência.

Esta fácies é interpretada como o resultado da deposição em massa, associados à rápida desaceleração de fluxos hiperconcentrados, fluidização ou intensa bioturbação (MIALL, 1978).



Figura 32: Fácies SHm - Arenito híbrido maciço, com bioclastos e oncólitos retrabalhados, fragmentos carbonosos e intraclastos carbonáticos dispersos, concentração de grânulos de quartzo, feldspato e granada. Intensamente bioturbado.

SHh – Arenito Híbrido com laminação horizontal

Esta fácies corresponde aos arenitos com granulometria que varia de muito fino a médio, híbrido, moderadamente selecionado. Raramente pode-se observar oncólitos, bioclastos e intraclastos.

Apresentam laminação horizontal (plano-paralela), base abrupta e por vezes bioturbado (bioturbação de baixa intensidade), (Figura 33).

Arenito com laminação horizontal pode ser interpretado como formas de leito plano desenvolvidos em regime de fluxo superior (MIALL, 1978).



Figura 33: Fácies SHh - Arenito com laminação horizontal. Bioturbação de baixa intensidade.

FHm – Siltito Híbrido maciço

Esta fácies é representada por siltito, híbrido, maciço. Ocasionalmente apresentam bioclastos e oncólitos dispersos, pelóides, intraclastos carbonosos, e micas orientadas (Figura 34). Frequentemente está intercalada com os arenitos híbridos maciços e/ou com laminação horizontal. O grau de bioturbação varia de moderado a intenso. Por vezes se observam estruturas de fluidização.

Em algumas camadas os intraclastos possuem tamanho máximo de 4 cm e se localizam na base, diminuindo de tamanho em direção ao topo, oncólitos e bioclastos, quando presentes, estão retrabalhados.

Siltitos maciços são interpretados como sendo o assentamento gravitacional de partículas em suspensão. Em depósitos externos aos canais, canais abandonados ou ainda depósitos de inundação (MIALL, 1978).



Figura 34: Fácies FHm - Siltito híbrido maciço, com alguns intraclastos carbonosos angulosos dispersos e oncólitos retrabalhados. Bioturbação moderada.

5.1.3. Fácies carbonáticas

Calcir – Calcirrudito maciço clasto suportado

Calcirrudito clasto suportado com matriz bioclástica peloidal, mal selecionado e maciço (Figura 35). Apresenta bioclastos, oncólitos tamanho seixo a grânulo de até 1 cm, com núcleos preenchidos por quartzo, feldspato ou bioclasto. Ocasionalmente ocorrem rodolitos de tamanho seixo e grânulos de quartzo dispersos. Cimentado por

calcita e com contato abrupto. Frequentemente se observa gradação normal e intercalação com calcarenito fino, oncolítico e bioclástico, maciço.

Por vezes, ocorrem oncólitos e rodolitos na base formando níveis centimétricos, mas na maior parte das vezes, eles se encontram dispersos. Oncólitos, quando presentes, sempre apresentam feições de retrabalhamento (Figura 37). Algumas porções estilolitizadas.

São interpretados como sendo parte de uma corrente de turbidez de alta densidade desacelerante, deposição em massa dos grãos (LOWE, 1982; MUTTI, 1992).



Figura 35: Fácies calcir - Calcirrudito maciço clasto suportado, com matriz bioclástica peloidal. Apresentam pelóides, bioclóstos, rodolitos dispersos, além de oncólitos retrabalhados. Porção estilolitizada.

Calcar – Calcarenito maciço

Calcarenito fino a grosso com matriz peloidal, bem selecionado e maciço (Figura 36). Ocorrem pelóides e bioclastos dispersos, grânulos e seixos de oncólitos com núcleo preenchido por grãos siliciclásticos ou bioclastos. Os oncólitos sempre apresentam feições de retrabalhamento e se encontram dispersos (Figura 37).

Ocasionalmente se observam contato por dissolução e preenchimento dos estilolitos por lama carbonática, bem como feições de cataclase. Geralmente bioturbado (bioturbação de baixa intensidade) e cimentado por calcita, bimodalidade fino a grosso, e contato abrupto entre as camadas.

São interpretados como sendo parte de uma corrente de turbidez de alta densidade desacelerante, deposição em massa dos grãos (LOWE, 1982; MUTTI, 1992).

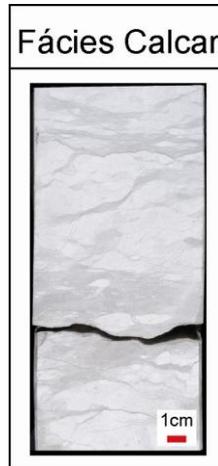


Figura 36: Fácies calcar - Calcarenito maciço, com matriz peloidal, ocorrem pelóides e bioclastos dispersos, oncólitos retrabalhados. Apresenta alguns estilólitos.

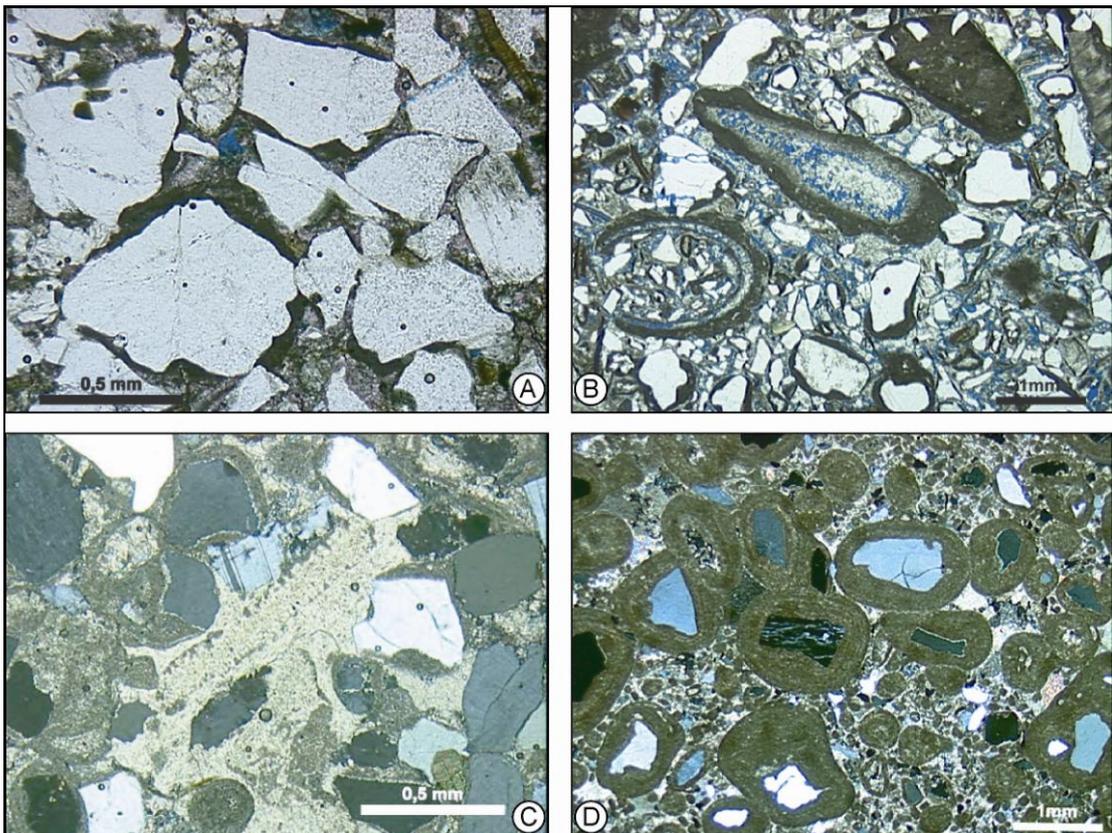


Figura 37: Fotos de lâminas de sedimentos híbridos (A e B) e carbonáticos (C e D). Foto A representa um arenito híbrido grosso, com oncólitos com núcleo siliciclástico retrabalhados (cobertura preservada nas reentrâncias dos grãos detríticos) e intraclastos carbonáticos, cimentado por calcita. Foto B representa arenito híbrido muito grosso, com intraclastos carbonáticos e oncólitos retrabalhados com núcleos detríticos. A foto C mostra um calcarenito com bioclasto de equinóide envolto por cimento sintaxial de calcita poiquilotópica, oncólitos retrabalhados e intraclastos. E a foto

D representa um calcarenito oncolítico peloidal cimentado por calcita, com oncólitos retrabalhados e muitos grãos detríticos. Fonte: Atlas fotomicrográfico.

5.1.4. Associação de fácies

A caracterização e interpretação das litofácies permitiu o agrupamento em cinco associações de fácies (Tabela 4). A seguir serão descritas as associações reconhecidas, bem como suas interpretações.

Tabela 4: Associações com suas fácies componentes e sistemas a que pertencem.

Associação de Fácies	Litofácies associadas	Sub-sistema	Sistema Depositional
A	Calcar, Calcir	Lobo turbidítico proximal	Turbidito
B	GHm, SHm, SHh, FHm	Lobo turbidítico intermediário	
C	Gcm, Sm, Sl, St, Sh, Sr, Fm, Fh	Lobo turbidítico distal	
D	Gcm, Sm, St, Sl, Sr, Sh, Fm, Fh	Canal	Fluvial
E	Sm, Fm, P	Depósitos externos ao canal - Overbank	

5.1.4.1. Associação de Fácies A – Lobo turbidítico proximal

A associação de fácies de lobo turbidítico proximal é composta pelas litofácies carbonáticas que correspondem à calcarenitos (fácies calcar) e calcirruditos (fácies calcir). Nas sondagens descritas, as fácies de turbidito proximal são caracterizadas por contatos planos e fracamente erosivos, gradação normal das camadas (calcarenito a calcirrudito), granulometria grossa (54%), ausência de estruturas sedimentares (maciços), bioturbação fraca, retrabalhamento dos aloquímicos, a espessura média da associação de fácies varia entre 0,5 e 5 m.

A dominância de calcirruditos e calcarenitos de granulometria grossa, maciços, com gradação normal, sugere depósitos de correntes de turbidez de alta densidade. A ausência de base erosiva indica a deposição através de fluxos desconfiados ou fracamente canalizados, possivelmente associados a lobos turbidíticos. A porção proximal de lobos turbidíticos é caracterizada por camadas relativamente espessas,

com predomínio de granulometria grossa, maciços e com contato abrupto (MUTTI; NORMARK, 1987).

Depósitos turbidíticos estão relacionados a eventos de correntes de turbidez, que são descritos como fluxos gravitacionais bipartidos. Estes podem ser divididos em dois grupos de fluxos de gravidade que ocorrem associados temporal e geneticamente: correntes de turbidez de baixa densidade (camada superior) e correntes de turbidez de alta densidade (camada basal), (MUTTI, 1992)

Na Associação de Fácies A, o intervalo maciço é depositado por um fluxo basal de alta densidade, com velocidades elevadas, onde a alta concentração de sedimentos impede o desenvolvimento de um fluxo turbulento e conseqüentemente de estruturas sedimentares, este acaba sendo depositado primeiro, se concentrando na parte proximal, e é ultrapassado pela camada superior mais diluída e turbulenta. A fácies mais grosseira da associação (Calcir) corresponde à fácies F5 de Mutti *et al.* (1999), resultante de um fluxo de alta densidade, maciço, esta fácies não pode ser correlacionada à sequência de Bouma (1962). A fácies Calcar corresponde ao intervalo Ta de Bouma (1962) à fácies F8 de Mutti *et al.* (1999).

5.1.4.2. Associação de fácies B – Lobo turbidítico intermediário

Esta associação de fácies é caracterizada por conglomerados clasto suportado maciços (GHm), arenitos finos a médios maciços (SHm) ou mais raramente, com laminação horizontal (SHh), ambos intensamente bioturbados, por vezes ocorrem intercalados a siltitos com laminação horizontal (FHh). A granulometria grosseira predomina (47%), seguida por arenito médio (22%), como pode ser observado na Figura 38. Nas sondagens frequentemente ocorrem intercalações entre as fácies GHm, SHm, SHh, por vezes com a fácies FHh, bioturbação moderada a intensa, contatos abruptos e espessura variando de 2,5 até 15 m. A análise da sucessão vertical de fácies evidenciou uma maior frequência de granodecrescência.

A intercalação entre fácies de diferentes granulometrias, pelitos até conglomerados clasto suportado, com predomínio de fácies maciças, por vezes com laminação horizontal, pode indicar deposição de correntes de turbidez de alta densidade passando para depósitos de corrente de turbidez de baixa densidade, e é característica de lobos turbidíticos clássicos (WALKER, 1967; MUTTI, 1977). Camadas arenosas contendo as fácies GHm, SHm e SHh, onde a presença de

fácies pelíticas (Fhh) é rara e os contatos entre camadas são abruptos e fracamente erosivos, sugerem uma sucessão de fácies de lobos turbidíticos intermediários (MUTTI; NORMARK, 1987).

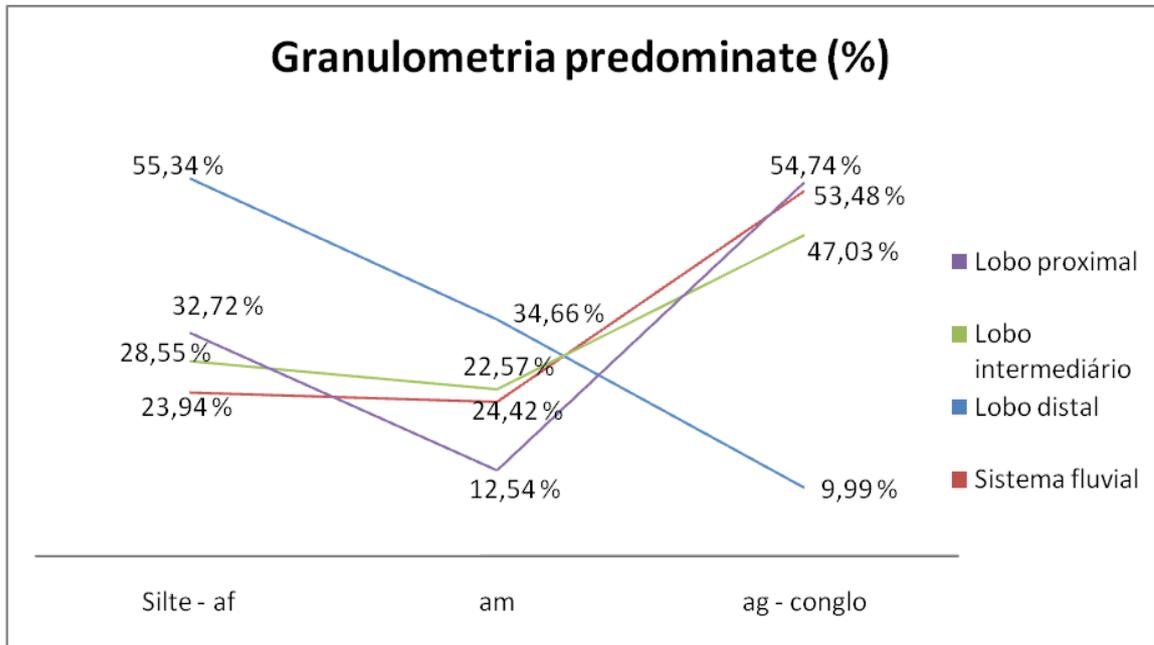


Figura 38: Gráfico que ilustra a porcentagem da granulometria predominante nas fácies siliciclásticas, híbridas e carbonáticas. A linha roxa representa as fácies carbonáticas referentes a lobos proximais, a linha verde, representa as fácies híbridas referentes lobos intermediários, a linha azul, indica as fácies siliciclásticas de lobos distais e a linha vermelha escura, representa as fácies siliciclásticas de sistemas fluviais.

Como dito anteriormente, as fácies maciças (GHm, SHm), são depositadas a partir da desaceleração de uma corrente de turbidez de alta densidade devido a alta concentração de sedimentos que impede o desenvolvimento de um fluxo turbulento. A fácies GHm equivale à fácies F5 de Mutti *et al.* (1999), resultante de um fluxo de alta densidade, não podendo ser correlacionada a nenhuma fácies da sequência de Bouma (1962). A fácies SHm equivale ao intervalo Ta de Bouma (1962) e à fácies F8 de Mutti *et al.* (1999).

O fluxo que ultrapassa os depósitos desta porção grosseira basal, representa a corrente de turbidez de baixa densidade, que equivalem a fácies F9 de Mutti *et al.* (1999) e ao intervalo Tb de Bouma (1962). São formados por fluxos turbulentos diluídos, gerados quando o fluxo de alta densidade (GHm, SHm) tende a ser progressivamente depletado de partículas finas. Este fenômeno é devido ao movimento ascendente de água intersticial impulsionada pela pressão de poros em

excesso (elutriação). Dessa forma, as partículas mais finas serão incorporadas ao fluxo turbulento, formando depósitos laminados (SHh, FHh).

Esta associação de fácies foi gerada por correntes de turbidez de alta eficiência, isso pode ser afirmado devido à boa segregação das diferentes granulometrias, formando diversas fácies turbidíticas.

5.1.4.4. Associação de fácies C – Lobo turbidítico distal

Esta associação de fácies (Figura 39) é composta por arenito fino a médio maciço (Sm), ou frequentemente, com estratificação cruzada tangencial (St), estratificação cruzada de baixo ângulo (Sl), laminação horizontal (Sh) grandando para *ripples* de corrente (Sr), e ainda siltitos maciços (Fm) ou com laminação horizontal (Fh). Raramente ocorrem conglomerados clasto suportado maciços (Gcm). A partir da descrição dos testemunhos observaram-se contatos abruptos entre as camadas. Esta associação de fácies forma sucessões verticais de fácies com granodecrescência ascendente, de até 8m de espessura, caracterizada por conglomerados e/ou arenitos maciços (Gcm, Sm), sobrepostos por arenitos com laminação horizontal (Sh) ou estratificação cruzada tangencial (St), que gradam para *climbing ripples* em direção ao topo dos ciclos. Também ocorrem estruturas de carga, dobras convolutas, pseudonódulos, slumps, fluidização e bioturbação intensa. Esta forma pacotes com espessuras variando entre 2 e 17m.

Certa de 90% das fácies siliciclásticas que pertencem a esta associação de fácies se encontram no intervalo granulométrico que vai de silte até arenito médio, destas mais de 50% variam de silte a arenito fino (Figura 38).

O predomínio de fácies pelíticas e de fácies arenosas finas com estruturas sedimentares que representam toda sequência de Bouma, caracterizam depósitos de corrente de turbidez de baixa densidade. Novamente não são observadas estruturas erosivas, somente contatos planos entre as camadas, indicando uma deposição por meio de fluxos desconfiados ou fracamente canalizados, possivelmente associados a lobos turbidíticos.

Conforme destacado por Walker (1967), Mutti; Ricci Lucchi (1972) e Mutti; Normark (1987), a porção distal de lobos turbidíticos é caracterizada por uma menor razão areia/lama em relação à porção proximal, as camadas são pouco espessas e com contatos planos, apresentam toda sequência de Bouma, principalmente as

divisões internas superiores, que correspondem às fácies Td e Te de Bouma. A presença de laminação convoluta indica rápida deposição de sedimentos ocasionando uma elevação na pressão de poros, de forma que as estruturas primárias são facilmente deformadas. Isto está normalmente associado à carga sedimentar gerada pela deposição de camadas arenosas sobre camadas pelítica (LOWE, 1982).

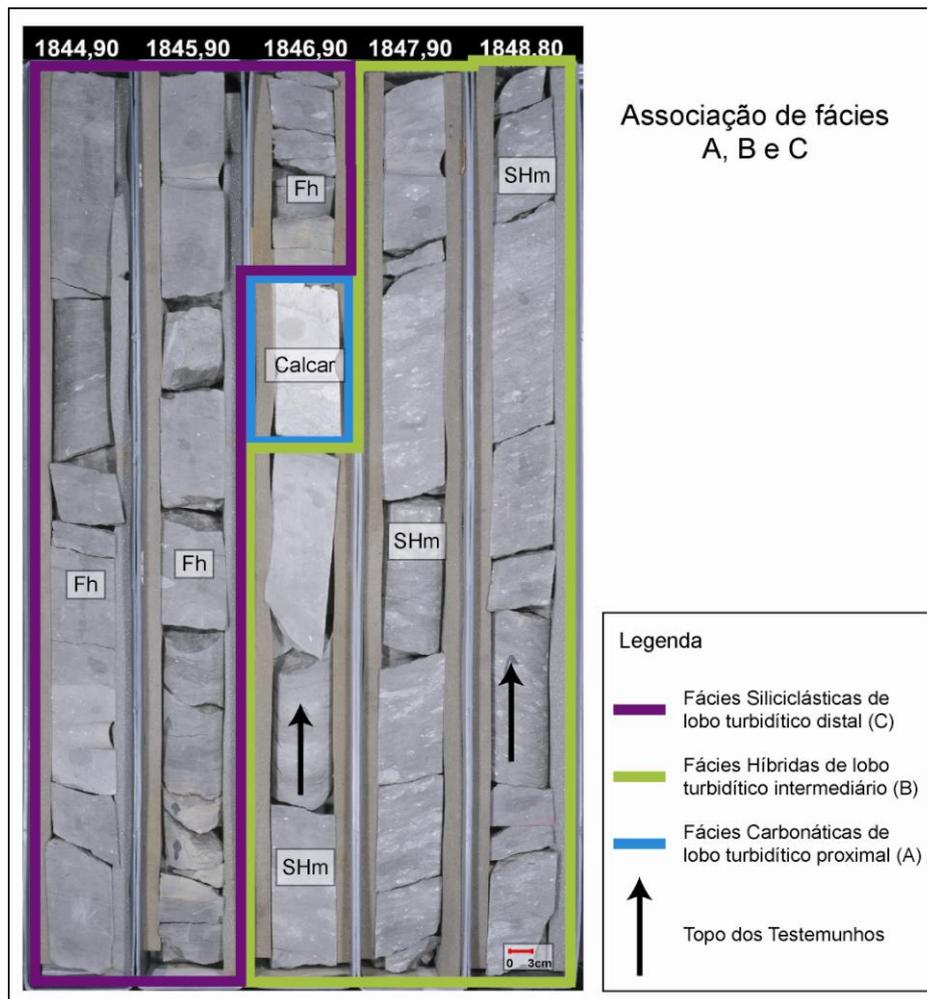


Figura 39: Associações de fácies A, B e C de Sistemas turbidíticos. Em roxo está representada a fácies siliciclástica referentes a lobo turbidítico distal (C), em azul a fácies carbonática de lobo turbidítico proximal (A) e em verde, a fácies híbrida de lobo turbidítico intermediário (B). Como a sucessão C está sobre a sucessão A e B, pode indicar o início de um novo ciclo progradação turbidítico.

Ainda sob regime de fluxo superior depositam-se camadas areníticas com laminação plano-paralela, passando para arenitos com *climbing ripples* (regime de fluxo inferior), representados respectivamente, pelos intervalos Tb e Tc de Bouma (1962). Os pelitos maciços representam sedimentação através de assentamento

gravitacional de partículas em suspensão em um contexto hemipelágico, conforme o intervalo Te de Bouma (1962). Os pelitos laminados refletem a alternância de processo de tração e suspensão, associados a correntes, que geram segregação granulométrica. Representam o estágio de desaceleração de correntes de turbidez de baixa densidade, equivalentes fácies F9 de Mutti *et al.* (1999).

Esta associação de fácies foi gerada por correntes de turbidez de alta eficiência, isso pode ser afirmado devido à boa segregação das diferentes granulometrias, formando diversas fácies turbidíticas (MUTTI, 1992).

5.1.4.4. Associação de fácies D – Canais fluviais

Esta associação de fácies é composta pelas fácies siliciclásticas Gcm, Sm, St, Sl, Sr, Sh, Fm, Fh, predominam as granulometrias mais grosseiras (Figura 38), arenito grosso a conglomerado (53%) com estratificação cruzada de baixo ângulo e maciços, com base erosiva, em algumas porções a clasticidade varia em alta frequência (clastos diminuem de tamanho em direção ao topo), indicando uma variação na descarga.

As litofácies se sobrepõem verticalmente em ciclos de granodecrescência, cuja espessura varia de 7 a 10 metros. Nas sondagens descritas a associação de canais fluviais foi observada em apenas 2 poços (01,03).

A presença de sucessões de fácies com granodecrescência ascendente com base erosiva, composta internamente por conglomerados e arenitos mal a muito mal selecionados, formados por sedimentos do primeiro ciclo, associados à presença de estratificações cruzadas tangenciais, de baixo ângulo e maciços permitem interpretar esta associação de fácies como depósitos canalizados dominados por fluxos trativos unidirecionais e hiperconcentrados. A intercalação dos corpos arenoconglomeráticos com depósitos finos subaéreos de *overbank* fluvial (associação de fácies E), permite interpretar esta associação de fácies como canais fluviais.

5.1.4.5. Associação de fácies E – Depósitos de Overbank

Associação de fácies de depósitos externos ao canal é composta por siltitos (Fm), pelitos carbonosos (P) e arenitos finos maciços (Sm). As litofácies se sobrepõem verticalmente formando ciclos de até 2 m, caracterizadas por intercalação entre arenito fino e siltito na base, e pela litofácies P no topo.

A presença de sucessões de fácies, composta internamente por arenito muito fino a fino bem selecionado, intercalados com siltito maciço e pelito carbonoso, permitem interpretar esta associação como depósitos de áreas externas aos canais (*overbank* áreas). Segundo Collison (1996) os depósitos externos aos canais podem ser separados em depósitos de áreas próximas de canais ativos (que incluem os diques marginais e os depósitos de *crevasse*) ou as áreas distantes de canais ativos, a planície de inundação. A ocorrência de ritmitos areno-pelíticos sugere que esta associação representa depósitos de extravasamento de *crevasse* (MIALL, 1996). E a presença de pelito carbonoso pode indicar a existência de planície com áreas pantanosas (Figura 40).

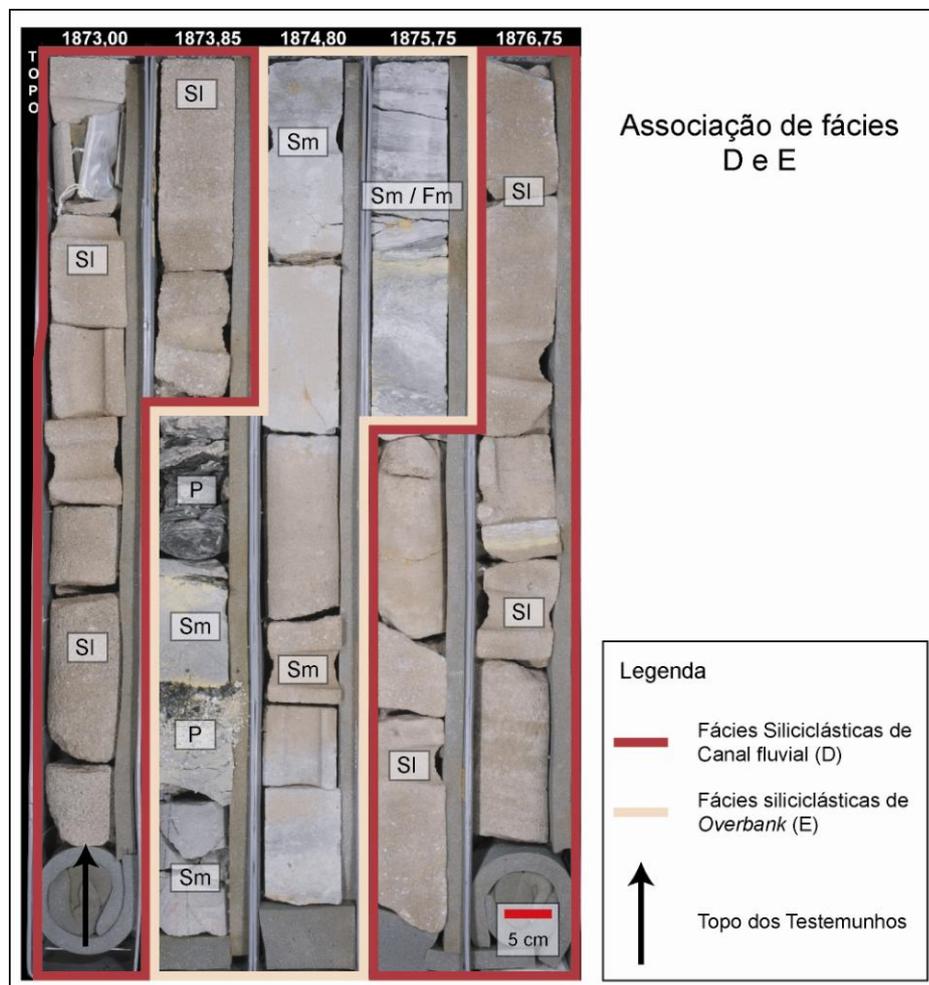


Figura 40: Associação de fácies D e E de Sistemas fluviais. Em vermelho escuro está representada a fácies referente à associação de canal fluvial (D) e em rosa, as fácies que compõem a associação de depósitos externos ao canal (*Overbank*).

5.1.5. Sistemas deposicionais

De acordo com as associações de fácies propostas acima e de algumas características observadas com frequência nas fácies descritas, podemos interpretar dois sistemas deposicionais distintos: sistema turbidítico e sistema fluvial.

5.1.5.1. Sistema turbidítico

O sistema turbidítico estudado é caracterizado pelas associações de fácies de lobos turbidíticos proximais, intermediários e distais, se assemelhando aos modelos clássicos de sistemas turbidíticos do tipo lobo-canal. No presente trabalho não foram identificados o sistema alimentador canalizado do sistema turbidítico, sendo definido somente a porção mais desconfinada do sistema. As associações de fácies A, B e C compõem um lobo turbidítico, que ocorrem em áreas não canalizadas, nas regiões mais distais do sistema. Segundo Mutti; Ricchi (1972), a região de canais em sistemas turbidíticos arenosos pode ser preferencialmente de erosão, onde os sedimentos transportados são depositados nas áreas mais distantes da bacia.

Além disso, Mutti; Sonnino (1981) afirmaram que são nítidos ciclos de compensação, quando os lobos tendem a se depositar nas concavidades situadas entre lobos anteriores, formando um padrão de compensação ou atenuação do relevo deposicional, representados por sequências métricas granocrescentes. As camadas geralmente apresentam contatos planos e se distribuem lateralmente por grandes distâncias. A extensão dos lobos está relacionada ao tamanho do sistema e a configuração e tamanho da bacia, sendo também controlada, pelas correntes turbidíticas individuais (MUTTI, 1985).

A porção proximal, intermediária e distal de lobos do sistema turbidítico são diferenciadas por um conjunto de variáveis sedimentológicas, entre as quais destacam-se: granulometria, espessura das camadas, contatos e estruturas (Figura 41).

A porção proximal de lobos turbidíticos (Associação de Fácies A), é constituída por carbonatos de granulometria grossa, maciços, fracamente bioturbados, camadas com maiores espessuras, com contatos abruptos e gradação normal de fácies, similar aos exemplos descritos por Mutti; Ricci Lucchi (1972), e Mutti; Normark (1987), em sucessões siliciclásticas e por Reeckmann; Friedman (1982) em sequências carbonáticas.

A porção intermediária de lobos turbidíticos (Associação de Fácies B) tem como características principais diminuição da espessura das camadas, bioturbação intensa, intercalação de camadas de diferentes granulometrias (pelitos – conglomerados), formando sucessões granodecrescentes que apresentam internamente algumas ou todas divisões de Bouma, caracterizando os turbiditos clássicos de Walker (1967) e Mutti (1977). Associações típicas de lobo turbidítico intermediário foram descritas por Mutti; Normark (1987) no grupo Hecho, Pirineus. Cornamusini (2004) também descreveu esta associação de fácies no sistema turbidítico de Macigno costiero, Apeninos.

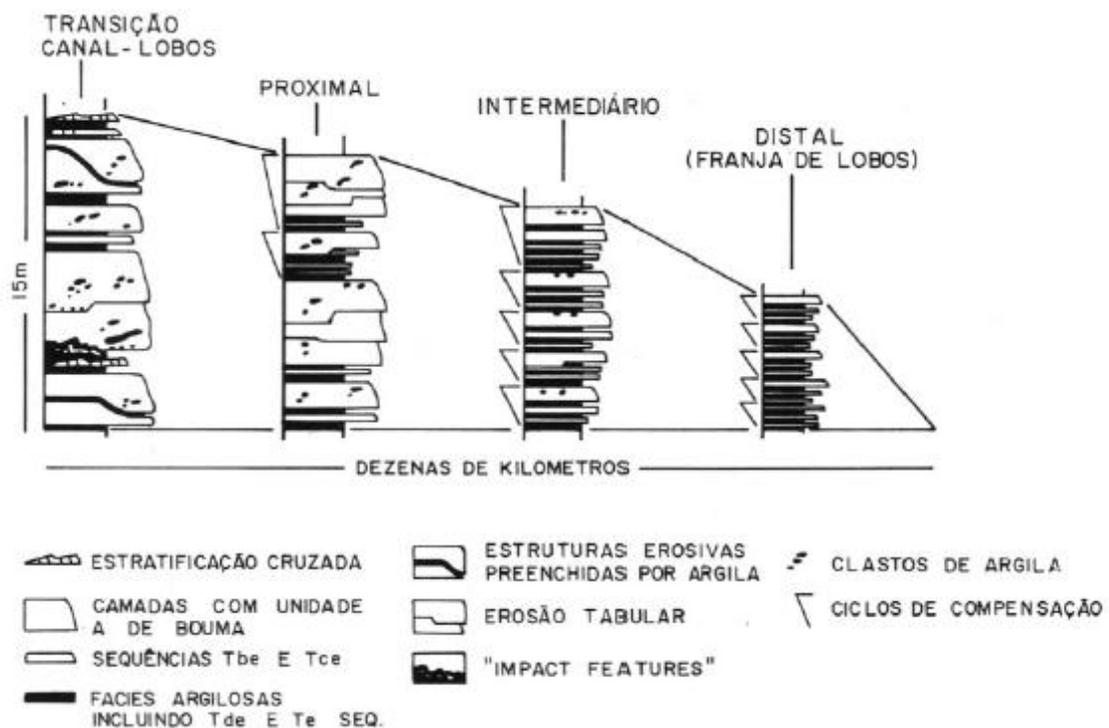


Figura 41: Principais mudanças de fácies, corrente abaixo, em lobo proximal, intermediário e distal. Esquema baseado em observações no complexo turbidítico do Grupo Hecho, Pirineus. Fonte: MUTTI; NORMARK (1987).

A porção distal de lobos turbidíticos (Associação de fácies C) apresenta predomínio de frações granulométricas finas (silte – arenito médio), bioturbação moderada a intensa, contatos abruptos entre as camadas, estas apresentam as menores espessuras. As fácies podem estar organizadas em sucessões verticais com granocrescência ascendente. Depósitos similares foram descritos por Walker (1967), Mutti; Normark (1987), Reeckmann; Friedman (1982).

Num perfil colunar, com estas associações de fácies (A,B e C) sobrepostas podemos observar ciclos progradacionais dos lobos turbidíticos (Figura 42).

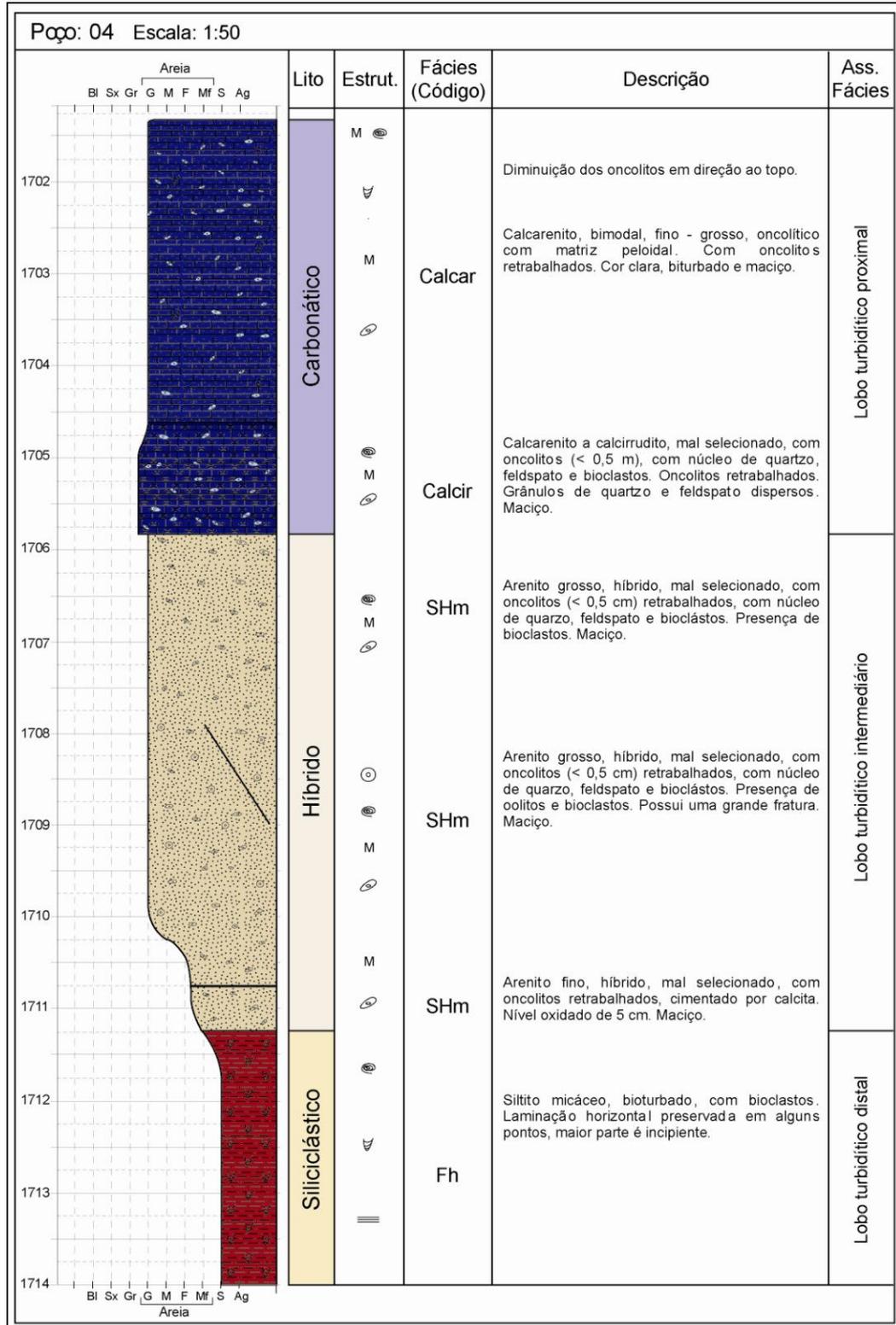


Figura 42: Perfil colunar representando as fácies que compõem as três associações de fácies referentes ao Sistema turbidítico: Lobo turbidítico proximal (carbonatos), lobo turbidítico intermediário (híbridos) e lobo turbidítico distal (siliciclásticos). Indicando ciclo progradacional de lobo turbidítico.

Os demais elementos que compõem um sistema turbidítico não foram observados, essa dificuldade pode ser devido à base de dados que compreende

somente testemunhos de sondagem e perfis de raio gama, onde geometrias e elementos arquiteturais, facilmente observados em afloramentos, são de difícil reconhecimento em poços. Mesmo assim, cabe salientar que não foram descritas fácies com características de canal turbidítico, depósitos de *overbank* e transição canal - lobo turbidítico, referentes a sistemas turbidíticos nas sondagens analisadas.

Segundo Lowe (1982), o desencadeamento das correntes de turbidez pode estar ligado a eventos catastróficos de curta duração (e.g. instabilidades devido a terremotos, falhamentos de sedimentos devido a taludes muito íngremes, ondas de tempestade), podendo desta forma, estar intimamente relacionados com a evolução de fluxos gravitacionais de massa. Também podem estar relacionados a eventos de mais longa duração, tal como grandes cheias fluviais ou a alimentação constante de sedimentos em regiões deltaicas. Estes processos são responsáveis pela formação de correntes de turbidez formadas por fluxos hiperpicnais (MULDER *et al.*, 2003). No presente caso, a presença de camadas decimétricas, com contatos abruptos e bem definidos, intensamente bioturbadas, sugere a ocorrência de fluxos episódicos, mais do que um sistema alimentado por correntes de longa duração (fluxos hiperpicnais).

Os depósitos carbonáticos, híbridos e siliciclásticos foram gerados pela segregação ocorrida nos lobos turbidíticos, esta divisão ocorre devido à características hidrodinâmicas do fluxo. Mas anteriormente à deposição carbonatos e siliciclásticos estavam misturados, um dos processos que pode gerar esta mistura foi chamado por Mount (1984) de mistura da área fonte. Segundo o referido autor, este tipo de mistura ocorre quando a área fonte carbonática é erodida ou soerguida, num ambiente plataformal dominado por sedimentos siliciclásticos. A partir daí os possíveis mecanismos que causam a mistura são ondas, maré ou fluxos gravitacionais de sedimentos (correntes de turbidez), responsáveis também pelo transporte e deposição dos sedimentos.

No caso do Campo de Fazenda Santa Luzia, este modelo de mistura da área fonte que Mount (1984) propôs é o que melhor explica o contexto estudado. Corresponha a uma plataforma mista de alta energia que ao longo do tempo colapsava e gerava as correntes turbidíticas. Pode-se afirmar que se tratava de uma ambiente de alta energia devido às feições de retrabalhamento dos aloquímicos e pela ausência de micrita (lama carbonática) nas fácies carbonáticas, que é comum em ambientes de baixa energia.

5.1.5.2. Sistema fluvial

Nas sondagens descritas foram caracterizadas duas associações de fácies referentes a este sistema, a associação D (canais fluviais) e a associação E (depósitos externos ao canal – *overbank*).

A associação de canal fluvial apresenta sucessão vertical de fácies granodecrescente ascendente, e é composta por sedimentos do primeiro ciclo, que não apresentam retrabalhamento, conglomerados a arenitos mal a muito mal selecionados com base erosiva, e estratificação cruzada tangencial, de baixo ângulo e maciços. Por isso pode ser interpretada como depósitos canalizados dominados por fluxos trativos unidirecionais e hiperconcentrados.

A intercalação dos corpos areno-conglomeráticos com depósitos finos subaéreos de *overbank* fluvial (associação de fácies E), permite interpretar esta associação de fácies como canais fluviais.

A associação de fácies E, é composta por sedimentos finos (siltitos, pelitos carbonosos e arenitos finos). A presença de sucessões de fácies, composta internamente por arenito muito fino a fino bem selecionado, intercalados com siltito maciço e pelito carbonoso, permitem interpretar esta associação como depósitos de áreas externas aos canais (*overbank* áreas). Segundo Collison (1996) os depósitos externos aos canais podem ser separados em depósitos de áreas próximas de canais ativos (que incluem os diques marginais e os depósitos de *crevasse*) ou as áreas distantes de canais ativos, a planície de inundação. A ocorrência de ritmitos areno-pelíticos sugere que esta associação representa depósitos de extravasamento de *crevasse* (MIALL, 1996). E a presença de pelito carbonoso pode indicar a existência de planície com áreas pantanosas (Figura 43).

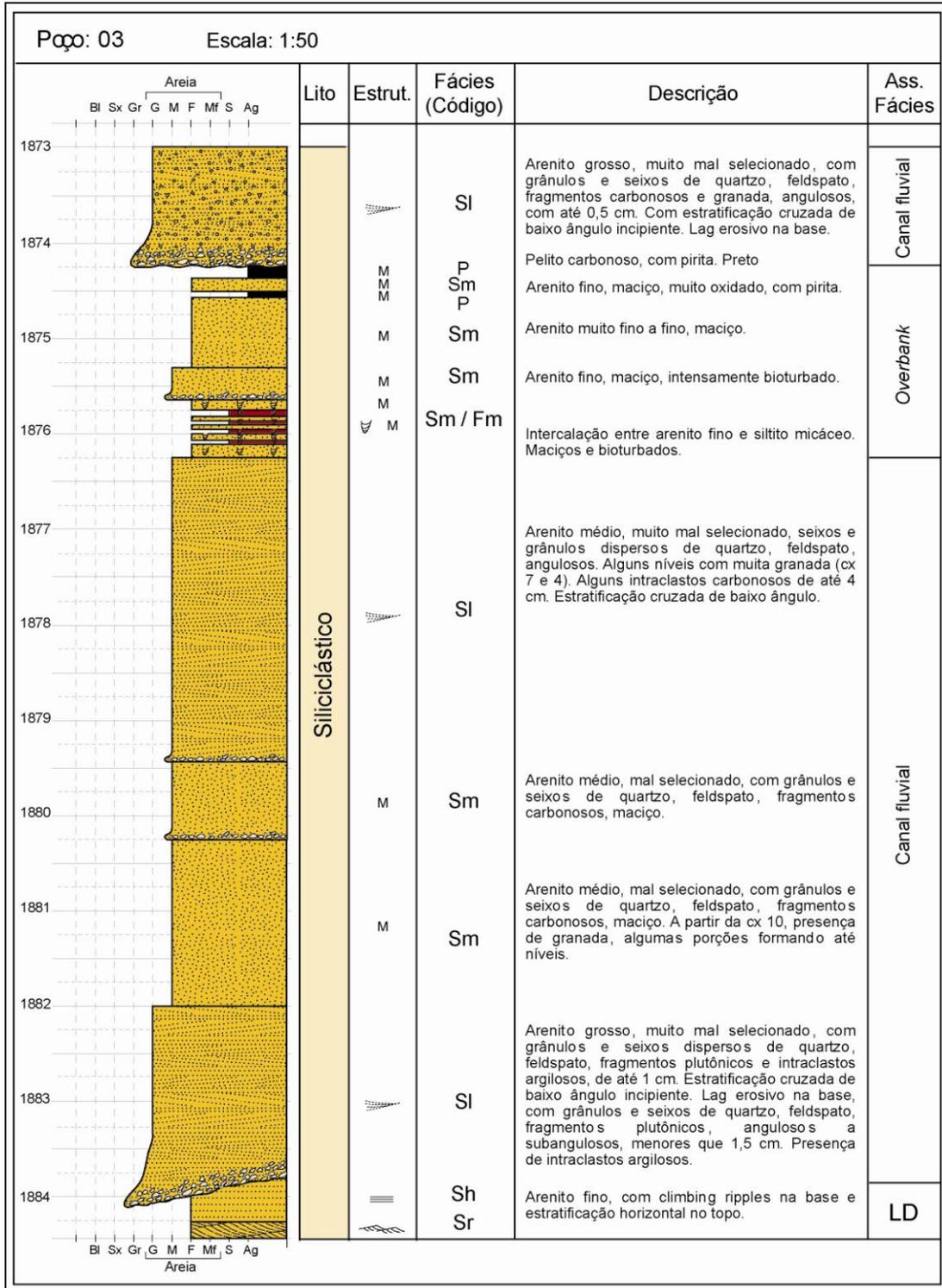


Figura 43: Perfil colunar representando as fácies que compõem as duas associações de fácies referentes ao Sistema fluvial: canal fluvial e depósitos externos ao canal – *Overbank*. Na parte inferior do perfil ocorre a associação de lobo turbidítico distal (LD).

5.2. Arcabouço estratigráfico

O arcabouço estratigráfico foi estabelecido através das associações de fácies e de sete seções de correlação, três no sentido *dip*, três no sentido *strike* e uma no sentido *strike – dip* (Figura 44), utilizando 17 poços no total, destes 4 descritos e 13 com perfil de raios gama. Como dito anteriormente, o modelo seguido neste trabalho para análise estratigráfica será o da Sequência transgressiva-regressiva (T-R), *sensu* Embry e Johannessen (1992) devido a maior facilidade em reconhecer os padrões retrogradacionais e progradacionais nos perfis, além disso, as únicas discordâncias observadas foram as que delimitam a base (Discordância Fm. São Mateus – Fm. Mariricu) e o topo (Discordância Fm. São Mateus-Fm. Regência) do intervalo de estudo.

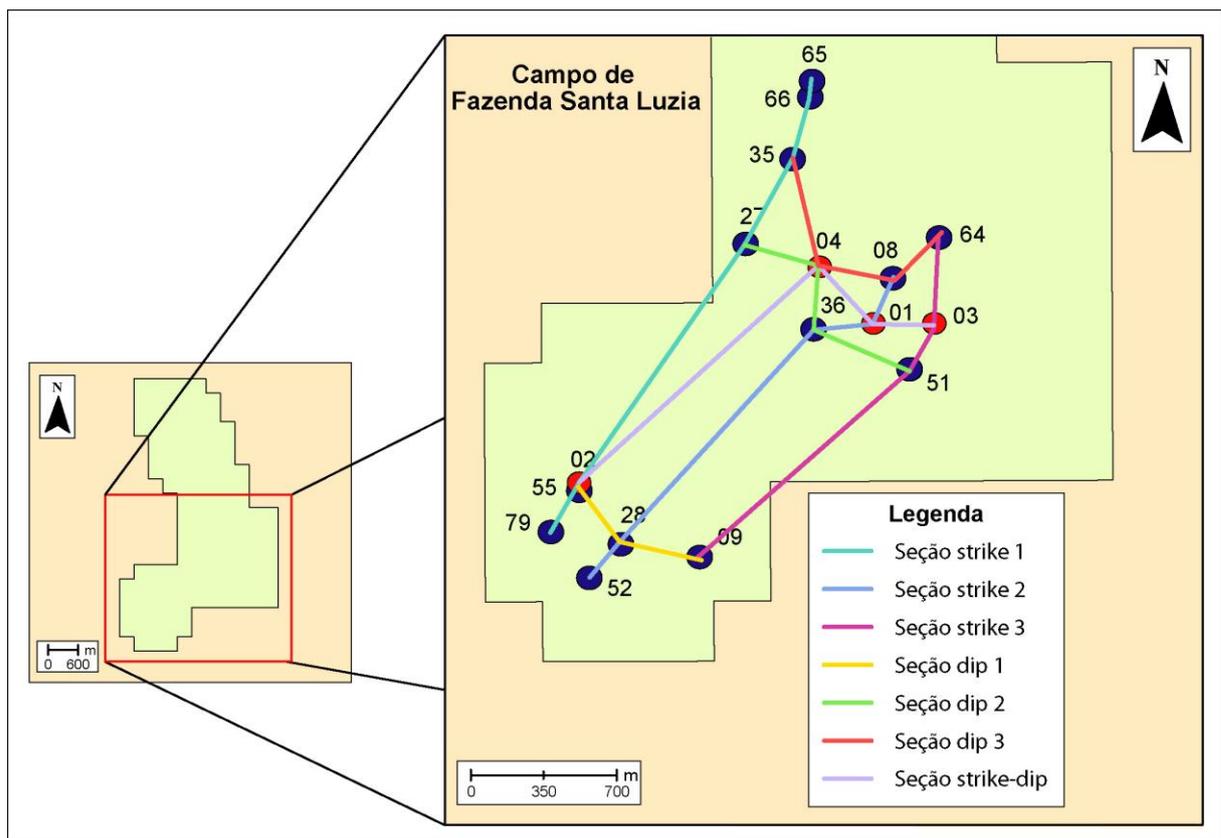


Figura 44: Mapa do campo de Fazenda Santa Luzia com as seções de correlação realizadas.

O intervalo analisado é estruturado por um sistema de falha lítrica que controla dobras anticlinais (Figura 45), com eixo orientado no sentido norte. Interno a este sistema se observa entre o contato da unidade estudada com a superfície

falhada, pequenas estruturas de arrasto (*drags*). A geração desta falha pode ser relacionada aos processos halocinéticos atuantes na unidade inferior (FM. Mariricu – Mb. Itaúnas), possivelmente durante a posterior deposição da Fm. São Mateus.

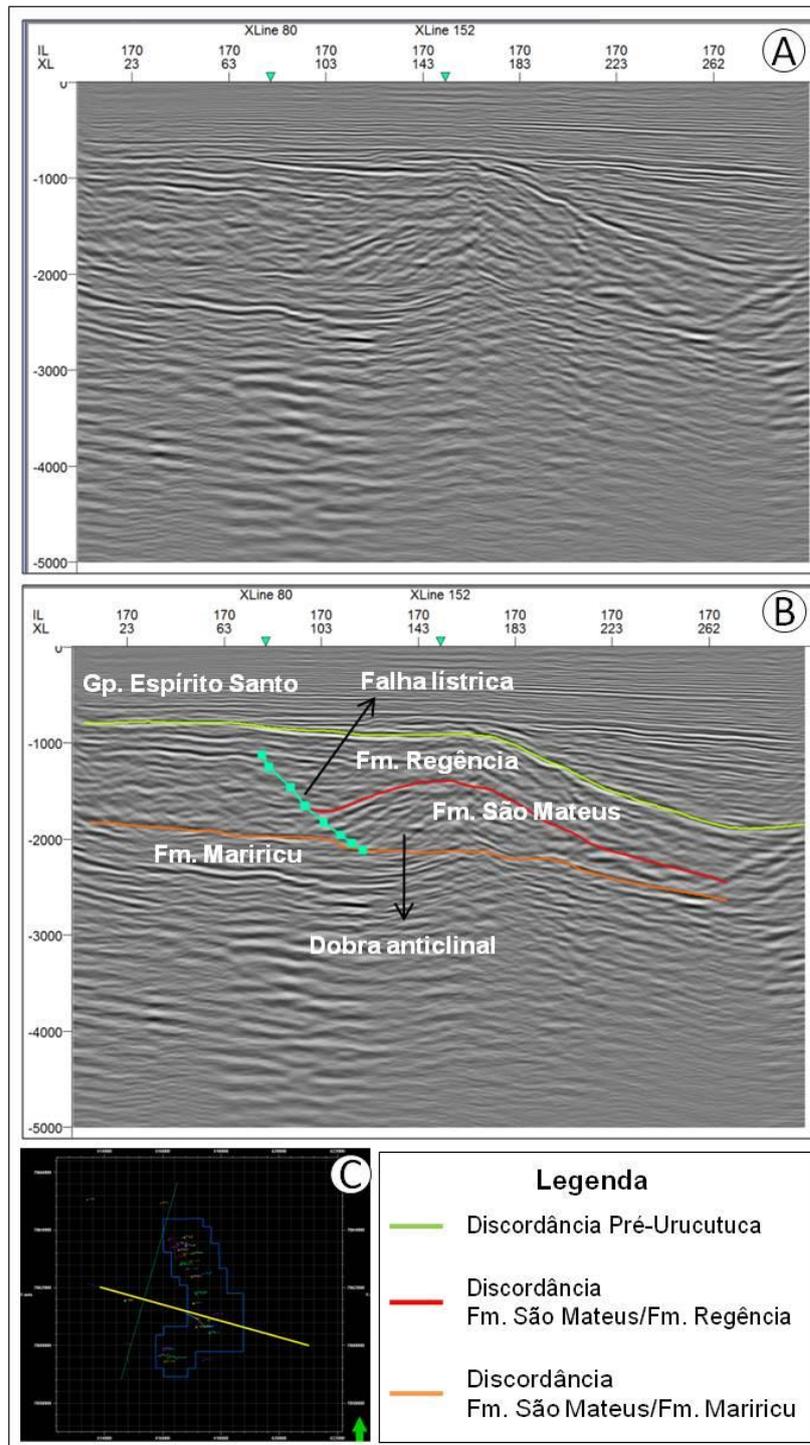


Figura 45: Seção sísmica mostrando o controle estrutural do campo de Fazenda Santa Luzia. Figura A indica seção sem interpretação, figura B, seção interpretada, pode-se observar um sistema de falha listrica que controla anticlinais e, figura C o mapa de localização da seção.

5.2.1. Superfícies limítrofes

A partir da definição das superfícies limítrofes foi possível delimitar quatro seqüências T-R, sendo três seqüências completas (SEQ-1, SEQ-2 e SEQ-3), constituídas por dois tratos de sistemas (transgressivo e regressivo) e uma seqüência incompleta (SEQ-4), possui apenas a o trato de sistema transgressivo (Figura 46).

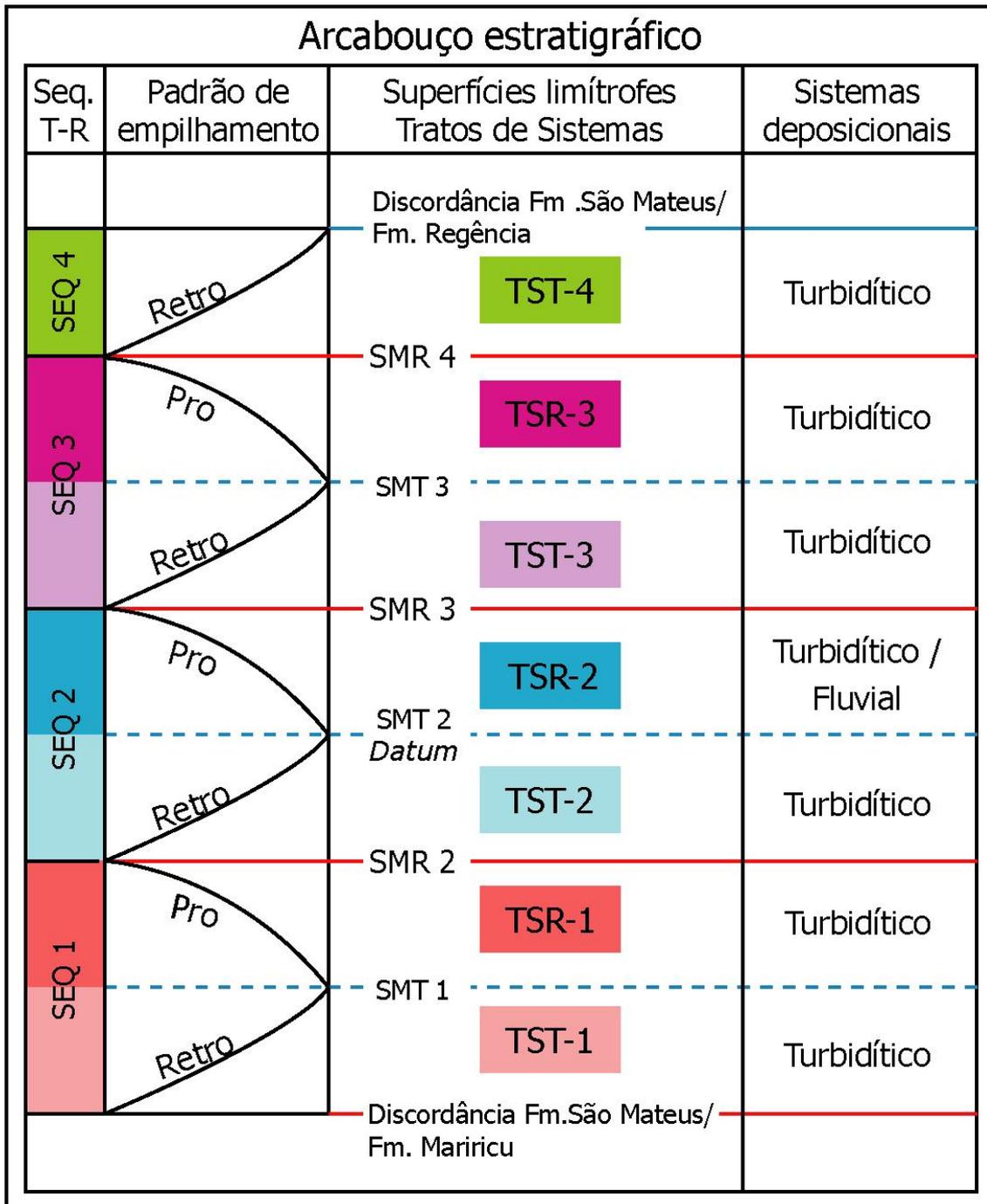


Figura 46: Arcabouço estratigráfico da área de estudo com suas seqüências transgressivas-regressivas, tratos de sistemas e superfícies limítrofes.

Discordância Fm. São Mateus / Fm. Mariricu

Descrita na literatura como discordância pretérita à deposição do Grupo Barra Nova (FRANÇA *et al.* 2007). Esta superfície corresponde à parte basal do intervalo de estudo e ocorre em todos os poços, a partir dela se inicia um padrão de empilhamento retrogradacional. Esta discordância está localizada no topo da Formação Mariricu e causou a erosão da Sequência 1 no poço 27.

Superfície de máxima transgressão 1 (SMT-1)

Esta superfície é encontrada em todos os poços com exceção do poço 27, como dito anteriormente. Marca a máxima transgressão dentro da Sequência 1, caracterizando o início de um padrão de empilhamento progradacional, divide a sequência em trato de sistemas transgressivo 1 (TST-1) e trato de sistemas regressivo 1 (TSR-1). O fato de os sedimentos carbonáticos e siliciclásticos estarem misturados dificulta a tarefa de refletir a provável litologia nas porções que possuem apenas o perfil de raios gama, isso porque sedimentos híbridos e siliciclásticos não apresentam padrões característicos de gama capaz de diferenciá-los ao longo do perfil, geralmente os valores do gama ficam entre 60 e 150 dpi, de acordo com a granulometria, e o padrão observado é sempre o serrilhado. Sendo assim, não se pode afirmar a ocorrência de determinada litologia neste intervalo.

Superfície de máxima regressão 2 (SMR-2)

É encontrada em todos os poços analisados, menos no poço 27. Esta superfície corresponde ao limite superior da Sequência 1, acima dela se inicia a deposição da Sequência 2, ela marca a máxima regressão dentro da bacia, caracterizando o início de um padrão de empilhamento retrogradacional dos sistemas deposicionais. Como dito anteriormente, devido à falta de padrão característico de gama de híbridos e siliciclásticos, optou-se por não indicar a litologia referente ao intervalo.

Superfície de máxima transgressão 2 (SMT-2) - DATUM de correlação estratigráfica

Tem ocorrência em todos os poços e indica uma mudança de padrão retrogradacional para um padrão de empilhamento progradacional, corresponde à

máxima transgressão dentro Sequência 2, dividindo-a em 2 tratos de sistemas (TSR-2 e TST-2). No poço 03, na parte leste do campo, a superfície marca a entrada de arenitos médios siliciclásticos referente à associação de fácies C (lobo turbidítico distal).

Superfície de máxima regressão 3 (SMR-3)

Esta superfície ocorre em todos os poços menos no poço 64, corresponde ao limite superior da Sequência 2, acima dela se deposita a Sequência 3. Representa a máxima regressão dentro da Sequência 2, caracterizada pelo início do padrão de empilhamento retrogradacional. Novamente, optou-se por não indicar a litologia referente ao intervalo, mas provavelmente está relacionado às fácies turbidíticas A, B e C observadas em outras porções nos poços descritos e que se intercalam ao longo do perfil.

Superfície de máxima transgressão 3 (SMT-3)

Tem ocorrência em todos os poços, menos nos poços 03, 08, 09, 52, 64. A superfície representa a máxima transgressão dentro da Sequência 3, a partir dela se inicia um padrão de empilhamento progradacional, divide a Sequência 3 em trato de sistemas transgressivo 3 (TST-3) e trato de sistemas regressivo 3 (TSR-3). No poço 02 localizado na parte oeste do campo, a superfície marca a entrada de arenito grosso híbrido (associação de fácies B – lobo turbidítico intermediário), já no poço 04, na porção central do campo, marca a entrada de arenito fino siliciclástico (associação de fácies C – lobo turbidítico distal).

Superfície de máxima regressão 4 (SMR-4)

Esta superfície ocorre somente nos poços 01, 02, 27, 55 e 79. A superfície corresponde ao limite superior da Sequência 3, os depósitos acima dela, pertencem à Sequência 4, além disso, marca a máxima regressão dentro da bacia, caracterizando o início de um padrão de empilhamento retrogradacional. Optou-se por não indicar a litologia referente ao intervalo.

Discordância Fm. São Mateus-Fm. Regência

Descrita na literatura como discordância erosiva que marca o fim da palinozona P20B em dados sísmicos, paleontológicos e em rocha (FRANÇA *et al.* 2007). Tem ocorrência em todos os poços, corresponde ao limite superior do intervalo de estudo, marca a entrada dos carbonatos da Formação Regência. Esta discordância foi a responsável pela erosão das superfícies SMR-3, SMT-3 e SMR-4, em alguns dos poços analisados.

5.2.2 Tratos de sistemas e Sequências T-R

Sequência transgressiva-regressiva 1 (SEQ-1)

Esta é a Sequência basal do intervalo de estudo, é limitada na base pela discordância Fm. São Mateus-Fm. Mariricu e no topo pela superfície de máxima regressão 2 (SMR-2). Internamente ela é composta por dois tratos de sistemas, separados pela superfície de máxima transgressão 1 (SMT-1), o trato de sistemas transgressivo 1 (TST-1) caracterizado por um padrão de empilhamento retrogradacional e o trato de sistemas regressivo 1 (TSR 1), com padrão de empilhamento progradacional. O mapa de espessuras referente à Sequência 1 (Figura 47) mostra que o espessamento das isópacas ocorre numa direção preferencial W-E. As maiores espessuras são encontradas nas porções próximas à borda leste, se intensificam na porção sudeste e norte, chegam até 210 metros e os pacotes mais delgados estão localizados na porção oeste, do centro para o sul do campo, registrando espessuras a partir de 20 metros.

Esta sequência corresponde a um intervalo que não apresenta padrões característicos de raios gama tanto para híbridos quanto para siliciclásticos, por isso não foi possível indicar com certeza as associações de fácies correspondentes. Em quatro poços utilizados neste estudo (02, 65, 66 e 79), as superfícies que compõem esta sequência foram inferidas através da correlação sísmica dos poços, com base em dados do projeto, (Figura 55 à Figura 61).

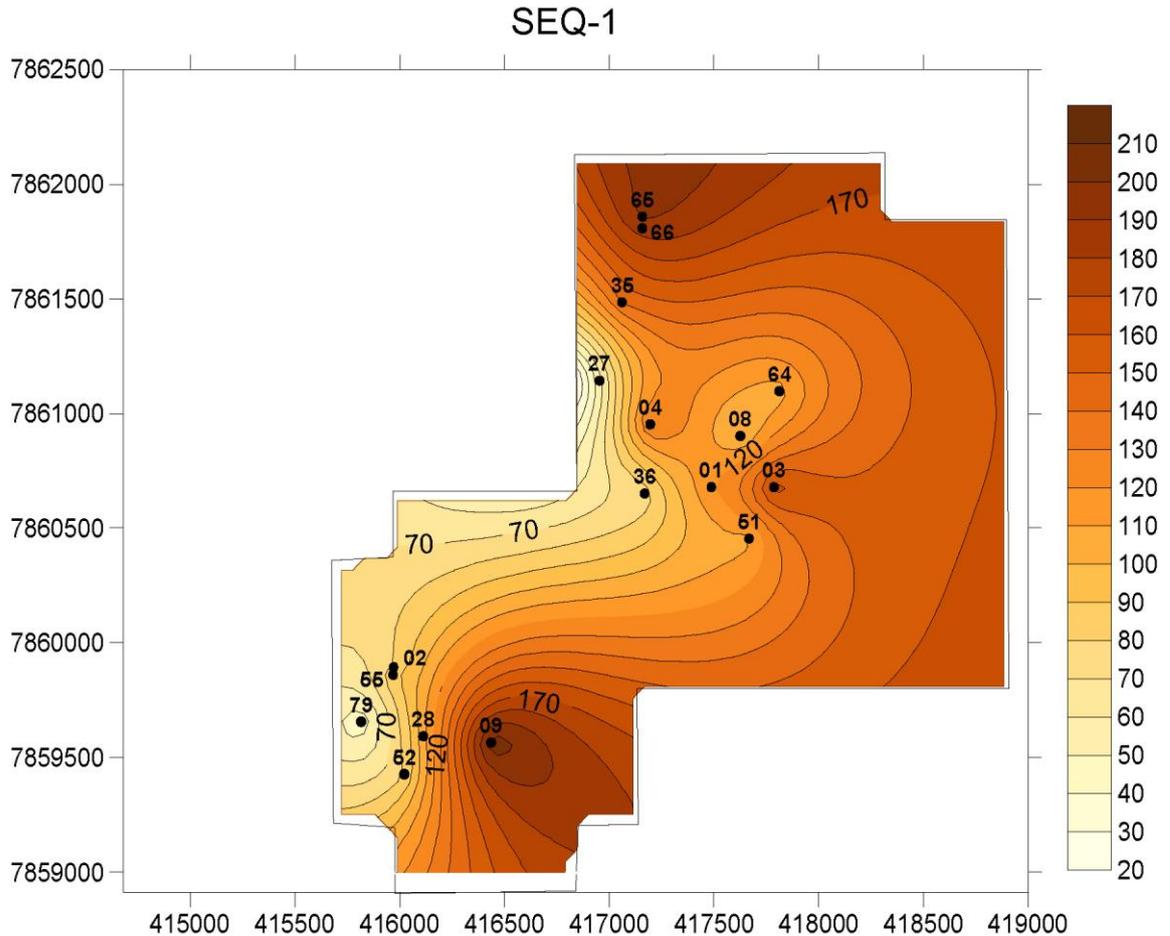


Figura 47: Mapa de isópacas referente à Sequência 1. *Trend* W-E de espessamento das isópacas, maiores espessuras ocorrem em toda borda leste, principalmente na porção sudeste e norte, e menores na porção oeste.

Sequência transgressiva-regressiva 2 (SEQ-2)

Esta Sequência é limitada na base pela superfície de máxima regressão 2 (SMR-2) e no topo pela superfície de máxima regressão 3 (SMR-3), e é composta internamente por dois tratos de sistemas, o trato de sistemas transgressivo 2 (TST-2) e o trato de sistemas regressivo 2 (TSR-2), separados pela superfície de máxima transgressão 2 (SMT-2), ambos tratos apresentam descrição de seus testemunhos de sondagem. O mapa de isópacas (Figura 48) mostra um *trend* de espessamento com direção NE-SW onde as maiores espessuras são encontradas na porção sudoeste, chegam até 240 metros, e as mais delgadas (110 metros) próximas à borda leste, (Figura 55 à Figura 61).

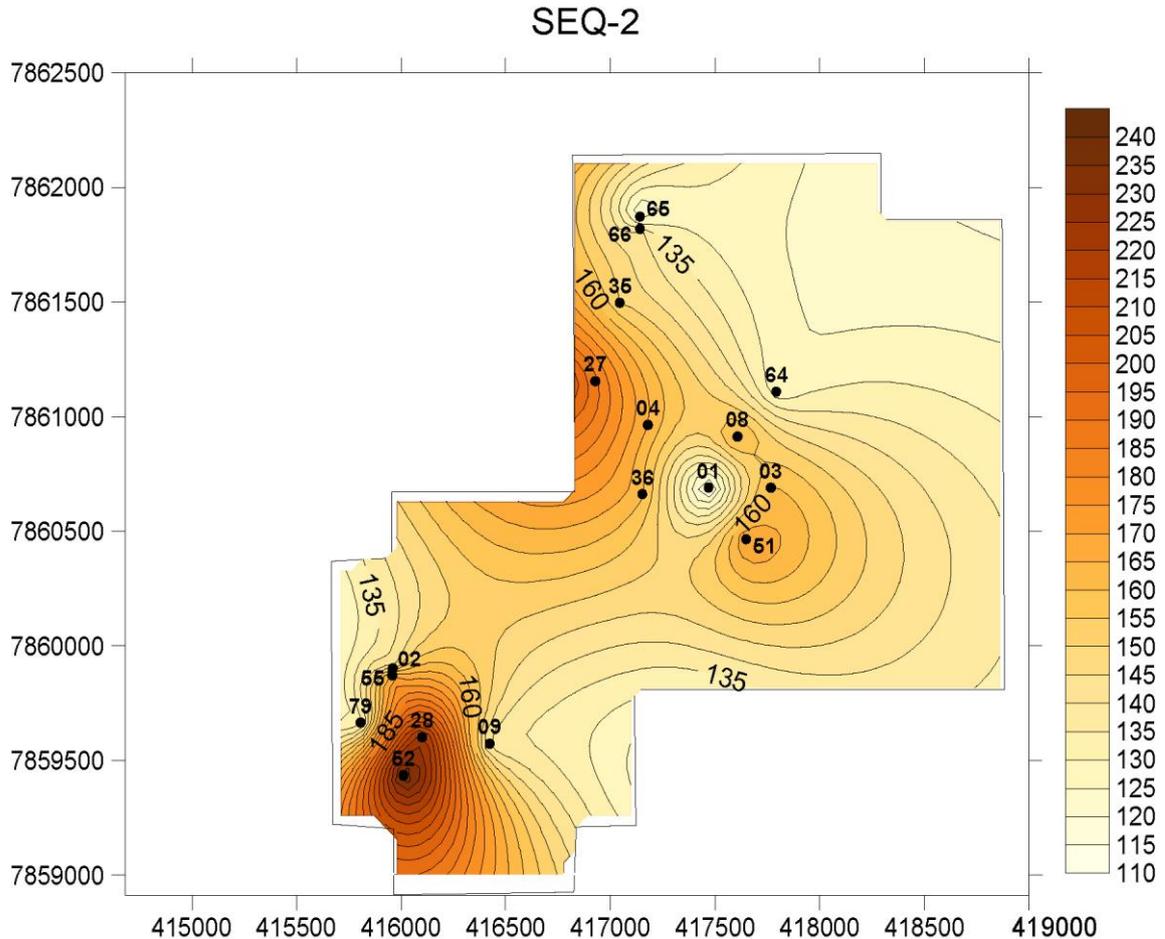


Figura 48: Mapa de isópacas referente à Sequência 2. Pode-se observarum trend de espessamento com direção NE-SW, as maiores espessuras se encontram na porção sudoeste e as mais delgadas próximas à porção sudoeste.

Trato de sistemas transgressivo 2 (TST-2)

É caracterizado por um padrão de empilhamento retrogradacional, limitado no topo pela superfície de máxima transgressão 2 (SMT-2) e na base pela superfície de máxima regressão 2 (SMR-2). Neste intervalo, no poço 03, ocorre intercalação entre os depósitos da AF- A (lobo turbidítico proximal), AF- B (lobo turbidítico intermediário) e AF-C (lobo turbidítico distal).

Trato de sistemas regressivo 2 (TSR-2)

Os depósitos deste trato apresentam padrão de empilhamento progradacional, são limitados no topo pela superfície de máxima regressão 3 (SMR-3) e na base pela superfície de máxima transgressão 2 (SMT-2). Neste intervalo observam-se intercalações entre as associações de fácies A, B e C (lobo turbidítico proximal,

intermediário e distal, respectivamente) em todos poços descritos (01,02,03 e 04), além disso, ocorrem depósitos do sistema deposicional fluvial, compostos pelas associações de fácies D e E (canal fluvial e depósitos de *overbank*, respectivamente), na base dos poços 01 e 02, e no topo do poço 03.

Sequência transgressiva-regressiva 3 (SEQ-3)

Esta sequência é limitada na base pela superfície de máxima regressão 3 (SMR-3) e no topo pela superfície de máxima regressão 4 (SMR-4), é composta por dois tratos de sistemas, o trato de sistemas transgressivo 3 (TST-3) e o trato de sistemas regressivo 3 (TSR-3), separados pela superfície de máxima transgressão 3 (SMT-3). O mapa de isópacas (Figura 49) mostra um *trend* de espessamento com direção SE-NW, com espessuras de até 250 metros próximas à borda oeste na parte central do campo, enquanto que na porção leste, ocorrem as espessuras mais delgadas, até 10 metros de espessura, (Figura 55 à Figura 61).

Trato de sistemas transgressivo 3 (TST-3)

É caracterizado por um padrão de empilhamento retrogradacional, limitado no topo pela superfície de máxima transgressão 3 (SMT-3) e na base, pela superfície de máxima regressão 3 (SMR-3). Neste intervalo ocorrem somente as associações pertencentes ao sistema turbidítico, AF-A (lobo turbidítico proximal), AF-B (lobo turbidítico intermediário), AF-C (lobo turbidítico distal). No poço 04, pode-se observar a ocorrência de um ciclo turbidítico completo (AF-A, B e C respectivamente) e a base de outro ciclo.

Trato de sistemas regressivo 3 (TSR-3)

É caracterizado por um padrão de empilhamento progradacional, limitado no topo pela superfície de máxima regressão 4 (SMR-4) e na base, pela superfície de máxima transgressão 3 (SMT-3). Neste intervalo ocorrem as associações de fácies B (lobo turbidítico intermediário) e C (lobo turbidítico distal).

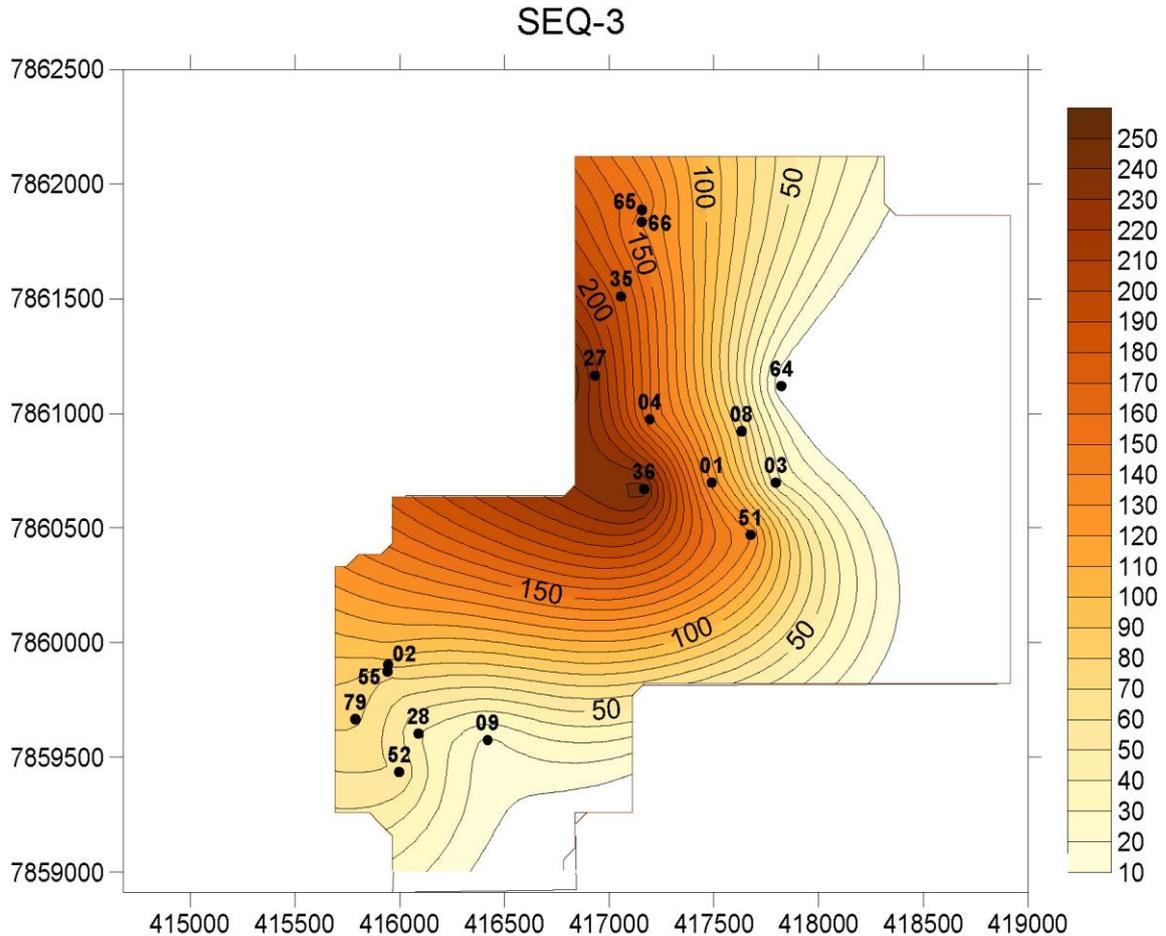


Figura 49: Mapa de isópacas referente à Sequência 3. Pode-se observar um *trend* de espessamento direção SE-NW, com espessuras de até 250 metros, enquanto que na porção leste, ocorrem as espessuras mais delgadas, a partir de 10 metros.

Sequência transgressiva-regressiva 4 (SEQ-4)

Esta é uma sequência incompleta, pois apresenta somente o trato de sistemas transgressivo 4 (TST-4), ela é limitada na base pela superfície de máxima regressão 4 (SMR-4) e no topo, pela discordância Fm. São Mateus/Fm. Regência, possui padrão de empilhamento retrogradacional. Como o perfil de raios gama de sedimentos híbridos e siliciclásticos não apresenta padrão característico, optou-se por não indicar as associações de fácies referentes. O mapa de isópacas (Figura 50) mostra uma preservação e espessamento na porção centro-oeste do campo, e as maiores espessuras (95 metros) se localizam na borda oeste, na parte central do campo, e as menores ou não deposição ocorrem na porção norte, sul e leste, (Figura 55 à Figura 61).

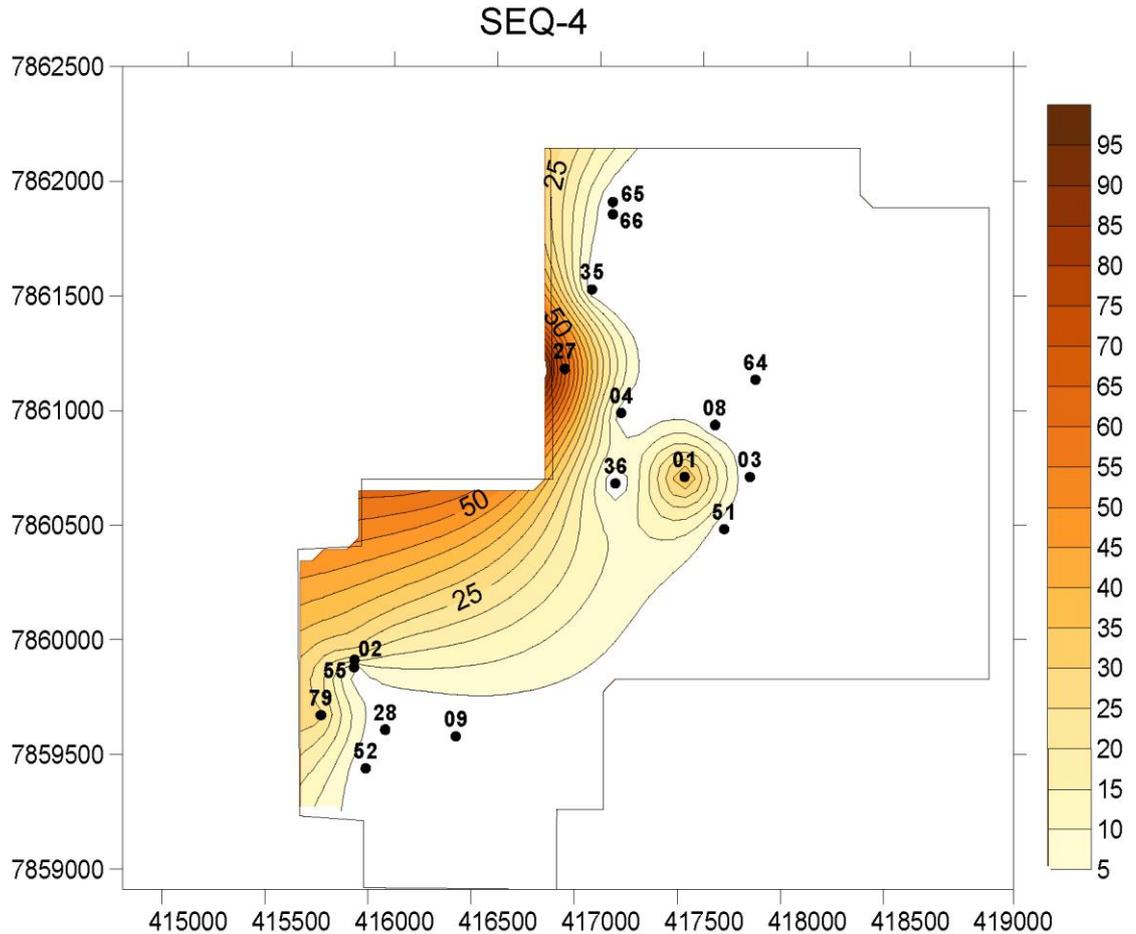


Figura 50: O mapa de isópacas da Sequência 4, mostra uma direção de espessamento com sentido NW-SE, as maiores espessuras (95 metros) se localizam na borda oeste, na parte central do campo, e as menores ou não deposição ocorrem na porção norte, sul e leste

5.2.3. Evolução estratigráfica

A partir da análise das seções de correlação foi possível identificar estes grandes padrões retrogradacionais e progradacionais, que resultam nas Sequências T-R e seus respectivos tratos de sistemas, do intervalo de estudo.

Internamente a eles, observam-se ciclos de alta frequência, normalmente assimétricos e com padrão de empilhamento progradacional (Figura 51). Um ciclo completo é composto pelas associações de fácies C (lobo turbidítico distal) na base, B (lobo turbidítico intermediário) e A (lobo turbidítico proximal) no topo. Mas, na maior parte das vezes são reconhecidos ciclos incompletos, compostos pelas AF-C (base) e AF-B (topo).

Apresentam também ciclos de alta frequência ligados ao rebaixamento do nível relativo do mar, estes ciclos se diferenciam pela ocorrência de depósitos fluviais, AF-

D (canal fluvial) e AF-E (depósitos de *overbank*), geralmente no topo, mas esta relação de topo e base não pode ser afirmada com certeza, pois estas associações ocorrem no topo ou na base do testemunho, impedindo a visualização de sua relação com as demais associações. Estes ciclos ocorrem somente no TSR-2.

Como estes ciclos apresentam depósitos que representam a passagem de um ambiente mais profundo (distal) para um mais raso (proximal), podem ser interpretados como parassequências. Estas segundo Van Wagoner *et al.* (1990), são consideradas uma sucessão relativamente concordante de camadas e conjuntos de camadas geneticamente relacionadas limitadas por superfícies de inundação marinha ou suas superfícies correlatas, estas superfícies separam estratos mais novos de estratos mais antigos. Sendo assim, apresentam um padrão progradante, com raseamento para o topo.

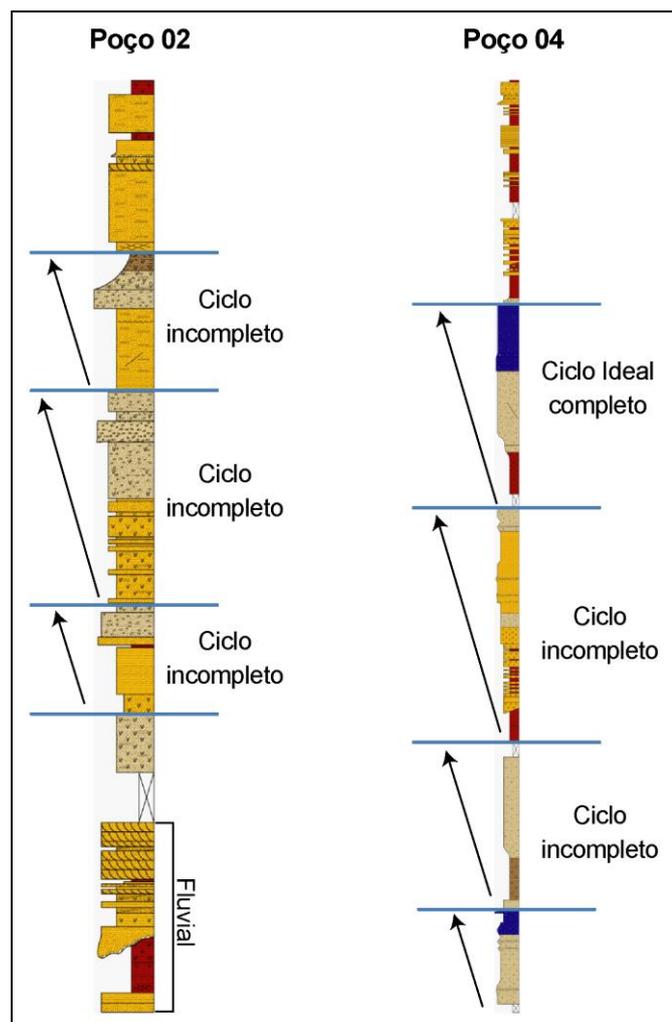


Figura 51: Os ciclos progradacionais de lobos turbidíticos, são observados em todos os poços descritos. Nesta figura estão indicados os ciclos de alta frequência, completos e incompletos, pertencentes ao poço 02 e 04.

No presente trabalho, a correlação destes ciclos mostra que nem todos têm continuidade lateral, além disso, apresentam grande variação de espessura (aproximadamente 4 até 26 metros), constituindo ciclos assimétricos. Este tipo de registro que internamente não é regular pode ser interpretado como lobos turbidíticos que mudam de direção, ou seja, quando o lobo avulciona. Do contrário, se o lobo depositasse seus sedimentos sempre no mesmo lugar, o esperado seriam ciclos com continuidade lateral mais nítida e espessura semelhante, ciclos simétricos (Figura 52). É importante salientar que só foi possível demarcar topo e base dos ciclos nas porções descritas.

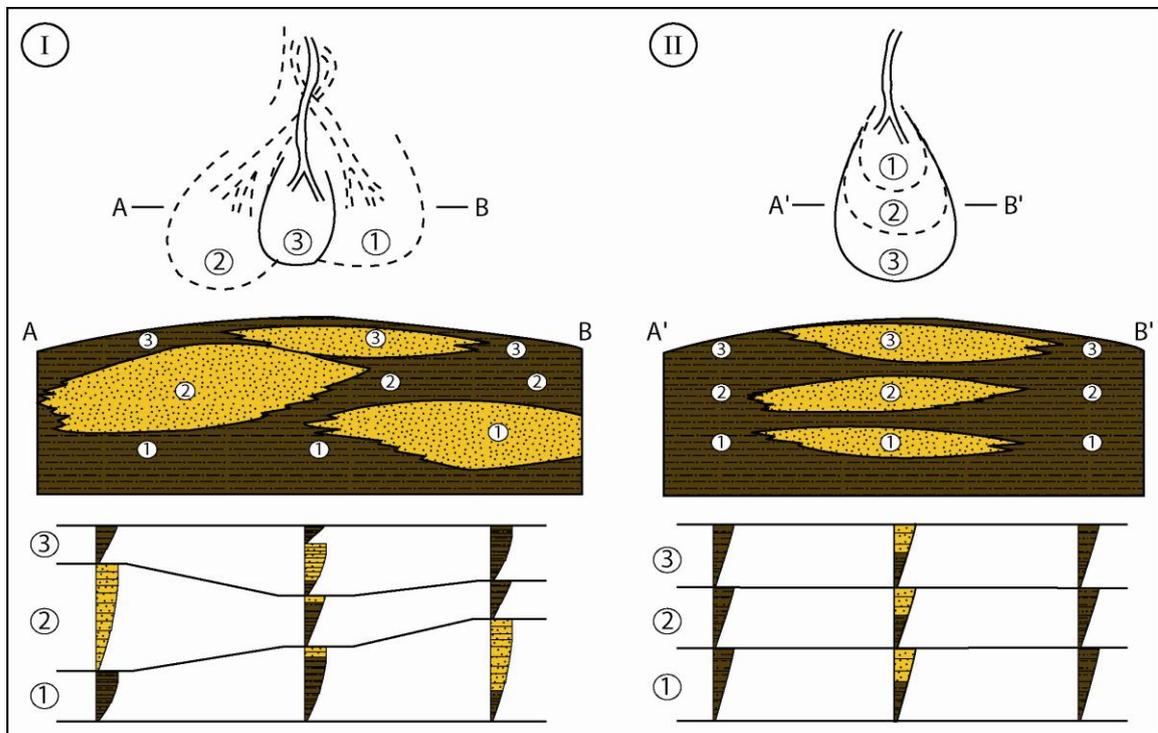


Figura 52: Desenho esquemático de diferentes arranjos de lobos turbidíticos, mostrando a disposição dos depósitos e a correlação lateral, ideal para cada modelo. O modelo I representa lobos que mudam de direção ao longo do tempo, o perfil A - B revela que a localização dos depósitos muda, de acordo com a direção do lobo, gerando ciclos descontínuos e com variações de espessura. O modelo II representa um lóculo turbidítico que não muda de direção, o perfil A' - B' indica que os sedimentos são depositados no mesmo lugar, apresentam registro contínuo lateralmente (como "camadas de bolo") e a espessura dos ciclos é semelhante.

Os poços descritos se distribuem entre a Sequência T-R 2 (SEQ-2) e a Sequência T-R 3 (SEQ-3), nestes intervalos, quando completos, os ciclos são compostos pelas associações de fácies A, B e C (lóbulo turbidítico proximal, intermediário e distal) respectivamente, indicando uma progradação dos lobos

turbidíticos. Apenas no intervalo referente ao Trato de sistemas regressivo 2 (TSR 2) ocorrem depósitos de canal fluvial (AF- D) e de *overbank* (AF-E), representam ciclos de alta frequência vinculados a rebaixamento do nível relativo do mar. Estes rebaixamentos não apresentam correlações contínuas regionais na área de estudo (assim como os ciclos internos aqui discutidos). Assim, são considerados eventos de rebaixamento de ordem maior (maior frequência), não retratando na presente escala de análise uma superfície mapeável, o que conjectura um critério fundamental para a definição de uma discordância. Portanto, estes rebaixamentos são interpretados como eventos de ordem maior e sem expressão mapeável na presente escala, constituindo apenas ciclos internos.

Nos demais tratos não se pode afirmar a ocorrência de determinada litologia, bem como as associações de fácies correspondentes, devido a mistura dos sedimentos siliciclásticos e carbonáticos. Mesmo com esta dificuldade, provavelmente nestes intervalos, depositaram-se os mesmos sedimentos turbidíticos vistos nos poços descritos, só não se pode limitar corretamente o início e o fim de determinada associação de fácies.

Na Sequência 1 (SEQ-1) o *trend* de espessamento apresenta direção W-E, sendo as mais espessas próximas à borda leste, principalmente nas porções sudeste e norte e as mais delgadas na porção oeste do campo, na Sequência 2 (SEQ-2) o mapa de isópacas mostra um *trend* de espessamento com direção NE-SW onde as maiores espessuras são encontradas na porção sudoeste, e as mais delgadas próximas à borda leste. A Sequência 3 (SEQ-3) apresenta um *trend* de espessamento direção SE-NW, com as maiores espessuras próximas à borda oeste, na parte central do campo, enquanto que na porção leste, ocorrem as espessuras mais delgadas. E a Sequência 4 (SEQ-4) mostra uma preservação e espessamento na porção centro-oeste, e as maiores espessuras se localizam na borda oeste, na parte central do campo, e as menores ou não deposição ocorrem na porção norte, sul e leste

O campo de Fazenda Santa Luzia se localiza na Plataforma de Regência, essa área é dividida em bloco alto e baixo, devido o sistema de falhas Cedro/Rio Doce, que se desenvolveu de sul para norte como uma falha única que vai gradativamente dando lugar a múltiplas falhas normais. Além disso, a movimentação do sal (halocinese), ocorrida após a sedimentação Albo-Cenomaniana, provocou grande compartimentação da área, pela geração de falhamentos lístricos (PEREIRA FILHO

et al., 2000). Estas feições estruturais foram as prováveis controladoras da sedimentação do campo e as responsáveis pelas configurações dos *trends* de espessamento das isópacas nas sequências T-R analisadas.

5.2.3.1. Modelos deposicionais das sequências T-R

Das quatro sequências observadas, três são completas (SEQ-1, SEQ-2 e SEQ-3) e uma incompleta (SEQ-4), e constituem o arcabouço estratigráfico do intervalo de estudo. Destas, três apresentam modelos deposicionais semelhantes (SEQ-1, SEQ-3 e SEQ-4), depósitos pertencentes ao sistema deposicional turbidítico (Figura 53), e a Sequência 2 (SEQ-2) também apresenta as fácies turbidíticas, mas se diferencia pela ocorrência dos depósitos fluviais (Figura 54).

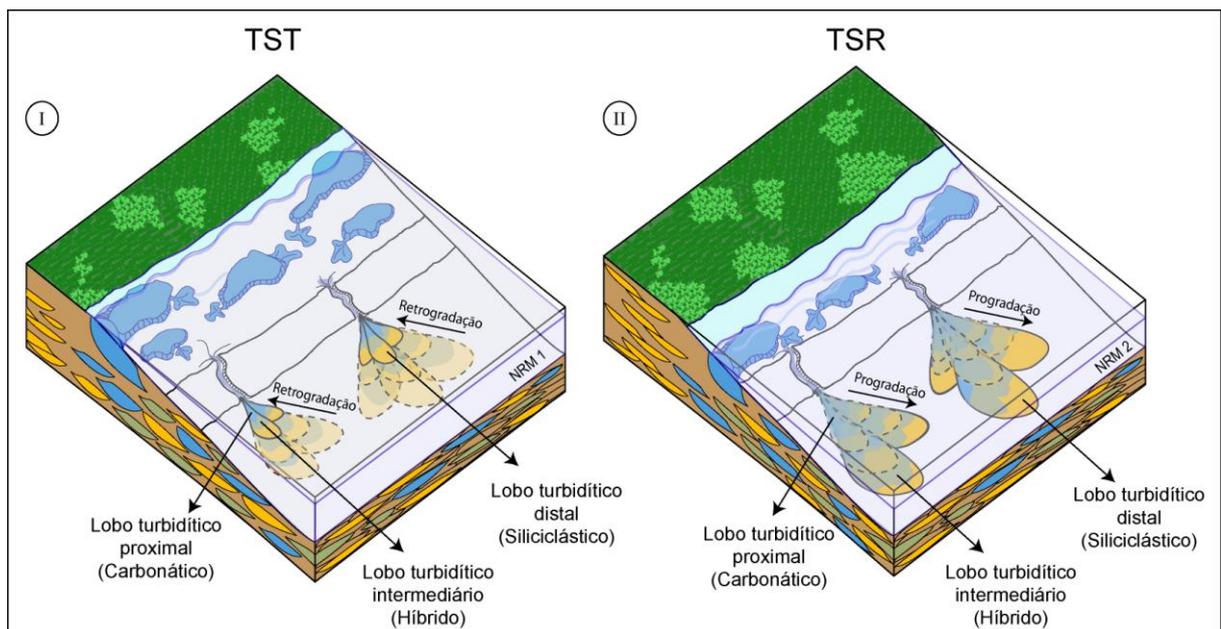


Figura 53: Modelos deposicionais das Sequências 1, 3 e 4. O modelo I corresponde ao trato de sistemas transgressivo (TST), quando a taxa de subida do nível relativo do mar excede a taxa de influxo sedimentar (padrão de empilhamento retrogradacional). O modelo II representa o trato de sistemas regressivo (TSR), quando a taxa de subida do nível relativo do mar é menor que a taxa de influxo sedimentar (padrão de empilhamento progradacional).

A variação do nível relativo do mar não apresenta controle aparente sobre os lobos turbidíticos individualmente, não sendo visíveis grande mudanças, em ambos tratos (TST, TSR) apresentam padrão progradacional. Mas analisando o conjunto

destes lobos, é possível observar a grande mudança nos padrões de empilhamento, utilizados neste trabalho para separar os tratos de sistemas.

A variação do nível relativo do mar provocou a mudança dos padrões de empilhamento, caracterizando o padrão retrogradacional, quando a taxa de subida do nível relativo do mar excede a taxa de influxo sedimentar (TST), e o padrão progradacional, quando a taxa de subida do nível relativo do mar é menor que a taxa de influxo sedimentar (TSR).

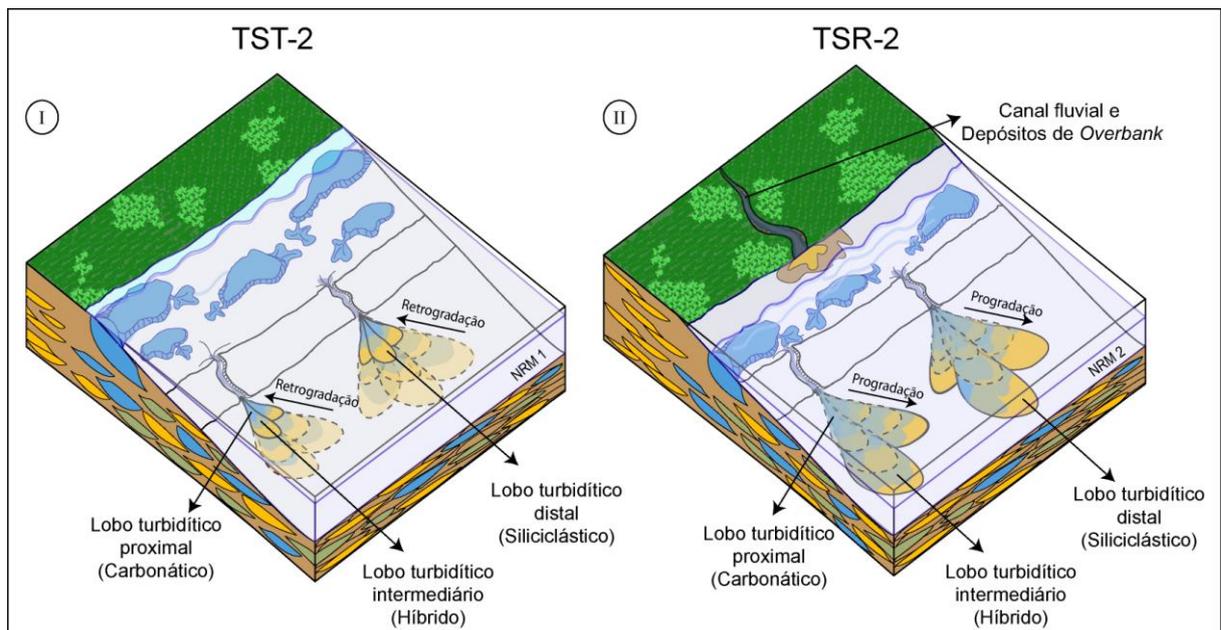


Figura 54: Modelos deposicionais da Sequência 2. O modelo I representa o trato de sistemas transgressivo 2 (TST-2), quando a taxa de influxo sedimentar é menor que a taxa de subida do nível relativo do mar (padrão de empilhamento retrogradacional). O modelo II corresponde ao trato de sistemas regressivo 2 (TSR-2), quando a taxa de influxo sedimentar é maior que a taxa de subida do nível relativo do mar (padrão de empilhamento progradacional).

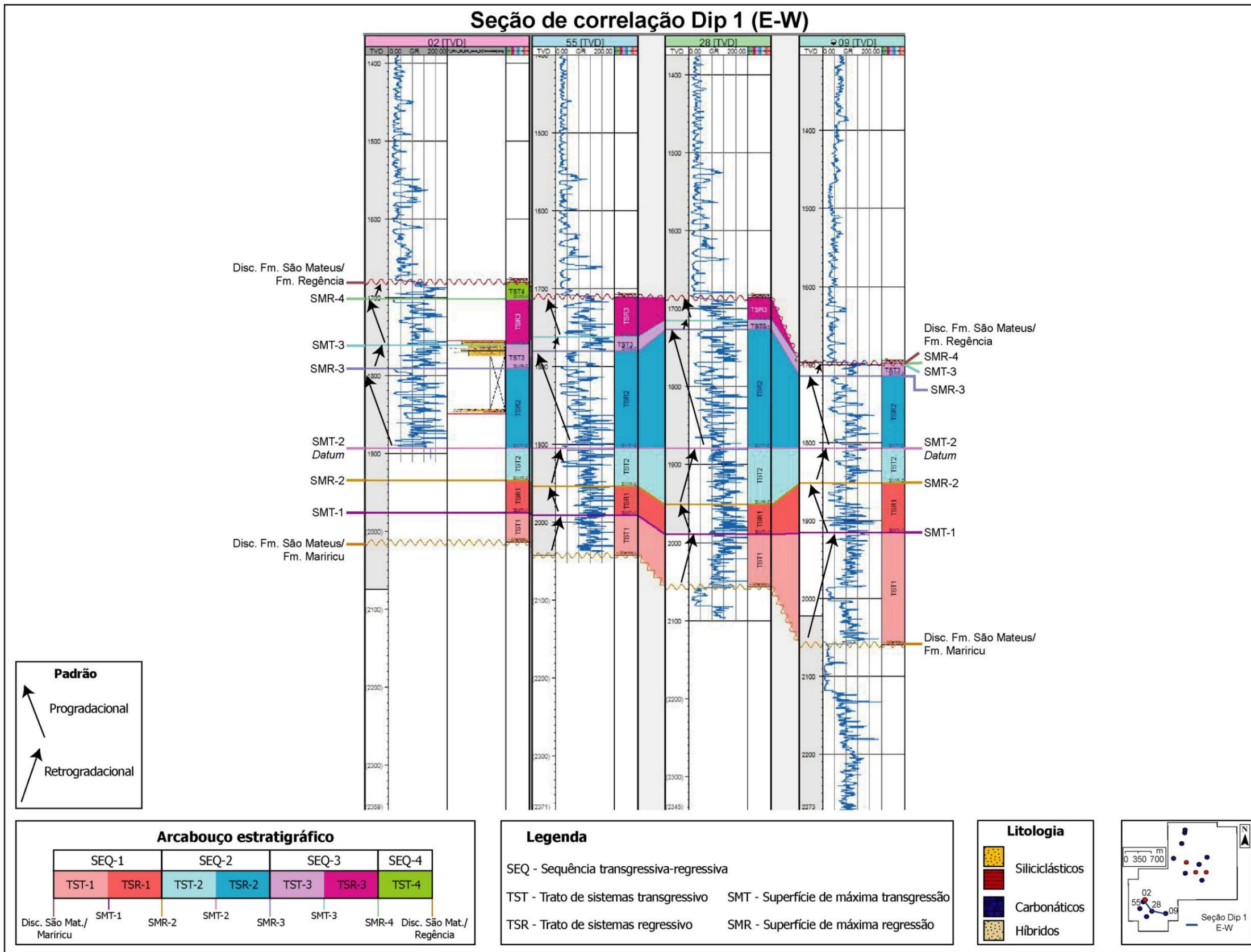


Figura 55: Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Dip 1 (E-W).

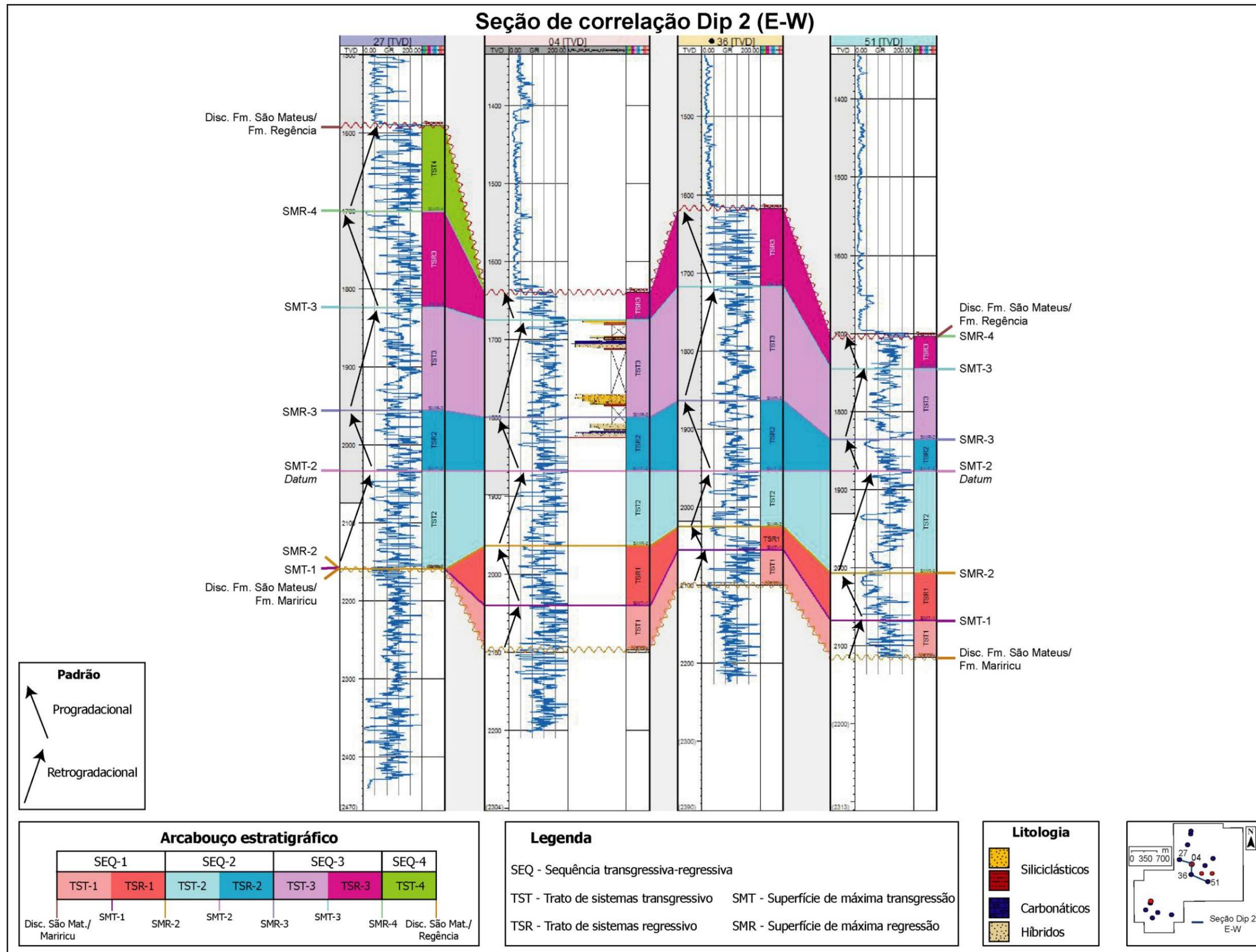


Figura 56: Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Dip 2 (E-W).

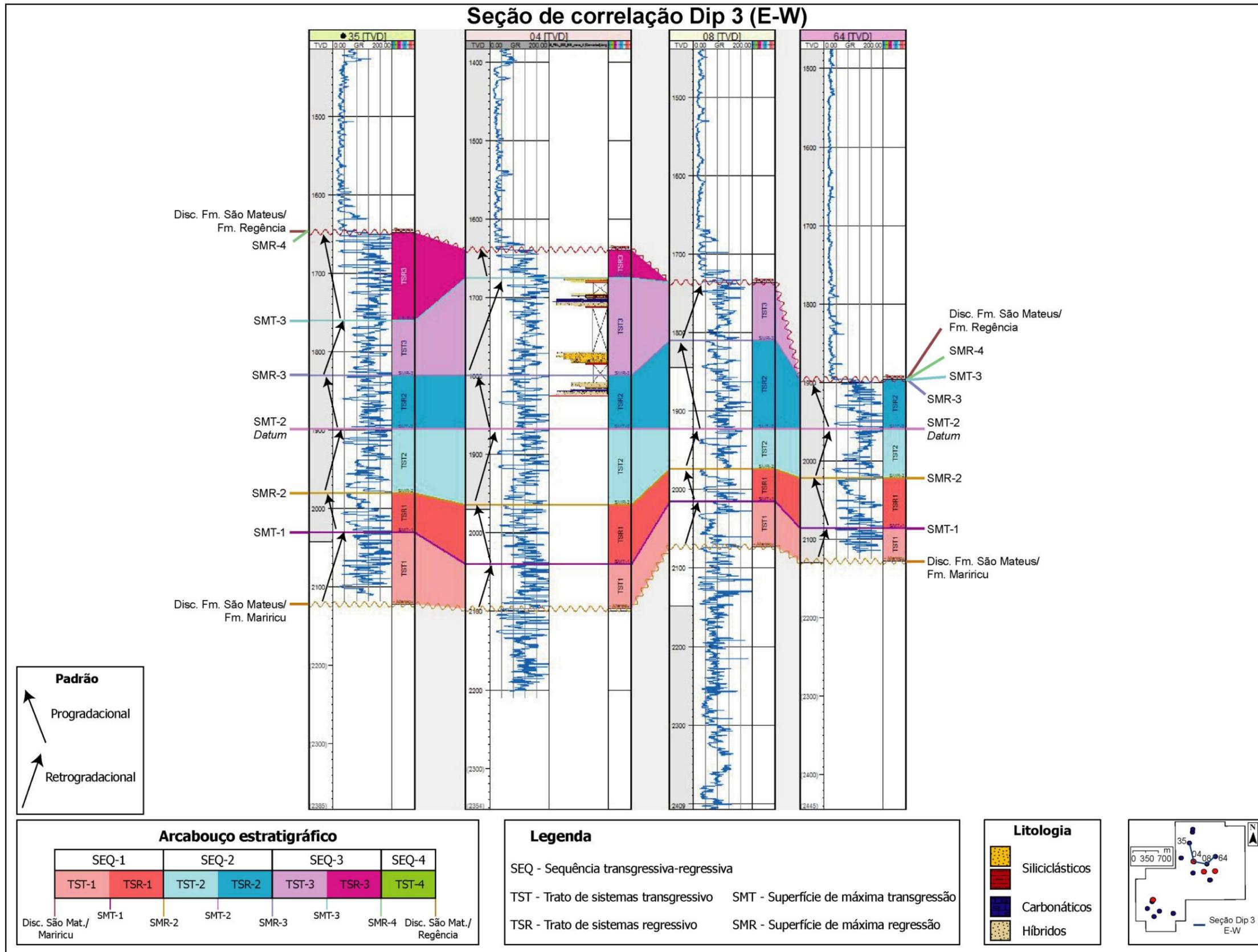


Figura 57: Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Dip 3 (E-W).

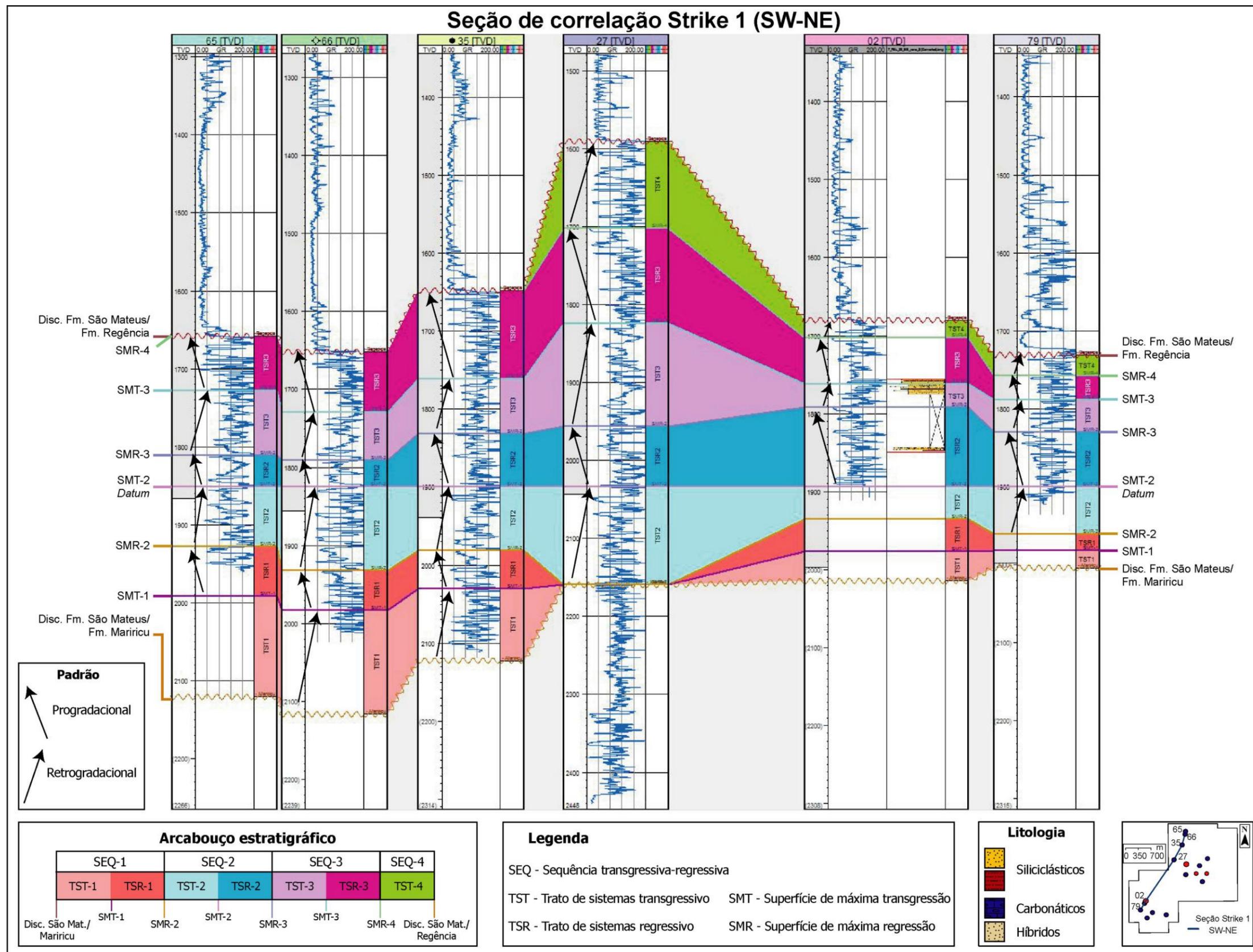


Figura 58: Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Strike 1 (SW-NE).

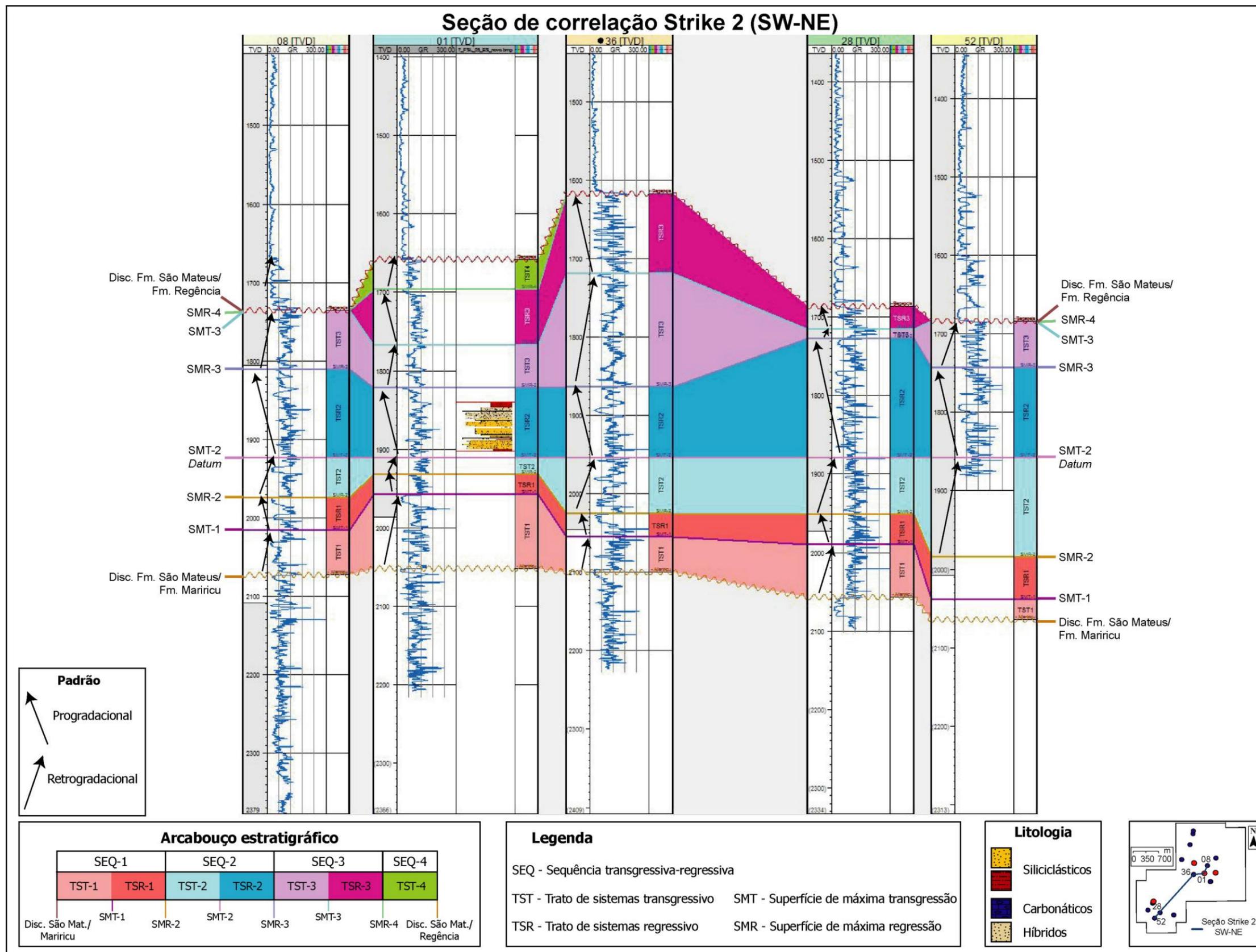


Figura 59: Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Strike 2 (SW-NE).

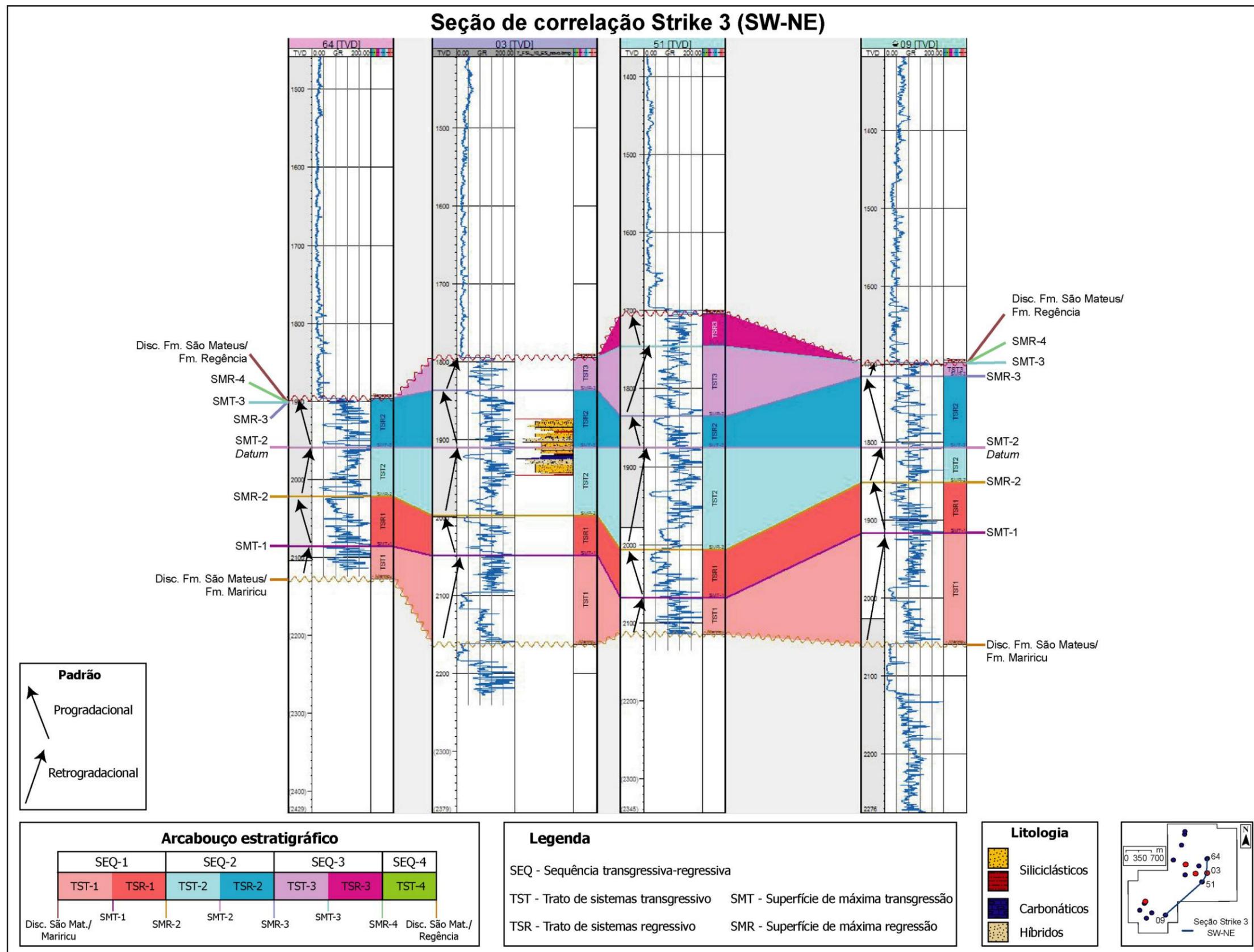


Figura 60: Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Strike 3 (SW-NE).

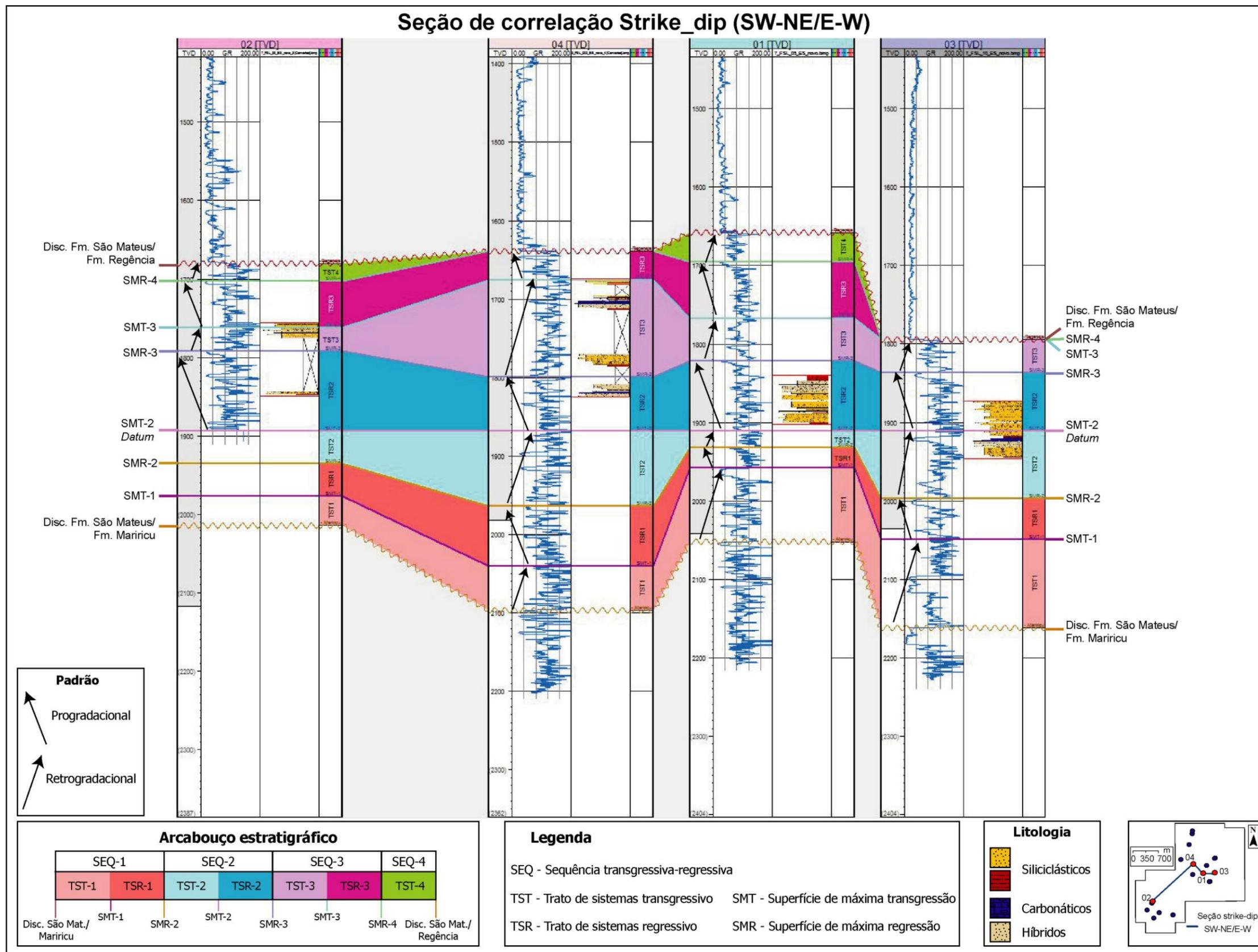


Figura 61 Arcabouço estratigráfico da seção de correlação Strike-Dip (SW-NE/E-W).

6. CONCLUSÕES

A partir da discussão dos resultados podemos concluir alguns pontos importantes referentes à faciologia e estratigrafia da área de estudo, estes pontos-chaves serão apresentados a seguir.

- ✓ Através da descrição dos 5 testemunhos de sondagem, foi elaborado um arcabouço faciológico composto por 15 fácies:
 - (i) 9 fácies siliciclásticas (Gcm, Sh, Sl, St, Sr, Sm, Fm, Fh e P);
 - (ii) 4 fácies híbridas (GHm, SHm, SHh e FHm);
 - (iii) 2 fácies carbonáticas (calcir e calcar)

- ✓ Estas fácies foram agrupadas em 5 associações de fácies:
 - (i) AF-A: Lobo turbidítico proximal;
 - (ii) AF-B: Lobo turbidítico intermediário;
 - (iii) AF-C: Lobo turbidítico distal;
 - (iv) AF-D: Canal fluvial;
 - (v) AF-E: Depósitos externos ao canal (*Overbank*).

- ✓ As associações de fácies pertencem a 2 sistemas deposicionais distintos:
 - (i) Sistema deposicional turbidítico: AF-A, AF-B e AF-C;
 - (ii) Sistema deposicional fluvial: AF-D e AF-E.

- ✓ O arcabouço estratigráfico foi elaborado com base na Estratigrafia de Sequências, mas o modelo de sequência seguido foi o de Embry e Johannessen (1992). A chamada sequência transgressiva-regressiva (T-R) foi utilizada devido a maior facilidade em reconhecer os padrões retrogradacionais e progradacionais nos

perfis, e pelo fato de só serem observadas as discordâncias que delimitam a base (Discordância Fm. São Mateus – Fm. Mariricu) e o topo (Discordância Fm. São Mateus - Fm. Regência) do intervalo de estudo.

✓ Através de 7 seções de correlação (3 *dip*, 3 *strike* e 1 *strike-dip*), foram reconhecidas e delimitadas 4 sequências T-R. Destas 3 completas (Sequência 1, Sequência 2 e Sequência 3), a sequência T-R é limitada pela superfície de máxima regressão (SMR). Cada sequência é composta pelo trato de sistemas transgressivo (TST) e pelo trato de sistemas regressivo (TSR), separadas pela superfície de máxima transgressão (SMT). E uma sequência incompleta (Sequência 4) que apresenta apenas o trato de sistemas transgressivo.

✓ As porções descritas dos testemunhos de sondagem fazem parte das Sequências 2 e 3, sendo assim, a inferência das associações de fácies das Sequências 1 e 4 se torna mais difícil, isso porque depósitos siliciclásticos e híbridos não apresentam padrão de raios gama característico. Mas como todas sequências se localizam no mesmo intervalo, delimitadas na base pela discordância Fm. São Mateus/Fm. Mariricu e no topo pela discordância Fm. São Mateus/Fm. Regência, provavelmente as associações de fácies observadas nos poços descritos se intercalam em todas as sequências, pois fazem parte do mesmo contexto geológico.

✓ Todos os poços descritos apresentam porções pertencentes à Sequência T-R 2. No TST-2 ocorrem intercalações entre as associações de fácies A (lobo turbidítico proximal), B (lobo turbidítico intermediário) e C (lobo turbidítico distal). No TSR-2 além destas fácies turbidíticas ocorrem as associações de fácies D e E referentes ao sistema deposicional fluvial.

✓ A Sequência 3 apresenta porções descritas somente nos poços 02 e 04. No TST-3 ocorrem somente as associações pertencentes ao sistema turbidítico, AF-A, B e C, podendo ser observado um ciclo turbidítico completo (AF-A, B e C respectivamente). No TSR-3 ocorrem somente as associações de fácies B e C.

✓ Internos às superfícies limítrofes, observam-se ciclos turbidíticos assimétricos, de alta frequência, compostos pelas AF-C (base), AF-B e AF-A (topo),

caracterizando um padrão progracional, mas na maior parte das vezes são observados ciclos incompletos, compostos pelas AF-C (base) e AF-B (topo). Além disso, é possível reconhecer e demarcar topo e base dos ciclos nas porções descritas, mas nas demais porções não é possível delimitar onde começa e termina cada ciclo, pela falta de padrão na curva de raios gama dos sedimentos. Por isso até o presente momento, a correlação entre estes ciclos não foi possível. Este fato (ciclos assimétricos) permite inferir que estes lobos avulsionavam ao longo do tempo, depositando seus sedimentos em diferentes lugares.

✓ Somente no TSR-2, que pertence à Sequência T-R 2, ocorrem ciclos de alta frequência ligados ao rebaixamento do nível do mar, que se diferenciam pela presença dos depósitos fluviais (AF-D e AF-E).

✓ Os eventos de rebaixamento do nível relativo do mar não apresentam correlações contínuas regionais na área de estudo, por isso são interpretados como eventos de ordem maior (maior frequência), constituindo apenas ciclos internos.

6.1. Considerações finais

O Campo de Fazenda Santa Luzia iniciou sua produção em 1992, no começo apresentava bons valores de produção, mas a partir de 2002 houve um significativo declínio, não foram encontradas soluções ou respostas que solucionassem ou explicassem estes problemas, já que o Campo apresentava somente um zoneamento feito a partir de dados sísmicos e de microfósseis. Os resultados obtidos, neste projeto possibilitaram a construção de um arcabouço faciológico e estratigráfico inéditos para o Campo e podem ajudar a direcionar os novos poços, que serão perfurados durante o adensamento da malha de poços, evitando áreas com baixo potencial de exploração,

Foram encontradas diversas dificuldades durante o desenvolvimento deste projeto, como o entendimento dos fatores controladores da mistura entre sedimentos carbonáticos e siliciclásticos, que geram os depósitos híbridos. A falta de padrão nos perfis sísmicos de raios gama para siliciclásticos e híbridos e, o fato de não se poder

observar a geometria das camadas e como elas se comportam lateralmente, já que os dados são de subsuperfície

Em uma próxima etapa deste trabalho, é importante a realização de novas descrições de testemunhos. Além disso, é necessária a construção de um modelo tridimensional da área para visualizar como as associações de fácies se comportam dentro das sequências, mas para isso, será necessário entender todas as questões referentes à mistura e encontrar soluções para as dificuldades observadas.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHR, W.M. 1973. The carbonate ramp: na alternative to the shelf model. **Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions**. v.23, p. 221-225.
- ALMEIDA, F.F.M.; LITWINSKI, N. 1984. Província Mantiqueira – Setor Setentrional. In: **O Pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: [s.n], p. 282-307.
- ASMUS, H.E.; GOMES, J.B.; PEREIRA, A.C.B. 1971. Integração Geológico Regional da Bacia do Espírito Santo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25, 1971, São Paulo, SP. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1971, v.3, p. 235-252.
- ARARIPE, P. T. 2002. **Quarta rodada de licitações** – Bacia do Espírito Santo. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). Disponível em: <<http://www.anp.gov.br/brasil-rounds/round4/index.html>>. Acesso em: 10 set. 2010.
- BARWIS, J.H.; MCPHERSON, J.G.; STUDLICK, J.R.J. 1990. **Sandstone Petroleum Reservoirs**. New York, USA: Springer-Verlag , 583 p.
- BIASSUSI, A.S.; MACIEL, A.A.; CARVALHO, R.S. 1990. Bacia do Espírito Santo: o “estado da arte” da exploração. **Boletim de Geociências da Petrobras**. Rio de Janeiro: Petrobras, v.4, n.1, jan./mar. p.13-19.
- BORGUI, L. 2000. Visão geral da análise de fácies sedimentares do ponto de vista da arquitetura deposicional. **Boletim do Museu Nacional**. Rio de Janeiro, RJ: [s. n], v. 53, p. 1-23.
- BOUMA, A. H. 1962. **Sedimentology of some flysh deposits**. Amsterdam: Elsevier, 168 p.
- BRANNER, J.C. 1902. The geology of northeast coast of Brazil. Boulder. **The Geological Society of America Bulletin**. New York, USA: GSA, n.8, p. 41-98.
- BUDD, D.A.; HARRYS, P.M. 1990. Carbonate-siliciclastic mixtures. **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**. [S.l]: Reprint series, v. 14, p. 272.

- CARVALHO, K.W.B. 1965. Geologia da bacia sedimentar do Rio Almada. **Boletim técnico da Petrobras**. Rio de Janeiro: Petrobras / Relatório interno, v.8, n.1, p. 5-56.
- CARVALHO, K.W.B.; GARRIDO, J.L.P. 1965. Reconhecimento geológico da bacia sedimentar Bahia Sul/Espírito Santo. **Petrobras / Relatório interno**. Rio de Janeiro.
- CARVALHO, R.S.; BIASUSI, A.S.; MACIEL, A.A. 1989. Bacia do Espírito Santo: O "estado da arte" da exploração. In: Seminário de Interpretação Exploratória, 1., 1989. Rio de Janeiro, RJ, **PETROBRAS, resumos expandidos**, Rio de Janeiro: Petrobras, p. 127-134.
- CATUNEANU, O. *et al.* 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. **Earth-Science Reviews**. Amsterdam: Elsevier, n. 92, p.1–33.
- COLLINSON, J.D. 1969. The sedimentology of the Grindslow shales an the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern. **England. Journal of Sedimentary Petrology**. [S.l.]: [s.n], v.39, p. 194 - 221.
- CONCEIÇÃO, J.C.J *et al.*, 1993. Controle tectônico do magmatismo meso-cenozóico no sul e sudeste do Brasil e seu papel na evolução das bacias sedimentares. **Petrobras/ Relatório interno**. Rio de Janeiro, RJ.
- COSTA, L.R.A. 1988. **Evolução termomecânica da Bacia do Espírito Santo**. 142 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 1988.
- CORNAMUSINI, G. 2004. Sand-rich turbidite system of the Late Oligocene Northern Apennines foredeep: physical stratigraphy and architecture of the 'Macigno costiero' (coastal Tuscany, Italy).In: LOMAS, S. A.; JOSEPH, P. (Eds.). 2004. **Confined turbidite systems**. London: Geological society, Special publication, v. 222.
- D'AVILA, R.S.F.; BIASUSI, A. S.; GUIRRO, A.C. 1998. Urucutuca-Urucutuca (?): a new petroleum system in Espírito Santo Basin, Brazil. In: AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 1998. Rio de Janeiro, **Extended abstracts ...** Rio de Janeiro : PETROBRAS, Exxon Exploration Co., 1998. 1028 p. p. 102.
- D'AVILA, R.S.F. *et al.*, 2008. Ambientes Marinhos Profundos: Sistemas Turbidíticos. In: Silva, A. J. C. L. P.; Aragão, M.A.N.F.; Magalhães, A.J.C. (eds.). **Ambientes de Sedimentação Siliciclástica do Brasil**. São Paulo: Beca-BALL edições.
- DELLA FÁVERA, J.C. 2001. **Fundamentos de Estratigrafia Moderna**. Rio de Janeiro, RJ: UERJ, 263 p.
- DEL REY, A.C.; ZEMBRUSKI, S.G. 1991. Estudo hidrogeotérmico das bacias do Espírito Santo e Mucuri. **Boletim de Geociências da Petrobras**. Rio de Janeiro, RJ: Petrobras, v.5, n. 1, jan./dez., p. 25-38.

- DE ROS, L. F. *et al.*, 2010. Atlas fotomicrográfico dos poços do campo de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael. **Relatório interno do projeto: Caracterização e Modelagem Estratigráfica-Petrológica Integrada dos Sistemas Mistos Siliciclásticos-Carbonáticos dos Campos de Fazenda Santa Luzia e Fazenda São Rafael, Bacia do Espírito Santo.** Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- DIAS, J.L. 2005. Tectônica, estratigrafia e sedimentação no Andar Aptiano da margem leste brasileira. **Boletim de Geociências da Petrobras.** Rio de Janeiro, RJ: Petrobras, v.13, n.1, p. 7-25, nov. 2004/maio 2005.
- DOLAN, J.F. 1989. Eustatic and Tectonic Controls on Deposition of Hybrid siliciclastic/ carbonate basinal cycles: Discussion with examples. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin.** Tulsa, Oklahoma: AAPG, v. 73, n. 10, p. 1233-1246.
- DOVETON, J. H. 1994. Geologic log interpretation. In: **SEMP short course.** Tulsa, Oklahoma: SEMP, n.29, 169 p.
- DOYLE, L.J.; ROBERTS, H.H. 1988. Carbonate-clastic transitions. **Developments in Sedimentology.** Amsterdam: Elsevier, v. 42, p. 304-305.
- ESTRELLA, G.; MELLO, M.R.; GAGLIANONE, P.C. 1984. The Espírito Santo Basin (Brazil) source rock characterization and petroleum habitat. In: Petroleum geochemistry and basin evaluation, 1984. Tulsa, **AAPG Memoir ...** Tulsa, Oklahoma: AAPG, n. 35, p. 253-271.
- EMBRY, A. F.; JOHANNESSEN, E.P. 1992. T-R sequence stratigraphy, facies analyses and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: VORREN, T. O. *et al.*, (Eds.). Arctic Geology and Petroleum Potential. Norwegian Petroleum Society (NPF), 1992. **Special Publication 2...** Amsterdam: Elsevier, p 121-146.
- EMBRY, A. F. 2002. Transgressive – Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy. In: 22nd Annual Gulf Coast Section, 2002. Tulsa, **Extended abstracts ...** Tulsa, Oklahoma: SEMP Geology.
- FRANÇA, R.L. *et al.* 2007. Bacia do Espírito Santo. **Boletim de Geociências da Petrobras.** Rio de Janeiro, RJ: Petrobras, v. 15, n. 2, p. 501-509.
- FROTA, E.S.T.; MELLO, M.R.; CUNHA, C.H.R. 1997. Atualização do modelo geoquímico da Bacia do Espírito Santo-Mucuri. **Petrobras / Relatório interno.** Rio de Janeiro, RJ, 56 p.
- GALLOWAY, W.E.; HOBDAV, D.K. 1998. **Terrigenous clastic depositional systems.** New York, USA: Springer-Verlag, 2nd. Ed, 423 p.
- GALLOWAY, W.E. 1989. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis. In: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units, 1989.

Tulsa. **American Association Petroleum Geologists Bulletin...** Tulsa, Oklahoma: AAPG, v.73, n.2, p. 125-142.

GROSHONG, R. H. Jr. (Eds). 2006. **3-D Structural Geology a Practical Guide to Quantitative Surface and Subsurface Map Interpretation**. [S.l]: [s.n], 410 p.

HANDFORD, C. R.; LOUCKS, R. G. 1993. Carbonate depositional sequences and systems tracts – responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. In: Carbonate Sequence Stratigraphy Recent Developments and Applications, 1993. Tulsa, **AAPG Memoir...** Tulsa, Oklahoma: AAPG, v. 57, p. 3 – 41.

HAY, W.W.; LESLIE, M.A. 1990. Could possible changes in global groundwater reservoir cause eustatic sea level fluctuations. In: REVELLE, R. 1990. **Sea level change**. [S.l]: [S.n].

HEINERICI, J.; TIBANA, P.; WINTER, W.R. 1983. Evolução tectono-sedimentar da Plataforma de Regência – Bacia do Espírito Santo. Macaé. **Petrobras / Relatório interno**. Rio de Janeiro, RJ.

JAMES, N.P.; KENDALL, A.C. 1992. Introduction to carbonate and evaporate facies models. In: WALKER, R.G.; JAMES N.P. (eds.). 1992. **Facies models – response to sea level changes**. Ontario, Canada: Geological Association of Canada, p. 265-275.

JORDAN, D.W.; PRYOR, W.A. 1992. Hierarchical levels of heterogeneity in a Mississippi River meander belt and application to reservoir systems. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**. Tulsa, Oklahoma: AAPG, v. 76, n. 10, p. 1601-1624.

KENDALL, C.G.; SCHLAGER, W. 1981. Carbonates and relative changes in sea level. **Marine Geology**. Amsterdam: Elsevier, v. 44, p. 181-212.

KRUMBEIN, W.C.; SLOSS, L.L. 1963. **Stratigraphy and Sedimentation**. São Francisco, USA: Freeman, 2.ed., 660 p.

LOMANDO, A.J. & HARRIS, P.M. 1991. Mixed carbonate-siliciclastic sequences. In: Core Workshop, 15, 1991, [S.l.], **Society of Economic Paleontologists and Mineralogists**, [S.n.], p. 569.

LUCIA, F. J. 2007. Wireline logs. In: **Carbonate Reservoir Characterization**. 2. ed., Austin, Texas: Springer , p. 69 - 109.

LOWE, D. R., 1982. Sediment gravity flow. Depositional models with special reference to deposits of high-density turbidity currents. **Journal Sedimentary Research**. Tulsa, Oklahoma: SEMP, v. 52, p. 279-297.

MELLO, M.R. *et al.* 1996. Início da influência marinha no ambiente deposicional das bacias do sul-sudeste brasileiro no Eocretáceo, e suas implicações exploratórias. **Petrobras/Cenpes/ Relatório Interno**. Rio de Janeiro, 135 p.

- MENDES, J.C. 1992. **Elementos de estratigrafia**. 1. ed. São Paulo, SP: Biblioteca de ciências naturais, v.12.
- MIALL, A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: MIALL, A.D. (ed). **Fluvial sedimentology**. Can Soc Petrol Geol Mem 5, p. 597-604
- MIALL, A.D. 1990. **Principles of Sedimentary Basin Analysis**. 2 ed. New York: Springer-Verlag, 668p.
- MIALL, A.D. 1992. Alluvial Deposits. In: WALKER, R.G.; JAMES N.P. (eds.). 1992. **Facies models – response to sea level changes**. Ontario, Canada: Geological Association of Canada, p. 119-142.
- MIALL, A. D. 1999. **Principles of sedimentary basin analysis**. 3. ed. Berlin; Heidelberg; New York; Barcelona; Hong Kong; London; Milan; Paris; Singapore; Tokyo: Springer, 616 p.
- MILANI, E. J. *et al.* 2000. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. **Brazilian Journal of Geophysics**. Rio de Janeiro, RJ: SBGf, v. 18, n.3. p. 351-369.
- MOSMAN, R.; PEREIRA, C.P. 1971. Petrografia e gênese das rochas sedimentares do Aptiano e Albo-aptiano da Bacia do Espírito Santo. **Petrobras/Relatório interno**. Rio de Janeiro, RJ, 24p.
- MOUNT, J. F. 1984. Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments. **Geology**. New York: The Geological Society of America, v. 12, p. 432-435.
- MULDER, T. *et al.* 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. **Marine and Petroleum Geology**. Amsterdam: Elsevier, v. 20, n. 6-8, p. 861-882.
- MUTTI, E.; RICCI LUCCHI, F. 1972. Le torbiditi dell'Appennino Settentrionale: Introduzione all'analisi di facies. **Memoir Societa Geologica Italiana**. [S. l]: [s.n], v. 11, n. 2, p. 161- 199.
- MUTTI, E. 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). **Sedimentology**. New York: Wiley-Blackwell, v. 24, p. 107-131.
- MUTTI, E. 1985. HechoTurbidite System, Spain. In: BOUMA, A. H. *et al.* 1985 **Submarine fans and related turbidite systems**. New York: Spriner-Veriag, p.205-208.
- MUTTI, E.; NORMARK, W.R. 1987. Comparing examples of modern and ancient

- turbidite systems: Problems and concepts. In: LEGGETT, J. K.; ZUFFA, G.G. 1987. **Marine clastic sedimentology: Concepts and case studies**. London: Graham & Trotman, p. 1-38.
- MUTTI, E. *et al.* 1999. An introduction to the analysis of ancient turbidite basin from an outcrop perspective. **American Association of Petroleum Geologists**. Tulsa, Oklahoma: AAPG.
- MUTTI, E. *et al.* 2003. Deltaic mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. **Marine and Petroleum Geology**. Amsterdam: Elsevier, v. 20, n. 6-8, p. 733-755.
- NOVO Caderneta de campo, edição E&P-EXP. 2008. Rio de Janeiro: Universidade Petrobras.
- OJEDA, H.A.O. 1977. Bacia do Espírito Santo - Integração geológica regional – Relatório de Congresso. **Petrobras/Relatório interno**. Rio de Janeiro, RJ.
- PAYTON, C.P. 1977. Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. **American Association of Petroleum Geologists**. Tulsa: Oklahoma, Memoir 26, 516 p.
- PEREIRA FILHO, J.S.; FRANCA, R.L.; STIRLING, R.A . 2000. A formação São Mateus na plataforma de Regência – Bloco Alto- Bacia do Espírito Santo. **Petrobras/ Relatório interno**. São Mateus, ES.
- PETERSOHN, E. 2007. Nona rodada de licitações – Bacia do Espírito Santo. Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP). Disponível em: <http://www.anp.gov.br/brnd/round9/round9/seminario_tecnico.asp#Seminario_tecnico_Ambiental>. Acesso em: 10 set. 2010.
- PIRES, F. A. 1993. O “Estado da arte” dos depósitos de turbiditos. **Revista IG**. São Paulo, SP: USP, v. 14, n. 1, p. 55-64.
- PITMAN III, W.C. 1978. Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. **The Geological Society of America Bulletin**. New York: GSA, v. 89, n. 9, p. 1389-1403.
- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M.T.; VAIL, P.R. 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition I - Sequence and Systems Tracts Models. In: WILGUS, C.K *et al.* (eds). 1988. **Sea Level Changes: An Integrated Approach**. Tulsa, Oklahoma: SEPM Geology, Special Publication n. 42, p.109-124.
- POSAMENTIER, H.W.; VAIL, P.R. 1988. Eustatic Controls on Clastic Deposition II - Conceptual Framework. In: WILGUS, C.K *et al.* (eds). **Sea Level Changes: An Integrated Approach**. Tulsa, Oklahoma: SEPM Geology, Special Publication n. 42, p.125-154.
- POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, G.P.; JAMES, D.P. & TESSON, M. 1992. Forced Regressions in a Sequence Stratigraphic Framework: Concepts, Examples, and

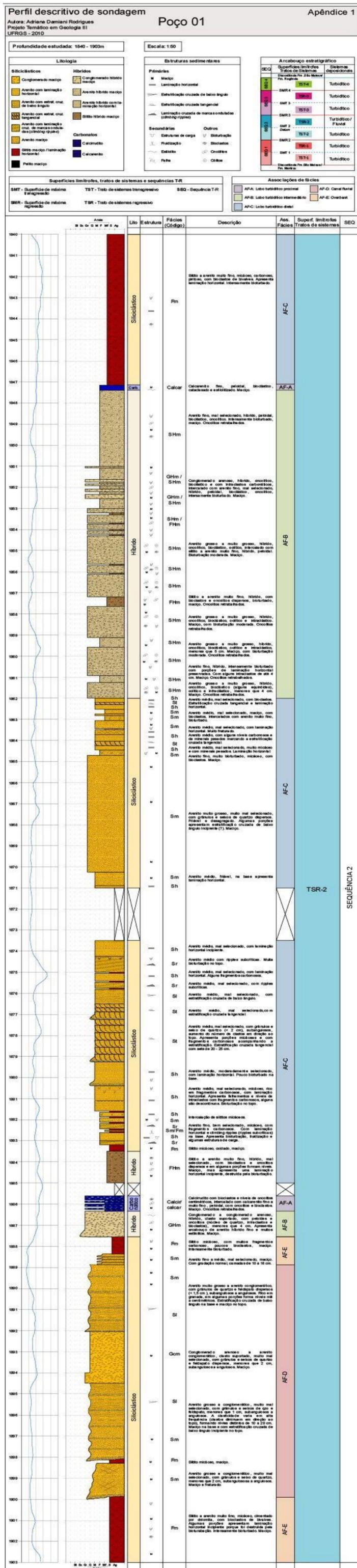
- Exploration significance. **The American Association of Petroleum Geologists Bulletin**. Tulsa, Oklahoma: AAPG, v. 75, n. 11, p. 1687-1709.
- POSAMENTIER, H.W.; JAMES, D.P. 1993. An overview of sequence stratigraphy concepts: uses and abuses. In: POSAMENTIER, S.W.; SOMMENHAYEN, C.P.; HAQ, B.U.; ALLEN, G.P. (Eds.). 1993. **Sequence stratigraphy and facies associations**. [S.l]: International association Sedimentologists, Special Publications, v. 18, n. 3, 18 p.
- POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, G.P. 1994. **Siliciclastic sequence stratigraphy – concepts and applications**. [S.l]: [s.n], 89p. (in press).
- POTTER, P.E. 1959. Facies models conference. **Science**. [S.l.]: American Association for the Advancement of Science, p. 1272 – 1273.
- RANGEL, H.D.; LIMAR, R.; BIASUSSI, A.S. 1990. Carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo. **Petrobras/Depex/Comunicação Interna**, Rio de Janeiro, RJ.
- RANGEL, M.D. 2003. **Geoquímica de reservatório aplicada aos campos de Fazenda São Rafael e Fazenda Santa Luzia Bacia do Espírito Santo, Brasil**. 124 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia) - Programa de Engenharia Civil/COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2003.
- REGALLI, M.S.P. 1992. Estudo Bioestratigráfico Regional dos Sedimentos Pré-Alagoas na Bacia do Espírito Santo. **Petrobras/SENSUD/Relatório interno**. Rio de Janeiro, RJ.
- REECKMANN A.; FRIEDMAN G.M. 1982. **Exploration for carbonate petroleum reservoirs. Elf-Aquitaine**, Centres de Recherches de Boussens et de Pau. New York: A Wile-Interscience publication. 210 p.
- SEVERIANO RIBEIRO, H.J.P. 2001. **Estratigrafia de Seqüências: fundamentos e aplicações**. São Leopoldo, RS: Editora da Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 428 p.
- SILVA, H.T.F. 1996. Análise Cronoestratigráfica de Rifts Intracontinentais: Reflexões sobre os conceitos e a nomenclatura em uso. **Boletim de Geociências da Petrobras**. Rio de Janeiro, RJ: Petrobras, v.10, n.1/4, p. 5-17, jan/dez. 1996.
- SLOSS, L.L.; KRUMBEIN, W.C.; DAPPLES, E.C. 1949. Integrated facies analysis. In: LONGWELL, C.R. (Ed.). 1949. **Sedimentary Facies in Geologic History**. New York: Geological Society of America, Memoir 39, p. 91-124.
- SLOSS, L.L. 1863. Sequences in the cratonic interior of North America. **The Geological Society of America Bulletin**. New York, USA: GSA, v. 74, p. 93-113.
- SLOSS, L.L. 1972. Synchrony of Phanerozoic sedimentary – tectonic events Fo the North american craton and the Russian plataform. In: IUGS, 24., Congress International Geologist, 1972. Montreal, **Anais...** v. 6, p. 93-113.

- SLOSS, L.L. 1984. The greening of stratigraphy 1933-1983. **Earth Planet Science**. [S.l.]: [s.n], v. 12, p. 1-10.
- TAGLIARI, C. V. 1993. **Evolução das seqüências mistas (siliciclásticas e carbonáticas) sob a influência da halocinese durante o albo-aptiano da plataforma de Regência Bacia do Espírito Santo**. 159 f. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, 1993.
- TAGLIARI, C.V. 1996. A sedimentação mista (siliciclasticos x carbonatos) e o exemplo da Plataforma de Regência - Bacia do Espírito Santo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39., 1996. Salvador, **Anais...** Salvador: SBG, 1996. v. 5, p.192-195.
- TERRA, G. J. S. 2001. Condicionantes da sedimentação carbonática marinha de águas quentes. **Material de aula**. Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.
- TINTERRI, R. *et al.* 2003. Modelling subaqueous bipartite sediment gravity flows on the basis of outcrop constraints: first results. **Marine and Petroleum geology**. Amsterdam: Elsevier, v. 20, n. 6-8, p. 911- 933.
- TUCKER, M.E.; WRIGHT, V.P. 1990. **Carbonate Sedimentology**. Oxford: Blackwell Science, p. 782.
- TUCKER, M. E.; WRIGHT, V. P. 2001. **Carbonate Sedimentology**. 2.ed. Oxford: Blackwell Science, 482 p.
- TRINDADE, L.A.F. 1988. **Estratigrafia e correlações geoquímicas na Bacia do Espírito Santo**. 175 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1988.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M.; THOMPSON, S. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: Payton, C.E. 1977. **Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration**. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26, p. 63- 81.
- VAIL, P.R.; HARDENBOL, J.; TODD, R.G. 1984. Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. In: SCHLEE, J. S. (Ed.). 1984. **Inter-regional unconformities and hydrocarbon exploration**. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 36, p. 129-144.
- VAN WAGONER, J.C. *et al.* 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy. In: WILGUS, C.K. *et al.* (eds). 1988. **Sea Level Changes: An Integrated Approach**. Tulsa, Oklahoma: SEPM Geology, Special Publication n. 42, p. 39-45.

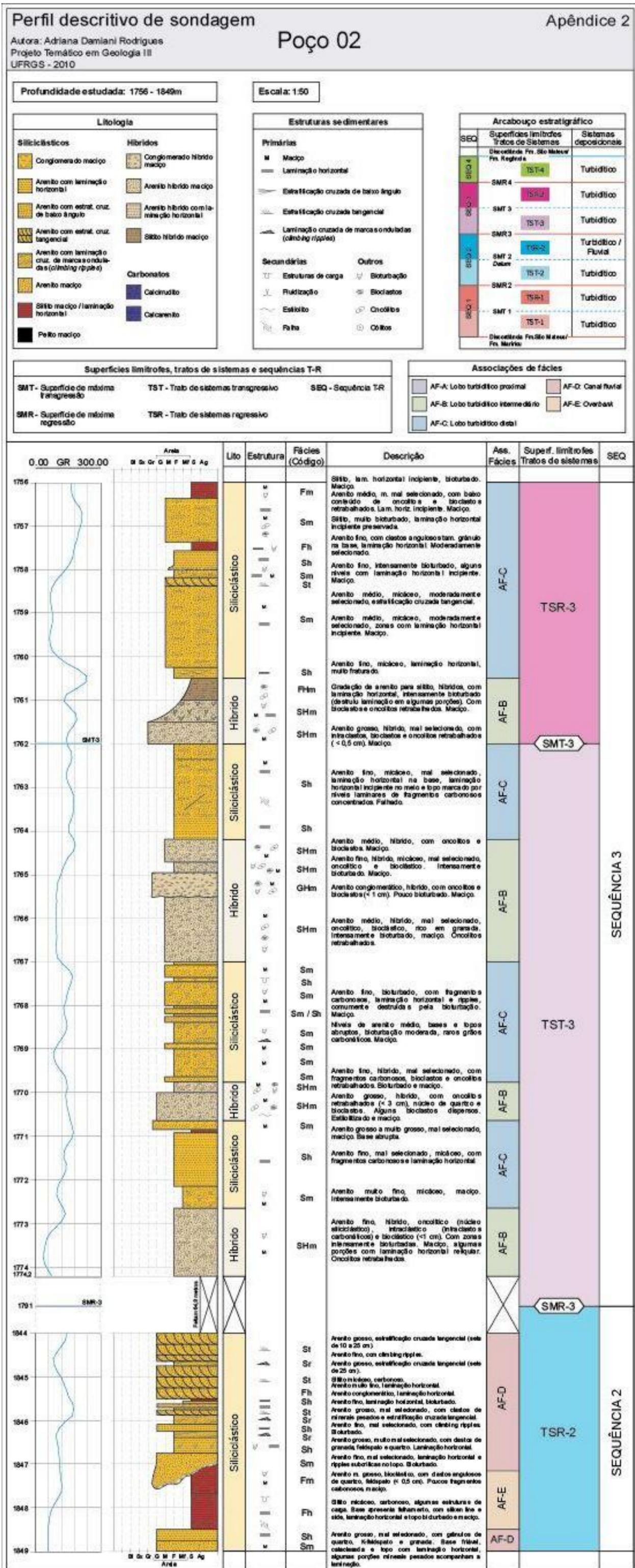
- VAN WAGONER, J.C. *et al.* 1990. **Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops**: Concepts for High Resolution Correlation of Time and Facies. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petrologists, Geology Methods in Exploration Series, n. 7, 55p.
- VAN WAGONER, J. C. *et al.* 1996. **Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops**. 4. ed. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series, n. 7, 55p.
- VAN DER VEN, P.H.; CUNHA, C.H.R.; BIASSUSI, A.S. 1988. **Structural styles in the Espírito Santo – Mucuri Basin, Southeastern Brazil**. Tulsa, Oklahoma: AAPG. p.374-375.
- VIANA, C.F. *et al.* 1971. Revisão estratigráfica da Bacia do Recôncavo/Tucano. **Boletim técnico da Petrobras**. Rio de Janeiro, Rj: Petrobras, v.14, n.3/4, p.157-192.
- VIEIRA, R.A.B. *et al.* 1994. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. **Boletim de Geociências da Petrobras**. Rio de Janeiro, Rj: Petrobras, v. 8, n. 1, p. 191 - 202.
- WALKER, R.G.; JAMES, N.P., eds., 1992. **Facies Models: Response to Sea Level Change**. Toronto, Ontário: Geological Association of Canada. 409 p.
- WALKER, R.G.; POSAMENTIER, H.W., eds., 2006. **Facies Models Revisited**. Oklahoma, Tulsa: Society for Sedimentary Geology. 527 p.

APÊNDICES

APÊNDICE 1 – Perfil descritivo de sondagem do Poço 01.



APÊNDICE 2 – Perfil descritivo de sondagem do Poço 02.



APÊNDICE 4 – Perfil descritivo de sondagem do Poço 04.

