

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**ESTRATIGRAFIA DAS SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS DO
GRUPO GUATÁ, BORDA LESTE DA BACIA DO PARANÁ**

Francisco Manoel Wohnrath Tognoli

Orientador: Prof. Dr. Joel Carneiro de Castro

Tese elaborada junto ao Curso de Pós-Graduação em
Geociências - Área de Concentração em Geologia
Regional, como parte dos subsídios necessários para a
obtenção do Título de Doutor em Geociências.

Rio Claro (SP)

DEZ/2006

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Joel Carneiro de Castro (orientador)

Prof. Dr. Ricardo da Cunha Lopes

Prof. Dr. Jorge Hachiro

Prof. Dr. Antonio Roberto Saad

Prof. Dr. José Alexandre de Jesus Perinotto

Rio Claro, 01 de dezembro de 2006.

Avaliação: APROVADO

551.7 Tognoli, Francisco Manoel Wohnrath
T645e Estratigrafia das Sequências Depositionais do Grupo Guatá,
Borda Leste da Bacia do Paraná / Francisco Manoel Wohnrath
Tognoli. – Rio Claro : [s.d.], 2006
112 f. : il., figs., tabs., fots., mapas, seções estratigráficas

Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto
de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Joel Carneiro de Castro

1. Geologia estratigráfica. 2. Permiano. 3. Sedimentologia.
4. Tectônica. 5. Discordância angular. 6. Icnologia. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI – Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

*Aos amigos que se foram cedo demais:
Marcelo Engelke Grangeiro e Ricardo Blaquez.*

*À Lilian e ao nosso Mateus, que chegará em breve e
nos trará muitas alegrias, dando continuidade ao
ciclo da vida.*

"Tudo é loucura ou sonho no começo.

Nada do que o homem fez no mundo teve início de outra maneira.

Mas já tantos sonhos se realizaram, que não temos direito de duvidar de nenhum."

Monteiro Lobato, Mundo da Lua (1923)

AGRADECIMENTOS

Esse trabalho somente foi possível em razão do apoio da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e ao Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), que autorizaram a análise e coleta de amostras e o acesso à Litoteca Regional de Araraquara (LIRA) e à Litoteca de São Pedro. Meus agradecimentos especiais ao Geólogo Cícero Azzi de Oliveira e aos funcionários Gigi, Butuca e Sílvia, por toda a ajuda e amizade em todos esses anos.

Ao Prof. Dr. Joel Carneiro de Castro, pela dedicação, confiança, apoio, entusiasmo e pela amizade construída nesses últimos anos.

À Agência Nacional do Petróleo (ANP), pela concessão da bolsa no início desse projeto. Ao Prof. Dr. Dimas Dias Brito, pela competência na coordenação do Programa de Recursos Humanos – 05 (PRH/ANP/MME/MCT). Os resultados do PRH mostram que valeu a pena.

À minha esposa Lílian e ao nosso Mateus. Obrigado pelo amor, carinho, incentivo, dedicação, amizade, companheirismo e pela ajuda no término dessa tese. Amo vocês.

Aos meus pais, Luiz Antonio e Miltes, e aos meus irmãos Gabriel e Evelyn, por me apoiarem e por entenderem minha ausência em diversos momentos. A toda minha família, que sempre me incentivou e torceu por mim, em especial aos meus avós Milton e Maria.

Aos queridos Hilton, Andréia, José Hamilton, Siomara, Idione, José Marcondes, Ana Maria e Nathaly; e aos sobrinhos Guilherme, Thiago, Kelvin, Jéssica, Vitor e Gustavo, pelo carinho.

À Prof^a Dra. Renata Guimarães Netto, que sempre incentivou e apoiou minhas idéias e pelos inúmeros projetos em parceria.

Ao Prof. Dr. Alexandre Perinotto, pelas palavras de incentivo e pelos momentos vividos no Programa Especial de Treinamento (PET).

Aos professores do DGA-UNESP, Saad, Rose, Dimas, Sturaro e Mario, pelo apoio e pelos ensinamentos desde a época da graduação.

Aos funcionários Zé Maria, Laura Narciso, Bete, Gi, Suzi, Márcia, Elaine, Darlene, Cesário, Claudinho, Paco, Laerte e Júnior, por toda a ajuda prestada.

Aos amigos Vinícius, Re e Tati, Daniel e Nicoli, Fernanda e Luiz, Luciano e Rosana, Keithy e Maurício, Lucilene, Fernanda, Bibi, Bob, Olívia, Graziela, Luah, Ana Marina, Décio, Marcinha, Angélica, Fernando Ceará, Pio e Matthieu. Valeu galera.

Aos geólogos, geofísicos e funcionários da UN-SEAL/PETROBRAS, Galm, Paulo Brahma, Rosilene, Gilvan Pio, James, Rambo, Romário, Wagner, Lisboa, Wédimo, Alexandre, Otávio, Oscar, Nabuco, Chico Figueiredo, Valverde, Valéria, Jane, Enilde, Hélia, Verônica, Edson, Aílton, Cláudio, Uanderson, Leógenes, Mizael, Osmundo, Roberto Menezes, Carlos, Iamara, Simone, Neide, Fabiana, Zé Marques, Gustavo, Cícero, Bráulio, Lanamara, Simon, Marcelo Hardman e Zé Fernandes pela amizade e carinho com que me receberam nos quase dois anos de convivência diária em Aracaju.

Ao Grupo de Geologia da UFS, Garcia, Luiz Carlos, Ana Carolina, Georgea, Nuno, Tiara, Fabiane, Lorelai e Garibaldi.

A todos aqueles que contribuíram de alguma forma para a realização desse trabalho e que porventura tenha esquecido de mencionar.

ÍNDICE

Lista de Figuras	i
Lista de Tabelas.....	iv
Resumo.....	vi
Abstract.....	vii
1. INTRODUÇÃO.....	01
2. OBJETIVOS.....	03
3. BASE DE DADOS E MÉTODOS DE TRABALHO.....	04
4. SÍNTESE DO CONHECIMENTO DO GRUPO GUATÁ EM SANTA CATARINA E PARANÁ.....	08
5. IDADE DO GRUPO GUATÁ	14
6. FÁCIES, SUCESSÕES DE FÁCIES E PADRÕES DE EMPILHAMENTO.....	16
6.1. As formações Rio Bonito e Palermo no Estado do Paraná.....	18
6.2. O Membro Siderópolis no norte de Santa Catarina.....	42
7. SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS.....	57
7.1. A Icnologia como ferramenta na identificação de superfícies estratigráficas.....	59
7.2. Superfícies Estratigráficas do Grupo Guatá.....	63
7.2.1. Superfícies Transgressivas (ST).....	63
7.2.2. Superfícies Co-planares (SRE/STE).....	66
7.2.3. Superfícies de Inundação Máxima (SIM).....	68
8. ANÁLISE DAS SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS.....	76
8.1. Segmento centro-sul de Santa Catarina.....	76
8.2. Segmento norte de Santa Catarina.....	80
8.2.1. Seqüências 1 a 5.....	80
8.2.2. Seqüências 6, 7 e 8.....	83
8.3. Segmento paranaense.....	87
9. DISCUSSÃO.....	92
10. CONCLUSÕES.....	101
11. REFERÊNCIAS	102

LISTA DE FIGURAS	Pág.
Figura 1 – Mapa de localização da área e dos principais poços utilizados. Compilado e modificado de Schneider & Castro (1975), Fulfaro et al. (1982), Aboarrage & Lopes (1986) e Mineropar (2002).	6
Figura 2 – Marco radioativo da Formação Palermo. Esse nível corresponde a uma superfície de inundação máxima que delimita um conjunto retrogradante de parassequências (abaixo) de um conjunto progradante (acima).	7
Figura 3 - Sucessões de fácies exemplificando tendências granulométricas crescentes, decrescentes ou constantes, refletidas pelos padrões de perfis em funil (A,B,C), sino (D,E,F) e caixa (G, H). As sucessões granocrescentes podem ser sucedidas por um intervalo granodecrescente, como mostrado em C. Notar que as tendências granulométricas são refletidas pelos perfis, à exceção das sucessões argilosas (I).	17
Figura 4 – Discrepâncias entre as tendências granulométricas e o padrão do perfil de raios gama. Notar que o perfil de resistividade indica corretamente a variação granulométrica indicada na seção colunar.	18
Figura 5 - Sucessões de fácies refletindo parassequências com padrões de empilhamento do tipo progradante (A), retrogradante (B) e agradante (C).....	18
Figuras 6 e 7 – Seção colunar da Formação Rio Bonito no poço FP-07 e ilustração de suas principais fácies sedimentares.....	25-26 27-28
Figuras 8 e 9 – Seção colunar da Formação Rio Bonito no poço FP-06 e ilustração de suas principais fácies sedimentares.....	29-30 31-32
Figura 10A – Seção colunar da Formação Rio Bonito no poço FP-05.....	33
Figura 10B – – Seção colunar da Formação Rio Bonito no poço FP-05 e ilustração de suas principais fácies sedimentares.....	34-35
Figura 11A – Seção colunar da Formação Palermo no poço FP-05.....	36
Figura 11B – Seção colunar da Formação Palermo no poço FP-05 e ilustração de suas principais fácies sedimentares.....	37-38
Figura 12A – Seção colunar da Formação Palermo no poço FP-09.....	39
Figura 12B – Seção colunar da Formação Palermo no poço FP-09 e ilustração de suas principais fácies sedimentares.....	40-41
Figuras 13A - Seção colunar, perfis, sucessões de fácies e fotos de conjunto das seqüências 5, 6 e 7 no poço PP-01-SC.	44
Figuras 13B - Seção colunar, perfis, sucessões de fácies e fotos de conjunto das seqüências 7 e 8 no poço PP-01-SC.	46

Figura 14A - Seção colunar, perfis, sucessões de fácies e fotos de conjunto das seqüências 5, 6 e 7 no poço PP-03-SC.	48
Figura 14B - Seção colunar, perfis, sucessões de fácies e fotos de conjunto das seqüências 7 e 8 no poço PP-03-SC.	50
Figura 15A- Seção colunar, perfis, sucessões de fácies e fotos de conjunto das seqüências 5 e 7 no poço PP-04-SC.	52
Figura 15B - Seção colunar, perfis, sucessões de fácies e fotos de conjunto das seqüências 7 e 8 no poço PP-04-SC.	54
Figura 16 - Seção colunar, perfis, sucessões de fácies e fotos de conjunto das seqüências 5 e 7 no poço PP-07-SC.	56
Figura 17 – Exemplos de seqüências deposicionais formadas por arranjos diferentes de tratos de sistemas. A, B) Seqüência com os tratos transgressivo e de mar alto. C) Seqüência formada exclusivamente por um trato transgressivo. As setas indicam padrões de empilhamento retrogradante (direita) e progradante (esquerda).....	58
Figura 18 - Mudanças no padrão de empilhamento evidenciadas por variações bruscas de fácies (A), por vezes ressaltadas por superfícies erosivas (B) e surgimento de bioturbação (C). Notar as respostas nos perfis raios gama e resistividade.....	59
Figura 19 - Estágios de desenvolvimento da icnofácies Glossifungites. A) Substrato pelítico com característica de <i>softground</i> na interface sedimento-água. B) Remoção de sedimentos por evento erosivo, gerando um substrato coeso do tipo <i>firmground</i> . C) Colonização da superfície erosiva por organismos oportunistas marinhos durante o hiato deposicional. D) Preenchimento passivo das escavações durante o episódio seguinte de sedimentação. Modificado de MacEachern et al. (1992a).....	61
Figura 20 - Expressão de uma superfície de inundação de alta energia. A) Contato entre o Membro Siderópolis e a Formação Palermo no poço FP-06-PR. B) Detalhe do contato mostrando uma suíte de substrato firme da icnofácies Glossifungites (GI) estabelecida nos arenitos sotopostos (FP-6, 299,8m).	64
Figura 21 – Parasseqüências limitadas por superfícies de inundação (SI). A,B) Fácies heterolítica em contato abrupto com arenito muito fino contendo estratificação ondulada truncante <i>hummocky</i> . Notar a presença do icnogênero <i>Rosselia</i> (<i>Ro</i>) acima da superfície. A presença de arenito grosso arcoseano, grânulos e clastos pequenos (setas pretas), além de uma suíte da icnofácies Glossifungites (GI), caracterizam uma SI de alta energia (erosiva). FP-08, 122,0m. C) Folhelho cinza escuro bioturbado sobreposto abruptamente a folhelho cinza escuro não bioturbado. O contato é plano, não havendo evidências de erosão associada. SI de baixa energia (não erosiva). FP-06, 284,0m.....	65

Figura 22 – Comparação entre valores percentuais de Carbono Orgânico Total (COT) acima e abaixo de superfícies de inundação (linhas amarelas). A, B) Superfícies de inundação de alta energia demarcadas pela ocorrência de pavimentos de arenito fino, bem selecionado, quartzoso, preenchendo escavações em contexto de icnofácies Glossifungites. C) Superfície de inundação de baixa energia. Notar a cor mais escura do sedimento acima da superfície.	66
Figura 23 - Pavimento de seixos marcando uma superfície co-planar no contato entre as seqüências 5 e 8. C) Notar a mudança de fácies abrupta acima e abaixo do pavimento. D) Detalhe do pavimento conglomerático, exibindo contato erosivo na base e seixos subarredondados a angulosos (FP-11, 451,5m).....	67
Figura 24 – Características de sucessões de fácies associadas a superfícies co-planares. A) Contato entre as seqüências 5 e 8, evidenciadas por uma escavação em contexto de icnofácies Glossifungites, preenchida por arenitos arcoseanos. B, C) Feições de paleoalteração mostrando vênulas carbonáticas abaixo de superfícies co-planares. D) Gretas de contração. E,F) Feições de paleoalteração com nódulos carbonáticos sotopostos a superfícies co-planares. G,H) Expressões de superfícies co-planares. Notar os clastos carbonáticos angulosos acima das superfícies (linhas tracejadas) e o intervalo marmoreado marcado pela alternância de tons arroxeados e cinza esverdeados (H, esq.).	68
Figura 25 – Expressão da superfície de inundação máxima (SIM) da seqüência que engloba a Formação Palermo. A) Superfície evidenciada por folhelho recobrimdo siltito. B) Calcário bioturbado, com destaque para o icnogênero <i>Rhizocorallium</i> (Rh). C) Valor anômalo no perfil de raios gama na posição da SIM.	69
Figura 26 - Seqüências deposicionais individualizadas nos poços FP-05 e PP-02. Notar o padrão de empilhamento indicado pelos triângulos e a ausência das seqüências 6 e 7 no FP-05.	71
Figura 27 - Padrão de bioturbação da Seqüência 2. A) Seção colunar calibrada com os perfis de raios gama (esq.) e resistividade (dir.). Notar a variação do índice de bioturbação na coluna BI. B) Arenito com índice de bioturbação alto, no qual se destaca galeria horizontal de <i>Ophiomorpha</i> (Op). C) Contraste entre índices de bioturbação alto (abaixo) e baixo (acima). O contato é erosivo e corta as escavações de <i>Rosselia</i> (Ro). D) Seção transversal mostrando a densidade alta de escavações do icnogênero <i>Rosselia</i> . E) Seção transversal mostrando um <i>Rhizocorallium</i> em planta. F) Suíte monoespecífica de <i>Thalassinoides</i> , realçada pelo contraste com os siltitos verdes onde ocorrem.	74
Figura 28 – Exemplos de depósitos gerados pela ação de tempestades. A) Arenito muito fino com laminações onduladas truncantes e grau de bioturbação baixo. B) Superfície erosiva (seta) intercalada entre arenitos muito finos micáceos com estratificações onduladas truncantes	

<i>hummocky</i> . C) Arenito muito com estratificação <i>hummocky</i> e estrutura de fuga indicada pela seta. Notar a continuidade do <i>spreite</i> em um mesmo estrato.....	75
Figura 29 - Exemplos dos padrões de bioturbação das seqüências 2 a 5. A) Suíte monoespecífica de <i>Chondrites</i> . B) Suíte monoespecífica de <i>Planolites</i>	75
Figura 30 - Seção estratigráfica NW-SE individualizando as seqüências deposicionais das formações Rio Bonito e Palermo no segmento centro-sul de Santa Catarina.	79
Figura 31 - Seção estratigráfica N-S individualizando as seqüências deposicionais das formações Rio Bonito e Palermo no segmento norte de Santa Catarina.	82
Figura 32 - Seção estratigráfica N-S individualizando as seqüências 6, 7 e 8 no segmento norte de Santa Catarina.	86
Figura 33 - Seção estratigráfica N-S individualizando as seqüências deposicionais que compõem os membros Paraguaçu e Siderópolis da Formação Rio Bonito no segmento paranaense.	91
Figura 34 - Seção esquemática representativa das relações estratigráficas entre as seqüências deposicionais ao longo da borda leste da Bacia do Paraná.	94
Figura 35 - Subsidência tectônica do embasamento no intervalo temporal entre 290 (limite P-C) e 260M.a. (Superfície de Inundação Máxima (SIM) da Superseqüência Gondwana I). Notar a geometria de rampa basculada para sudoeste assumida pela bacia nesse período (extraído de Milani, 1997).	
Obs1: SIM da Superseqüência Gondwana I equivale à SIM da seqüência 8.	
Obs2: Notar a diferença de idades em relação às novas datações de Santos et al. (2006) e Souza (2006).	98

LISTA DE TABELAS	Pág.
Tabela 1 - Duração dos ciclos deposicionais no registro geológico, segundo Vail et al. (1991). M.a. = milhões de anos.	3
Tabela 2 - Principais símbolos utilizados na descrição de testemunhos.	7
Tabela 3 - Tabela Estratigráfica Internacional para o Período Permiano, segundo Gradstein et al. (2004). Car = Carbonífero; Pen = Pensilvaniano; Tri = Triássico.	16
Tabela 4A - Características, processos sedimentares e interpretação das sucessões de fácies das seqüências 5, 6 e 7 no poço PP-01-SC.	43
Tabela 4B - Características, processos sedimentares e interpretação das sucessões de fácies das seqüências 7 e 8 no poço PP-01-SC.	45
Tabela 5A - Características, processos sedimentares e interpretação das sucessões de fácies das seqüências 5, 6 e 7 no poço PP-03-SC.	47
Tabela 5B - Características, processos sedimentares e interpretação das sucessões de fácies das seqüências 7 e 8 no poço PP-03-SC.	49
	iv

Tabela 6A – Características, processos sedimentares e interpretação das sucessões de fácies das seqüências 5 e 7 no poço PP-04-SC.	51
Tabela 6B – Características, processos sedimentares e interpretação das sucessões de fácies das seqüências 7 e 8 no poço PP-04-SC.	53
Tabela 7 – Características, processos sedimentares e interpretação das sucessões de fácies das seqüências 5 e 7 no poço PP-07-SC.	55
Tabela 8 - Relação entre poços dos tratos deposicionais das seqüências 1 a 8 no segmento centro-sul catarinense. Notar a distribuição ampla do sistema flúvio-deltaico da base da seqüência 1, os canais espessos da base da seqüência 4 e a presença localizada de canais fluviais na seqüência 8, a sul do poço PN-18.	78
Tabela 9 - Relação entre poços dos tratos deposicionais das seqüências 1, 2, 3, 4, 5 e 6 no segmento norte-catarinense. Notar o predomínio dos depósitos de <i>shoreface</i> , a distribuição lateral ampla das seqüências e a presença restrita da seqüência 6 a sul do Alinhamento Rio Iguaçu.	80
Tabela 10 – Tipos de sucessões de fácies, processos e sistemas deposicionais das seqüências 6, 7 e 8.	83
Tabela 11 – Relação entre poços dos tratos deposicionais das seqüências 5, 6, 7 e 8. Notar a ocorrência restrita da seqüência 6 a sul do Alinhamento Rio Iguaçu e o caráter transgressivo das seqüências 6, 7 e 8.	85
Tabela 12 - Relação entre poços dos tratos deposicionais das seqüências 1 a 8 no segmento paranaense. Notar a ocorrência restrita dos canais flúvio-deltaicos da base da seqüência 1 a norte do Alinhamento do Rio Alonzo, a ausência da seqüência 5 no norte da área e das seqüências 6 e 7 em todo o segmento paranaense.	88

RESUMO

O Grupo Guatá foi alvo de um estudo detalhado ao longo de toda a borda leste da Bacia do Paraná. Por meio da análise e descrição seqüencial de testemunhos e integração com dados de perfis, aproximadamente 100 poços foram analisados desde o norte do Estado do Paraná até a região centro-sul de Santa Catarina. As fácies foram agrupadas em sucessões de fácies, a partir das quais foram definidos os padrões de empilhamento do tipo progradante, retrogradante e agradante, que em conjunto definem os tratos de sistemas e conseqüentemente as seqüências deposicionais. Além disso, foi realizado um estudo de integração entre sedimentologia, icnologia e geoquímica, que definiu critérios para a identificação e interpretação de superfícies com significado estratigráfico regional. Isso possibilitou correlacionar com segurança poços ao longo de toda a borda leste da Bacia do Paraná e mapear a distribuição das seqüências deposicionais de 3ª e 4ª ordens. O arcabouço estratigráfico revelou que as seqüências são formadas pelos tratos de sistemas transgressivo e de mar alto ou apenas pelo trato de sistemas transgressivo. Notou-se também que as seqüências estão diretamente vinculadas aos principais lineamentos estruturais da bacia. Interpreta-se que as seqüências 1, 2, 3, 4 e 5 foram soerguidas ao longo de toda a borda leste da Bacia do Paraná, com sua expressão máxima na região do Arco de Ponta Grossa. Esse soerguimento gerou uma discordância angular com expressão regional sobre a qual foram depositadas as seqüências 6, 7 e 8. A seqüência 8 é marcada por subsidência entre os Alinhamentos do Rio Piquiri e São Jerônimo-Curiúva, contemporânea à deposição dos tratos de sistemas transgressivo e de trato de mar alto.

PALAVRAS-CHAVE: Permiano, Sedimentologia, Icnologia, Tectônica, Discordância Angular.

ABSTRACT

The Guatá Group was target of a detailed study along the eastern border of the Paraná Basin. Using integration of core description and well logs, approximately 100 wells were analyzed in Paraná and Santa Catarina states. Facies were grouped in facies successions, which allowed the recognition of the progradational, retrogradational and aggradational stacking patterns and, consequently, system tracts and depositional sequences. Moreover, it was performed an integration among sedimentology, ichnology and geochemistry as a way to obtain criteria for identifying and interpreting regional stratigraphic surfaces. This allowed a detailed correlation along the eastern border of Paraná Basin and the mapping of third and fourth order sequences. The stratigraphic framework has revealed sequences formed either by the transgressive and highstand system tracts or just by the transgressive one. The sequences are directly linked to the main structural linements of the basin. It is interpreted that sequences 1, 2, 3, 4 and 5 were uplifted along the eastern border of the basin, with the maximum expression in the region of the Ponta Grossa Arch. An angular unconformity was generated and sequences 6, 7 and 8 were deposited later in time. Sequence 8 was affected by subsidence between the Rio Piquiri and São Jerônimo-Curiúva linements, contemporaneous to deposition of the transgressive and highstand system tracts.

KEY-WORDS: Permian, Sedimentology, Ichnology, Tectonic, Angular Unconformity.

1. INTRODUÇÃO

O Grupo Guatá inclui as formações Rio Bonito e Palermo e foi definido por Gordon Jr. (1947). Os membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis são, respectivamente da base para o topo, as unidades inferior, média e superior da Formação Rio Bonito. Esses membros foram reconhecidos primeiramente por Medeiros et al. (1970) e Thomaz Filho & Medeiros (1972) como subdivisões informais, designados de intervalos inferior, médio e superior. A formalização como unidades litoestratigráficas foi feita por Schneider et al. (1974), que as definiram, respectivamente, como “*uma seqüência de siltitos e folhelhos cinza, Intercalados com camadas de arenitos finos e leitos de rochas carbonáticas. Bioturbação é freqüentemente encontrada, conferindo às rochas caráter maciço*” e “*camadas de arenitos finos a muito finos cinza escuros, Intercaladas com leitos de argilitos e folhelhos carbonosos e o desenvolvimento local de leitos de carvão, situados na porção superior da Formação Rio Bonito*”.

A unidade basal da Formação Rio Bonito, designada Membro Triunfo por Schneider et al. (1974) foi abordada apenas no intervalo próximo ao contato com o Membro Paraguaçu em razão de trabalhos anteriores realizados por Castro (1991; 1999) e Castro et al. (1999). A Formação Palermo foi abordada de forma parcial por ter sido amostrada continuamente apenas nos poços do segmento paranaense. Os dados disponíveis em Perinotto (1992), Perinotto & Fulfaro (1993), Tognoli (2002) e Tognoli & Netto (2003) foram analisados e considerados nas interpretações sedimentológicas, estratigráficas e tectônicas apresentadas nesse trabalho.

O Membro Paraguaçu ocorre em toda a borda leste da bacia, desde o sul de Santa Catarina até o sul de São Paulo, identificado até o poço FP-12-SP próximo a Anhembi-SP (Medeiros & Thomaz Filho, 1973; Câmara Filho, 1997; Tognoli et al., 2001; Mochizuki, 2001). O Membro Siderópolis ocorre de forma contínua junto à faixa aflorante no Estado de Santa Catarina e de maneira descontínua no interior da bacia e nos estados do Paraná e São Paulo, estando ausente na região do Arco de Ponta Grossa (Schneider et al., 1974; Aboarrage & Lopes, 1986; Tognoli, 1999; Tognoli et al, 2001; 2003).

Os membros Paraguaçu e Siderópolis envolvem uma grande quantidade de depósitos, tais como marinhos platformais, praias, ilhas-barreira, lagunares, estuarinos, deltaicos, baías costeiras, pantanosos, fluviais meandantes e de planícies de maré (Medeiros et al., 1970; Schneider et al., 1974; Schneider & Castro, 1975; França & Caldas, 1983; Castro, 1988a,b; Sampaio, 1987; Castro, 1995; Tognoli, 2002). A coexistência desses depósitos é resultado da

dinâmica complexa de sistemas deposicionais transicionais e marinhos rasos, de variações relativas do nível de base e de tectonismo.

Os depósitos de carvão presentes na porção centro-sul de Santa Catarina motivaram diversos trabalhos com enfoque paleontológico, sedimentológico e estratigráfico desde o início do século passado com a publicação do Relatório White (White, 1908). Avanços no conhecimento da Formação Rio Bonito foram impulsionados nas décadas de 1970 e 80 pelos projetos para carvão desenvolvidos pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). Os testemunhos de sondagens e perfis elétricos obtidos nessas campanhas forneceram e ainda hoje fornecem dados para trabalhos de refinamento estratigráfico e bioestratigráfico e evolução das unidades permocarboníferas da Bacia do Paraná.

A Formação Rio Bonito foi o principal objetivo exploratório da bacia para hidrocarbonetos, tanto pela Petrobras quanto pelo Consórcio Paulipetro, principalmente em locais no interior da bacia. Os depósitos areníticos do Membro Siderópolis apresentaram produção de água e óleo no poço 1-MC-2-SC, Matos Costa (Schneider & Castro, 1975), impregnações de óleo nos poços rasos perfurados junto à faixa aflorante em Santa Catarina (PP-04 e 05, PN-14, 15, 18 e 19) e exsudações de óleo na região dos poços BN-01 e 02. Arenitos fluviais da parte inferior do Membro Paraguaçu produziram gás de forma subcomercial nos poços de Herval Velho, em especial o 1-HV-01-SC.

A maior parte dos trabalhos foi desenvolvida na região centro-sul de Santa Catarina a partir do início da década de 1970. Poços perfurados no extremo norte do estado permaneceram de 1975 a 2002 sem estudos de detalhe. O entendimento da gênese dos depósitos do extremo norte catarinense e a integração com dados do Paraná (Tognoli, et al., 2001; Tognoli, 2002; Tognoli et al., 2003) e da região centro-sul de Santa Catarina (Schneider & Castro, 1975; Castro, 1980, 1987, 1988a,b, 1995; Sampaio, 1987) foi essencial no estabelecimento de um arcabouço estratigráfico detalhado para a borda leste da bacia.

Com a identificação e mapeamento em subsuperfície das seqüências deposicionais, baseadas em limites de seqüências e superfícies transgressivas, foi possível definir um arcabouço estratigráfico de detalhe para os membros Paraguaçu e Siderópolis e para a Formação Palermo. Isso possibilitou identificar e entender a evolução dos sistemas deposicionais num contexto espaço-temporal, interpretar o significado dos contatos litoestratigráficos do Grupo Guatá, refinar o cenário paleogeográfico, entender a ausência dos

depósitos de carvão na região norte catarinense e as razões da ocorrência restrita, adelgaçamento progressivo e desaparecimento de seqüências para o norte da área estudada.

2. OBJETIVOS

A proposta dessa tese foi baseada na necessidade de definição de um arcabouço estratigráfico de detalhe para as seqüências deposicionais para o Grupo Guatá na borda leste da Bacia do Paraná. Como forma de avaliar a distribuição lateral e vertical dos sistemas deposicionais e o efeito de fenômenos tectônicos no arcabouço estratigráfico em escala de detalhe superior àquelas existentes na literatura, definiu-se os objetivos listados abaixo:

- Verificar a validade em escala regional dos critérios de reconhecimento de superfícies estratigráficas propostos por Tognoli (2002).
- Reconhecer os padrões de empilhamento que formam as seqüências deposicionais.
- Aumentar a resolução da análise estratigráfica do Grupo Guatá, por meio do reconhecimento e correlação de seqüências de 4ª e 3ª ordens (*sensu* Vail et al., 1991, Tab. 1) do Grupo Guatá na borda leste da Bacia do Paraná.
- Entender a gênese das unidades e dos contatos litoestratigráficos do Grupo Guatá em escala regional.
- Refinar a estratigrafia do Membro Siderópolis no norte de SC.
- Entender a distribuição espacial e o adelgaçamento do Membro Siderópolis para norte, bem como sua ausência na região do Arco de Ponta Grossa.
- Demonstrar a influência da tectônica na deposição do Membro Siderópolis e da Formação Palermo.
- Demonstrar a influência da tectônica na arquitetura estratigráfica do Grupo Guatá e a existência de uma discordância angular entre as formações Rio Bonito e Palermo.

Seqüência	Duração (em M.a.)
1ª ordem	> 50
2ª ordem	3,0 a 50
3ª ordem	0,5 a 3,0
4ª ordem	0,08 a 0,5
5ª ordem	0,03 a 0,08
6ª ordem	0,01 a 0,03

Tabela 1 – Duração dos ciclos deposicionais no registro geológico, segundo Vail et al. (1991).
M.a. = milhões de anos.

3. BASE DE DADOS E MÉTODOS DE TRABALHO

A base de dados desse trabalho conta com aproximadamente 100 poços testemunhados e/ou perfilados e sete afloramentos. Desse total, em 24 foram observados e descritos os testemunhos e em 12 foram analisadas as seções colunares descritas por J. C. Castro (inédito). Os perfis de raios gama e resistividade de todos os poços foram analisados como forma de reconhecer os intervalos de interesse. O mapa de localização da área (Fig. 1) mostra apenas os poços principais utilizados. A maioria dos poços foi perfurada pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e integram os Relatórios Finais de Projetos, tais como, Aboarrage & Daemon (1975); Daemon & Aboarrage (1976); Fabrício et al. (1975); Süffert et al. (1979); Aboarrage & Lopes (1986). Estão distribuídos entre o centro-sul de Santa Catarina e o norte do Paraná (Fig. 1), ao longo de aproximadamente 550 Km. Os testemunhos encontram-se armazenados nas litotecas da CPRM, em Araraquara-SP, e do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), em São Pedro-SP.

Os testemunhos foram descritos de forma seqüencial e representados por meio de seções colunares, sendo a granulometria, as estruturas sedimentares físicas (Tab. 2), os icnofósseis, os tipos de acamamento e os tipos de contatos litológicos os principais atributos utilizados na descrição de fácies. Nos intervalos bioturbados, além da identificação dos icnogêneros e de suas relações de corte, foi estimado o índice de bioturbação de Taylor & Goldring (1993) como forma de complementar a análise de icnofábricas. A digitalização das seções colunares e dos perfis elétricos foi feita no programa Corel Draw 12 em escalas variadas, principalmente 1:200, 1:100 e 1:1000. Após a digitalização, foi realizado o ajuste de profundidades entre perfis e sondador. Sucessões de fácies foram identificadas por meio da integração dos dados de rocha com os perfis de raios-gama e resistividade. A assinatura em perfis de cada tipo de sucessão foi útil no reconhecimento dos padrões de empilhamento e na correlação dos poços, seja aqueles que dispunham apenas de perfis ou aqueles cujos testemunhos não puderam ser descritos.

Os dados de rocha foram fotodocumentados utilizando-se câmera fotográfica convencional (Pentax K1000), câmera digital (Kodak 3200, 3 Mpixels) e *scanner* HP 1510. Os testemunhos digitalizados em *scanner* foram previamente serrados no sentido longitudinal e, eventualmente transversal, para obter-se uma face plana. Esse procedimento mostrou-se útil para documentar detalhes de pequenas dimensões que não eram visíveis nas fotografias convencionais.

A comparação das seções colunares revelou similaridades e diferenças entre as sucessões de fácies, tanto em seus arranjos verticais quanto em suas distribuições laterais. Seções estratigráficas orientadas aproximadamente paralelas à faixa aflorante foram confeccionadas a partir dos poços e perfis digitalizados e nivelados por um *datum*. Um arcabouço estratigráfico de detalhe foi obtido por meio da correlação das sucessões de fácies com padrões de empilhamento similares e das superfícies associadas a elas.

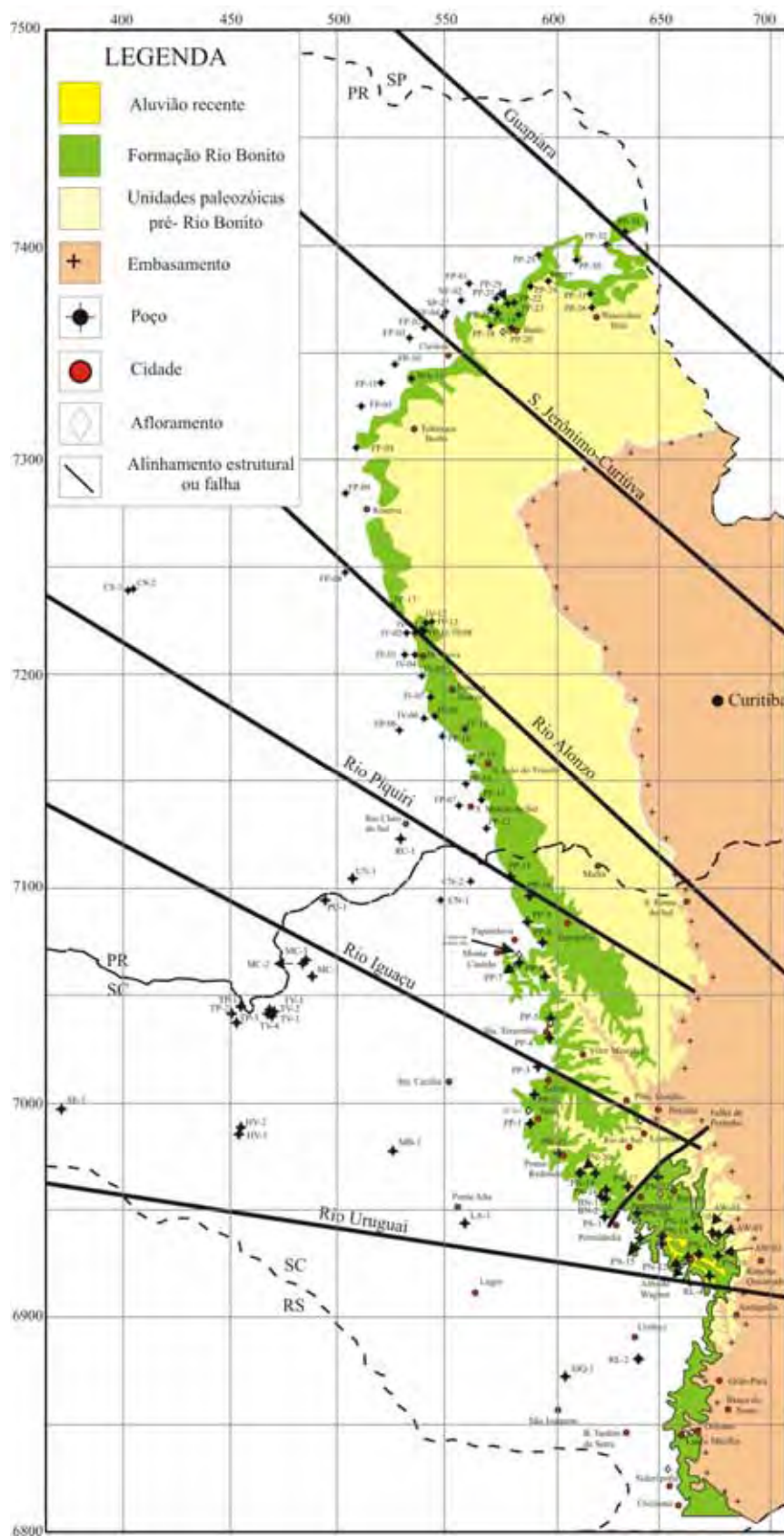


Figura 1 – Mapa de localização da área e dos principais poços utilizados. Compilado e modificado de Schneider & Castro (1975), Fulfaro et al. (1982), Aboarrage & Lopes (1986) e Mineropar (2002).

	Estratificação cruzada planar		Clastos
	Estratificação cruzada acanalada		Drape argiloso
	Estratificação horizontal		Drape duplo argiloso (<i>mud couplet</i>)
	Estratificação cruzada de baixo ângulo		Interlaminação arenito/folhelho
	Estrat/Lamin cruzada espinha de peixe		Flaser
	Laminação cruzada cavalgante		Bola de argila
	Laminação cruzada indistinta		Brechado
	Estratific. ondul. truncante <i>hummocky</i>		Greta de contração
	Laminação ondulada ou Estratific. ondul. truncante <i>wavy</i>		Greta de sinerese
	Laminação ondulada truncante		Resto vegetal
	Laminação convoluta		Carvão
	Maciço		Carbonoso
	Nódulo		Conchas
	Nódulo de pirita		Bioturbação
	Estrutura de fuga (<i>fugichnia</i>)		Mosqueamento (bioturbação intensa)
	Rizólito		Conglomerado
	Folhelho		Arenito muito fino
	Siltito		Arenito fino
	Calcário		Carbonático

Tabela 2 – Principais símbolos utilizados na descrição de testemunhos.

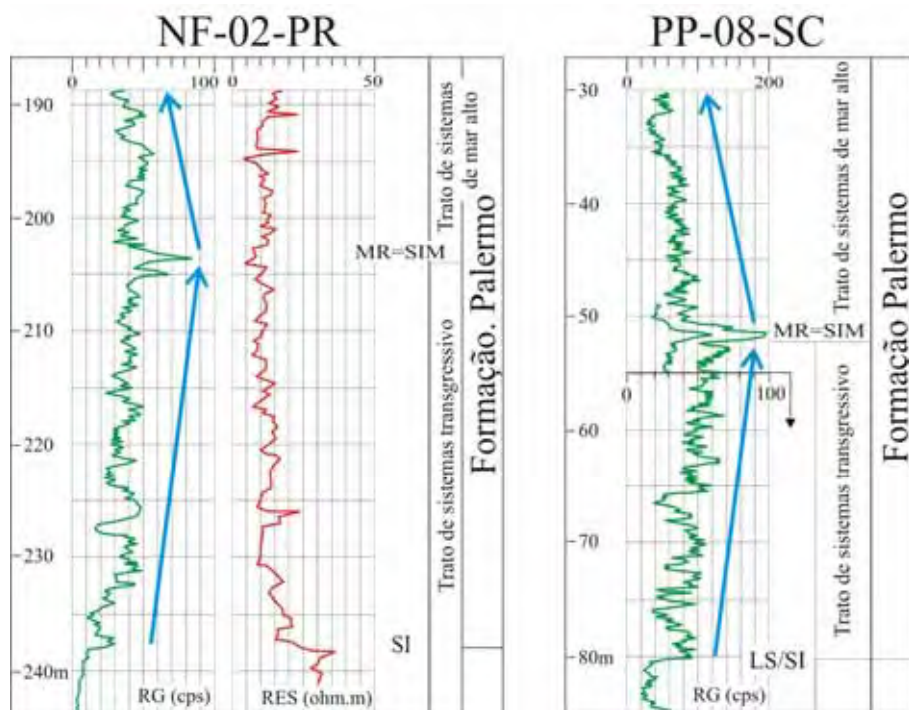


Figura 2 – Marco radioativo da Formação Palermo. Esse nível corresponde a uma superfície de inundação máxima que delimita um conjunto retrogradante de parassequências (abaixo) de um conjunto progradante (acima). RG = raios gama; RES = resistividade; MR = marco radioativo; SIM = Superfície de inundação Máxima; LS = Limite de Sequências; SI = Superfície de Inundação.

4. SÍNTESE DO CONHECIMENTO DO GRUPO GUATÁ EM SANTA CATARINA E PARANÁ

O Grupo Guatá possui importância histórica para a evolução dos conhecimentos da Bacia do Paraná. A partir da iniciativa do governo brasileiro em explorar o carvão mineral aflorante na região sul do país, iniciou-se em 1904 o trabalho do geólogo norte-americano I.C. White, que em 1908 publicou o Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra no Brasil, que incluía a descrição do “Systema de Santa Catharina”, dividido em três “séries”: Tubarão, Passa Dois e São Bento (White, 1908). As camadas Rio Bonito e Palermo foram elevadas à categoria de formação e agrupadas no Grupo Guatá por Gordon Jr. (1947). Distribuem-se ao longo de toda a borda leste da Bacia do Paraná, do Rio Grande do Sul ao sul de São Paulo.

O primeiro trabalho de integração de dados da borda e do interior da Bacia do Paraná foi o de Northfleet et al. (1969). No tocante às formações Rio Bonito e Palermo, os autores destacam o caráter transgressivo da sedimentação Palermo, proveniente de sudoeste, e seu acunhamento progressivo para a região norte-nordeste da bacia, onde assenta-se de forma discordante sobre a Formação Aquidauana. Mencionam que o Arco de Ponta Grossa teve seu arqueamento máximo durante o Permiano e que movimentos ascendentes dessa estrutura afetaram diretamente a deposição da Formação Palermo. Estabeleceram ainda um vínculo tectônico para explicar as fases transgressivas e regressivas da bacia no Permiano.

Na primeira metade da década de 1970, quatro trabalhos foram fundamentais para o entendimento dos grupos Itararé e Guatá, em seus aspectos litoestratigráficos, sedimentológicos e estratigráficos. Medeiros et al. (1970) iniciaram os trabalhos de caracterização da Formação Rio Bonito (Projeto Rio Bonito – Fase I), com descrições sedimentológicas da unidade e interpretações deposicionais. Na segunda fase do Projeto Rio Bonito, Medeiros & Thomaz Filho (1973) individualizaram três intervalos para a Formação Rio Bonito, correlacionaram os carvões das Camadas Candiota e Barro Branco e interpretaram seus depósitos como originados em sistemas deposicionais de ilhas de barreira e lagunas. Um trabalho de compilação e organização litoestratigráfica de todas as unidades conhecidas da Bacia do Paraná foi elaborado por Schneider et al. (1974), que formalizaram os intervalos inferior, médio e superior da Formação Rio Bonito (Medeiros & Thomaz Filho, 1973) respectivamente como membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis.

O trabalho de Schneider & Castro (1975) foi um marco no conhecimento da estratigrafia das formações Rio do Sul e Rio Bonito. Os autores dividiram as referidas unidades em cinco fatias cronoestratigráficas, denominadas de I a V, com base em marcos transgressivos regionais. Três desses marcos estão presentes na sucessão analisada, a saber, os arenitos bioturbados com pelecípodos das Camadas Taió, o limite entre os ciclos IV e V e o marco radioativo da base da Formação Palermo. Além disso, identificaram sistemas deposicionais dentro de cada fatia cronoestratigráfica, o que fundamentou o entendimento da evolução geológica dessa porção da bacia. Especificamente sobre o objeto de estudo dessa tese, cabe ressaltar a identificação de depósitos deltaicos nos membros Paraguaçu e Siderópolis dentro de um mesmo intervalo cronoestratigráfico. O Membro Siderópolis no leste de Santa Catarina foi ainda subdividido em três fatias menores, designadas AB, BC e CD, com base em ocorrências delgadas de arenitos transgressivos bioturbados. Controles tectônicos sinsedimentares foram sugeridos pelo arranjo paralelo de falhas, coincidentes com a distribuição das províncias sedimentares.

Castro (1980) e Castro & Medeiros (1980) propuseram modelos de sedimentação para as formações Rio do Sul e Rio Bonito, na região entre Rio do Sul e Alfredo Wagner-SC, com base em estudos faciológicos de afloramentos e poços rasos. Três episódios principais de sedimentação foram identificados: 1) glacio-marinho – Formação Rio do Sul; 2) deltaico pós-glacial – topo da Formação Rio do Sul e Membro Triunfo e 3) deltaico dominado por rios e ondas – topo do Membro Paraguaçu e praticamente todo o Membro Siderópolis. Seis conjuntos faciológicos estão presentes em três intervalos cronoestratigráficos: 1 a 3 – planícies deltaicas; 4 –deltaico marginal; 5 – litorâneo; 6 - marinho raso/baía.

Após a segunda grande crise do petróleo, entre 1979 e 1980, o governo federal concedeu incentivos à pesquisa de fontes de energia alternativas ao petróleo, que resultaram em várias campanhas de sondagem para carvão nos estados do sul do Brasil. O “Projeto A Borda Leste da Bacia do Paraná” (Aborrrage & Lopes, 1986) foi desenvolvido pelo convênio CPRM/DNPM e promoveu a integração entre todos os projetos realizados anteriormente, além de gerar uma grande base de dados para estudos de detalhe referentes ao Grupo Guatá, incluindo-se aí testemunhos, perfis elétricos, mapas e seções regionais.

O governo paulista investiu no Consórcio Paulipetro, fruto do convênio entre a Companhia Energética de São Paulo (CESP) e o Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), que explorou petróleo nos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul e Mato

Grosso do Sul. Contribuições relevantes para o entendimento da bacia resultaram desse projeto, como a proposta de distribuição cronoestratigráfica das unidades paleozóicas da bacia (Gama Jr et al., 1982), de compartimentação estrutural e evolução tectônica da bacia (Fulfaro et al., 1982) e os estudos de detalhe dos principais alinhamentos estruturais da bacia (Ferreira, 1982). A proposta de um modelo para as ocorrências de hidrocarbonetos foi feita por França & Caldas (1983), que estabeleceram um modelo geológico para a parte superior do Grupo Tubarão em toda a Bacia do Paraná. Com base na identificação de padrões de perfis e na correlação de poços, confeccionaram mapas paleogeográficos e refinaram os modelos deposicionais existentes.

A análise estratigráfica dos membros Paraguaçu e Siderópolis no interior da bacia e sua correlação com os trabalhos prévios realizados próximo à faixa de afloramentos foi desenvolvida por Sampaio (1987). O autor identificou dois intervalos cronoestratigráficos aproximadamente equivalentes às fatias IV e V de Schneider & Castro (1975), que englobam cinco associações de fácies, três deltaicas e duas marinhas. A ausência de depósitos deltaicos no intervalo IV foi atribuída a oscilações freqüentes do nível do mar enquanto que no intervalo V as condições mais estáveis teriam favorecido a progradação desse sistema. Além disso, mapas de isópacas e isólitais indicaram as áreas-fonte e depocentros desses dois intervalos cronoestratigráficos. Os trabalhos de Castro (1988a,b) e, posteriormente, Castro (1995) integraram as interpretações de Sampaio (1987) aos contextos deposicional e cronoestratigráfico das unidades Paraguaçu e Siderópolis elaborados por Schneider e Castro (1975), Castro (1980) e Castro & Medeiros (1980).

Castro (1987) interpretou as Camadas Taió como um depósito marinho raso transgressivo que constitui um marco estratigráfico em todo o Estado de Santa Catarina. Situa-se na base do Membro Paraguaçu e é caracterizado pela presença de arenitos com grau de bioturbação alto, contendo escavações verticais bem evidentes e fauna de moluscos pectínídeos.

Castro (1991) estudou as formações Rio do Sul e Rio Bonito na borda leste da Bacia do Paraná. A análise estratigráfica da evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico das referidas unidades permitiu relacioná-los a três províncias distintas: Rio do Sul, Ituporanga-Alfredo Wagner e Alfredo Wagner. O autor destacou a natureza retrogradante e em *onlap* do trato marinho profundo, possivelmente vinculada a uma tectônica contemporânea à

sedimentação, e a geometria alongada NW-SE do leque submarino, perpendicular aos alinhamentos estruturais e deposicionais.

A quantidade de informações geradas e o entendimento alcançado para a Formação Rio Bonito foi desproporcional em relação à Formação Palermo, que constitui a unidade superior do Grupo Guatá. Nesse sentido, Perinotto (1992) e Perinotto & Fulfaro (1993) realizaram um estudo estratigráfico em escala de bacia, aplicando o conceito de parasseqüências como ferramenta na análise dos depósitos dessa formação, o que levou ao fatiamento cronoestratigráfico e à confecção de esboços paleogeográficos. Os resultados alcançados mostraram-se concordantes com a proposta de Daemon & Quadros (1970), revelando contemporaneidade entre depósitos glaciais, litorâneos/deltaicos e marinhos, respectivamente vinculados ao Grupo Itararé e às formações Rio Bonito e Palermo. Concomitantemente, o trabalho de Medeiros (1993) considera que o máximo da transgressão da seqüência permocarbonífera está registrada no marco radioativo da Formação Palermo. O retrabalhamento do mar sobre o embasamento promoveu o aporte de elementos radiotivos na bacia, que sob taxas de deposição baixas foram concentrados em um nível de folhelhos escuros facilmente identificados no perfil de raios gama.

A relação direta entre os períodos de subsidência da bacia como produtos de esforços tectônicos foi mencionado por Medeiros (1995). Baseado na conjugação de mapas de isópacas com mapas de fácies das formações Rio do Sul, Rio Bonito e Palermo, interpretou que movimentos intraplacas resultantes de pulsos da Orogenia Herciniana foram os responsáveis pelas transgressões máximas em períodos de distensão. Em períodos compressivos a circulação de águas marinhas era limitada por soleiras de fundo. No mesmo trabalho, relacionou a sucessão Rio do Sul-Palermo com tratos de sistemas. A Formação Rio do Sul foi interpretada como tratos transgressivos e de mar alto, esse último em grande parte erodido pela seqüência sobrejacente. O Membro Triunfo foi interpretado como depósitos fluviais e deltaicos de trato de sistemas de mar baixo; o Membro Paraguaçu como um trato de sistemas transgressivo, que culmina com um trato de mar alto relacionado ao Membro Siderópolis. Segundo o autor, o Membro Siderópolis também contém depósitos de trato de mar baixo. A metade inferior da Formação Palermo foi interpretada como um trato de sistemas transgressivo, corroborado pela sobreposição da unidade sobre o embasamento no Rio Grande do Sul e sobre a Formação Aquidauana nos estados de Mato Grosso e Goiás.

Milani et al. (1995) analisaram o padrão de empilhamento de conjuntos de parasequências entre o topo do Grupo Itararé e a base da Formação Palermo. Os membros Triunfo e Siderópolis foram interpretados como respostas a reativações tectônicas das áreas-fonte dentro de uma escala de terceira ordem. As parasequências individuais foram consideradas eventos de quarta ordem na bacia, produto de variações climáticas.

Uma análise da história deposicional de toda a Bacia do Paraná dentro do contexto geotectônico da porção sul-ocidental do Gondwana foi realizada por Milani (1997). Segundo o autor, cinturões colisionais ativos junto à margem meridional do paleocontinente imprimiram um padrão de tensões compressivas de influência marcante sobre a evolução das bacias sedimentares localizadas nessa porção do Gondwana. Ciclos de aceleração da subsidência na Bacia do Paraná aparecem de maneira mais evidente no Eodevoniano e no Neopermiano. A geração de espaço de acomodação para a espessa seção regressiva do Permiano é atribuída a um campo de tensões induzido pela Orogenia Sanrafaélica (250-275 M.a.).

Integrando as informações entre os grandes ciclos de subsidência do Gondwana sul-ocidental com os registros das oscilações eustáticas do nível do mar, Milani (1997) concluiu que mesmo em nível de 2ª ordem, os máximos eustáticos da curva de Vail (Neosiluriano, Eocarbonífero e Eopermiano) aparecem no registro geológico da Bacia do Paraná no Eosiluriano, Eodevoniano e no Neopermiano. Isso levou à interpretação de que o embasamento da bacia reagiu flexuralmente em resposta a eventos compressivos originados na margem ativa do Gondwana, o que possibilitou a geração de espaço de acomodação em diversos momentos de sua história evolutiva.

Alvo de inúmeros estudos nos estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e São Paulo, o Grupo Guatá era comparativamente pouco conhecido no Estado do Paraná até o final da década de 1990. Os trabalhos restringiam-se a áreas pequenas, como os projetos para carvão da CPRM (Aboarrage & Jorge, 1979; Aboarrage & Jorge, 1981; Yamamoto, 1983; Silva, 1984; dentre outros); e os trabalhos de Calzavara & Reis (1981), Soares & Cava (1982), Garcia (1984), Stevaux (1986), Stevaux et al. (1987) e Della Favera et al. (1993). Os trabalhos de Silva (1983), Daemon & Aboarrage (1976) e Aboarrage & Lopes (1986) foram os únicos a abordar a unidade num contexto regional. A partir de 1999, diversos trabalhos analisaram com menor ou maior abrangência todo o intervalo do Grupo Guatá próximo à faixa de afloramentos do segmento paranaense. Com base em estudos faciológicos de testemunhos depositados nas

litotecas de Araraquara (CPRM) e São Pedro (DNPM), os trabalhos foram e vêm sendo realizados no sentido de definir e refinar aspectos sedimentológicos e estratigráficos da unidade, sendo os principais: Castro (1999), Tognoli (1999), Lima (2000), Tognoli et al. (2001), Tognoli (2002), Tognoli et al. (2003), Tognoli & Netto (2003), Lopes (2003), Zacharias (2004) e mais recentemente Ribeiro (2006) e Martinelli (2006).

Um estudo de ciclicidade foi realizado por Chaves et al. (1995), que utilizando dados de perfis e testemunhos, analisaram a sucessão permiana da Bacia do Paraná segundo o modelo dos *punctuated aggradational cycles* (PAC's) de Goodwin & Anderson (1985). A identificação de padrões repetitivos permitiu a realização de análises espectrais e a elaboração de gráficos de Fischer, o que levou os autores a associar os depósitos permianos a ciclos de precessão, obliquidade e excentricidade. Ainda que não forneça a idade dos depósitos, a análise de ciclicidade estimou a duração dos ciclos em aproximadamente dez milhões de anos, intervalo intermediário entre as seqüências de 2ª e 3ª ordens de Vail et al. (1991).

Castro (1999) identificou quatro seqüências deposicionais no intervalo correspondente ao Membro Triunfo da Formação Rio Bonito. Reconheceu, ainda, uma marcante relação de discordância entre o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito por meio de relações de *onlap*, em que unidades progressivamente mais novas da Formação Rio Bonito depositaram-se sobre unidades progressivamente mais antigas do Grupo Itararé.

Baseado na análise de cinco poços testemunhados na região centro-leste do Paraná, Tognoli (1999) identificou uma discordância angular no contato entre as formações Rio Bonito e Palermo. Essa discordância foi relacionada a uma movimentação positiva do Arco de Ponta Grossa após o “tempo Paraguaçu”, com significativa erosão do topo dessa unidade.

Lima (2000) realizou um estudo do Membro Triunfo na região norte do Estado do Paraná, identificando e correlacionando depósitos fluviais, deltaicos e marinhos rasos. Além disso, representou por meio de um mapa de isópacas do Membro Triunfo o acunhamento e desaparecimento dessa unidade no norte do Paraná.

O estudo das formações Rio Bonito e Palermo nas bordas leste e nordeste da Bacia do Paraná possibilitaram a Tognoli et al. (2001) relacionarem corpos de arenito-reservatório a discordâncias entre as formações Rio Bonito-Palermo e Palermo-Irati. Além disso, variações de espessura da ordem de 50m foram verificadas entre as referidas formações na região do Arco de Ponta Grossa. Os autores interpretaram que tal área foi um alto estrutural ao final do “tempo”

Paraguaçu e um baixo estrutural ao final do “tempo” Palermo, baseados em correlações regionais de sucessões de fácies e superfícies estratigráficas.

Tognoli (2002) e Tognoli et al. (2003) integraram dados sedimentológicos, icnológicos e geoquímicos sob a ótica da Estratigrafia de Seqüências, o que permitiu caracterizar os diversos tipos de superfícies estratigráficas e propor um arcabouço estratigráfico para o segmento paranaense, com a individualização de seqüências de terceira e quarta ordens. Além disso, as espessuras reduzidas do Membro Paraguaçu e a ausência do Membro Siderópolis na região do Arco de Ponta Grossa foram interpretadas como resultado do soerguimento dessa estrutura ao final do “tempo Paraguaçu”, corroborando a interpretação de Tognoli (1999). Na mesma área, a espessura anômala da Formação Palermo foi interpretada como reflexo de uma subsidência diferencial do Arco de Ponta Grossa, que criou espaço de acomodação para a progradação de depósitos marinhos rasos dessa unidade.

Tognoli & Netto (2003) identificaram depósitos estuarinos da sucessão Rio Bonito-Palermo utilizando a icnologia como ferramenta de trabalho. Integrada a uma análise sedimentológica detalhada, reconheceram e interpretaram três associações de fácies distintas para esses depósitos.

A passagem Itararé-Guatá na região de Imbituva-PR foi abordada por Lopes (2003), que reconheceu seqüências nas formações Taciba e Rio Bonito, corroborando as interpretações de Tognoli (2002), que identificou quatro seqüências deposicionais de quarta ordem dentro do Membro Paraguaçu. Na mesma região, Sobreira (2005) refinou a estratigrafia do Membro Triunfo.

Zacharias (2004) analisou a Formação Rio Bonito na região de Ibaiti, norte do Paraná. A autora identificou depósitos estuarinos no Membro Triunfo e efetuou correlações entre os dados de superfície e de subsuperfície disponíveis na área.

5. IDADE DO GRUPO GUATÁ

A cronologia do Grupo Guatá é ainda um tema controverso. A única datação obtida por método absoluto para a Formação Rio Bonito (Matos et al., 2001) não corresponde aos valores obtidos para as unidades equivalentes na Bacia Karoo, África (Bangert et al., 1997, 1999; Stollhofen et al., 2000) nem às idades fornecidas pela paleontologia (e.g., Daemon & Quadros, 1970; Rocha Campos & Rösler, 1978; Veevers & Powell, 1987; Souza, 2006). Dessa forma, o

posicionamento cronoestratigráfico do Grupo Guatá foi inicialmente definido pela comparação com outras unidades permocarboníferas da Bacia do Paraná e também com outras bacias gonduânicas, considerando os elementos mais seguros para as correlações: 1) os invertebrados da Fauna “*Eurydesma*”, encontrados na Formação Rio do Sul (Grupo Itararé), atribuídos ao Sakmario Inferior por Rocha Campos & Rösler (1978) e Veevers & Powell (1987); 2) os mesossaurídeos da Formação Irati (Grupo Passa Dois), atribuído ao Artinskiano (Veevers & Powell, op.cit. – vide discussão em Rohn & Lavina, 1993).

Bangert et al. (1997, 1999) dataram tufos de cinzas vulcânicas do Grupo Dwyka, no sul da África, em $299,2 \pm 3,2$ M.a. e $302,0 \pm 3,0$ M.a., isto é, Neocarbonífero, Gzheliano segundo Gradstein et al. (2004), Tabela 02. O topo do Grupo Dwyka foi estimado em aproximadamente 290 M.a. de acordo com as datações de $288,0 \pm 3,0$ M.a. e $289,6 \pm 3,8$ M.a., isto é, Sakmario, obtidas para a unidade sobrejacente denominada Formação Prince Alberts (Stollhofen et al., 2000). Essas idades são compatíveis com o posicionamento da Formação Rio do Sul (topo do Grupo Itararé) no Sakmario feito por Rocha Campos & Rösler (1978) e Veevers & Powell (1987). A correlação entre os depósitos glaciogênicos dos grupos Dwyka (África) e Itararé (Brasil) e a suposição de que a glaciação permocarbonífera foi um evento relativamente síncrono nas bacias do Karoo e Paraná mostram coerência para as datações dessas unidades. Datações palinológicas recentes corroboram esses dados. Souza (2006) reconheceu a Subzona *Protohaploxylinus goraiensis* da Zona de Intervalo *Vittatina costabilis* na porção superior do Grupo Itararé no nordeste da Bacia do Paraná, cuja idade é Asseliano a Sakmario. Essa datação deriva de correlações palinológicas com as zonas *Pseudoreticulatispora confluens* e *Striatopodocarpites fusus* da Austrália, atribuídas ao Sakmario/Artinskiano por Backhouse (1991) e posteriormente calibradas com a fauna marinha “*Eurydesma*”, do Sakmario (Visser, 1997).

A identificação de camadas de cinzas vulcânicas bentoníticas na Formação Irati possibilitaram a Santos et al. (2006) datarem zircões eudrais e prismáticos pelo método U-Pb Shrimp em $278,4 \pm 2,2$ M.a., ou seja, Artinskiano, interpretada como a idade de cristalização dos cristais de zircão. Nas mesmas camadas foi identificada uma palinoflora rica e diversificada composta predominantemente por grãos de pólen bissacados e poliplicados. Essa palinoflora pertence à Zona de Intervalo *Lueckisporites virkkiae* (Marques-Toigo, 1991), distribuída desde o Artinskiano até o Wuchiapingiano (Souza & Marques-Toigo, 2003, 2005).

Uma datação absoluta obtida por Stollhofen et al. (2000) para a Formação Collingham na África do Sul obteve a idade de $270,0 \pm 1,0$ M.a. Essa unidade é sobreposta à Formação Whitehill, equivalente da Formação Irati na África (Faure & Cole, 1999) e, dessa forma, pode-se inferir a Formação Irati como mais antiga que 270,0 M.a. Essa relação é coerente com a datação de $278,4 \pm 2,2$ M.a. obtida por Santos et al. (2006) e corrobora a datação de Sakmariano-Artinskiano de Oelofsen & Araújo (1987) para os mesossaurídeos das formações Irati e Whitehill.

Do exposto acima e considerando a posição estratigráfica do Grupo Guatá entre o Grupo Itararé e a Formação Irati (Schneider et al., 1974), conclui-se que sua idade corresponde ao Neosakmariano-Eoartinskiano (Tabela 3), o que contraria a datação U-Pb de $267,1 \pm 3,4$ M.a. obtida por Matos et al. (2001) na Formação Rio Bonito. Uma discussão sobre as datações

absolutas das formações Irati e Rio Bonito é apresentada por Santos et al. (2006), que atribui a idade discrepante da Formação Rio Bonito à dificuldade de interpretação dos dados IDTIMS dos zircões analisados, decorrentes de erros analíticos inerentes ao método e da desconsideração da perda de chumbo.

ERA	PERÍODO	ÉPOCA	ESTÁGIO	M.a.
PALEOZOICO	Tri	Inferior	Olenekiano	$249,7 \pm 0,7$
			Induano	$251,0 \pm 0,4$
	Permiano	Lopingiano	Changhsingiano	$253,8 \pm 0,7$
			Wuchiapingiano	$260,4 \pm 0,7$
		Guadalupiano	Capitaniano	$265,8 \pm 0,7$
			Wordiano	$268,0 \pm 0,7$
			Roadiano	$270,6 \pm 0,7$
		Cisuraliano	Kunguriano	$275,6 \pm 0,7$
			Artinskiano	$284,4 \pm 0,7$
			Sakmariano	$294,6 \pm 0,8$
			Asseliano	$299,0 \pm 0,8$
	Car Pen	Superior	Gzheliano	$303,9 \pm 0,9$
			Kasimoviano	

Tabela 3 – Tabela Estratigráfica Internacional para o Período Permiano, segundo Gradstein et al. (2004). Car = Carbonífero; Pen = Pensilvaniano; Tri = Triássico.

6. FÁCIES, SUCESSÕES DE FÁCIES E PADRÕES DE EMPILHAMENTO

A análise de fácies foi realizada a partir da observação, descrição e fotodocumentação sequencial de testemunhos. Os dados foram registrados em seções colunares considerando as variações texturais, estruturas sedimentares e acamadamentos, estruturas biogênicas (icnofósseis e rizólitos) e fósseis, dentre outras feições. A seção colunar resultante permitiu identificar sucessões de fácies com tendências ascendentes de granulometria crescente, decrescente ou constante (Fig. 3). A calibração com os perfis de raios gama e resistividade foi útil na identificação de tais sucessões, em particular em intervalos de testemunhos perdidos ou

não recuperados. Em situações particulares observaram-se discrepâncias entre as tendências granulométricas e as respostas dos perfis (Fig. 4).

As sucessões de fácies empilham-se na vertical em conjuntos com padrões progradantes, retrogradantes ou agradantes (Fig. 5). O arranjo ordenado desses padrões é a base para a determinação dos tratos de sistemas e, conseqüentemente, das seqüências deposicionais. Para tanto, é necessário rastrear padrões similares ao longo de seções estratigráficas e reconhecer as superfícies que limitam tais conjuntos. Apesar de aparentemente simples, essa tarefa é complexa em razão de fatores diversos, tais como variações do nível de base, diferenças locais nas taxas de sedimentação e influência tectônica. Esses fatores condicionam por si só ou de forma conjunta, a deposição, a não-deposição ou a erosão dos depósitos, especialmente em sistemas marinhos rasos e transicionais como os do Grupo Guatá.

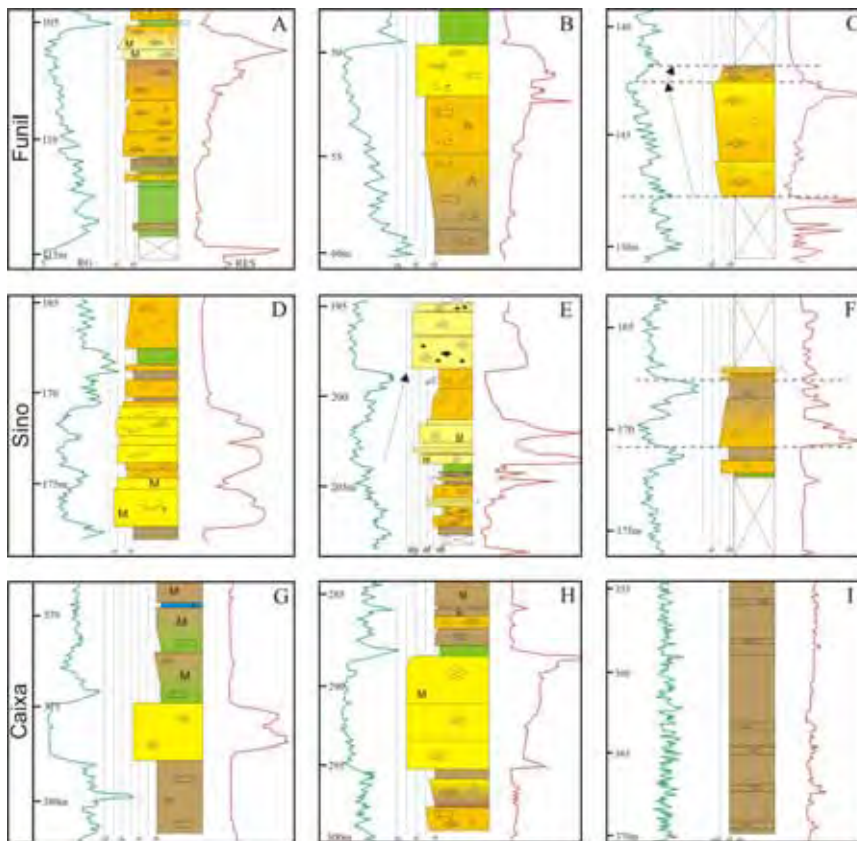


Figura 3 - Sucessões de fácies exemplificando tendências granulométricas crescentes, decrescentes ou constantes, refletidas pelos padrões de perfis em forma de funil (A,B,C), sino (D,E,F) e caixa (G, H). As sucessões granocrescentes podem ser sucedidas por um intervalo granodecrescente, como mostrado em C. Notar que as tendências granulométricas são refletidas pelos perfis, à exceção das sucessões argilosas (I).

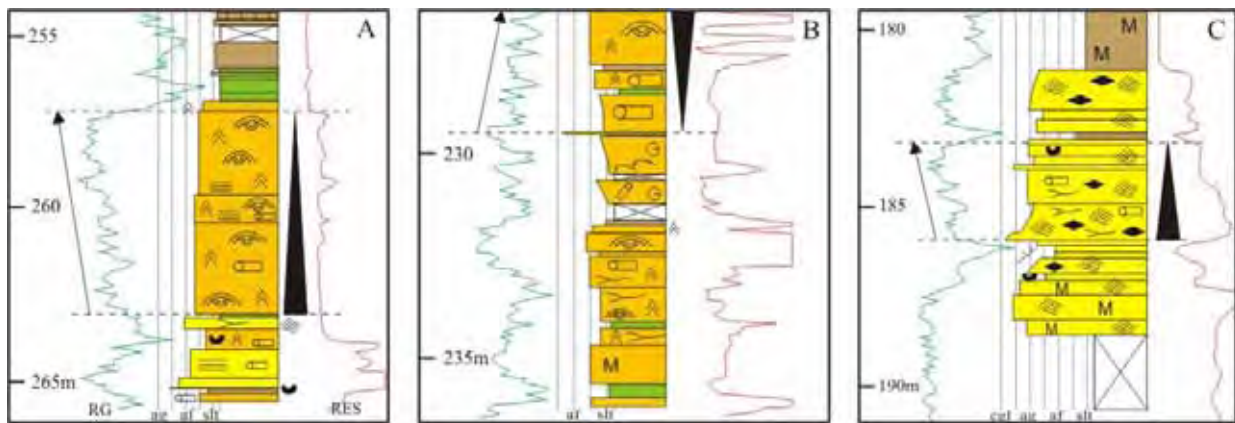


Figura 4 – Discrepâncias entre as tendências granulométricas e o padrão do perfil de raios gama. Notar que o perfil de resistividade indica corretamente a variação granulométrica indicada na seção colunar.

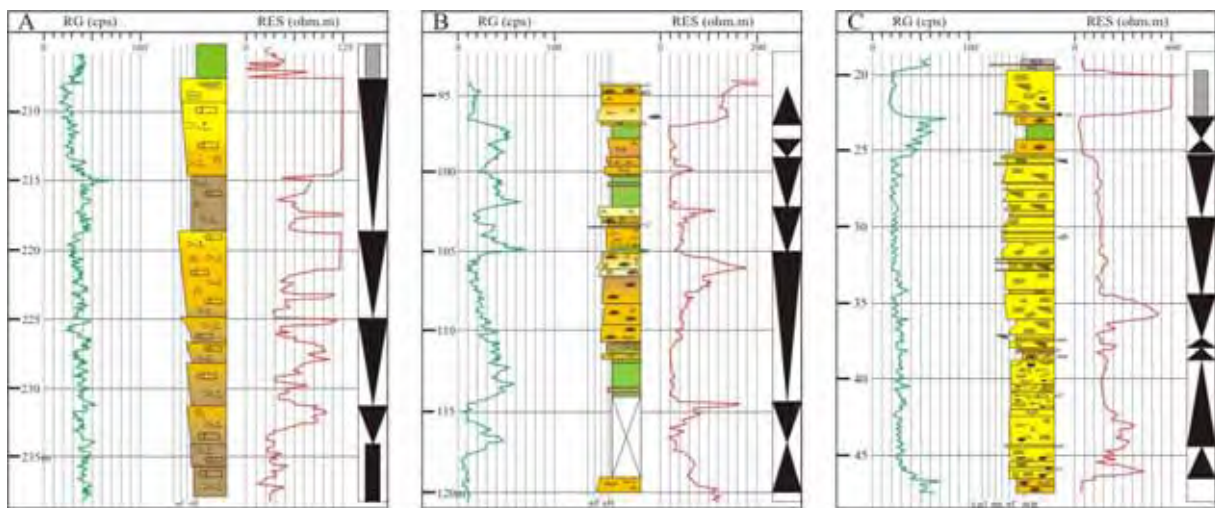


Figura 5 - Sucessões de fácies refletindo parasequências com padrões de empilhamento do tipo progradante (A), retrogradante (B) e agradante (C).

6.1. As formações Rio Bonito e Palermo no Estado do Paraná

O item 6.1 é a transcrição do item 5.2 de Tognoli (2002) com pequenas modificações. Foi incluído na presente tese a fim de ilustrar e fornecer informações descritivas sobre a análise de fácies das formações Rio Bonito e Palermo no Estado do Paraná. Embora restritas ao segmento paranaense, são representativas de tipos litológicos que também ocorrem no Estado de Santa Catarina. As fácies e sucessões de fácies do Membro Siderópolis da Formação Rio Bonito, bem desenvolvidas nos segmentos norte e centro-sul catarinense são caracterizadas e ilustradas no item 6.2.

As fácies são representadas por siglas de letras e algarismos ou por combinação de letras (ex: A1, S/C). Nas fotografias selecionadas para ilustrar certos intervalos da sucessão estão

indicadas as siglas das fácies, os principais icnogêneros e algumas superfícies estratigráficas reconhecidas no âmbito da Estratigrafia de Sequências. Foram individualizadas 13 fácies arenosas, 9 fácies argilosas, 1 fácies carbonática e 3 fácies heterolíticas, sendo essas últimas exclusivas da Formação Palermo. Abaixo, segue a descrição e ilustração de cada fácies (Fig. 6, 7, 8, 9, 10, 11 e 12).

FÁCIES A0 – Arenito médio a grosso, quartzoso, esbranquiçado, não bioturbado, regularmente a mal selecionados, com grãos angulosos a subarredondados, contendo estratificação cruzada. Clastos são freqüentes na base de superfícies de reativação. Nas frações mais finas é comum aparecerem *drapes* argilosos, restos vegetais e fragmentos de carvão. Ocorre associada às fácies A3, A4, S1 e F2 (Fig. 8-1).

FÁCIES A1 – Arenito quartzoso, de granulometria fina a média, localmente grossa, de seleção regular a boa e grãos angulares a subarredondados. Pode apresentar-se maciço ou com estratificação cruzada. Restos vegetais e/ou raízes ocorrem localmente, em geral, no topo da camada. Associa-se às fácies S1, S2, F/S, S/C, A3, A6, A7, A8, A9 e F1. A curva de raios gama mostra um padrão característico do tipo caixa (Figs. 6, 7, 8, 9, 10 e 11).

FÁCIES A2 – Formada por arenitos esverdeados finos a médios, bem selecionados, com grãos subangulares a subarredondados, com estratificação cruzada, laminações horizontal e cruzada clino-ascendente. Por vezes apresenta-se maciço. Intercalações silticas e *drapes* argilosos são raros. Ocorre associada à fácies A4 (Fig. 6-1).

FÁCIES A3 – Arenito fino, esbranquiçado, micáceo, com predominância de laminação cruzada clino-ascendente. Subordinadamente aparecem níveis silto-arenosos bioturbados e retrabalhados por ondas, além de laminações horizontal e convoluta e estruturas de fluidização. Localmente, apresenta-se maciço com pseudo-nódulos (*slurry*). Ocorre associada às fácies A0, A4, A5, A6, F1, F2, S/C e F/S (Figs. 6 e 8).

FÁCIES A4 – Arenito muito fino a fino, esbranquiçado, moderadamente selecionado, com grãos subarredondados a arredondados. Níveis siltico-argilosos realçam as laminações cruzadas clino-ascendentes, que são abundantes. Grânulos e clastos podem aparecer localmente. Associa-se às fácies S1, A0, A2, A3, F1, F/S e C (Figs. 6-1 e 6-2).

FÁCIES A5 – Interlaminções de arenito e siltito/folhelho, intensamente bioturbados, associadas a lâminas e camadas de arenito muito fino a fino, esbranquiçado, quartzoso, bem selecionado, com grãos sub-angulares a arredondados, maciço, com laminações horizontais, cruzadas por ondas ou laminações cruzadas bidirecionais associadas a *drapes* argilosos. Tal fácies exibe uma suíte predominante de *Thalassinoides*-?*Gyrolithes*, e subordinadamente, de *Skolithos* e *Rhizocorallium*. A fácies A5t (Camadas Taió) diferencia-se por apresentar grau de bioturbação alto e suíte dominante de *Rosselia*, *Rhizocorallium* e *Ophiomorpha*. Ocorre associada às fácies S/C, A/F, A3, S1 e A6 (Figs. 6-3 e 8-2).

FÁCIES A6 – Arenito muito fino a fino, quartzoso a micáceo, de coloração variada (esbranquiçado, esverdeado ou acinzentado). Caracteriza-se por estruturas sedimentares como laminação cruzada por ondas; laminação ondulada; laminação horizontal, freqüentemente com gradação normal; estratificação ondulada truncante (*hummocky*) e mais raramente estratificação cruzada *swaley*. Localmente pode apresentar gretas de sinerese e clastos ripiformes de folhelho (*rip-up clasts*). O conteúdo icnológico inclui principalmente estruturas de escape (*Fugichnia*), *Skolithos* e *Thalassinoides*, embora *Palaeophycus*, *Planolites* e *Arenicolites* possam aparecer. Em geral, *Teichichnus* aparece como suíte monoespecífica. Pode ocorrer associada às fácies S/C, S1, S2, F/S, A/F, A1, A3, A5, A8, A9, A12, F2, F3 e H2 (Figs. 6, 7, 8, 9, 10 e 12).

FÁCIES A7 – Intercalações entre arenito muito fino, esbranquiçado, bem selecionado, com laminação cruzada clino-ascendente e siltito esverdeado maciço, bioturbado. Ocorre associada às fácies A1 e siltito e calcário S/C (Figs. 6-2).

FÁCIES A8 – Arenito muito fino a fino, esbranquiçado, quartzoso, bem selecionado, com grãos subarredondados a arredondados. Exibe sutil estratificação e/ou laminação horizontal ou cruzada de baixo ângulo. Localmente pode apresentar nódulos de pirita e paleorraízes, estas últimas sempre no topo das camadas. Ocorre associada às fácies S/C, A6, A12 e F2 (Figs. 9, 11B e 12B).

FÁCIES A9 – Arenito muito fino a fino, esbranquiçado, quartzoso, com grãos arredondados, bem selecionados, bimodal. Estratificações horizontais e cruzadas são marcadas pela alternância bem definida entre arenito muito fino e fino. Tem sua ocorrência restrita às fácies A1 e A6 (Figs. 9-12).

FÁCIES A10 – Arenito fino a médio, esbranquiçado, quartzoso, regular a bem selecionado, com grãos subangulosos a subarredondados, esparsamente bioturbados. As estratificações cruzadas presentes são evidenciadas por variações granulométricas ou por lâminas micáceas associadas. Localmente aparecem *drapes* argilosos e icnofósseis verticalizados com até 20 cm de comprimento (*Skolithos*), além de estruturas com paredes bem definidas (cf. *Ophiomorpha*). Ocorre associada às fácies H2 e S1.

FÁCIES A11 – Delgados pavimentos de arenito fino a grosso, quartzoso a arcoseano, maciço ou com sutis laminações horizontais. O arenito é bem selecionado quando a granulometria é fina e os grãos são quartzosos, subarredondados a arredondados. Quando a granulometria é média ou grossa, os grãos são regularmente a mal selecionados, subarredondados a angulosos e sua constituição mineralógica inclui grãos e grânulos de quartzo e feldspato caolinizado. Os arenitos expressam-se como pavimentos (*lags*) milimétricos ou centimétricos, raramente ultrapassando 2 cm de espessura. Excepcionalmente, pode atingir 60 cm de espessura. De outro modo, tais arenitos são encontrados no interior de escavações relacionadas à icnofácies *Glossifungites*, que muitas vezes ocorrem isoladas, sem a presença dos pavimentos sobrepostos. A fácies também pode corresponder a uma camada centimétrica de conglomerado polimítico avermelhado, com matriz arenítica média a grossa silicificada e seixos de granito, quartzo e ?gnaisse. Ocorre associada às fácies A3, A5, H1, H2, H3, S1 e F2 (Figs. 11B e 12B).

FÁCIES A12 – Arenito muito fino a fino, cinza a esbranquiçado, quartzoso, moderadamente a bem selecionado, com grãos subarredondados a arredondados, maciço a laminado. Apresenta intercalações pelíticas de espessura milimétrica. As estruturas sedimentares incluem laminações horizontal, ondulada e cruzada por ondas. Muitas vezes, não é possível identificar as laminações em razão do intenso retrabalhamento biogênico, com predominância de uma suíte de *Thalassinoides*, *Thalassinoides-Ophiomorpha*, *Diplocraterion*, *Skolithos*, *Palaeophycus*, *Asterosoma* e *Arenicolites*. Ocorre associada às fácies A8, A6, H2 e F2 (Figs. 11B e 12B).

FÁCIES S1 – Siltito cinza claro a escuro ou avermelhado, freqüentemente laminado horizontalmente ou interlaminado com arenito muito fino. Localmente pode ter bioturbação

(*Chondrites*), raízes e restos vegetais. Ocorre associada às fácies A1, A3, A4, A5, A6, S/C, F1, F2, C e H1 (Figs. 6, 7, 8, 9, 10 e 12).

FÁCIES S2 – Siltito cinza esverdeado maciço, laminado ou nodular (bioturbado). A laminação horizontal presente nessa fácies é marcada pela alternância entre as lâminas sílticas esverdeadas e as areníticas esbranquiçadas, freqüentemente silicificadas. Localmente, aparece com aspecto nodular, o qual deriva de bioturbações (*Thalassinoides* e, possivelmente, *Asterosoma*). As morfologias dos icnofósseis são irregulares, circulares ou elípticas, apresentando-se interconectadas na maioria dos casos. Podem apresentar uma discreta parede lineada. São preenchidas por arenito muito fino, silicificado, de coloração creme a cinza esbranquiçado, contrastando fortemente com o cinza esverdeado característico dessa fácies. Associa-se às fácies A1, A6, F1 e S/C (Fig. 10B).

FÁCIES S3 – Compõe-se de siltito cinza claro a cinza amarelado, com sutil laminação horizontal e, às vezes, maciço. Concreções de pirita podem aparecer distribuídas de forma esparsa. A bioturbação presente em certos intervalos homogeneizou o sedimento, destruindo a laminação e conferindo à rocha aspecto maciço, não permitindo a identificação de icnogêneros. Ocorre associada às fácies A1 e, mais freqüentemente, H2.

FÁCIES S4 – Siltito maciço a laminado, de coloração castanho-avermelhada. Apresenta evidências de raízes e nódulos carbonáticos esparsos. Ocorre associada às fácies A3 e S/C (Fig. 6-2).

FÁCIES F/S – Folhelho cinza escuro que grada a siltito ou siltito arenoso cinza claro a cinza escuro, com laminação cruzada por ondas ou clino-ascendente. Associa-se às fácies A1, A3, A4, A6 e S/C (Figs. 6-6 e 10-3).

FÁCIES A/F – Composta pela alternância entre folhelho cinza escuro e arenito muito fino a fino, com laminação cruzada por ondas, freqüentemente apresentando gradação normal para siltitos micáceos. Ocorre associada às fácies A5t e A6 (Figs. 6-3 e 6-4).

FÁCIES S/C – Siltito cinza esverdeado a cinza claro, maciço ou laminado horizontalmente, por vezes bioturbado por *Chondrites*, intercalado com camadas centimétricas de calcário maciço. O calcário, na grande maioria dos casos, é fruto da ação diagenética sobre os siltitos. Associa-se às fácies A3, A6, A8, F2, A/F e S2 (Figs. 6, 7, 8, 9 e 10).

FÁCIES C – Composta por carbonatos cinza claros a esbranquiçados, com freqüente presença de níveis com estrutura de escape de gases preenchida com calcita (*vuggy*). Brechamentos são freqüentemente observados, sendo muitas vezes causados por gretas de contração. Mais raramente, ocorrem níveis com laminação algálica. Ocorre associada às fácies S/C, S1, A6 e F2 (Figs. 6, 7, 9 e 10).

FÁCIES F1 – Folhelho cinza escuro com interlaminações siltico arenosas, freqüentemente bioturbado. Localmente pode apresentar restos vegetais. A ocorrência de gretas de sinerese não é rara, estando geralmente associada aos níveis bioturbados. A bioturbação inclui principalmente *Chondrites*, *Planolites* e *Thalassinoides*. Apesar de ocorrerem associados a *Chondrites* e *Planolites*, o icnogênero *Thalassinoides* relaciona-se aos depósitos areníticos sobrejacentes, especialmente da fácies A11. Associa-se às fácies S1, S2, A1, A3, A4, A6, H2, F2 e F3 (Figs. 6, 8 e 12B).

FÁCIES F2 – Folhelho cinza escuro, raramente bioturbado, com intercalações milimétricas de siltito ou arenito muito fino, quartzoso, cinza a esbranquiçado. Análises de Carbono Orgânico Total revelaram valores que variam entre 0,6% e 1,8%. Ocorre associada às fácies F1, S1, A1, A3, A6, A8, A12, H1, H2, H3, A/F e S/C (Figs. 6, 7, 8, 10B, 11B e 12B).

FÁCIES F3 – Folhelho cinza escuro a preto, não bioturbado. A ausência de níveis silticos ou areníticos confere à rocha um aspecto maciço, embora seja finamente laminada. Localmente pode apresentar-se cinza claro, fruto de intensa carbonatização (CaCO_3). Análises de Carbono Orgânico Total mostraram valores entre 1,9% e 2,55%. Associa-se às fácies H1, H2, A6, A11 e F1 (Figs. 11B e 12B).

FÁCIES HETEROLÍTICAS – Compreende pelitos cinza-escuros intercalados entre arenitos muito finos a finos, bem selecionados, esbranquiçados, com laminações horizontal, ondulada ou cruzada por ondas (laminação ondulada truncante). Pequenos fragmentos de restos vegetais podem estar presentes. Localmente, é constituída por arenitos finos, bem selecionados, esbranquiçados, intercalados a lâminas de pelitos cinza escuros. Os arenitos estão dispostos na forma de camadas centimétricas, podendo apresentar-se com laminação horizontal ou ondulada, e até mesmo maciços. Arenitos médios, de regular seleção, esbranquiçados, em geral silicificados, ocorrem esparsamente dentro dessa litofácies, podendo conter grânulos de quartzo

ou sílex nos planos de estratificações cruzadas de pequeno porte, por vezes com bidirecionalidade.

O contraste de cor entre as interlaminacões de pelitos e arenitos confere à rocha um aspecto “zebrado”, peculiar a esta litofácies em toda a borda leste da bacia. Corresponde à litofácies de pelitos com *wavy* e *linsen* de Albuquerque (1990) e Lopes (1990) e à litofácies heterolítica de Netto (1995). A presença de bioturbação é marcante, permitindo a distinção de três fácies, abaixo caracterizadas:

FÁCIES H1 – Ocorre sempre na base da Formação Palermo e apresenta-se com grau de bioturbação em geral alto. Os icnogêneros identificáveis incluem *Thalassinoides*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Chondrites*, *HelmIntropsis*, *Asterosoma*, *Teichichnus* e *Phycosiphon*, apresentando-se em diferentes suítes. Associa-se às fácies H2, F2, F3, S1, S/C, A11 (Figs. 7, 9, 10B e 12B).

FÁCIES H2 – Mostra diferentes graus de retrabalhamento biogênico, mas sempre é possível ver o tipo de acamadamento (*wavy*, *flaser*). Icnologicamente, é mais diversa que a fácies H1. Os icnogêneros identificados são *Planolites*, *Palaeophycus*, *Chondrites*, *HelmIntropsis*, *Phycosiphon*, *Teichichnus*, *Thalassinoides*, *Ophiomorpha*, *Asterosoma*, *Rhizocorallium*, *Siphonichnus*, *Skolithos*, *Diplocraterion*, *Bergaueria*, *Conostichus* e *Rosselia*, presentes em suítes distintas. Ocorre associada às fácies H1, H3, F2, A6, A8, A11 e A12 (Figs. 11B e 12B).

FÁCIES H3 – Caracterizada pelo menor grau de bioturbação, em comparação às fácies H1 e H2; pela baixa diversidade de icnofósseis; pelo baixo grau de bioturbação (suítes de *Chondrites*, *HelmIntropsis*, *Skolithos* e *Palaeophycus*); pela presença de *drapes* argilosos e bandas avermelhadas (?siderita) e por frequentes níveis areno-conglomeráticos, arcoseanos. Associa-se às fácies A1, F2 e H2 (Figs. 11B-3).



Figura 6 - Seção colunar da Formação Rio Borito no poço FP-07-PR e ilustração de suas principais fácies sedimentares: **1)** Arenito com laminação horizontal, lamin. cruzada e *drapes* angulosos (A2) passando a arenito silício com restos vegetais (A4). A sucessão é recoberta abruptamente por folhelho (F2). **2)** Sucessão mostrando arenito silício bioturbado (A4), folhelho com lâminas silíceas (F1), arenito com estratificação cruzada (A1), arenito muito fino e silício, com laminação cruzada elino-ascendente (A7), calcário (C), silício anguloso (S1), arenito muito fino a fino, com laminação horizontal e cruzada clino-ascendente (A3) e silício acastanhado, maciço a laminado (S4). **3)** Arenito fino com lâminas pelíticas, exibindo alto grau de bioturbação. E abruptamente sobreposto por arenito muito fino a fino, quartzoso, bem selecionado, intercalado com folhelhos (A/F). **4)** Arenitos e folhelhos intercalados (A/F) arenitos/silício com *hummocky* e bioturbado (A6). **5)** Arenito e silício com *hummocky* (A6) sobreposto por silício sulfiteiro laminado (S1), erosivamente recoberto por arenito médio a grosso, quartzoso, com grãos sub-angulosos a sub-arredondados e regularmente selecionado, contendo estratificações cruzadas (A1). Tal contato representa um limite de seqüências (LS). **6)** Fácies folhelho e silício (F/S) sobreposta pela fácies silício e calcário (S/C), arenito com *hummocky* (A6) e silício com nodulos carbonatados (S/C). Diâmetro dos testemunhos = 3,5 cm.

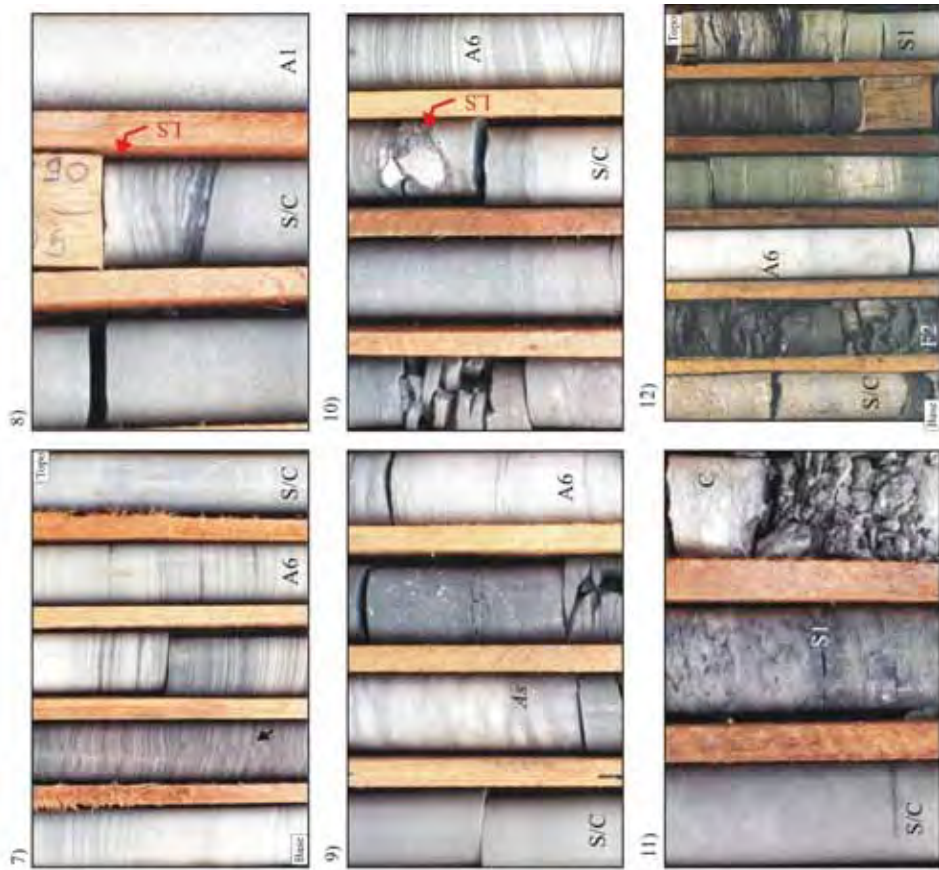
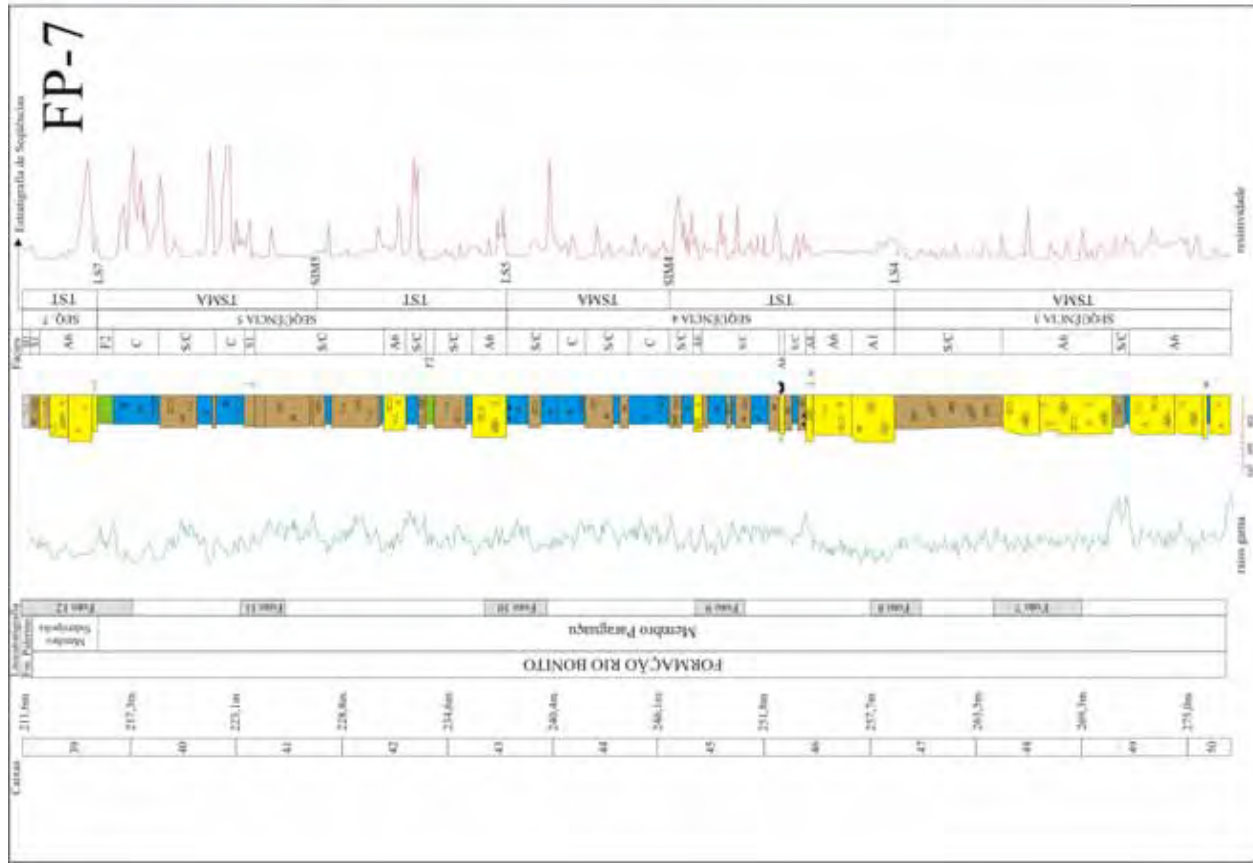


Figura 7 - Seção colunar da Formação Rio Bonito no poço FP-07-PR e ilustração de suas principais fácies sedimentares. 7) Arenito com hummocky (A6) sobreposto pela fácies siltito e calcário (S/C). Notar a estrutura de escape (*flute marks*), indicada pela seta preta. 8) Fácies siltito e calcário (S/C) sobreposta abruptamente pela fácies arenito com estratificação cruzada (A1). O contato (seta vermelha) representa um limite de seqüências (LS). 9) Fácies siltito e calcário (S/C) sobreposta por arenito com laminação cruzada por ondas (A6). Notar icnofabrica de *Asterosoma* (As). 10) Fácies siltito e calcário (S/C) sobreposta por arenito com hummocky (A6). O contato entre as fácies é marcado pela presença de elastos angulosos de calcário, demarcando um limite de seqüências (LS). 11) Fácies siltito e calcário (S/C), siltito com marmorizações e paleo-raízes (S1) e calcário brechado (C). 12) Sucesso das fácies siltito e calcário (S/C), folhelho (F2)-Mb. Paranaíba; arenito com laminação cruzada por ondas (A6), siltito maciço a laminado (S1) - Mb. Siderópolis; e fácies heterolítica (H1) - Formação Palermio. Diâmetro dos testemunhos = 3,5 cm.



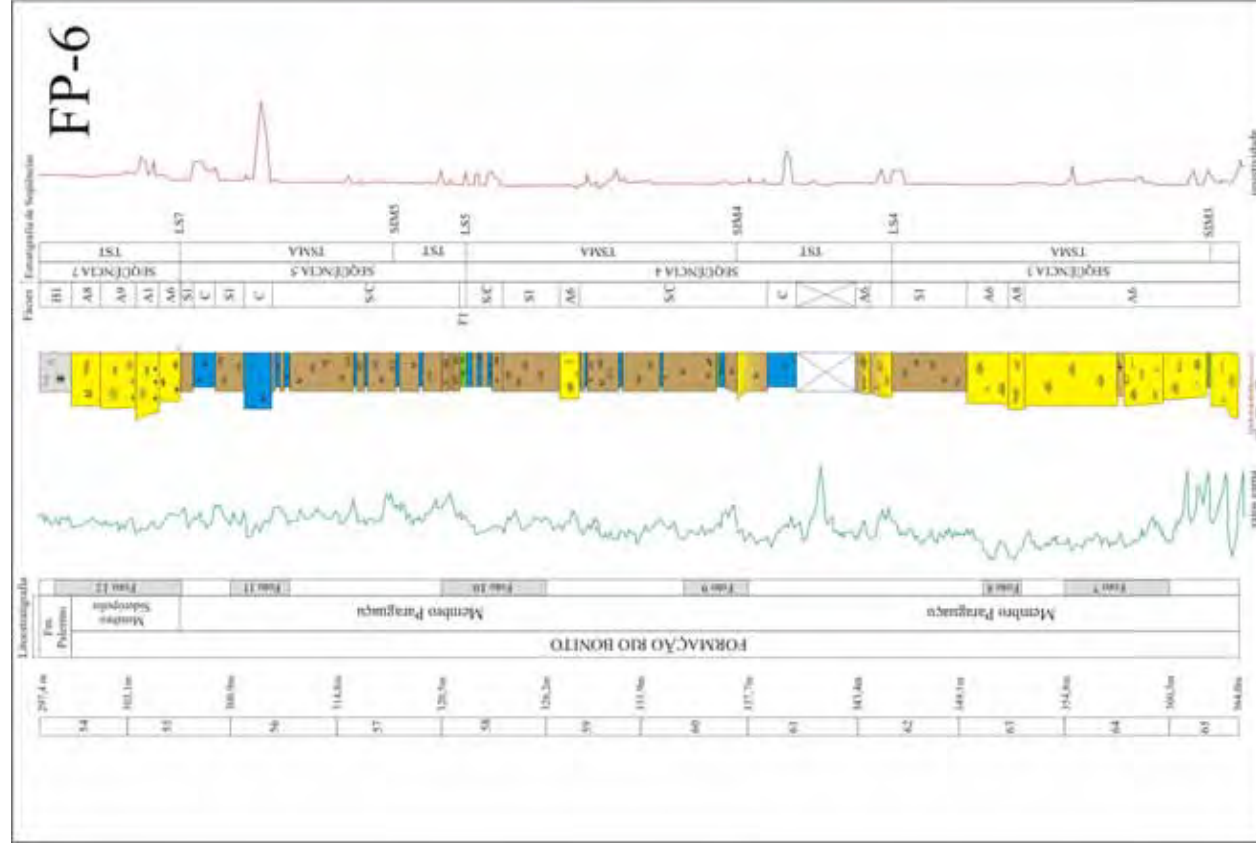


Figura 9 - Seção colunar da Formação Rio Bonito no poço FP-06-PR e ilustração de suas principais fácies sedimentares. **7)** Fácies arenito com *hummocks* (A6). **8)** Arenito com laminações horizontal/ cruzada de baixo ângulo (A8), sucedida por arenito com laminação ondulada truncante (A6). **9)** Fácies siltito intercalada a calcário (S/C). **10)** Siltito cruza, laminado (S1) sobreposto por siltito intercalado com calcário (S/C). A base do folhelho (F1) marca a superfície de inundação máxima (SIM). **11)** Fácies S/C e fúcies calcário (C) exibindo brechamento (b). **12)** Fácies S/C e arenito com *hummocks* e laminação cruzada por ondas (A6) (Membro Paranguassu), sucedidas por, arenito com estratificação cruzada (A1), arenito bimodal com laminação horizontal a cruzada (A9) e arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo a naciço (A8). As fácies A1, A9 e A8 constituem o Membro Siderópolis. A fácies heterolítica (H) pertence à Formação Palermo. Diâmetro dos testemunhos = 3,5 cm.

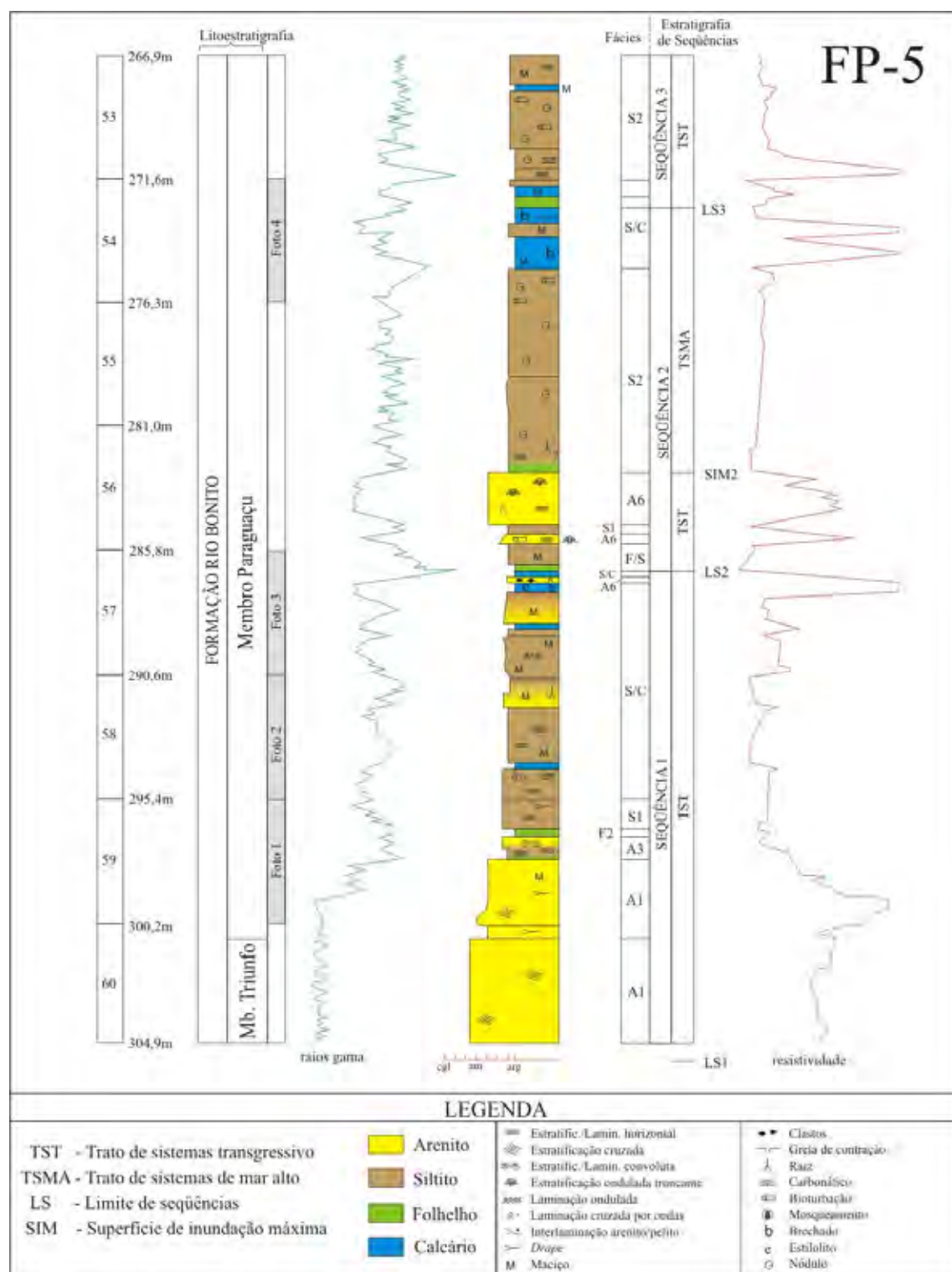


Figura 10A - Seção colunar da Formação Rio Bonito no poço FP-05-PR.

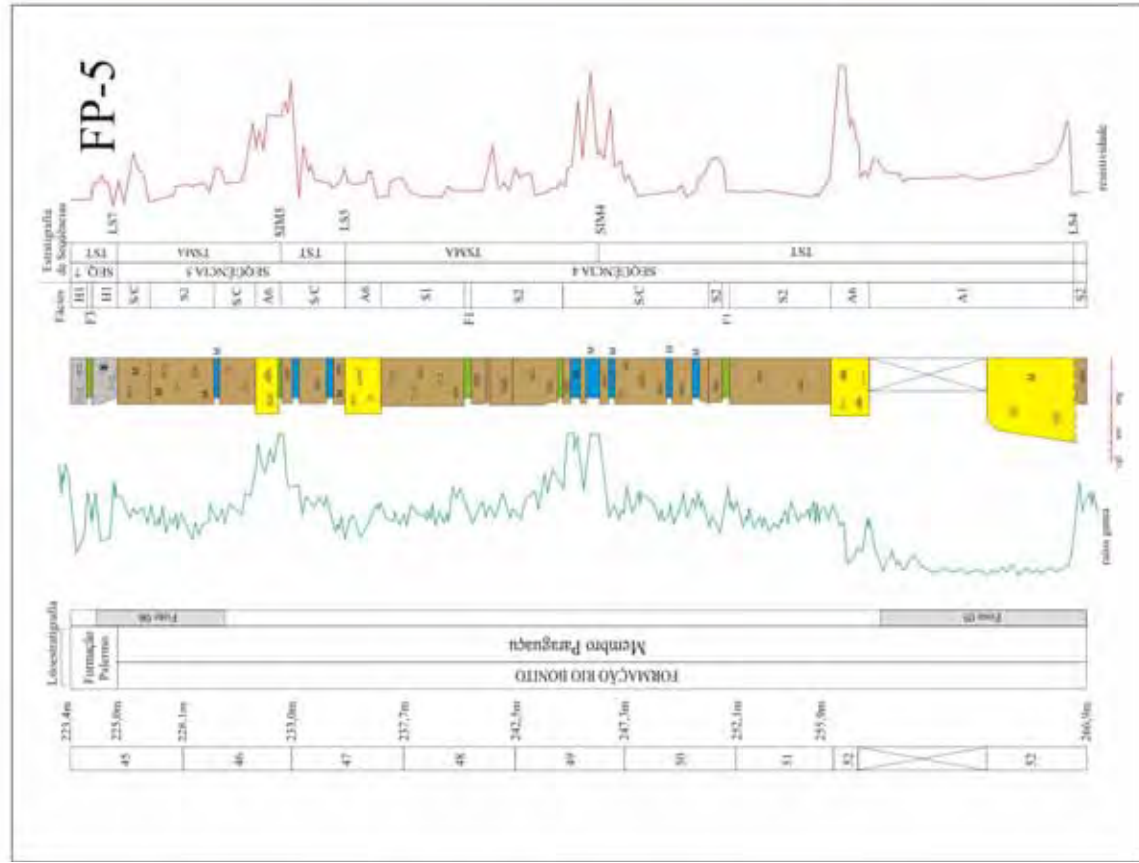


Figura 10B - Seção colunar da Formação Rio Bonito no poço FP-5 e ilustração de suas principais fácies sedimentares. **1)** Arenito com estratificação cruzada (A1) sobreposto por folhelho cinza escuro (F2), cuja base marca a superfície de inundação máxima da seqüência, e por siltito interlaminação com arenito muito fino (S1). **2)** Fácies S/C exibindo níveis de siltito avermelhado, sobreposto por calcário com viçgo (C). **3)** Fácies S/C mostrando níveis de calcário de coloração avermelhada; arenito com laminação cruzada por ondas e drapes (A6), notar os clastos angulosos (seta vermelha), e folhelho gradando a siltito (F/S), cuja base marca uma superfície de inundação máxima. **4)** Siltito nodular esverdeado (S2) sobreposto por calcário (C) brechado (b) e siltito (S/C). Os nódulos do siltito S2 derivam de suítes de *Asterosoma* e/ou *Thalassinoides*. **5)** Siltito maciço esverdeado (S2) sobreposto erosivamente por arenito grosso a muito grosso com estratificação cruzada (A1). O contato entre as duas fácies marca um limite de seqüências (LS). **6)** Fácies S/C sobreposta por siltito cinza esverdeado, maciço a laminado (S2). O contato da fácies S/C (Membro Paraguaçu) com a fácies H1 (Formação Palermópolis) representa a amalgamação entre um limite de seqüências e uma superfície transgressiva (LS/STE). Diâmetro dos testemunhos = 4,7cm.

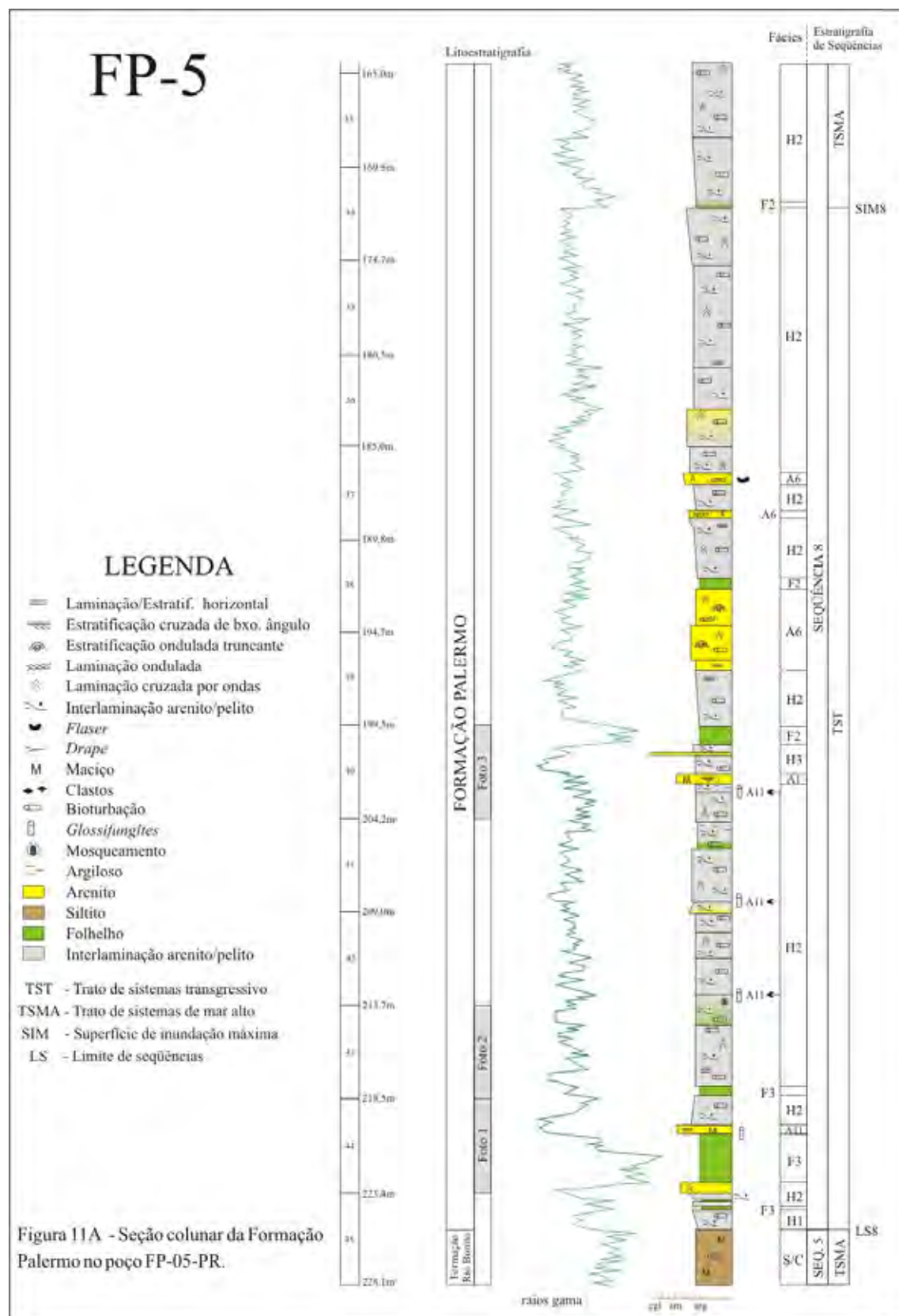


Figura 11A - Seção colunar da Formação Palermo no poço FP-05-PR.

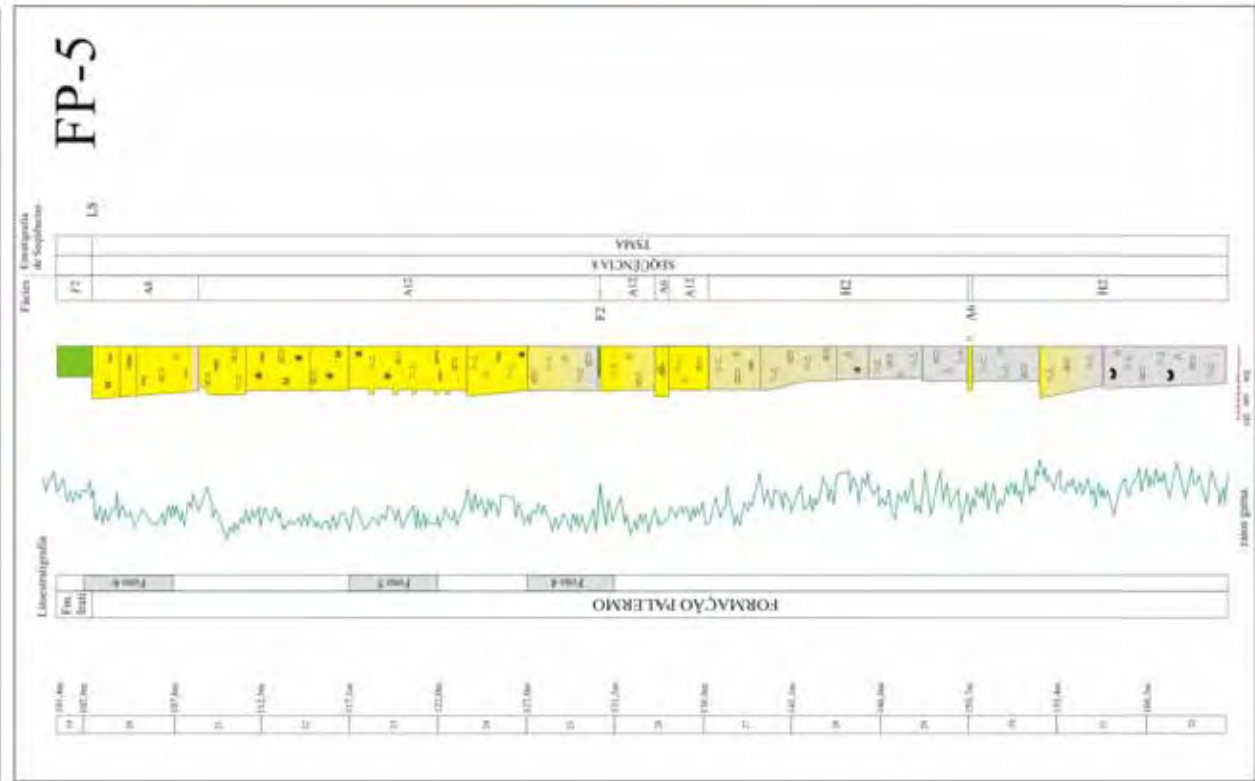


Figura 11B - Seção colunar da Formação Palermio no poço FP-05-PR e ilustração de suas principais fácies sedimentares. 1) Arenito com interlaminções pelíticas (H2) recoberto por folhelhos pretos (F3), evidenciando uma superfície de inundação (S12). Arenito sutilmente estratificado (A11) e fácies heterolítica bioturbada (H2). 2) Folhelho cinza escuro a preto (F3) sobreposto pela fácies (H2). 3) Fácies heterolítica (H2) exibindo uma superfície de inundação de alta energia, erosiva, caracterizada pela presença de suítes de *Glossifungites* (seta vermelha). Arenito amarelado com matriz argilosa, sutilmente estratificado (A1) sobrepõe a fácies H2 e é sobreposto pela fácies H3. Notar as bandas avermelhadas e os pavimentos areno-conglomeráticos. A base do folhelho F2 marca a superfície de inundação máxima. 4) Arenito fino, bioturbado (A12) interrompido por uma camada centimétrica de folhelho cinza escuro que marca uma superfície de inundação. 5) Arenito fino, bioturbado (A12). Notar que as lâminas pelíticas intercaladas foram rompidas pela ação de organismos escavadores. 6) Arenito com laminação horizontal a cruzada de baixo ângulo ou maciço, por vezes bioturbado (A8) - Formação Palermio, sobreposto por folhelho cinza escuro (F2) - Formação Irai (Membro Taquaral). O contato entre as unidades é interpretado como um limite de seqüências (LS). Diâmetro dos testemunhos = 4,7cm.

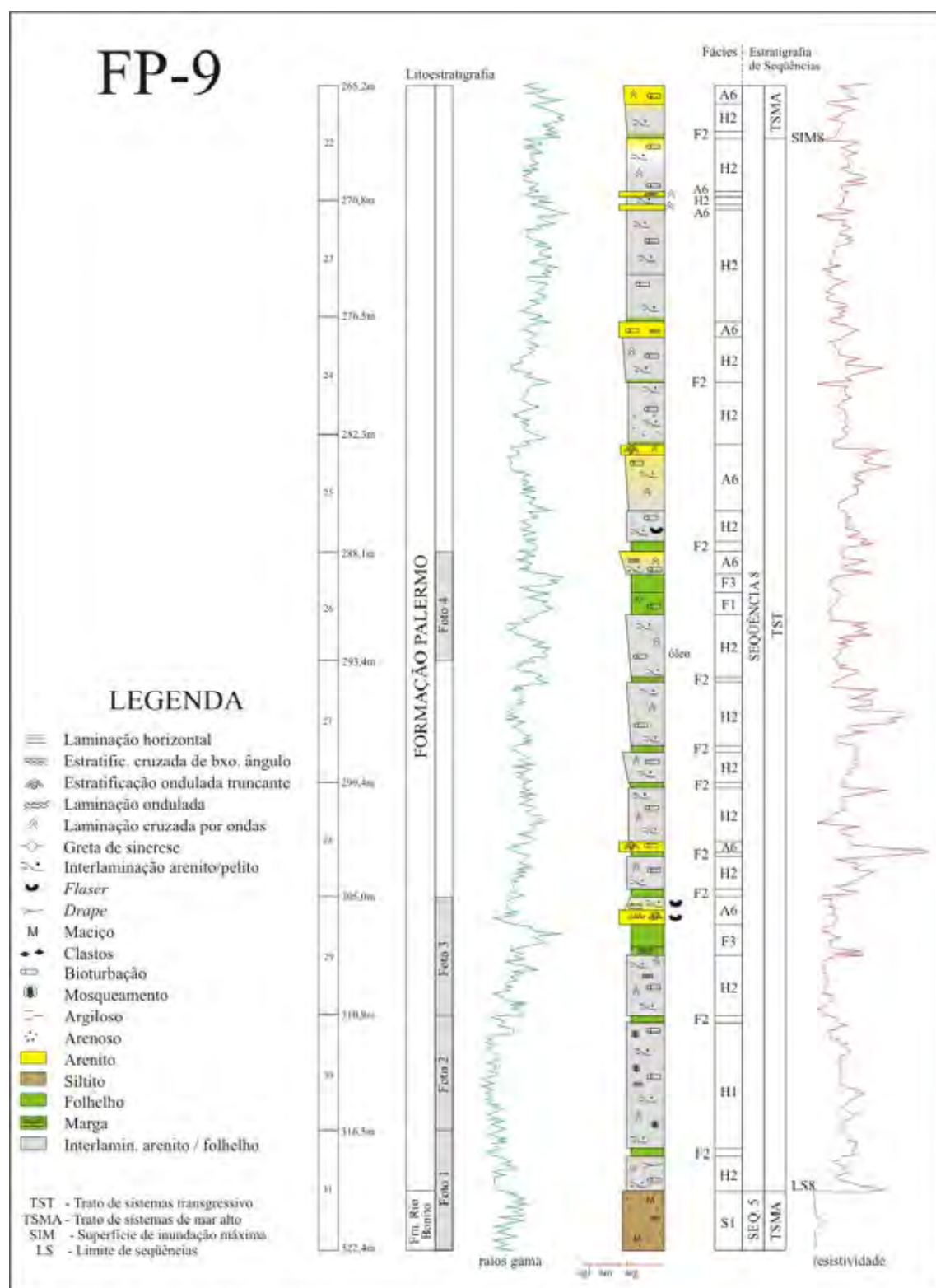


Figura 12A - Seção colunar da Formação Palermo no poço FP-09-PR.

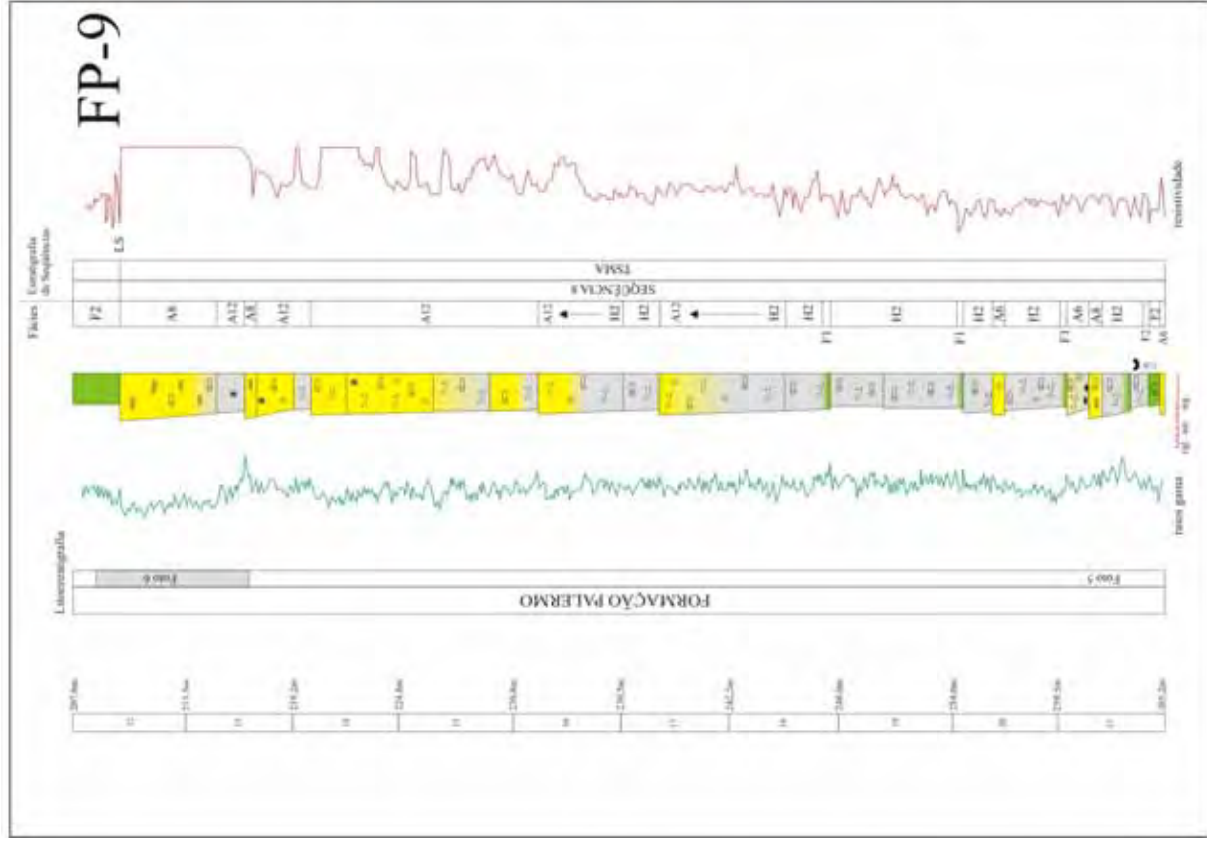


Figura 12B - Seção colunar da Formação Palerme no poço FP-09-PR e ilustração de suas principais facies sedimentares. 1) Passagem entre as formações Rio Bonito (facies S1) e a Formação Palerme (facies H2). O contato entre as unidades é interpretado como um limite de seqüências amalgamado a uma superfície transgressiva de erosão (LS/STE). 2) Facies heterolítica fortemente bioturbada (H1). 3) Facies heterolítica bioturbada (H2), folhelho carbonoso (F3) e arenito com hummocky (A6). A base do folhelho F2 marca uma superfície de inundação (S1). 4) Facies heterolítica bioturbada (H2) sobreposta por folhelho bioturbado contendo gretas de sinerese (F1). O contato de F1 com F3 reflete uma superfície de inundação máxima (S1-SIM). 5) Folhelho cinza escuro (F2) interrompido por uma superfície de inundação demarcada por suítes de *Glossifungites* (seta vermelha). Acima, facies heterolítica bioturbada (H2) intercalada com uma camada de arenito com laminação ondulada truncante (A6). 6) Alternância entre arenito fino com interlaminações pelíticas, bioturbado (A12) e arenito fino, com laminação horizontal / cruzada de baixo ângulo (A8). O contato com o Membro Taquaral (Fm. Irati) é interpretado como um limite de seqüências (LS), sendo identificado por um nível pirítico (seta azul). Diâmetro dos testemunhos = 3,5cm.

6.2. O Membro Siderópolis no norte de Santa Catarina

O elemento-chave para a elucidação da estratigrafia do Grupo Guatá ao longo de toda a borda leste da bacia foi caracterizar em detalhe o Membro Siderópolis da Formação Rio Bonito na região norte de Santa Catarina. Trata-se de uma unidade arenítica com espessura variável e com variações verticais e laterais de fácies abruptas. A unidade foi descrita (Tabelas 4, 5, 6 e 7), analisada e subdividida em sucessões de fácies granocrescentes (Gc e Gc-d), granodecrescentes (Gc-d), granoconstantes (Gco) e agradacionais argilosas (Ag), ilustradas a seguir nas figuras 13, 14, 15 e 16.

Sucessão	CARACTERÍSTICAS	PROCESSO(S)	INTERPRETAÇÃO	SEQÜÊNCIA	UNIDADE
Gc1	Interlaminações de arenito muito fino e folhelho, com laminações cruzadas por ondas e bioturbação esparsa representada por <i>Planolites (Pl)</i> .	Decantação e fluxos oscilatórios normais.	<i>Shoreface</i> inferior	7	Membro Siderópolis
Gc1	Arenitos muito finos com laminações onduladas, laminações cruzadas por ondas e estratificações <i>hummocky</i> , disposto em estratos decimétricos com granodrecrescência ascendente, limitados por intercalações de siltito.	Fluxos oscilatórios de tempestades	<i>Shoreface</i> médio		
Gc1	Interlaminações de arenito muito fino e folhelho com gretas de sinerese, <i>drapes</i> e lamin. cruzadas por ondas. São sobrepostas por arenito muito fino, micáceo, com laminações onduladas, bioturbação por <i>Planolites</i> , <i>Bergueria</i> , <i>Diplostratien</i> e estruturas de fuga, <i>drapes/flasers</i> argilosos (0,5 a 3,0 mm de espessura), clastos milimétricos de folhelho, clastos ripiformes (<i>rip-up clasts</i>) centimétricos de folhelho acima de superfícies erosivas internas.	Fluxos oscilatórios normais e subordinadamente decantação.	<i>Shoreface</i> superior/médio		
Ag2	Sucessão formada por folhelhos, siltitos, siltitos bioturbados por <i>Chondrites</i> e <i>Planolites</i> , com as escavações preenchidas por calcita, além de intercalações de arenito muito fino com laminações onduladas.	Decantação e fluxos oscilatórios subordinados.	Baía Central	6	Membro Siderópolis
Gd1	Folhelho gradando a siltito argiloso, micáceo, que passa acima para arenito muito fino, siltico, micáceo, com laminações cruzadas por ondas, de ângulos baixos (QPCL) e cor esverdeada. É sobreposto por arenito muito fino com laminações cruzadas unidirecionais, estruturas de fuga e clastos milimétricos de folhelho carbonoso. No topo do ciclo nota-se bioturbação por <i>Rhizocorallium</i> , raízes e concreções carbonáticas.	Decantação sucedida por fluxos oscilatórios normais. Fluxos trativos Exposição sub-aérea	Baía Central Margem de baía/ <i>Marsh</i>		
	Arenitos finos, quartzosos, bem selecionados, com sutil granodrecrescência no topo. Contém estratificações horizontal incipiente, laminações cruzadas e por vezes é maciço, com clastos argilosos e <i>drapes</i> duplos. Laminações cruzadas por ondas estão presentes no topo.	Fluxos trativos, intercalados com decantação e retrabalhados por fluxos oscilatórios.	Canal Estuarino		
Gc1	Interlaminado de arenito/folhelho gradando acima para arenitos muito finos com laminações onduladas, cruzadas por ondas e estratificações onduladas truncantes <i>hummocky</i> , presentes em estratos centi a decimétricas. Nota-se localmente a presença de gretas de sinerese e clastos argilosos. Bioturbações são raras (<i>Palaeophycus</i>).	Fluxos oscilatórios de tempestades e decantação.	<i>Shoreface</i> inferior/médio	5 (topo)	Membro Paraguaçu

Tabela 4A – Características, processos sedimentares e interpretação das sucessões de fácies das seqüências 5, 6 e 7.

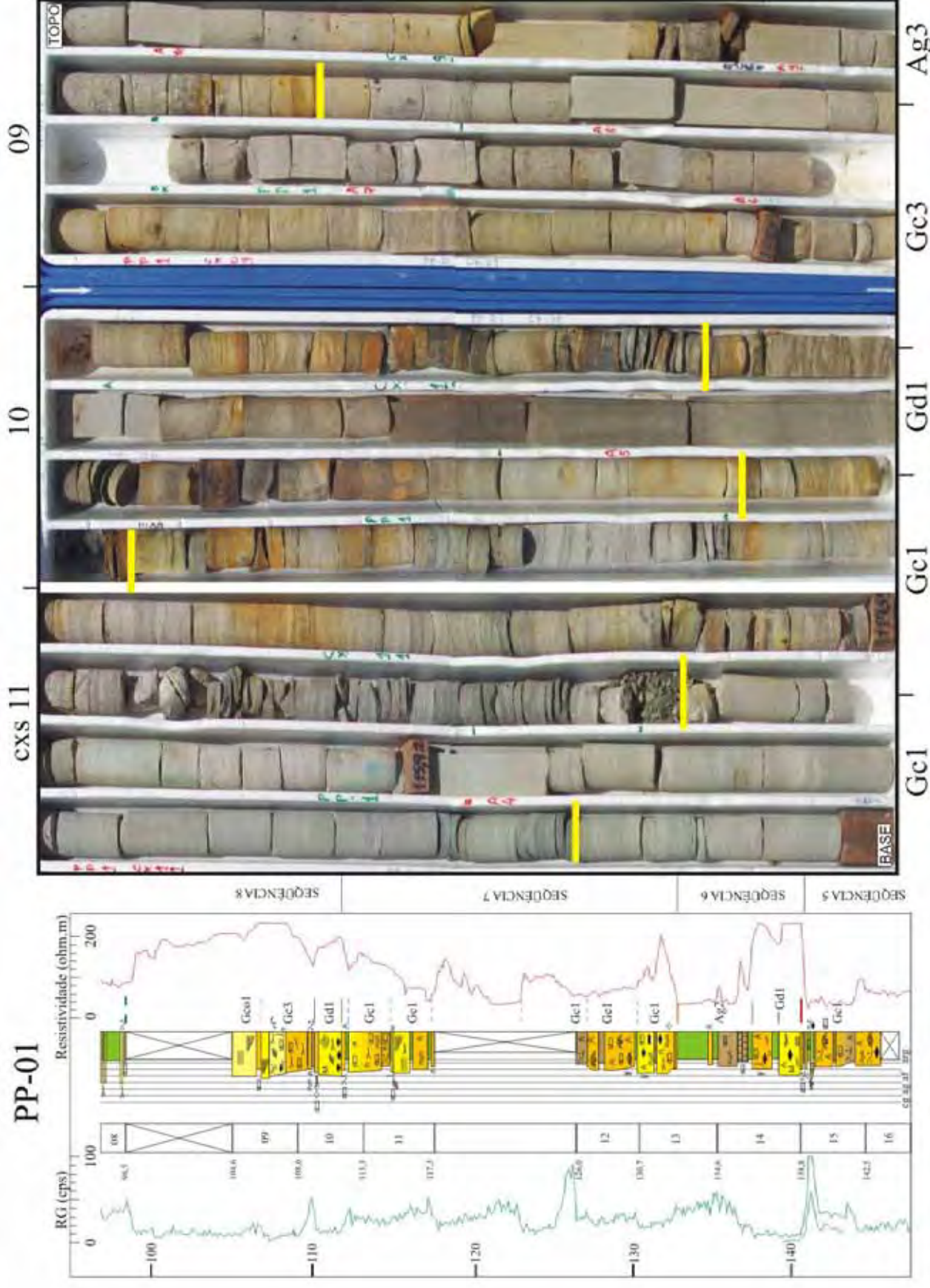
Abaixo, Figura 13A - Seção colunar, perfis, sucessões de fácies e fotos de conjunto das seqüências 5, 6 e 7 no poço PP-01-SC.



Sucessão	CARACTERÍSTICAS	PROCESSO(S)	INTERPRETAÇÃO	SEQÜÊNCIA	UNIDADE
Gc01	Arenitos finos, quartzosos, bem selecionados e com estratificações cruzadas de baixo ângulo. Porosidade boa	Fluxos trativos de espraiamento	Praia	8	Membro Siderópolis
Gc3	Interlaminado de siltito com arenitos finos com laminações onduladas e cruzadas por ondas. Acima, ocorrem arenitos muito finos a finos, com laminações cruzadas por ondas, <i>drapes</i> e bioturbação, localmente intercalados por interlaminações folhelho/arenito com laminações onduladas. <i>Palaeophycus</i> , <i>Thalassinoides</i> e <i>Teichichnus</i> ocorrem associados, com índice de bioturbação 2. Sobrepo-se um intervalo de arenitos finos, quartzosos, bem selecionados, com porosidade boa, maciço, contendo <i>drapes</i> carbonosos, clastos de folhelho, restos vegetais, raízes, conchas de bivalvíos e bioturbação, representada por <i>Palaeophycus</i> , <i>Thalassinoides</i> , <i>Rhizocorallium</i> , <i>Arenicolites</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Ophiomorpha</i> e <i>Polykladichnus</i> , com bi 2 a 3.	Fluxos oscilatórios normais e decantação Fluxos trativos e decantação	Barra em planície de maré mista (areno-argilosa)		
Gd1	Arenitos finos, quartzosos, bem selecionados, maciços a estratificados (acanalada?), com granodecrescência no topo. Contém lâminas argilosas intercaladas, <i>drapes</i> argilosos rompidos por fluidização, clastos de folhelhos, restos vegetais, com pirita associada, e conchas de bivalves desarticuladas. Acima, ocorrem arenitos muito finos com lâminas argilosas/ micáceas intercaladas, laminações onduladas, cruzadas por ondas, <i>drapes</i> duplos, clastos de carvão e gretas de sinerese. A bioturbação é representada por ocorrências de <i>Palaeophycus</i> , com bi 1.	Fluxos trativos e decantação, com fluxos oscilatórios normais subordinados	Canal Estuarino		
Gc1	Interlaminações de arenito muito fino e folhelho com laminações cruzadas por ondas e bioturbação (<i>Planolites</i>). Arenitos muito finos apresentam lâminas micáceas e/ou argilosas intercaladas e exibem laminações cruzadas unidirecionais, por vezes onduladas/cruzadas por ondas, <i>drapes</i> argilosos, gretas de sinerese e bioturbação. A bioturbação é representada por <i>Palaeophycus</i> , <i>Helminthopsis</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Bergaueria</i> , <i>Rhizocorallium</i> , <i>Thalassinoides</i> e <i>Skolithos</i> , com índice de bioturbação (bi) variando de 1 a 3.	Fluxos oscilatórios normais e subordinadamente decantação.	<i>Shoreface</i> médio <i>Shoreface</i> superior	7	
Gc1	Folhelho sucedido por arenitos muito finos com laminações onduladas e cruzadas por ondas, presentes em estratos centi a decimétricos. Acima, ocorrem arenitos muito finos a finos com estratificações cruzadas de baixo ângulo, horizontal e <i>drapes</i> . Arenitos muito finos a finos, maciços, bioturbados, com restos vegetais e rizólitos estão presente no topo do ciclo.	Decantação Fluxos oscilatórios normais Fluxos trativos	<i>Shoreface</i> médio <i>Shoreface</i> superior		

Tabela 4B – Características, processos sedimentares e interpretação das sucessões de fácies das seqüências 7 e 8 no poço PP-01-SC.

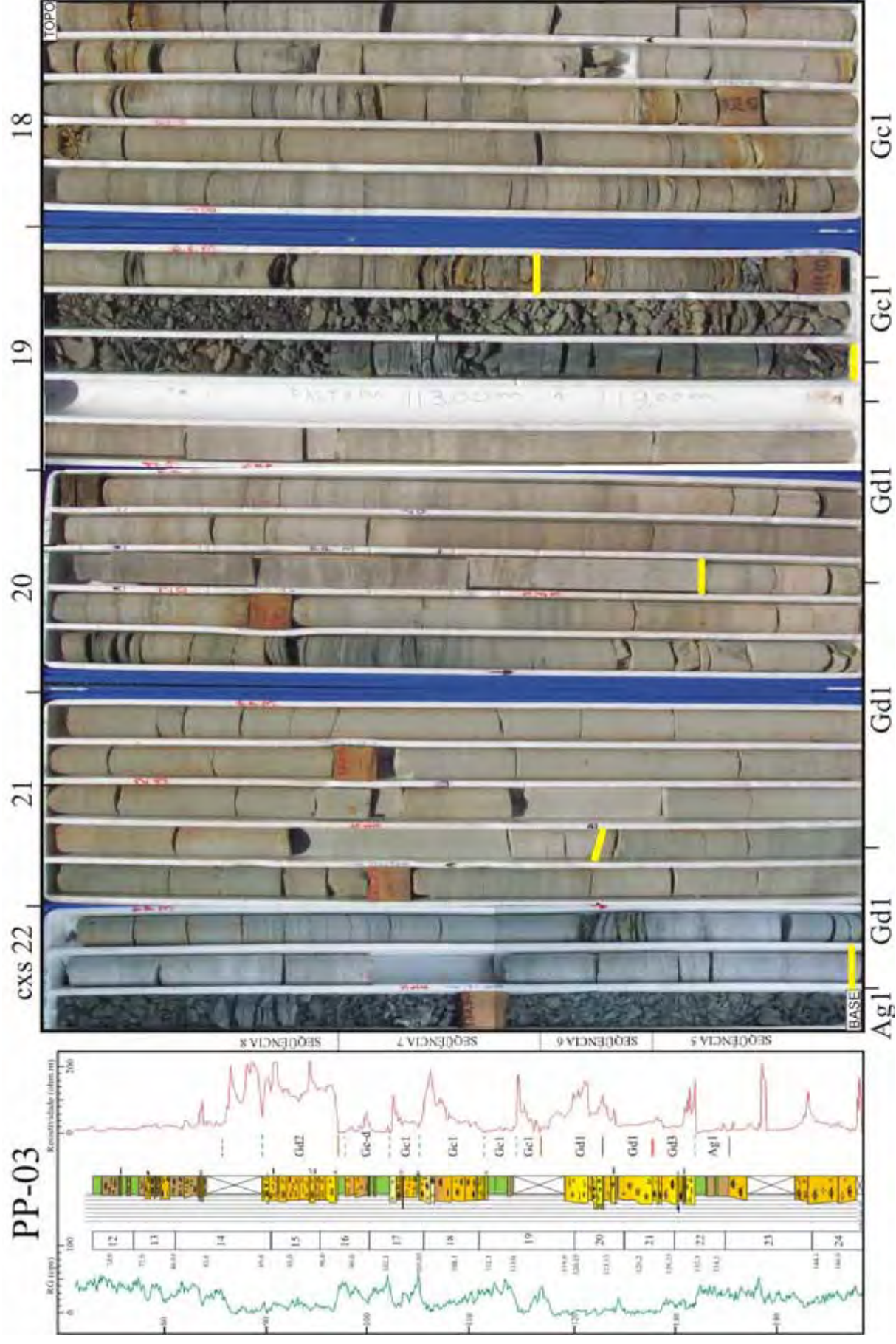
Abaixo, Figura 13B – Seção colunar, perfis, sucessões de fácies e fotos de conjunto das seqüências 7 e 8 no poço PP-01-SC.



Sucessão	CARACTERÍSTICAS	PROCESSO(S)	INTERPRETAÇÃO	SEQÜÊNCIA	UNIDADE
Gd2	Arenitos finos maciços ou com estratificações horizontais sutis, que gradam acima a laminações cruzadas unidirecionais. Para o topo ocorrem estratos decimétricos de arenito muito fino com <i>drapes</i> argilosos, laminações cruzadas e cavalgantes, laminações cruzadas bidirecionais, gretas de sinerese e clastos ripiformes de folhelho. Flasers, bioturbação e laminações cruzadas por ondas ocorrem localmente.	Fluxos trativos uni e bidirecionais e decantação	Planície de maré arenosa	8	Membro Siderópolis
Gc-d	Folhelho intercalado por camada decimétrica de silito arenoso, sucedido por estratos de arenitos muito finos com laminações cruzadas por ondas e interlaminações de arenito e folhelho.	Decantação e fluxos oscilatórios normais	<i>Shoreface</i> inferior/superior		
Gc1	Folhelho siltico bioturbado passando acima a interlaminado de arenito e folhelho com laminações cruzadas por ondas, gretas de sinerese e bioturbação (<i>Planolites</i> , bi 1-2).	Decantação e fluxos oscilatórios normais	<i>Shoreface</i> inferior		
Gc1	Folhelho gradando a interlaminado de arenito e folhelho com laminações cruzadas por ondas, sobrepostos por estratos sutilmente granocrescentes de arenito muito fino com laminações onduladas, cruzadas por ondas e estratificações onduladas truncantes <i>hummocky</i> .	Decantação , fluxos oscilatórios normais e de tempestade	<i>Shoreface</i> inferior/médio		
Gd1	Arenitos finos a médios com estratificações cruzadas e clastos argilosos na base, gradando acima a laminações cruzadas unidirecionais. Ocorrem como estratos decimétricos com base erosiva. <i>Drapes</i> argilosos ocorrem nos planos de estratificações cruzadas no topo do intervalo, juntamente com laminações cruzadas por ondas.	Fluxos trativos e decantação, com fluxos oscilatórios normais subordinados.	Canal Estuarino	6	Membro Paraguaçu
Gd1	Arenitos finos a médios com estratificações cruzadas, localmente maciços ou estratificados horizontalmente. Grada a arenito muito fino com laminações cruzadas por ondas no topo.	Fluxos trativos retrabalh. por fluxos oscilatórios normais.	Canal Estuarino		
Gd3	Arenitos muito finos a finos, com laminações onduladas ou cruzadas por ondas, por vezes maciço e localmente bioturbado. Grada acima a arenito muito fino a fino com estratificações onduladas truncantes <i>hummocky</i> , dispostos em estratos decimétricos a métricos com sutil granodecrescência no topo.	Fluxos oscilatórios de tempestades	<i>Shoreface</i> médio	5 (topo)	
Ag1	Intercalações de siltitos e folhelhos, em estratos decimétricos a quase métricos.	Decantação.	<i>Shoreface</i> inferior		

Tabela 5A - Características, processos sedimentares e interpretação das sucessões de fácies das seqüências 5, 6 e 7 no poço PP-03-SC.

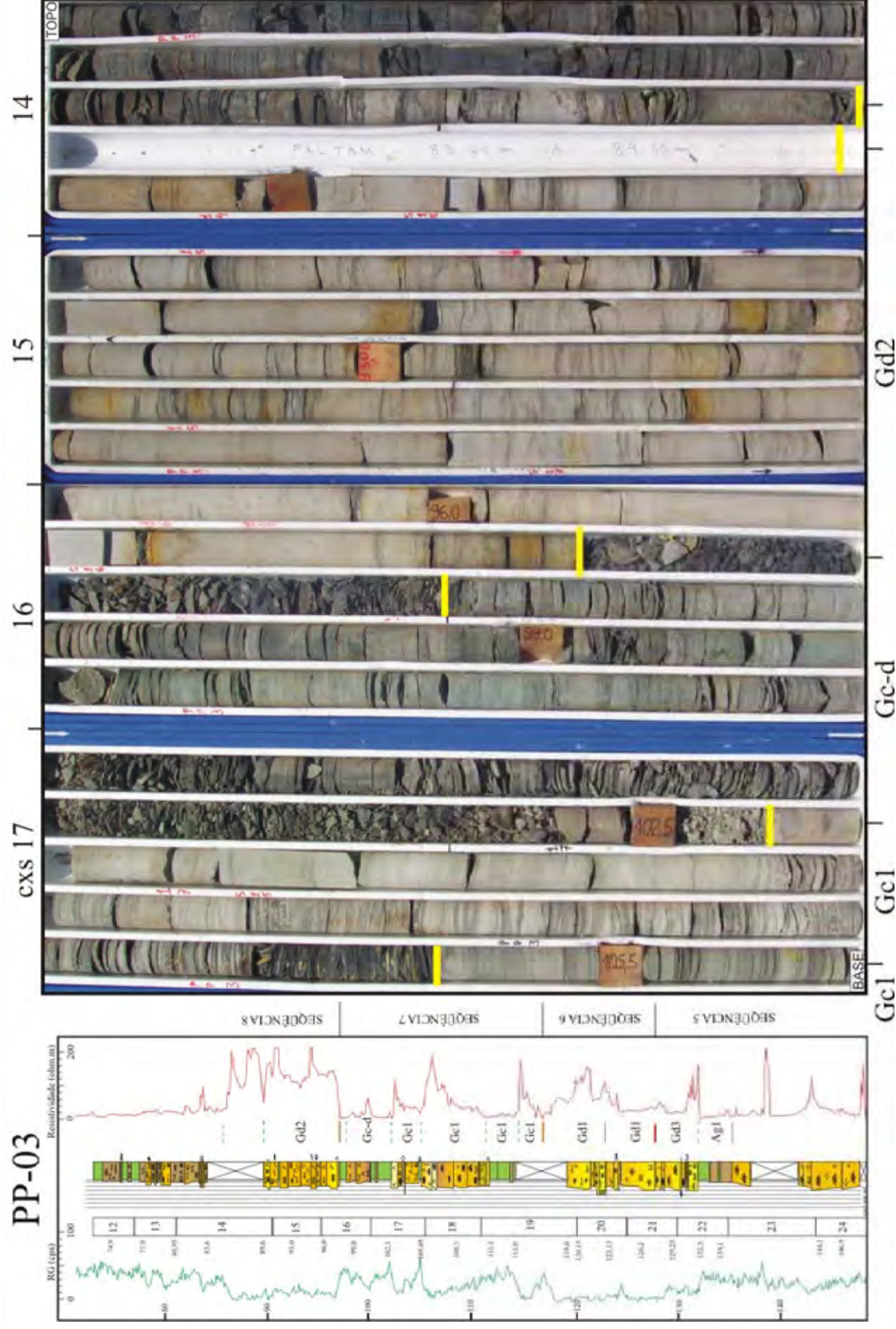
Abaixo, Figura 14A - Seção colunar, perfis, sucessões de fácies e fotos de conjunto das seqüências 5, 6 e 7 no poço PP-03-SC.



Sucessão	CARACTERÍSTICAS	PROCESSO(S)	INTERPRETAÇÃO	SEQÜÊNCIA	UNIDADE
Gd2	Arenitos finos maciços ou com estratificações horizontais sutis, que gradam acima a laminações cruzadas unidirecionais. Para o topo ocorrem estratos decimétricos de arenito muito fino com <i>drapes</i> argilosos, laminações cruzadas e cavalgantes, laminações cruzadas bidirecionais, gretas de sinerese e clastos ripiformes de folhelho. Flasers, bioturbação e laminações cruzadas por ondas ocorrem localmente.	Fluxos trativos uni e bidirecionais e decantação	Planície de maré arenosa	8	Membro Siderópolis
Gc-d	Folhelho intercalado por camada decimétrica de siltito arenoso, sucedido por estratos de arenitos muito finos com laminações cruzadas por ondas e interlaminações de arenito e folhelho.	Decantação e fluxos oscilatórios normais	<i>Shoreface</i> inferior/superior		
Gc1	Folhelho síltico bioturbado passando acima a interlaminado de arenito e folhelho com laminações cruzadas por ondas, gretas de sinerese e bioturbação (<i>Planolites</i> , bi 1-2).	Decantação e fluxos oscilatórios normais	<i>Shoreface</i> inferior		
Gc1	Folhelho gradando a interlaminado de arenito e folhelho com laminações cruzadas por ondas, sobrepostos por estratos sutilmente granocrescentes de arenito muito fino com laminações onduladas, cruzadas por ondas e estratificações onduladas truncantes <i>hummocky</i> .	Decantação , fluxos oscilatórios normais e de tempestade	<i>Shoreface</i> inferior/médio	7	
Gd1	Arenitos finos a médios com estratificações cruzadas e clastos argilosos na base, gradando acima a laminações cruzadas unidirecionais. Ocorrem como estratos decimétricos com base erosiva. <i>Drapes</i> argilosos ocorrem nos planos de estratificações cruzadas no topo do intervalo, juntamente com laminações cruzadas por ondas.	Fluxos trativos e decantação, com fluxos oscilatórios normais subordinados.	Canal de Maré		
Gd1	Arenitos finos a médios com estratificações cruzadas, localmente maciços ou estratificados horizontalmente. Grada a arenito muito fino com laminações cruzadas por ondas no topo.	Fluxos trativos retrabalh. por fluxos oscilatórios normais.	Canal de Maré		
Gd3	Arenitos muito finos a finos, com laminações onduladas ou cruzadas por ondas, por vezes maciço e localmente bioturbado. Grada acima a arenito muito fino a fino com estratificações onduladas truncantes <i>hummocky</i> , dispostos em estratos decimétricos a métricos com sutil granodrecscência no topo.	Fluxos oscilatórios de tempestades	<i>Shoreface</i> médio	5 (topo)	Membro Paraguaçu
Ag1	Intercalações de siltitos e folhelhos, em estratos decimétricos a quase métricos.	Decantação.	<i>Shoreface</i> inferior		

Tabela 5B - Características, processos sedimentares e interpretação das sucessões de fácies das seqüências 7 e 8 no poço PP-03-SC.

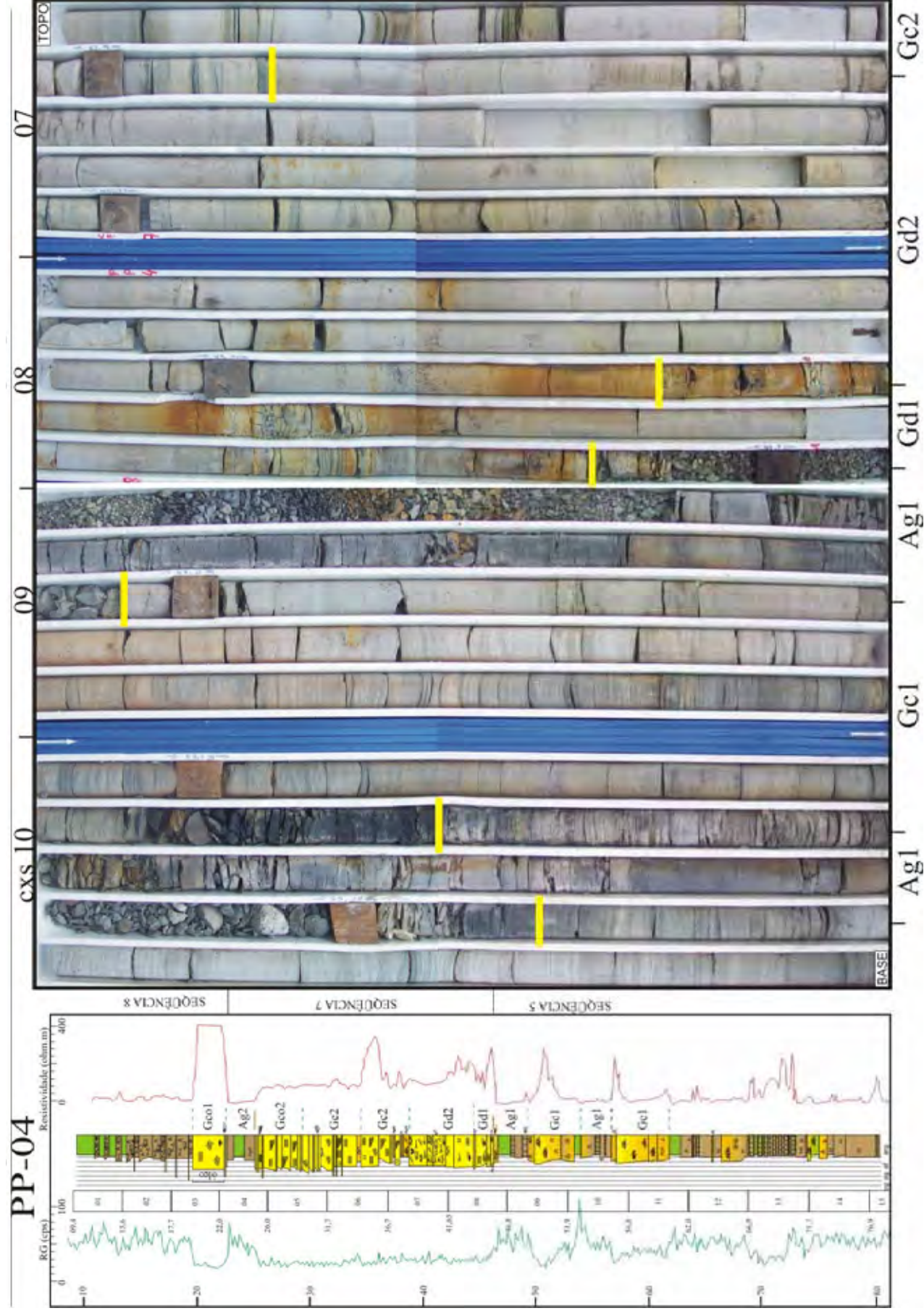
Abaixo, Figura 14B - Seção colunar, perfis, sucessões de fácies e fotos de conjunto das seqüências 7 e 8 no poço PP-03-SC.



Sucessão	CARACTERÍSTICAS	PROCESSO(S)	INTERPRETAÇÃO	SEQÜÊNCIA	UNIDADE
Gco1	Arenitos médios a grossos com clastos de carvão na base, em estratos decimétricos. Acima ocorrem arenitos finos, localmente finos a médios, com estratificações cruzadas planares, de baixo ângulo ou maciços.	Fluxos trativos	Praia	8	Membro Siderópolis
Ag2	Siltitos argilosos com laminações onduladas sobrepostos por folhelhos e siltitos	Decantação	Offshore		
Gco2	Arenitos finos, quartzosos, bem selecionados, subarredondados a sub-angulares, com estratificações horizontais e cruzadas de baixo ângulo. Níveis centimétricos, friáveis, de arenitos médios a grossos ocorrem intercalados e são, aparentemente, maciços.	Fluxos trativos de espraiamento	Praia		
Gc2	Arenitos muito finos com laminações onduladas gradando acima a arenitos finos com estratificações horizontais, cruzadas de baixo ângulo ou maciços. Acima, ocorrem arenitos finos com estratificações cruzadas, dispostos em estratos centi a decimétricos. Lâminas argilosas ocorrem localmente.	Fluxos oscilatórios normais e fluxos trativos de espraiamento. Decantação.	Shoreface superior		
Gc2	Arenitos muito finos com laminações onduladas e onduladas truncantes hummocky sobreposto por arenitos finos, quartzosos, bem a moderadamente selecionados, subarredondados a sub-angulares, maciços localmente e com estratificações cruzadas e cruzadas de baixo ângulo, dispostos em uma sucessão estratotrecscente, com espessuras decimétricas a métricas.	Fluxos oscilatórios de tempestades e fluxos trativos	Shoreface médio a superior		
Gd2	Estratos decimétricos de arenitos finos com estratificações horizontais, laminações onduladas, cruzadas e cavalgantes, drapes argilosos, gretas de sinerese, clastos de carvão e rizólitos. Flasers, bioturbação e lamin onduladas ocorrem localmente.	Fluxos trativos, fluxos oscilatórios normais e decantação	Planície de maré		
Gd1	Estratos decimétricos a métricos de arenitos finos, maciços a estratificados horizontalmente, com clastos de carvão e drapes argilosos. Estratificações cruzadas acanaladas ocorrem localmente em estratos centimétricos de arenitos médios a finos. Laminações cruzadas por ondas ocorrem no topo da sucessão.	Fluxos trativos, localmente canalizados, e decantação	Canal Estuarino		
Ag1	Intercalações de siltitos argilosos e folhelhos, em estratos decimétricos.	Decantação.	Shoreface inferior/Offshore	5 (topo)	Membro Paraguaçu
Gc1	Folhelho gradando a siltito arenoso com laminações cruzadas por ondas. No topo da sucessão ocorrem estratos decimétricos a métricos de arenitos muito finos com estratificações onduladas truncantes hummocky.	Decantação, fluxos oscilatórios normais e fluxos oscilatórios de tempestades	Shoreface inferior		

Tabela 6A – Características, processos sedimentares e interpretação das sucessões de fácies das seqüências 5 e 7 no poço PP-04-SC.

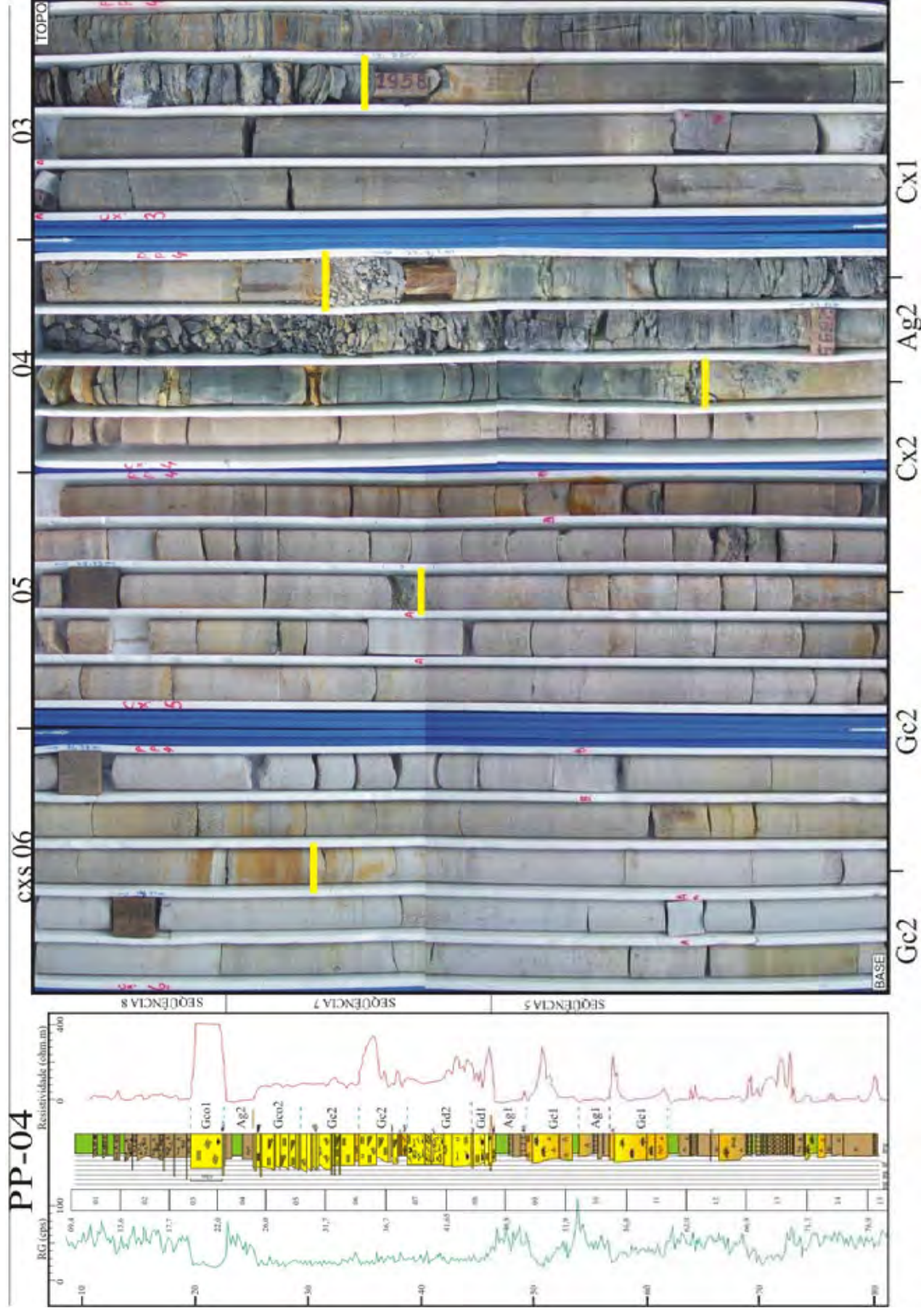
Abaixo, Figura 15A - Seção colunar, perfis, sucessões de fácies e fotos de conjunto das seqüências 5 e 7 no poço PP-04-SC.



Sucessão	CARACTERÍSTICAS	PROCESSO(S)	INTERPRETAÇÃO	SEQÜÊNCIA	UNIDADE	
Gco1	Arenitos médios a grossos com clastos de carvão na base, em estratos decimétricos. Acima ocorrem arenitos finos, local/e finos a médios, com estratificações cruzadas planares, de baixo ângulo ou maciços.	Fluxos trativos	Praial	8	Membro Siderópolis	
Ag2	Siltitos argilosos com laminações onduladas sobrepostos por folhelhos e siltitos	Decantação	Offshore			
Gco2	Arenitos finos, quartzosos, bem selecionados, subarredondados a sub-angulares, com estratificações horizontais e cruzadas de baixo ângulo. Níveis centimétricos, friáveis, de arenitos médios a grossos ocorrem intercalados e são, aparentemente, maciços.	Fluxos trativos de espraçamento	Praial			
Gc2	Arenitos muito finos com laminações onduladas gradando acima a arenitos finos com estratificações horizontais, cruzadas de baixo ângulo ou maciços. Acima, ocorrem arenitos finos com estratificações cruzadas, dispostos em estratos centi a decimétricos. Lâminas argilosas ocorrem localmente.	Fluxos oscilatórios normais e fluxos trativos de espraçamento. Decantação.	Shoreface superior			
Gc2	Arenitos muito finos com laminações onduladas e onduladas truncantes hummocky sobreposto por arenitos finos, quartzosos, bem a moderadamente selecionados, subarredondados a sub-angulares, maciços localmente e com estratificações cruzadas e cruzadas de baixo ângulo, dispostos em uma sucessão estratocrescente, com espessuras decimétricas a métricas.	Fluxos oscilatórios de tempestades e fluxos trativos	Shoreface médio a superior			
Gd2	Estratos decimétricos de arenitos finos com estratificações horizontais, laminações onduladas, cruzadas e cavalgantes, drapes argilosos, gretas de sinerese, clastos de carvão e rizólitos. Flasers, bioturbação e lamin onduladas ocorrem localmente.	Fluxos trativos, fluxos oscilatórios normais e decantação	ESTUÁRIO			
Gd1	Estratos decimétricos a métricos de arenitos finos, maciços a estratificados horizontalmente, com clastos de carvão e drapes argilosos. Estratificações cruzadas acanaladas ocorrem local/e em estratos centimétricos de arenitos médios a finos. Laminações cruzadas por ondas ocorrem no topo da sucessão.	Fluxos trativos, localmente canalizados, e decantação	Canal Estuarino			
Ag1	Intercalações de siltitos argilosos e folhelhos, em estratos decimétricos.	Decantação.	Shoreface inferior/ Offshore.	5 (topo)		Membro Paraguaçu
Gc1	Folhelho gradando a siltito arenoso com laminações cruzadas por ondas. No topo da sucessão ocorrem estratos decimétricos a métricos de arenitos muito finos com estratificações onduladas truncantes hummocky.	Decantação, fluxos oscilatórios normais e fluxos oscilatórios de tempestades	Shoreface inferior			

Tabela 6B – Características, processos sedimentares e interpretação das sucessões de fácies das seqüências 7 e 8 no poço PP-04-SC.

Abaixo, Figura 15B - Seção colunar, perfis, sucessões de fácies e fotos de conjunto das seqüências 7 e 8 no poço PP-04-SC.



Sucessão	CARACTERÍSTICAS	PROCESSO(S)	INTERPRETAÇÃO	SEQÜÊNCIA	UNIDADE
Ag2	Interlaminações de siltito arenoso e folhelho com laminações cruzadas por ondas. Níveis de folhelho ocorrem intercalados como estratos centi a decimétricos. Prováveis rizólitos no topo da sucessão.	Decantação e fluxos oscilatórios normais	Baía costeira	7	Membro Siderópolis
Gd1	Arenitos predominantemente finos, por vezes médios, com laminações cruzadas, clastos de folhelho e carvão, <i>drapes</i> argilosos e bioturbação. Um nível centimétrico de arenito médio a grosso com <i>drapes</i> argilosos marca uma superfície de reativação a partir da qual ocorrem arenitos finos com estratificações e laminações cruzadas. Estratos centi a decimétricos de arenitos finos com laminações horizontais podem ocorrer localmente. Manchas brancas nos arenitos referem-se à cimentação por calcita poiquilotópica.	Fluxos trativos e decantação	Canal Estuarino		
Ag2	Intercalações decimétricas a métricas de siltitos e folhelhos. Os siltitos estão carbonatizados, o que resulta em valores altos de resistividade.	Decantação	Planície de Maré Argilosa		
Gd1	Arenitos finos a médios, com estratificações cruzadas acanaladas, <i>drapes</i> argilosos e acamadamento <i>flaser</i> . Acima, ocorrem arenitos finos com laminações cruzadas, <i>drapes</i> argilosos e laminações cruzadas por ondas, que gradam a arenitos muito finos com <i>drapes</i> argilosos e laminações cruzadas por ondas. Arenitos finos com estratificações cruzadas, por vezes maciço, granodecrescem no topo da sucessão, onde passa a dominar laminações cruzadas. A bioturbação é esparsa, com bi l.	Fluxos trativos e decantação.	Canal Flúvio-Estuarino		
Ag1	Intercalações de siltitos e folhelhos, em estratos decimétricos a quase métricos.	Decantação.	<i>Shoreface</i> inferior/ <i>Offshorer</i>	5 (topo)	Membro Paraguaçu

Tabela 7 – Características, processos sedimentares e interpretação das sucessões de fácies das seqüências 5 e 7 no poço PP-07-SC.

Figura 16 - Seção colunar, perfis, sucessões de fácies e fotos de conjunto das seqüências 5 e 7 no poço PP-07-SC.

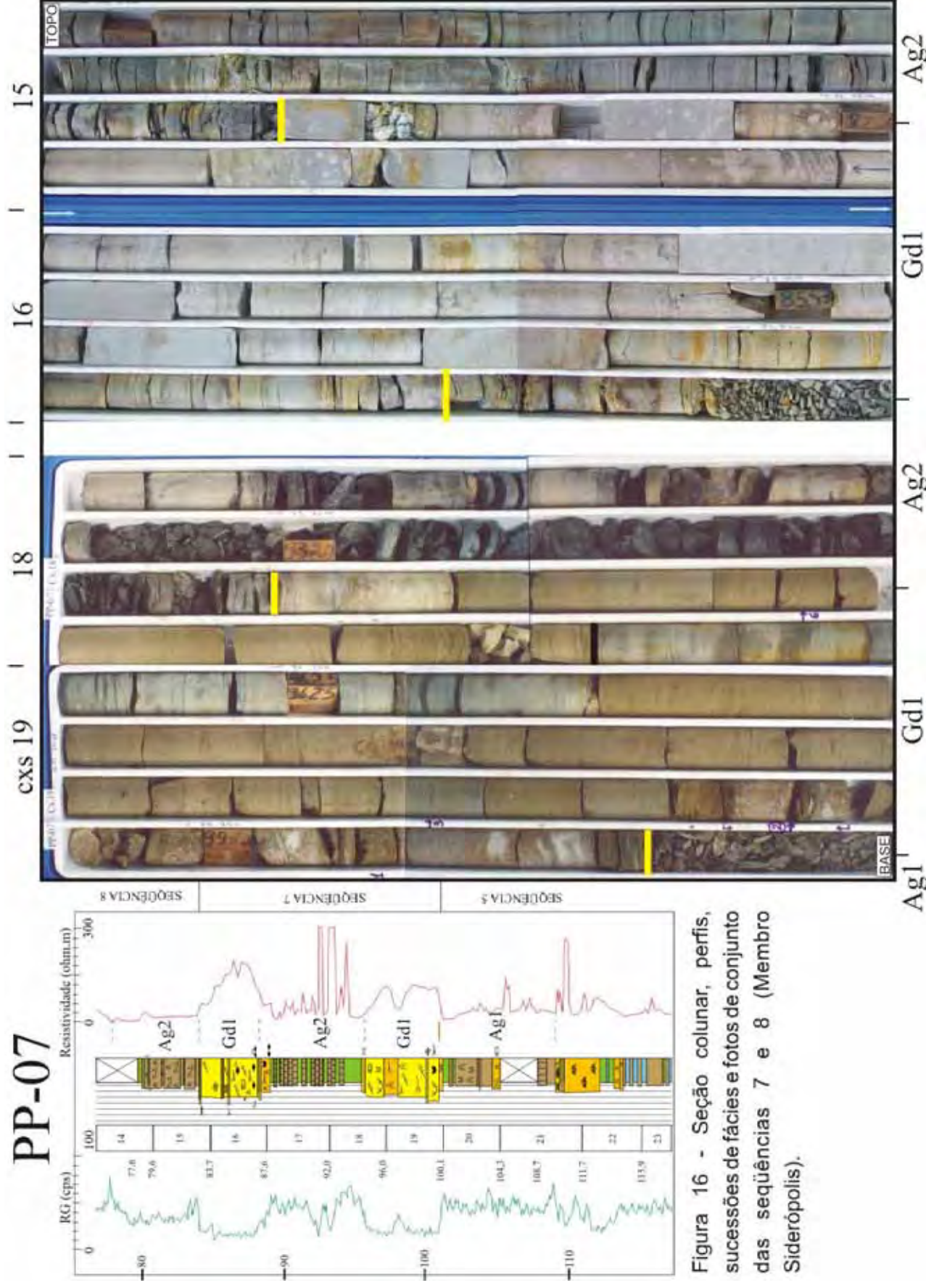


Figura 16 - Seção colunar, perfis, sucessões de fácies e fotos de conjunto das seqüências 7 e 8 (Membro Siderópolis).

7. SUPERFÍCIES ESTRATIGRÁFICAS

Por muito tempo os sedimentólogos e estratígrafos utilizavam a análise de fácies como forma de entender processos deposicionais e identificar ou criar unidades litoestratigráficas. Trabalhos que envolviam correlação, quando não integrados com dados bioestratigráficos, esbarravam no problema da correlação litoestratigráfica como sinônimo de correlação cronoestratigráfica, em função das dificuldades de entendimento dos sistemas deposicionais e de suas interrelações espaço-temporais. Os trabalhos de Sloss (1963) sobre as seqüências cratônicas na América do Norte, Vail et al. (1977) e Mitchum et al. (1977) sobre sismoestratigrafia, fundamentaram a Estratigrafia Moderna. As superfícies de descontinuidade de caráter regional, i.e. discordâncias, assumiram papel fundamental no estudo das sucessões sedimentares, por demarcar seus limites, fornecer dados relevantes para o entendimento da evolução deposicional e por possibilitar o estabelecimento de arca-bouços cronoestratigráficos.

Com o avanço no conhecimento, a Estratigrafia fundamentou-se em quatro modelos estratigráficos gerais: Aloestratigrafia (NACSN, 1983), Estratigrafia de Seqüências (Vail et al., 1977; Wilgus *et al.*, 1988; Van Wagoner et al., 1990), Seqüências Estratigráficas Genéticas (Galloway, 1989a,b) e a Estratigrafia de Ciclos e Eventos (Einsele et al., 1991). Embora apresentem enfoques diferentes, todas consideram as superfícies de descontinuidade tão importantes quanto as sucessões preservadas no registro geológico.

Seqüências deposicionais completas *sensu* Van Wagoner et al. (1990) são compostas genericamente pelos tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo e de mar alto. Em bacias cratônicas, o gradiente baixo da plataforma e a ausência de talude dificultam a preservação do trato de mar baixo, uma vez que os processos envolvidos nos eventos transgressivos subseqüentes erodem e retrabalham tais depósitos. O padrão predominante de seqüências em contexto cratônico é o de um trato transgressivo, representado por conjuntos retrogradantes e/ou agradantes, sobrepostos por um trato de mar alto, formado por conjuntos progradantes (Lindsay et al., 1993) (Fig. 17A,B). Em algumas situações, os intervalos preservados das seqüências podem exibir apenas o trato transgressivo (Fig. 17C).

O reconhecimento de descontinuidades estratigráficas é sempre uma tarefa difícil, principalmente em análises de subsuperfície, onde a amostragem pontual dificulta seu reconhecimento. O simples reconhecimento de uma superfície de descontinuidade não traz informações sobre seu significado estratigráfico. A natureza, a origem e o significado dessas superfícies estratigráficas são controladas por fatores alocíclicos e interpretadas com base em relações estratigráficas regionais. Entretanto, fatores autocíclicos podem gerar superfícies de descontinuidade com expressão local dentro da seqüência, muitas vezes confundindo a

interpretação deposicional e levando à correlação de superfícies diácronas. Desde que corretamente calibrados com rocha, os perfis de poços podem indicar superfícies estratigraficamente importantes, uma vez que as mudanças faciológicas abruptas e a ação da diagênese junto a essas superfícies em geral refletem mudanças no padrão de empilhamento e consequentemente, limites de parasequências, tratos de sistemas ou seqüências (Fig. 18).

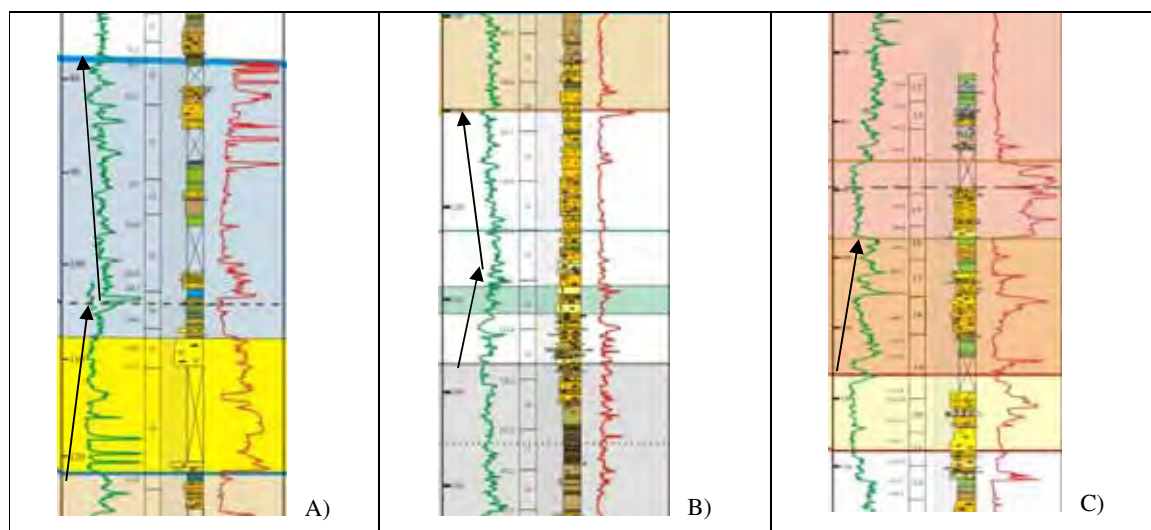


Figura 17 – Exemplos de seqüências deposicionais formadas por arranjos diferentes de tratos de sistemas. A, B) Seqüência com os tratos transgressivo e de mar alto. C) Seqüência formada exclusivamente por um trato transgressivo. As setas indicam padrões de empilhamento retrogradante (direita) e progradante (esquerda).

Pemberton *et al.* (1997) consideram três tipos principais de superfícies de descontinuidade com significado estratigráfico: 1) descontinuidades erosivas, 2) descontinuidades deposicionais e 3) descontinuidades não deposicionais. As descontinuidades erosivas incluem as discordâncias de nível de mar baixo (vales incisos, *canyons* submarinos e *shorefaces* de regressão forçada), as superfícies transgressivas de erosão, i.e. limites de parasequências de alta energia, e superfícies de erosão de mar baixo amalgamadas a superfícies de erosão transgressivas, denominadas superfícies co-planares (Van Wagoner *et al.*, 1990). As descontinuidades deposicionais compreendem as seções condensadas, que refletem grande período de tempo em acumulações delgadas de rocha, e as superfícies de inundação, que não desenvolvem fácies gradacionais entre depósitos proximais, sotopostos, e distais, sobrepostos. As descontinuidades não deposicionais correspondem a interrupções na sedimentação e desenvolvimento de substratos submarinos endurecidos (*hardgrounds*).

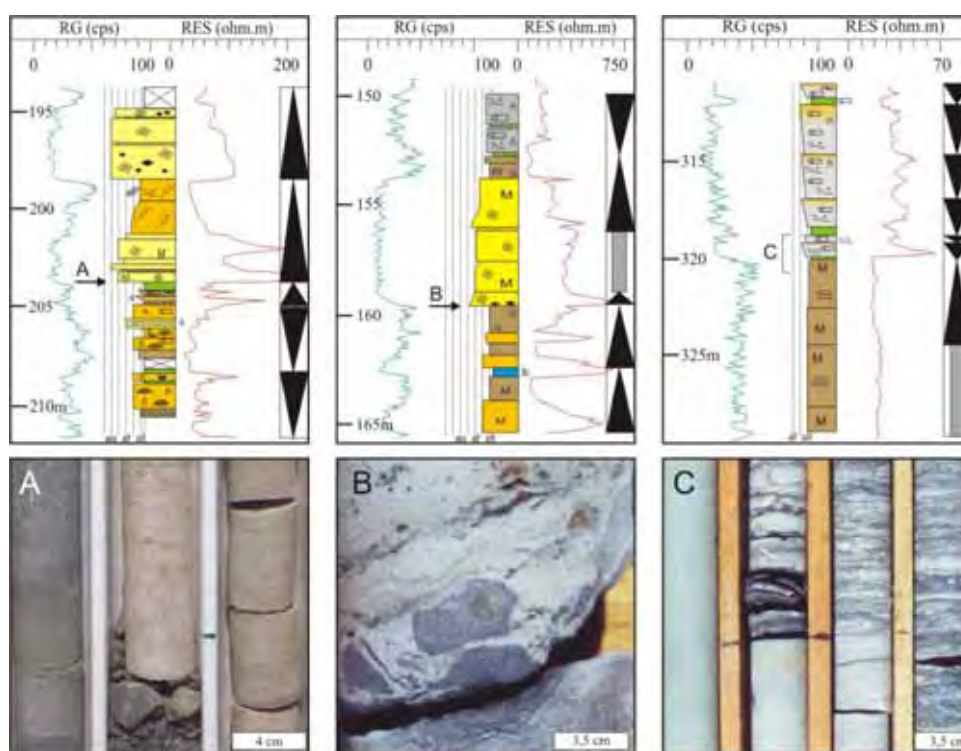


Figura 18 - Mudanças no padrão de empilhamento evidenciadas por variações bruscas de fácies (A), por vezes ressaltadas por superfícies erosivas (B) e surgimento de bioturbação (C). Notar as respostas nos perfis raios gama e resistividade.

7.1. A icnologia como ferramenta na identificação de superfícies estratigráficas

Dentre as inúmeras ferramentas que auxiliam o entendimento das seqüências deposicionais, a Icnologia destaca-se na interpretação de sucessões sedimentares e no reconhecimento e interpretação de superfícies de discontinuidade por revelar as condições paleoecológicas que influenciaram a ação de organismos escavadores. Por muito tempo considerados inúteis para a Estratigrafia em razão de sua ampla distribuição temporal, os icnofósseis passaram a ter importância destacada no reconhecimento e interpretação de discontinuidades estratigráficas a partir dos trabalhos de Saunders & Pemberton (1986), MacEachern et al. (1990; 1991a,b; 1992a,b; 1999a), Savrda (1991a,b); Pemberton et al. (1992a,b) e Frey & Goldring (1992).

No reconhecimento de superfícies de discontinuidade, a análise icnológica pode auxiliar por meio da identificação de suítes características de substratos compactados, lenhosos ou duros, ou pelo aparecimento, desaparecimento ou mudanças bruscas no padrão de icnofábricas de uma dada sucessão faciológica. Em geral, prevalecem as superfícies erosivas contendo suítes de icnofósseis estabelecidas em substratos firmes, coesos, atribuídos à icnofácies Glossifungites (MacEachern et al., 1991a,b; 1992a).

Em contexto siliciclástico, a grande maioria das suítes icnológicas de substratos firmes está associada a substratos exumados, correspondendo assim a descontinuidades erosivas (MacEachern et al., 1992a). Seções condensadas podem desenvolver substratos semi-litificados (Loutit et al., 1988) e, dessa forma, a presença de suítes Glossifungites pode ocorrer sem que haja erosão associada. MacEachern et al. (1992a) relatam que a identificação de superfícies de descontinuidade por meio da análise de suítes de icnofósseis em uma sucessão vertical de estratos pode ser prejudicada pelo retrabalhamento biogênico intenso, que por vezes oblitera as superfícies e faz os contatos parecerem gradacionais. Nesses casos, evidências sedimentológicas como grânulos, seixos e clastos de folhelhos (*rip-up clasts*), mudanças bruscas de litofácies e a análise do padrão de perfis podem indicar tais superfícies.

MacEachern et al. (1992a) relatam ainda que os substratos do tipo *firmground* desenvolvidos em sucessões siliciclásticas são tipicamente derivados de sedimentos que foram submetidos a soterramento, compactação, desidratação e exumação. A exumação, seja por exposição subaérea ou por erosão submarina, derivadas de processos autocíclicos ou alocíclicos, é uma condição necessária para desenvolver ou expor um substrato firme, respectivamente, nas interfaces sedimento-ar e sedimento-água. Assim, mudanças do nível de base favorecem o desenvolvimento desse tipo de substrato e, por consequência, subsidiam o significado estratigráfico da icnofácies Glossifungites (Gingras et al., 2000; MacEachern et al., 1992a).

Segundo Frey & Seilacher (1980), Frey & Pemberton (1984), Pemberton & Frey (1985), Frey et al. (1990), MacEachern et al. (1992a), Pemberton et al. (1992a) e Pemberton & MacEachern (1995), a icnofácies Glossifungites é representada por suítes de icnofósseis predominantemente verticais/subverticais, geralmente correspondendo a estruturas de domicílio (*domichnia*) de organismos suspensívoros. Escavações robustas, com paredes lisas e sem lineamento, algumas vezes apresentando marcas de arranhão (*scratch marks*), são características típicas dessa icnofácies e atestam que o substrato escavado possui coesividade intermediária entre um substrato brando (*softground*) e um substrato duro (*hardground*), suficiente para manter as escavações abertas sem a necessidade de revestimentos (lineamentos ou paredes). Além disso, as suítes cortam as escavações anteriores correspondentes à(s) icnofácies de *softground*, estabelecidas antes do substrato se tornar firme, compactado. O preenchimento das estruturas ocorre passivamente com sedimentos relacionados a eventos sedimentares posteriores à geração da superfície de descontinuidade. A figura 19 ilustra, de forma simplificada, os estágios de desenvolvimento dos substratos firmes e a colonização por organismos que produzem as escavações típicas de suítes Glossifungites.

Inicialmente atribuía-se a presença de icnofácies Glossifungites somente a zonas intermarés (Frey & Seilacher, 1980; Pemberton & Frey, 1985). Entretanto, com o interesse crescente da Estratigrafia na identificação e interpretação de superfícies de descontinuidade estratigráficas, os estudos revelaram ocorrências de suítes Glossifungites em diversos paleoambientes deposicionais, como zonas intermarés (Frey & Seilacher, *op.cit.*; Pemberton & Frey, *op. cit.*; MacEachern et al., 1998; Gingras et al., 2000), vales incisos (Savrda, 1991a; MacEachern & Pemberton, 1994), *shorefaces* de mar baixo e de regressões forçadas (MacEachern et al., 1992a; Pemberton & MacEachern, 1995), *shorefaces* incisos transgressivamente (Raychaudhuri et al., 1992; MacEachern et al., 1999) e zonas *offshore* transgressivas (MacEachern et al., 1992b).

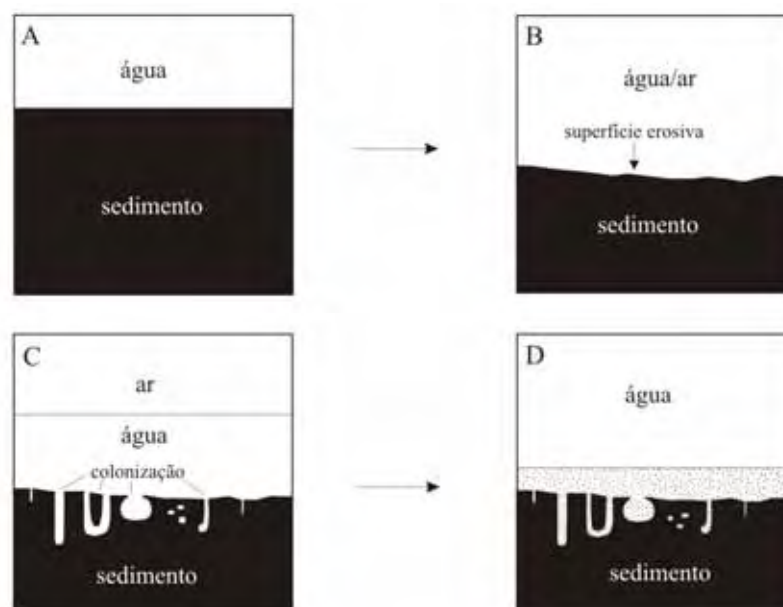


Figura 19 - Estágios de desenvolvimento da icnofácies Glossifungites. A) Substrato pelítico com característica de *softground* na interface sedimento-água. B) Remoção de sedimentos por evento erosivo, gerando um substrato coeso do tipo *firmground*. C) Colonização da superfície erosiva por organismos oportunistas marinhos durante o hiato deposicional. D) Preenchimento passivo das escavações durante o episódio seguinte de sedimentação. Modificado de MacEachern et al. (1992a).

Superfícies geradas por exposição e/ou erosão durante o nível de mar baixo permitem o desenvolvimento de substratos firmes ou incipientemente cimentados em amplas extensões da bacia (MacEachern et al., 1992a). Tais superfícies demarcam limites de seqüências, podendo relacionar-se a paleossolos, vales incisos ou *shorefaces* de regressão forçada quando associadas a exposição sub-aérea (Pemberton & MacEachern, 1995).

Embora amplas superfícies com substratos firmes sejam desenvolvidas no nível de mar baixo, a colonização por suítes de icnofácies Glossifungites somente vai ocorrer onde prevalecerem condições marinhas, isto é, em *shorefaces* de regressão forçada, em *canyons*

submarinos incisos e na margem marinha de vales incisos (MacEachern et al., 1992a), já que o suprimento de água doce continental implica em condições não favoráveis ao desenvolvimento de suítes Glossifungites sobre a superfície de erosão regressiva (limite de seqüências) nas porções proximais do sistema.

As superfícies transgressivas equivalem às superfícies de inundação marinha, sendo subdivididas em duas categorias.

1) Superfícies de Inundação Marinha de Baixa Energia – Não Erosivas

Correspondem às superfícies de inundação de Bhattacharya & Walker (1991) e às superfícies de inundação marinhas de Benyon & Pemberton (1992). Bhattacharya (1990) e Bhattacharya & Walker (1991) reconheceram três hierarquias para superfícies de inundação de baixa energia (menor, maior e máxima), que podem limitar paraseqüências individuais, conjuntos de paraseqüências e tratos de sistemas. Caracterizam-se por contatos planos e abruptos, acima das quais os depósitos refletem aumento da lâmina da água. Condições de substrato firme não ocorrem nesse tipo de superfície e, dessa forma, não apresentam suítes Glossifungites.

2) Superfícies de Inundação Marinha de Alta Energia - Erosivas

As superfícies de inundação de alta energia equivalem às superfícies transgressivas de erosão (Bhattacharya & Walker, 1991; MacEachern *et al.*, 1992b) e às superfícies de ravinamento e de erosão marinha de Nummedal & Swift (1987). Ocorrem como superfícies erosivas de relevo baixo, desenvolvidas por meio da ação erosiva na linha de costa durante uma transgressão (Pemberton & MacEachern, 1995). Nummedal & Swift (1987) propuseram uma subdivisão em duas categorias, de acordo com a energia: 1) superfícies de ravinamento (*cf.* Stamp, 1921) – maior energia (proximal) e superfícies de erosão marinha *offshore* – menor energia (distal).

São as superfícies mais propícias à ocorrência de suítes de Glossifungites porque a exumação erosiva ocorre sob influência marinha direta (Pemberton & MacEachern, 1995). Pavimentos de seixos e grânulos (*lags*) comumente recobrem as superfícies de inundação de alta energia e raramente ultrapassam 10 cm de espessura (Milton & Emery, 1993), sendo interpretados como fácies proximais relacionadas a processos erosivos durante uma transgressão.

Superfícies regressivas de erosão, i.e. limites de seqüências, quando amalgamadas com superfícies transgressivas de erosão (= superfícies de inundação de alta energia = superfícies de ravinamento) são denominadas superfícies co-planares (Van Wagoner et al., 1990), equivalentes aos limites de seqüências modificados transgressivamente de Pemberton & MacEachern (1995). Assim como as superfícies transgressivas de alta energia, as superfícies co-planares são propícias

à instalação de suítes controladas pelo substrato. A exumação dos sedimentos durante o nível de mar baixo produz substratos firmes em amplas áreas da bacia, que são posteriormente modificados pelo evento transgressivo.

A influência marinha sobre a superfície co-planar durante o episódio transgressivo favorece a colonização de organismos oportunistas, especialmente suspensívoros, resultando em icnofósseis característicos da suíte Glossifungites (MacEachern et al., 1992a). Em porções distais, as suítes de substratos firmes podem estar representadas por icnofósseis produzidos por organismos que mineram o substrato. Tais icnofósseis são representados principalmente por *Thalassinoides* e *Zoophycos* (MacEachern & Burton, 2000).

7.2. Superfícies estratigráficas do Grupo Guatá

Três tipos de superfícies com significado regional foram identificados nas seqüências deposicionais formadas pelos membros Paraguaçu e Siderópolis e pela Formação Palermo. Critérios faciológicos, icnológicos e geoquímicos e perfis foram utilizados para o reconhecimento de tais superfícies. Os dados fornecidos por quatro técnicas diferentes mostraram-se coerentes, possibilitando a hierarquização de parasseqüências, tratos de sistemas e seqüências.

7.3.1. Superfícies transgressivas (ST)

Ocorrem ao longo de toda área de estudo, sendo facilmente identificadas tanto em perfis de raio gama e resistividade quanto em amostras de testemunho. Correspondem a superfícies de inundação, erosivas (STE) ou não (SI) e de extensão ampla na área de estudo. As superfícies do tipo erosivas ocorrem amalgamadas às superfícies regressivas de erosão e constituem a expressão dos limites de seqüências. A base de algumas seqüências pode conter intervalos métricos de arenitos finos a muito grossos com estratificações cruzadas, que por sua vez são recobertos abruptamente por siltos ou folhelhos. Esse contato entre arenito e silito/folhelho poderia representar a superfície transgressiva que separa os tratos de sistemas de mar baixo e transgressivo. No entanto, o registro do trato de sistemas de mar baixo é pouco provável em bacias cratônicas em razão da ausência de um talude expressivo (Lindsay et al., 1993) e do vigor dos processos erosivos associados às transgressões em contexto de plataforma com gradiente baixo, que tendem a eliminar qualquer registro do trato de sistemas de mar baixo. Dessa forma, interpreta-se nas situações similares do Grupo Guatá que os arenitos são parte do trato de sistemas transgressivo, depositados em canais fluviais incisos em decorrência do início da subida relativa do nível de base. Os arenitos do Membro Siderópolis no poço FP-06, no sul do Paraná, representa essa situação. A superfície co-planar situa-se na base da sucessão e marca o limite de

seqüências. O contato entre o Membro Siderópolis e a Formação Palermo (Fig. 20) representa uma superfície de inundação de alta energia, erosiva, corroborada pela ocorrência de bioturbações com formas clavadas, comuns em suítes de substratos firmes.

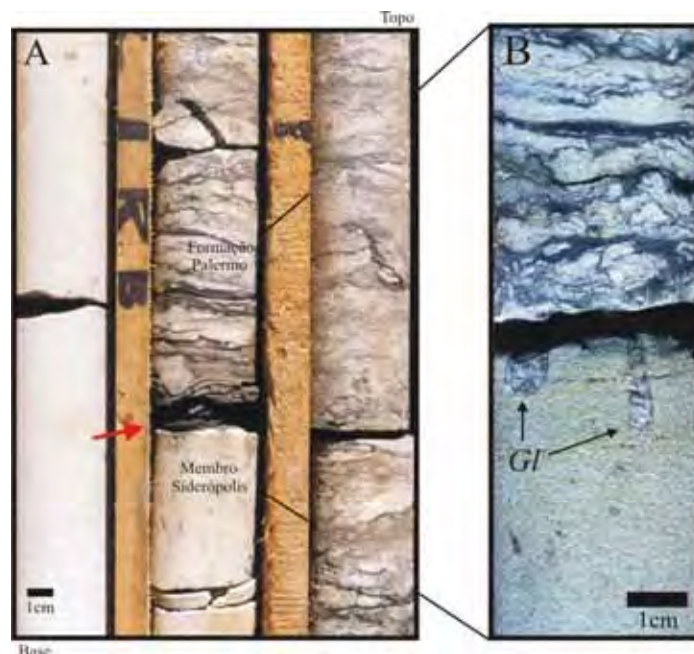


Figura 20 - Expressão de uma superfície de inundação de alta energia. A) Contato entre o Membro Siderópolis e a Formação Palermo no poço FP-06-PR. B) Detalhe do contato mostrando uma suíte de substrato firme da icnofácies Glossifungites (GI) estabelecida nos arenitos sotopostos (FP-6, 299,8m).

Nos depósitos plataformais do tipo *shoreface* e *offshore* foi possível identificar diversas parasseqüências, limitadas por superfícies de inundação de alta energia, erosivas, ou de baixa energia, não erosivas (Fig. 21). As superfícies erosivas são marcadas pela ocorrência de pavimentos areníticos milimétricos, quartzosos a arcoseanos, por vezes contendo clastos (Fig. 21A) e suítes da icnofácies Glossifungites (Fig. 21B). As superfícies presentes em sucessões contendo siltitos e folhelhos cinza escuros, carbonosos, em geral são marcadas por contatos abruptos, planos, caracterizando superfícies de inundação de baixa energia (Fig. 21C).

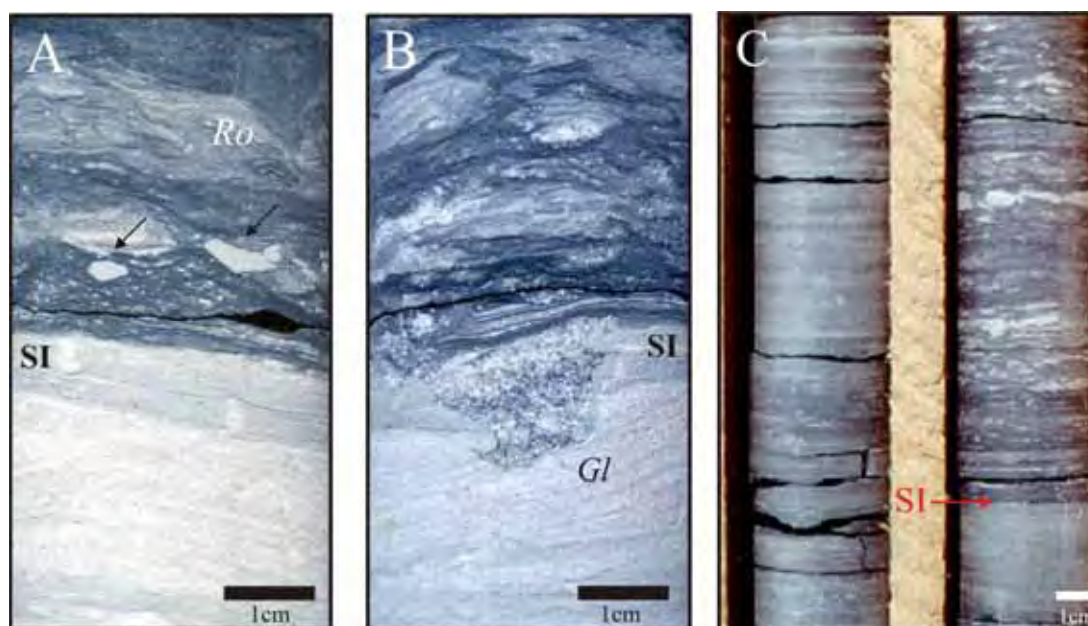


Figura 21 – Parassequências limitadas por superfícies de inundação (SI). A, B) Fácies heterolítica em contato abrupto com arenito muito fino contendo estratificação ondulada truncante *hummocky*. Notar a presença do icnogênero *Rosselia* (*Ro*) acima da superfície. A presença de arenito grosso arcoseano, grânulos e clastos pequenos (setas pretas), além de uma suíte da icnofácies Glossifungites (*Gl*) caracterizam uma SI de alta energia (erosiva). FP-08, 122,0m. C) Folhelho cinza escuro bioturbado sobreposto abruptamente a folhelho cinza escuro não bioturbado. O contato é plano, não havendo evidências de erosão associada. SI de baixa energia (não erosiva). FP-06, 284,0m.

Em geral, são percebidas por meio do aparecimento ou desaparecimento brusco de bioturbação ou por tonalidades diferentes da rocha, relacionadas à maior ou menor quantidade de matéria orgânica. Comparações entre percentuais de Carbono Orgânico Total (COT) revelaram que os valores são maiores acima das superfícies de inundação (Fig. 22), corroborando o aumento da profundidade da lâmina d'água e a menor taxa de deposição de sedimentos clásticos, que acaba por concentrar relativamente a matéria orgânica associada. Em alguns casos, o porcentual de enxofre acompanha a tendência de aumento de valor mostrado pelo COT. Nesses casos fica evidente o estabelecimento de condições disóxicas/anóxicas, uma vez que o enxofre provém de pirita precipitada em condições redutoras, resultado direto da inibição da circulação de fundo quando do aumento relativo do nível mar.

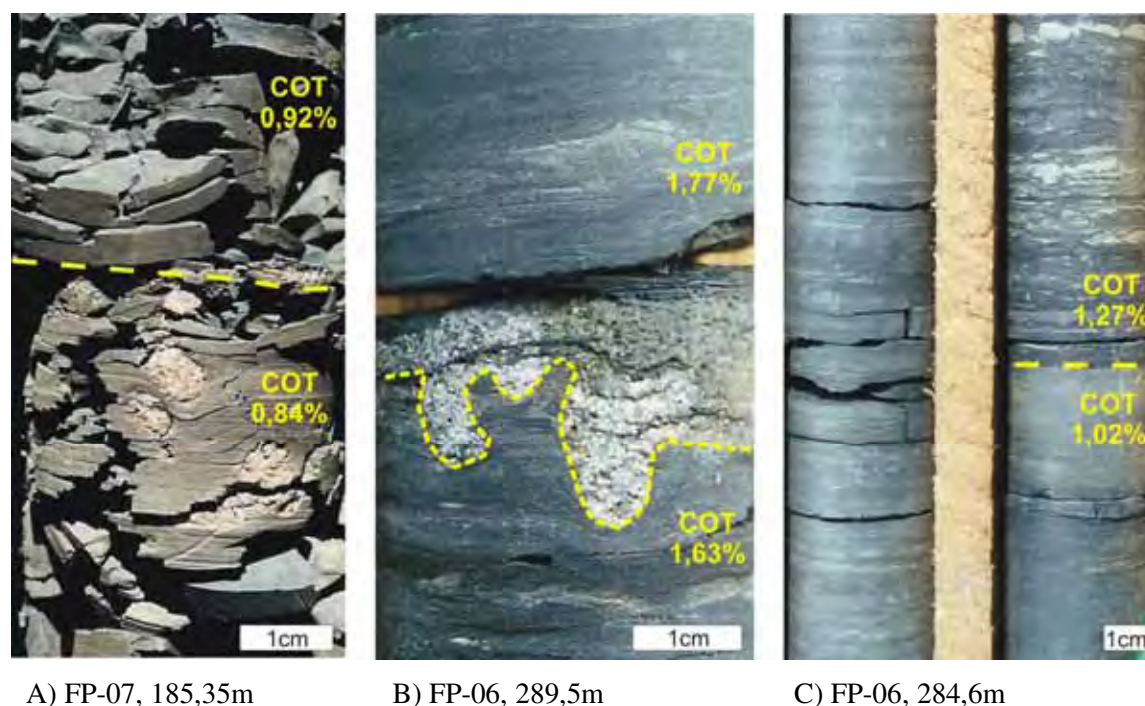


Figura 22 – Comparação entre valores percentuais de Carbono Orgânico Total (COT) acima e abaixo de superfícies de inundação (linhas amarelas). A, B) Superfícies de inundação de alta energia demarcadas pela ocorrência de pavimentos de arenito fino, bem selecionado, quartzoso, preenchendo escavações em contexto de icnofácies *Glossifungites*. C) Superfície de inundação de baixa energia. Notar a cor mais escura do sedimento acima da superfície.

7.3.2. Superfícies co-planares (SRE/STE)

Definidas por Van Wagoner et al. (1990), correspondem à amalgamação entre uma superfície regressiva de erosão e uma superfície transgressiva de erosão. São superfícies reconhecidas por meio de inflexões abruptas nos perfis de raios gama, suítes de icnofósseis e variações de fácies. Conglomerados clasto-suportados podem localmente recobrir tais superfícies e são caracterizados pela presença de seixos arredondados a angulosos de quartzo, quartzito e fragmentos líticos de composição granítica e matriz arenítica média a grossa silicificada, como o exemplo mostrado na figura 23, no contato entre as seqüências 5 e 8. Nos poços vizinhos, as superfícies correspondentes também estão amalgamadas e, localmente, colonizadas por suítes *Glossifungites*, fato que pressupõe rebaixamento do nível de base, exumação de sedimentos, desenvolvimento de substrato firme, coeso (*firmground*), colonização e ravinamento por ondas durante a inundação marinha subsequente, retrabalhamento dos sedimentos no *shoreface* e posterior deposição sob a forma de *lags* delgados, muitas vezes presentes apenas no interior das escavações (Fig. 24A).

Outra expressão dessas superfícies é por meio de sucessões com intervalos paleoalterados, que evidenciam a exposição subaérea desses sedimentos e conseqüentemente o caráter erosivo das superfícies associadas. Esses intervalos restringem-se ao segmento paranaense, a norte do Alinhamento Estrutural do Rio Alonzo (poços FP-09, FP-04, FP-05, FP-11, FP-02 e FP-03) e do Alinhamento Estrutural de São Jerônimo-Curiúva (NF-02 e FP-01). Afetam principalmente sedimentos argilosos, que originalmente cinza ou esverdeados, apresentam-se com cores arroxeadas, avermelhadas ou castanhas (Fig. 24B), derivadas de acumulações de hidróxidos de ferro, principalmente hematita (Fe_2O_3) e ferro-hidrita ($\text{FeO} \cdot \text{H}_2\text{O}$).

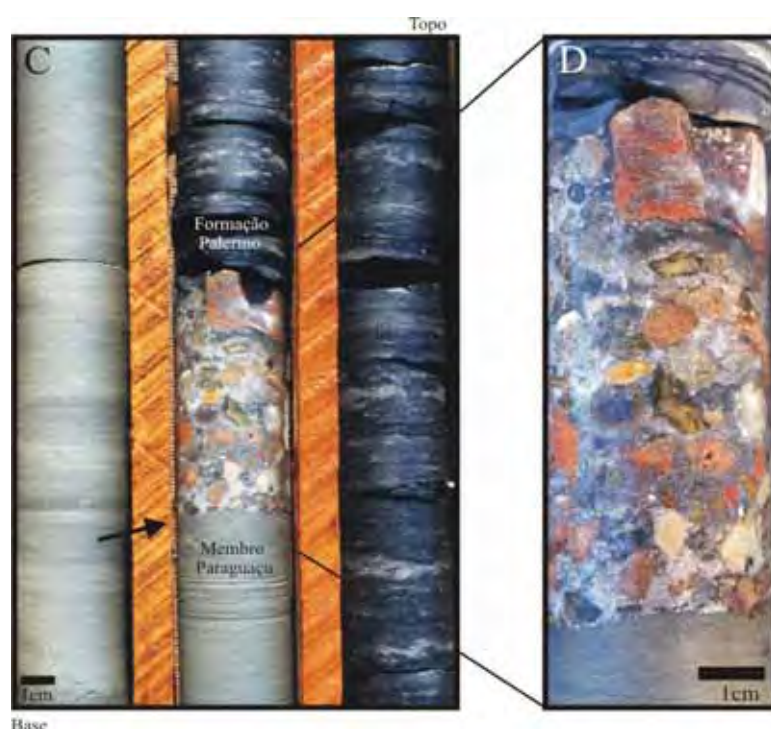


Figura 23 - Pavimento de seixos marcando uma superfície co-planar no contato entre as seqüências 5 e 8. C) Notar a mudança de fácies abrupta acima e abaixo do pavimento. D) Detalhe do pavimento conglomerático, exibindo o contato erosivo na base e seixos subarredondados a angulosos (FP-11, 451,5m).

A exposição sub-aérea desses sedimentos pode também ser constatada pela presença de níveis com vênulas carbonáticas (Fig. 24C), gretas de contração (Fig. 24D), carbonatos brechados interpretados como caliches (Fig. 24E,F,G,H), intervalos marmoreados sobrepostos por caliches contendo clastos angulosos (Fig. 24H) e localmente raízes. Intervalos marmoreados resultam de oscilações freáticas com alternância de fases redutoras e oxidantes, que resultam em uma alternância espacial de cores (Nuno Pimentel, inf. verbal). Os caliches são gerados em condições áridas ou semi-áridas, com carbonato de cálcio precipitado principalmente por ação de capilaridade.

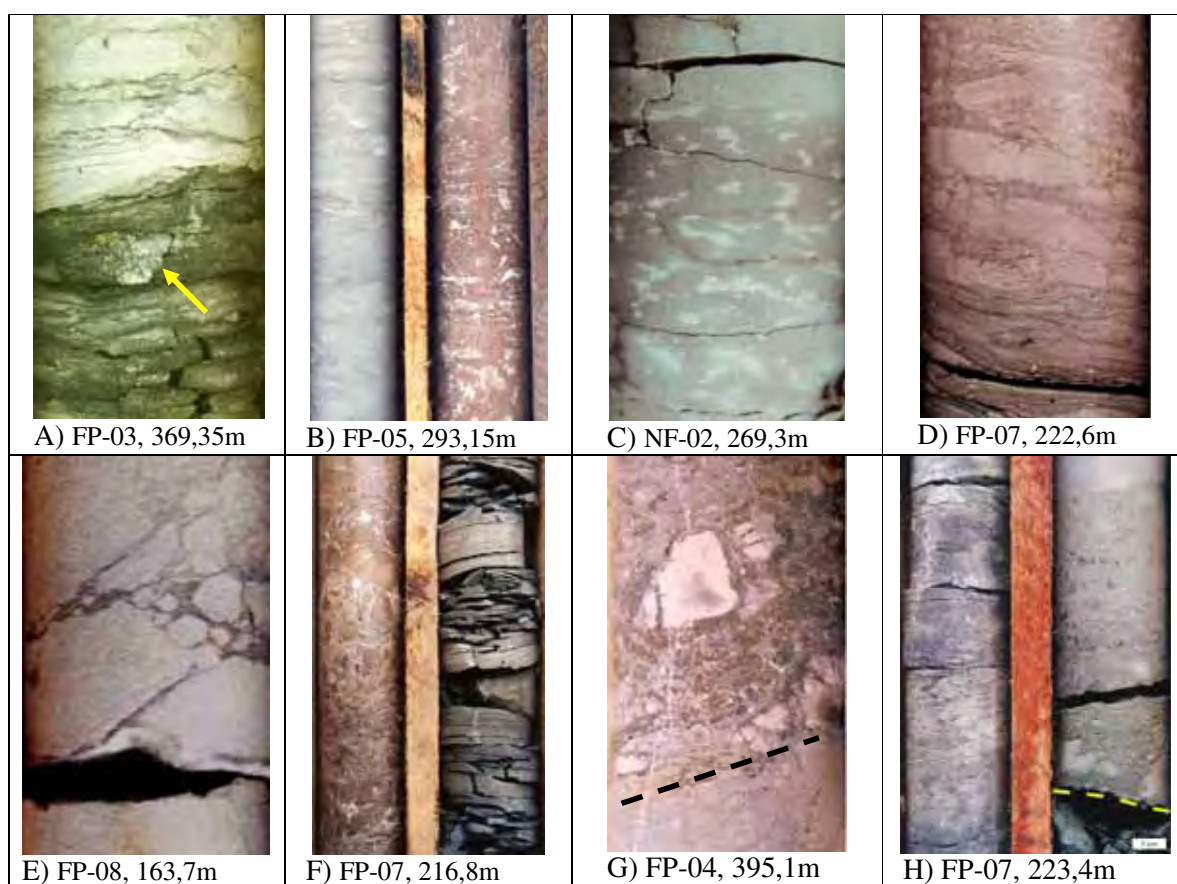


Figura 24 – Características de sucessões de fácies associadas a superfícies co-planares. A) Contato entre as seqüências 5 e 8, evidenciadas por uma escavação em contexto de icnofácies Glossifungites, preenchida por arenitos arcossianos. B, C) Feições de paleoalteração mostrando vênulas carbonáticas abaixo de superfícies co-planares. D) Gretas de contração. E,F) Feições de paleoalteração com nódulos carbonáticos sotopostos a superfícies co-planares. G,H) Expressões de superfícies co-planares. Notar os clastos carbonáticos angulosos acima das superfícies (linhas tracejadas) e o intervalo marmoreado marcado pela alternância de tons arroxeados e cinza esverdeados (H, esq.). Diâmetro dos testemunhos igual a 3,5cm.

7.3.3. Superfícies de Inundação Máxima (SIM)

As superfícies de inundação máxima representam o último evento de inundação do trato de sistemas transgressivo, e por isso enquadram-se na categoria de superfícies transgressivas. A opção por tratá-las à parte deve-se a uma característica imprescindível em estudos de correlação estratigráfica, a de representar uma linha de tempo. O caráter isócrono das superfícies de inundação máxima é atestado pela deposição em um momento da história da bacia em que a área-fonte está afogada ao máximo. Conseqüentemente, a taxa de sedimentação, o aporte de sedimentos clásticos na bacia e os processos erosivos de qualquer natureza são inibidos. A predominância do processo de decantação gera depósitos siliciclásticos de granulometria fina, especialmente folhelhos (Fig. 25A) ou, em circunstâncias específicas, calcários (Fig. 25B).

O reconhecimento desse tipo de superfície se dá pela mudança do padrão de empilhamento das parassequências, retrogradante abaixo e progradante acima da superfície. Essa mudança é refletida no perfil de raios gama por uma inflexão abrupta, com valores com tendência crescente até a superfície de inundação máxima e decrescente acima dela. Muitas vezes, o perfil de raios gama registra valores anômalos (Fig. 25C), que resultam da concentração relativa de elementos radioativos. Do ponto de vista geoquímico pode ser identificada por análises de Carbono Orgânico Total, que registram os valores maiores logo acima da superfície.

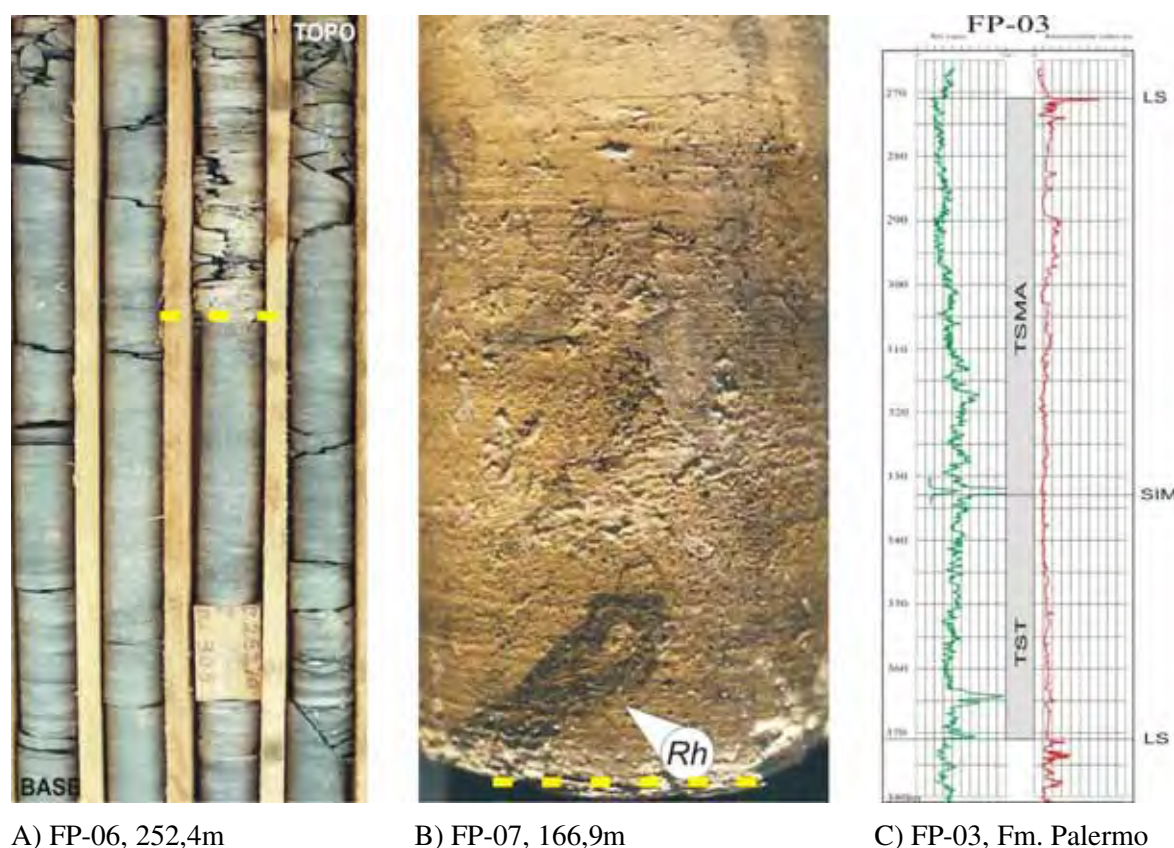
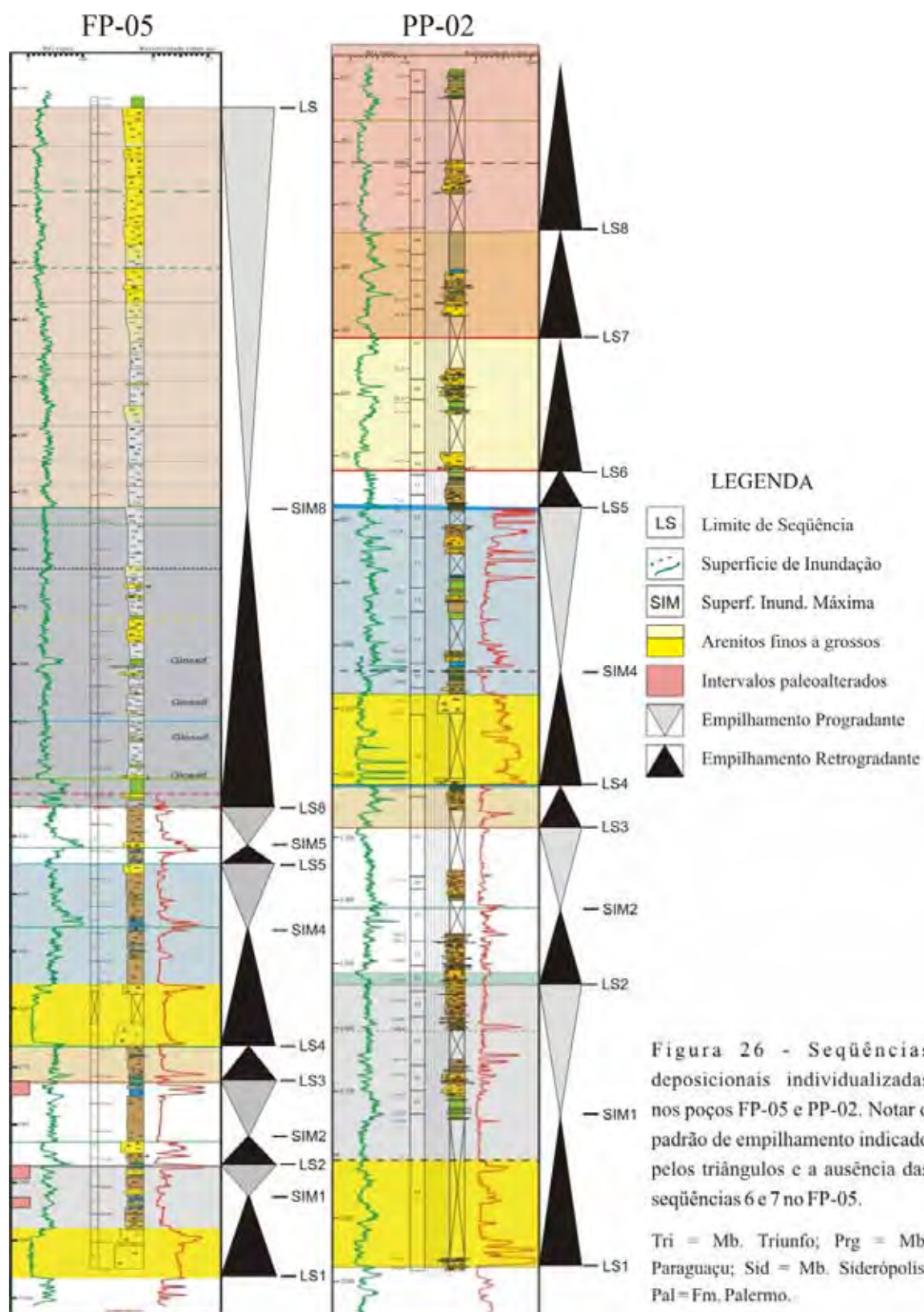


Figura 25 – Expressão da superfície de inundação máxima (SIM) da sequência que engloba a Formação Palermo. A) Superfície evidenciada por folhelho recobrindo siltito. B) Calcário bioturbado, com destaque para o icnogênero *Rhizocorallium*. C) Valor anômalo no perfil de raios gama na posição da SIM. Diâmetro dos testemunhos igual a 3,5cm. TST = Trato de sistemas transgressivo, TSMA = Trato de sistemas de mar alto, LS = Limite de Sequências; SIM = Superfície de Inundação Máxima.

As seqüências abordadas nesse trabalho comumente exibem superfícies de inundação máxima evidentes. Dentre elas, aquela situada no terço inferior da Formação Palermo é interpretada como a superfície de inundação máxima de toda a sequência permocarbonífera da Bacia do Paraná (Medeiros, 1993, Milani, 1997). Isso a caracteriza como a superfície mais isócrona desse intervalo e, conseqüentemente como o melhor *datum*. Apesar disso, as seções estratigráficas apresentadas no próximo capítulo não a utilizam diretamente como *datum*. As

seções das regiões centro-sul e norte de Santa Catarina utilizam a base da Formação Palermo como *datum* operacional, uma vez que está presente em todos os poços e também porque a espessura entre a base da unidade e a superfície de inundação máxima é relativamente constante, paralela ao *datum*. Na seção do segmento paranaense foi necessário adotar o *datum* em uma superfície transgressiva abaixo da superfície de inundação máxima, como forma de realçar o controle da tectônica sobre o arcabouço estratigráfico. Isso foi necessário em razão das correlações terem indicado uma subsidência diferencial na região do Arco de Ponta Grossa ao final do trato de sistemas transgressivo. Assim, a horizontalização da seção pela superfície de inundação máxima alteraria a relação lateral das seqüências prévias e dificultaria a visualização de feições deposicionais e tectônicas.

O entendimento das sucessões de fácies vinculado à interpretação das superfícies de descontinuidade interpostas a elas fornece subsídios para a identificação de sucessões de fácies geneticamente relacionadas, desde a escala de parasseqüência até a escala de seqüência deposicional (Fig. 26). Isso possibilita correlacionar depósitos síncronos e mapeá-los em escalas diferentes, obtendo-se um painel estratigráfico confiável e útil para aplicações diversas.



8. ANÁLISE DAS SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS

Realizou-se a análise estratigráfica com base em seções, elaboradas a partir da integração de dados de rocha e/ou perfis elétricos. Os poços foram dispostos em três seções, orientadas aproximadamente N-S no extremo norte de Santa Catarina e Paraná e NW- SE no centro-sul de Santa Catarina.

A área de estudo foi compartimentada em três segmentos distintos: norte catarinense, centro-sul catarinense e paranaense, sendo que os dados do Paraná são compilados e reinterpretados a partir do trabalho de Tognoli (2002). Naquela ocasião, o autor identificou quatro seqüências dentro do Membro Paraguaçu e uma que era composta pelo Membro Siderópolis e pela Formação Palermo. O contato entre as formações Rio Bonito e Palermo foi interpretado como uma discordância angular na região do Arco de Ponta Grossa e as ocorrências do Membro Siderópolis a norte e a sul do Arco foram relacionadas a sistemas estuarinos desenvolvidos em resposta ao soerguimento das seqüências prévias. O caminho a seguir para checar a influência da tectônica na sedimentação foi integrar dados sobre o Grupo Guatá ao longo de toda a borda leste da Bacia do Paraná, aproveitando a disponibilidade de testemunhos contínuos e perfis dos projetos para carvão da CPRM, dados de alguns afloramentos e perfis de poços do interior da bacia obtidos da literatura.

As oito seqüências deposicionais identificadas na área de estudo compreendem depósitos de *shoreface*, *foreshore*, *offshore*, estuarinos, fluviais e deltaicos e serão comentados e discutidos oportunamente durante esse capítulo. A análise da bioturbação auxiliou parcialmente na distinção desses sistemas. É curiosa a escassez e até mesmo a ausência de bioturbação nas seqüências 1 a 7, equivalentes ao Membro Paraguaçu e parte do Membro Siderópolis, quando comparada com depósitos similares da seqüência 8, equivalente ao topo do Membro Siderópolis e a toda a Formação Palermo. As exceções são os arenitos bioturbados de *shoreface/offshore* das Camadas Taió; estruturas de fuga e *Skolithos* presentes no topo de depósitos gerados pela ação de ondas de tempestades; depósitos argilosos de *offshore* ou de baías estuarinas retrabalhados, respectivamente, por suítes monoespecíficas de *Chondrites* e *Planolites* (Tognoli & Netto, 2003) e suítes de *Thalassinoides* e *Asterosoma* presentes em siltitos depositados em baías costeiras.

Os arenitos das Camadas Taió constituem um episódio à parte nesse contexto, uma vez que exibem suítes de icnofósseis em contexto de icnofácies Cruziana, com icnodiversidade alta, índice de bioturbação alto (Taylor & Goldring, 1993) (Figs. 27A,B) e formas atribuídas a organismos estenohalinos, portanto, vinculadas a um sistema com depósitos de *shoreface* inferior/*offshore* sob condições de salinidade normal. A icnodiversidade alta é atestada pela presença de *Planolites*, *Palaeophycus*, *Thalassinoides*, *Teichichnus*, *Ophiomorpha* (Fig. 27B),

Rosselia (Fig. 27C, D), *Rhizocorallium* (Fig. 27E), *Bergaueria*, *Chondrites*, *Phycosiphon*, *Arenicolites*, *Skolithos* e estruturas de fuga, e evidencia que a entrada de água com salinidade normal na bacia era episódica mas amplamente distribuída. As Camadas Taió podem ser rastreadas até o sul do Paraná, na região do poço FP-06-PR. Desse poço para norte, dentro da mesma seqüência, passam a predominar suítes de *Asterosoma* e *Thalassinoides*, por vezes monoespecíficas de *Thalassinoides* (Fig. 27F), em siltitos esverdeados ou cinza esverdeados que ocorrem preferencialmente a norte do Alinhamento do Rio Alonzo. Essas suítes indicam estresse ambiental possivelmente relacionado com salinidade abaixo do normal, sendo os depósitos interpretados como baías costeiras.

Na área de estudo os intervalos com predomínio de estruturas do tipo *hummocky* são interpretados como depósitos de *shoreface* médio ou da transição *shoreface* médio/inferior influenciados por tempestades. Depósitos dessa natureza são freqüentemente colonizados por assembléias de tempo bom (*fairweather assemblages*), que se estabelecem no topo dos depósitos após o evento de tempestade (Frey, 1990; Frey & Goldring, 1992; Pemberton et al., 1992b). Entretanto, a presença de bioturbação em depósitos dessa natureza é rara nas seqüências abordadas (Fig. 28A), à exceção das Camadas Taió. A hipótese de erosão dos topos bioturbados dos depósitos prévios por eventos de tempestade posteriores, com amalgamação dos corpos areníticos, é válida localmente e indicada por superfícies erosivas evidentes (*scours*), Fig. 28B. Os depósitos gerados por tempestades que não foram erodidos no topo exibem granulometrias gradativamente mais finas para o topo, incluindo siltitos e folhelhos que também não exibem bioturbação. Nesse caso, pode-se inferir que a causa para a presença localizada de bioturbação esteja relacionada a taxas altas de sedimentação (Fig. 28C).

Uma tentativa de explicar a escassez de bioturbação no intervalo analisado foi dada por Medeiros (1993), que atribuiu uma condição salobra do ambiente à época de deposição. É sabido da literatura icnológica que salinidades abaixo do normal restringem a icnodiversidade, de forma que deveria estar registrada nos sedimentos uma assembléia pouco diversa e com índice de bioturbação menor do que o registrado para os depósitos marinhos rasos (Netto et al., 1991; Pattison, 1992; Pemberton & Wightman, 1992; Netto & Rossetti, 2003; MacEachern et al., 1999b; Buatois et al, 2005). Essas situações foram identificadas localmente nas seqüências 1 a 7. Na seqüência 8 foram associadas a depósitos estuarinos por Tognoli & Netto (2003).

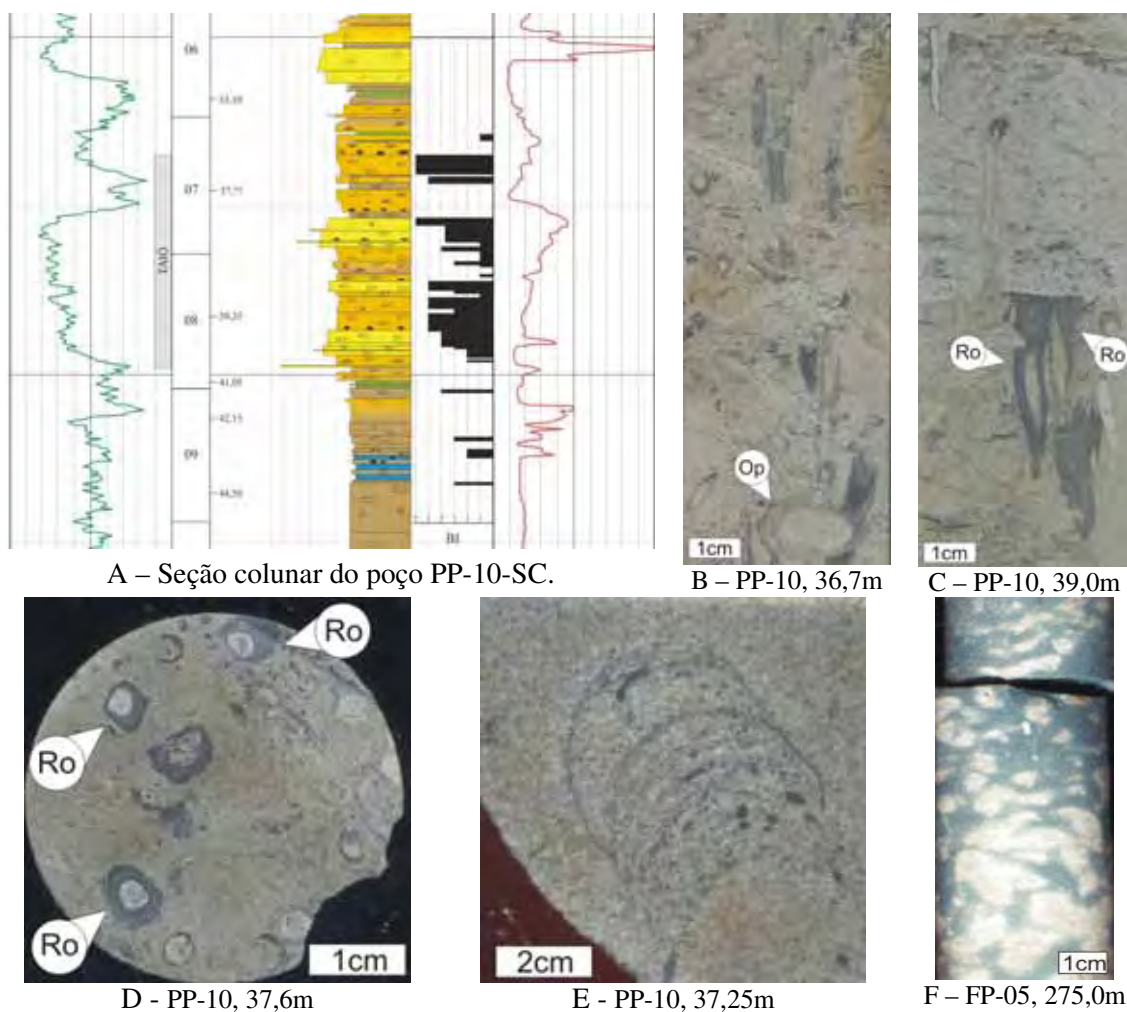


Figura 27 – Padrão de bioturbação da Sequência 2. A) Seção colunar calibrada com os perfis de raios gama (esq.) e resistividade (dir.). Notar a variação do índice de bioturbação na coluna BI. B) Arenito com índice de bioturbação alto, no qual se destaca galeria horizontal de *Ophiomorpha* (Op). C) Contraste entre índices de bioturbação alto (abaixo) e baixo (acima). O contato é erosivo e corta as escavações de *Rosselia* (Ro). D) Seção transversal mostrando a densidade alta de escavações do icnogênero *Rosselia*. E) Seção transversal mostrando um *Rhizocorallium* em planta. F) Suíte monoespecífica de *Thalassinoides*, realçada pelo contraste com os siltitos verdes onde ocorrem.

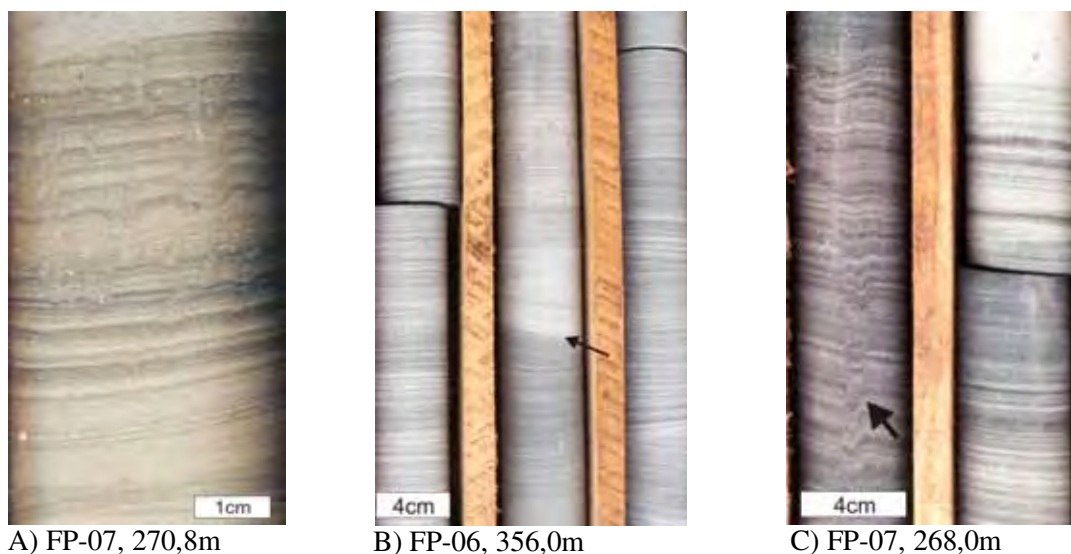


Figura 28 – Exemplos de depósitos gerados pela ação de tempestades. A) Arenito muito fino com laminações onduladas truncantes e grau de bioturbação baixo. B) Superfície erosiva (seta) intercalada entre arenitos muito finos micáceos com estratificações onduladas truncantes *hummocky*. C) Arenito muito com estratificação *hummocky* e estrutura de fuga indicada pela seta. Notar a continuidade do *spreite* em um mesmo estrato.

Nos depósitos argilosos, a oxigenação foi o fator que limitou a colonização dos organismos bioturbadores em decorrência do estabelecimento de condições disaeróbias a anóxicas, evidenciadas pela ausência de bioturbação ou pela presença de suítes monoespecíficas com baixo grau de bioturbação por *Chondrites* ou *Planolites* (Tognoli & Netto, 2003), Fig. 29.

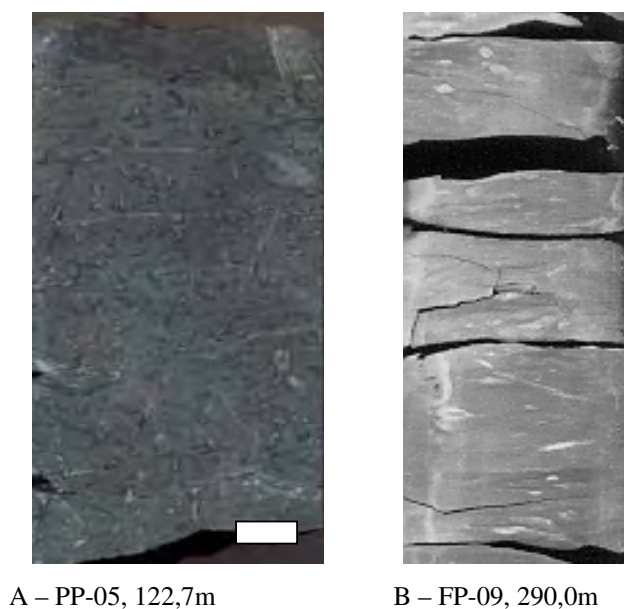


Figura 29 – Exemplos dos padrões de bioturbação das seqüências 2 a 5. A) Suíte monoespecífica de *Chondrites*. B) Suíte monoespecífica de *Planolites*.

Um arcabouço estratigráfico de detalhe com seqüências de 4ª e 3ª ordens (seqs. 1 a 7 e seq. 8, respectivamente) é o produto de um refinamento baseado em análise seqüencial de fácies subsidiada pela icnologia, perfis, identificação e correlação de padrões de empilhamento e identificação de superfícies com validade estratigráfica. Dessa forma, cada seqüência foi analisada sob uma perspectiva espaço-temporal, o que permitiu entender a distribuição e evolução dos sistemas deposicionais, comparar as interpretações das regiões centro-sul e norte-catarinense com aquelas realizadas no Paraná e refinar o cenário paleogeográfico das seqüências identificadas.

O trabalho em escala regional permitiu identificar padrões de sedimentação distintos em diversas seqüências e em áreas diferentes. A sobreposição do mapa de alinhamentos estruturais da Bacia do Paraná (Fulfaro et al., 1982) sobre o mapa de poços e da faixa aflorante da Formação Rio Bonito (vide Fig. 1) auxiliou na obtenção dos resultados aqui apresentados. A análise das seções estratigráficas revelou coincidências entre a posição desses alinhamentos estruturais e mudanças bruscas nos padrões dos depósitos em algumas seqüências, evidenciando sua influência direta na deposição das seqüências do Grupo Guatá.

8.1. Segmento centro-sul de Santa Catarina

A análise das seqüências do segmento centro-sul segue os mesmos critérios adotados para a interpretação das seqüências do norte de Santa Catarina. A análise faciológica foi baseada nos poços PP-01, 02 e 03, em descrições de trechos dos poços da série PN realizadas por Joel C. Castro (inédito) e na descrição dos geólogos da CPRM à época da perfuração dos poços. Tais poços não foram descritos pelo autor por conta das condições precárias em que se encontra a Litoteca de Criciúma-SC, onde esses testemunhos estão depositados. As descrições realizadas nos segmentos norte-catarinense e paranaense possibilitaram calibrar as respostas de perfis com o padrão de tendências exibido por cada seqüência, dando consistência às correlações apresentadas na figura 30. Com relação à interpretação dos sistemas deposicionais, pode ser utilizada como referência a Tabela 8, elaborada com base nos poços PP-01, 02 e 03 e complementadas com informações adquiridas dos poços da série PN.

A seqüência 1 distribui-se de forma uniforme ao longo desse segmento e exibe de forma clara os tratos de sistemas transgressivo e de mar alto. A espessura dessa seqüência é ligeiramente maior quando comparada com o setor norte-catarinense. Essa espessura é maior tanto nos depósitos do trato de mar baixo, quando naqueles de tratos transgressivo e de mar alto, o que sugere um caráter relativamente mais subsidente criação de espaço de acomodação em todas as fases dessa seqüência.

As Camadas Taió representam um evento inequívoco na bacia e auxiliam sobremaneira a análise da seqüência 2 e sua relação com as seqüências sub e sobrejacentes. Na porção sul desse segmento, entre os PN-12 e 15, a seqüência 2 é representada exclusivamente pelas Camadas Taió, bem como nos poços PN-20 e 21. Nos demais poços a espessura varia em função da ausência ou presença de canais associados aos limites da seqüência 3 (ex: PP-03). Nos poços PP-01, 02 e 04, os tratos transgressivo e de mar alto da seqüência 2 encontram-se preservados como mostrado pela figura 30.

A seqüência 3 apresenta uma tendência geral de adelgaçamento para sudeste, em direção ao poço PN-12. Entretanto, a presença de canais bem evidentes em três poços, PN-15, PN-20 e PP-03, aumentam sutilmente a espessura da seqüência na região onde se encontram. Por outro lado, nota-se ausência de seção nos poços PP-01 e PP-02, sendo que nesses dois últimos a espessura preservada da seqüência é a menor observada dentre todos os poços. Isso se deve à presença de depósitos de canais flúvio-estuarinos que eliminaram o trato de sistemas de mar alto e parte do trato transgressivo durante sua implantação. Na seção da figura 30, pode-se perceber claramente que esses canais refletem um episódio de sedimentação distinto e restrito com relação à seqüência 4, sendo interpretados como depósitos da fase inicial do trato de sistemas transgressivo. Nos demais intervalos da seqüência 4 o padrão de sedimentação é homogêneo e há a mesma tendência de adelgaçamento para sudeste observado na seqüência 1, 2 e 3. Essa tendência é explicada pelo menor espaço de acomodação disponível nessa região, função da proximidade com o embasamento (vide Fig. 1). A posição estratigráfica mais baixa deve-se a um efeito provocado pela presença restrita de depósitos na base da seqüência 8, a sul do poço PN-18, cuja espessura média de 20 metros desloca as seqüências abaixo para uma posição estratigráfica mais baixa em relação ao *datum* e aos depósitos mais distais da mesma seqüência.

O topo do Membro Paraguaçu é representado pela seqüência 5, presente em todos os poços dessa região com espessuras variadas. Essa característica vincula-se diretamente à presença da seqüência 6, representada por depósitos fluviais e estuarinos, cujos canais basais promoveram incisões na plataforma de forma diferenciada. No poço PP-02 a incisão desses canais erodiu quase toda a seqüência 5. A seqüência 6 não está preservada no poço PN-17, estando a seqüência 7 assentada diretamente sobre a seqüência 5. Interpreta-se que a região era um interflúvio entre os depósitos da seqüência 6 que ocorrem a noroeste e a sudeste. A seqüência volta a ocorrer entre os poços PN-16 e 12, esse último situado a norte do Alinhamento Rio Uruguai. A última ocorrência da seqüência 6 ocorre no poço PP-03, poucos quilômetros a sul do Alinhamento Rio Iguaçu.

↓ Rio Piquiri													↓ Rio Uruguai		
PP 04	PP 03	PP 02	PP 01	PN 21	PN 20	PN 18	PN 17	PN 16	PN 15	PN 14	PN 13	PN 12	SEQÜÊNCIA	UNIDADE	
Shoreface inferior													8	Fm. Palermo	
Praia														Membro Siderópolis	
							Fluvial								
Shoref. sup	Shoreface inferior/médio												7	Membro Siderópolis	
	Flúvio-Estuarino							Flúvio-Estuarino							6
Shoreface médio a inferior													5		Membro Paraguaçu
												Fluv			
Shoreface inferior a médio														4	
			Flúvio-Estuarino												
Shoreface inferior / Offshore													3		
	Fluv				Fluvial					Fluv					
Shoreface médio				Fluvial			Shoref médio						2		
Camadas Taió - Shoreface inferior a Offshore															
Shoreface inferior/médio e Offshore													1	Mb. Triunfo	
Flúvio-deltaico e Shoreface médio a superior															

Tabela 8 - Relação entre poços dos tratos deposicionais das seqüências 1 a 8 no segmento centro-sul catarinense. Notar o distribuição ampla do sistema flúvio-deltaico da base da seqüência 1, os canais espessos da base da seqüência 4 e a presença localizada de canais fluviais na seqüência 8, a sul do poço PN-18.

A seqüência 8 engloba o topo do Membro Siderópolis e toda a Formação Palermo. Nessa região, apenas os poços PP-01 e PN-12 apresentam todo o intervalo preservado. Um intervalo anômalo situa-se entre o poço PN-18 e o Alinhamento Rio Uruguai e contém depósitos fluviais com espessuras da ordem de vinte metros. A norte do poço PN-18, os depósitos equivalentes geneticamente são constituídos por fácies flúvio-estuarinas com espessuras menores que 10 metros, que desaparecem a norte do Alinhamento Rio Iguaçu, entre os poços PP-03 e PP-04. Uma superfície de inundação recobre os depósitos fluviais a sudeste e estabelece deposição praial ao longo de toda a área. Por sua vez, esses depósitos são recobertos por uma superfície de inundação marinha. Todo o conjunto empilha-se em um conjunto retrogradante até o nível do marco radioativo da Formação Palermo, interpretada como uma superfície de inundação máxima. Acima, as parasseqüências empilham-se num conjunto progradante característico de um trato de sistemas de mar alto.

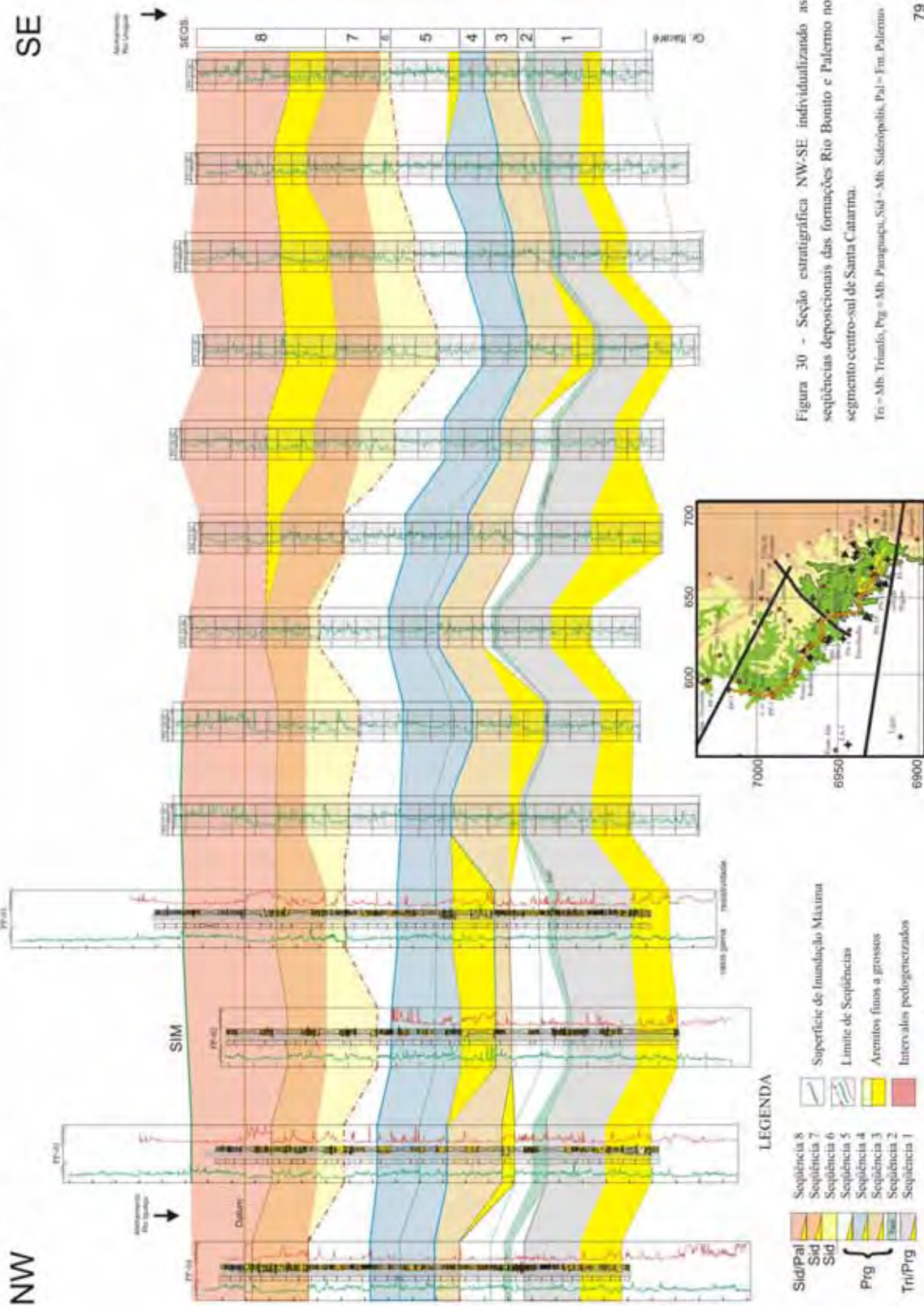


Figura 30 - Seção estratigráfica NW-SE individualizando as seqüências deposicionais das formações Rio Bonito e Palermos no segmento centro-sul de Santa Catarina.

Tri = Mts. Trímilo, Prg = Mts. Panguaçu, Sid = Mts. Siderópolis, Pal = Mts. Palermos

8.2. Segmento norte de Santa Catarina

8.2.1. Seqüências 1 a 5

As seqüências 1 a 5 englobam as rochas do topo do Membro Triunfo e de todo o Membro Paraguaçu. Serão abordados apenas os tópicos relevantes para o esclarecimento da arquitetura das seqüências supramencionadas. Os sistemas deposicionais foram identificados segundo os critérios adotados no item 8.2.2 (a seguir) sendo apresentados na Tabela 9 como forma de sintetizar as informações. Embora de forma discreta, as seqüências apresentam-se estratigraficamente mais altas para norte, como exemplificadas na figura 31.

↓ Rio Piquiri				Rio Iguaçu ↓					
PP-11	PP-09	PP-08	PP-07	PP-06	PP-05	PP-04	PP-03	SEQ	UNID
							Flúvio-Estuarino	6	Membro Siderópolis
Shoreface médio a inferior								5	Membro Paraguaçu
Shoreface inferior a médio								4	
Shoreface inferior a Offshore								3	
Fluvial a Estuarino							Fluvial		
Shoreface médio									
Camadas Taió - Shoreface inferior a Offshore								2	
Shoreface médio a inferior									
		Flúvio-Estuarino						1	Membro Triunfo
Shoref inf/ méd e Offshore				Shoreface inferior/médio e Offshore					
Flúvio-Deltaicos e Shoreface médio a superior									

Tabela 9 – Relação entre poços dos tratos deposicionais das seqüências 1, 2, 3, 4, 5 e 6 no segmento norte-catarinense. Notar o predomínio dos depósitos de *shoreface*, a distribuição lateral ampla das seqüências e a presença restrita da seqüência 6 a sul do Alinhamento Rio Iguaçu.

A seqüência 1 caracteriza-se por depósitos areníticos na base, pertencentes ao Membro Triunfo e interpretados como canais flúvio-deltaicos. Tais depósitos, bem como toda a seqüência 1 adelgaça para norte a partir do poço PP-05 até o Alinhamento do Rio Piquiri, a norte do qual volta a apresentar-se mais espesso. O contato Triunfo-Paraguaçu é interpretado como uma superfície de inundação máxima, que separa depósitos dos tratos de sistemas transgressivo e de mar alto.

Valores anômalos de espessura foram observados na seqüência 2, nos poços PP-04 e PP-07. No primeiro caso, interpreta-se a seção acima das Camadas Taió como o interflúvio dos canais relacionados à seqüência 3. No poço PP-07, as Camadas Taió são precedidas de uma sucessão arenítica interpretada como um canal inciso na seqüência 1.

A base da seqüência 3 é marcada por depósitos interpretados como canais fluviais e flúvio-estuarinos, distribuídos de forma contínua nesse segmento da bacia, à exceção do poço PP-04, com espessuras que variam de 5 a 13m. Aproximadamente entre os Alinhamentos Rio Iguaçu e Rio Piquiri, as bases desses canais estão próximas às Camadas Taió (Seqüência 2). No poço PP-09, o topo das Camadas Taió está erodido pelo canal fluvial da base da seqüência 3, configurando um evento de regressão forçada (*sensu* Posamentier et al., 1992) em que depósitos proximais recobrem abrupta e erosivamente depósitos marinhos plataformais, no caso *shoreface* inferior/*offshore*, sem que haja gradação vertical de fácies. Os depósitos de canais são recobertos também de forma abrupta por depósitos de *shoreface* inferior e de *offshore* (Tabela 9), corroborando a interpretação de regressão forçada.

Depósitos de *shoreface* inferior e médio dominam a sedimentação da seqüência 4, que apresenta-se de forma relativamente homogênea com relação às espessuras e distribuição de fácies. Apenas nos poços PP-07 e PP-08 a seqüência é mais delgada, sendo atribuída como causa a maior proporção de siltitos e folhelhos. Durante a compactação tais sedimentos apresentam maior redução de espessura se comparado com os arenitos.

A seqüência 5 encerra os depósitos relacionados ao Membro Paraguaçu. Os intervalos variam em termos de espessura em função da perda de seção condicionada pelo limite basal da seqüência 6, a sul do Alinhamento Rio Iguaçu (Fig. 31). Os padrões de tendência granulométrica e os processos de suspensão vinculados a fluxos oscilatórios normais e de tempestades são típicos de parassequências marinhas, cuja interpretação é de *shoreface* médio e inferior. Na região do poço PP-07 nota-se a abundância de níveis carbonáticos em sucessões similares. Entretanto, tais níveis ocorrem associados a intervalos com evidências de exposição sub-aérea (ver fig. 24 D,F,H), vinculados geneticamente a processos de percolação freática desenvolvidos a partir do estabelecimento do limite basal da seqüência 6.

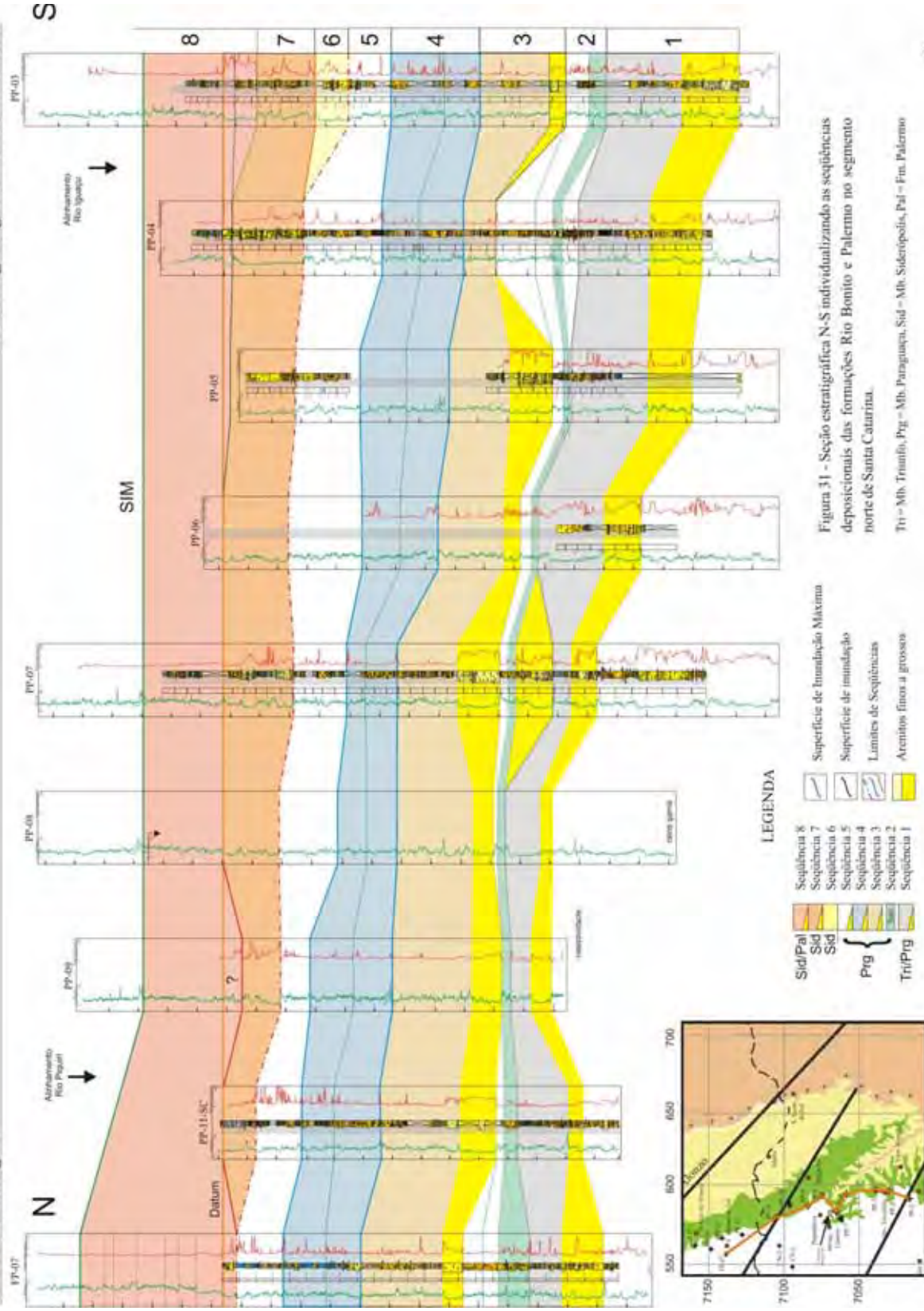


Figura 31 - Seção estratigráfica N-S individualizando as seqüências deposicionais das formações Rio Bonito e Palermo no segmento norte de Santa Catarina.

Tri = Mb. Triunfo, Prg = Mb. Paraguaçu, Sid = Mb. Siderópolis, Pal = Fm. Palermo

8.2.2. Seqüências 6, 7 e 8

Três seqüências deposicionais foram identificadas, sendo seus limites superfícies com expressão regional. As fácies foram descritas e agrupadas em sucessões de fácies, a partir das quais foram identificados os processos e interpretados os sistemas deposicionais (Tabela 10). De forma geral, os limites das seqüências são identificados por um aumento granulométrico abrupto, que refletem padrões bem definidos nos perfis de raios-gama e resistividade. Em termos de processos deposicionais, representam fluxos trativos que erodem depósitos de suspensão e/ou decantação sotopostos. Nas porções distais, os limites de seqüências se expressam por meio de superfícies correlatas que pode localmente sobrepor depósitos gerados pelos mesmos processos.

Sucessão de fácies	Rochas	Processos	Interpretação
Gc1 e Gc-d	Folhelhos e arenitos muito finos	Fluxos oscilatórios normais e de tempestades e decantação.	<i>Shoreface</i> inferior a médio.
Gc2	Arenitos muito finos a finos	Fluxos oscilatórios normais e fluxos trativos de espreamento.	<i>Shoreface</i> médio a superior e praia.
Gc3	Siltitos e arenitos muito finos	Fluxos oscilatórios normais, trativos e decantação.	Barra em planície de maré arenosa.
Gd1	Siltitos a arenitos médios	Fluxos trativos, canalizados, e decantação, com fluxos oscilatórios normais subordinados.	Canal Estuarino.
Gd2	Arenitos muito finos a finos	Fluxos trativos uni e bidirecionais, fluxos oscilatórios normais e decantação.	Planície de maré arenosa.
Gd3	Arenitos finos a muito finos	Fluxos oscilatórios de tempestades de energia alta	<i>Shoreface</i> médio/superior
Gco1	Arenitos finos a médios	Fluxos trativos de espreamento e migração de formas de leito de cristas retas	Praia
Gco2	Arenitos finos a médios	Fluxos trativos de espreamento e migração de formas de leito de cristas retas	Praia e <i>shoreface</i> superior
Ag1	Siltitos e folhelhos	Decantação e fluxos oscilatórios subordinados	<i>Shoreface</i> inferior / <i>Offshore</i>
Ag2	Siltitos e folhelhos	Decantação	Planície de maré argilosa

Gc = granocrescente / Gd = granodecrescente / Gc-d= Granocrescente-granodecrescente

Gco = Granoconstante / Ag = Agradante

Tabela 10 – Tipos de sucessões de fácies, processos e sistemas deposicionais das seqüências 6, 7 e 8.

As maiores espessuras das três seqüências estão na porção sul da área e todas adelgaçam para norte. A seqüência 6 restringe-se à área dos poços PP-01 a PP-03 (Fig. 32), desaparecendo a norte desse último, após o Alinhamento do Rio Iguaçu. O limite basal dessa seqüência corresponde a uma superfície co-planar, sendo os depósitos sobrepostos interpretados como

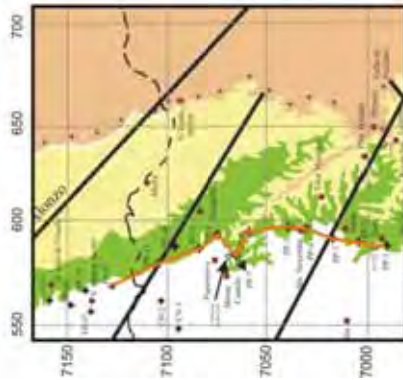
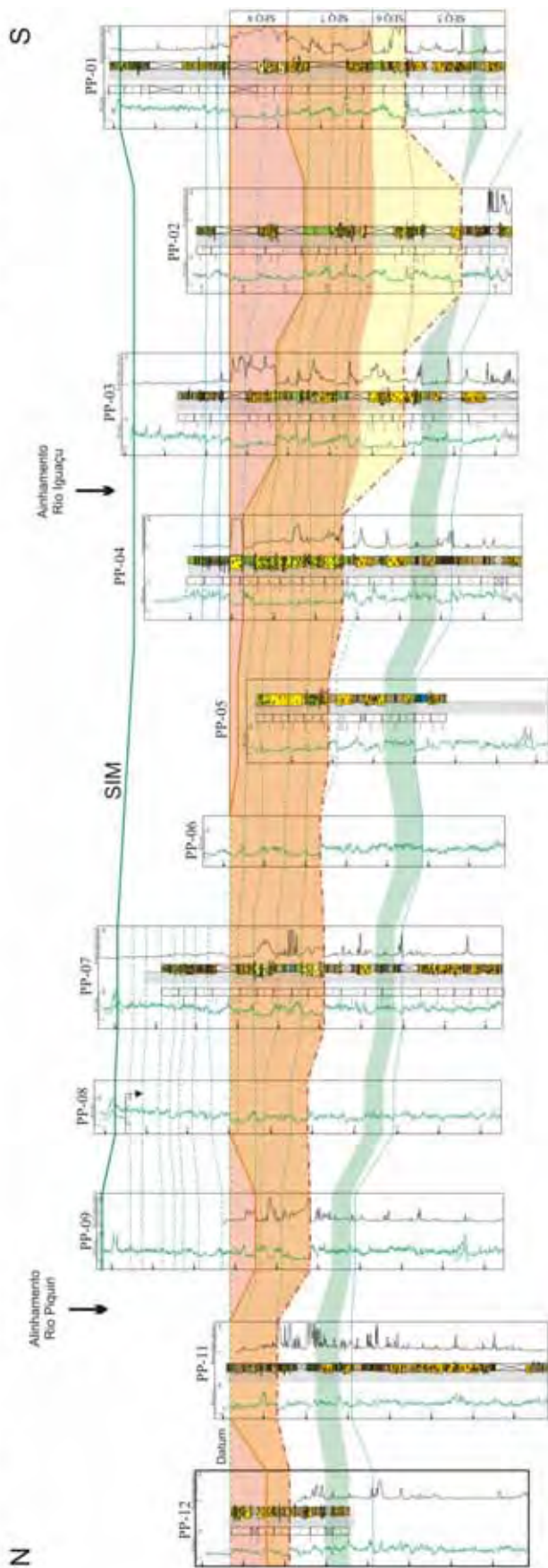
representantes do trato de sistemas transgressivo. Esses depósitos representam o primeiro evento de sedimentação após a discordância angular gerada pelo basculamento das seqüências sotopostas, discutidos no item 8.3.

A seqüência 7 apresenta maior distribuição em área que a seqüência 6 (Fig. 32), com depósitos até a região do poço PP-12-SC, no extremo sul do Paraná. Observa-se um adelgaçamento repentino da seqüência a norte do poço PP-09-SC, também a norte do Alinhamento Rio Piquiri, e seu término a norte do poço PP-12. Nessa região, os depósitos estão sobrepostos à seqüência 5. No poço FP-07-PR, imediatamente a norte, a seqüência 7 está ausente e a seqüência 8 sobrepõe-se à seqüência 5. O intervalo sotoposto ao limite de seqüências no FP-07 é caracterizado por feições de paleoalteração, como caliches e gretas de contração. Em função da presença do Alinhamento Rio Piquiri nessa região e de seu término abrupto, interpreta-se que durante a deposição da seqüência 7 a região do poço FP-07 era um alto estrutural exposto, o que permitiu o desenvolvimento das paleoalterações (Fig. 32). O limite basal da seqüência é expresso por uma superfície que representa a amalgamação de um limite de seqüências com uma superfície transgressiva. Em regiões mais distais, depósitos de *shoreface* recobrem depósitos estuarinos da seqüência 6. A norte do poço PP-03 e do Alinhamento Rio Iguaçu, depósitos estuarinos da seqüência 7 assentam-se diretamente sobre depósitos de *shoreface* da seqüência 5. A partir desse ponto o limite basal da seqüência 7 é representado pela amalgamação de quatro superfícies: duas superfícies regressivas e duas superfícies transgressivas. As relações entre as seqüências e os tratos deposicionais ao longo dos poços dessa área podem ser melhor visualizadas por meio da Tabela 11.

A base da seqüência 8 registra sucessões de fácies com padrão de empilhamento retrogradante, em que depósitos estuarinos basais são recobertos por praias e essas por depósitos de *shoreface* médio/inferior, apresentados anteriormente nas tabelas 4, 5, 6 e 7 e nas figuras 13, 14, 15 e 16. O trato transgressivo culmina em uma superfície de inundação máxima, representada por um nível de inflexão à direita na curva de raios gama, a partir do qual as parasseqüências apresentam padrão de empilhamento do tipo progradante, característico de um trato de sistemas de mar alto.

Rio Piquiri ↓					Rio Iguaçu ↓					SEQ	UNID
PP-11	PP-09	PP-08	PP-07	PP-06	PP-05	PP-04	PP-03	8		PAL	SID
Shoreface inferior						Shoreface inferior	Praia	Estuarino	7		
Baía Costeira					Praia	Offshore	Shoreface superior	Shoreface inferior	6		
Baía Estuarina					Praia	Canais Estuarinos	Shoreface médio	Estuarino	5		
Canais Estuarinos							Shoreface médio		PAR		
Shoref. médio a inferior.					Shoreface inferior / Offshore		Shoreface méd/inf.				

Tabela 11 – Relação entre poços dos tratos deposicionais das seqüências 5, 6, 7 e 8. Notar a ocorrência restrita da seqüência 6 a sul do Alinhamento Rio Iguazu e o caráter transgressivo das seqüências 6, 7 e 8. PAR = Paraguaçu; SID = Siderópolis; PAL = Palermo.



LEGENDA



Figura 32 - Seção estratigráfica N-S individualizando as seqüências 6, 7 e 8 no segmento norte de Santa Catarina.

Tri = Mb. Triunfo, Prq = Mb. Paraguaçu, Sid = Mb. Siderópolis, Pal = Fm. Palermo.

8.3. Segmento paranaense

Os dados do Grupo Guatá apresentados nesse item constituem uma revisão e re-interpretação do trabalho de Tognoli (2002), que propôs para o segmento paranaense um arcabouço estratigráfico baseado na análise integrada de sucessões de fácies e superfícies com significado estratigráfico. Na ocasião, o autor ratificou a interpretação de Tognoli (1999) sobre a existência de uma discordância angular entre as formações Rio Bonito e Palermo. Baseado na correlação de seqüências de terceira e quarta ordens, propôs que a origem dessa discordância está vinculada a um soerguimento do Arco de Ponta Grossa entre o final da deposição da Formação Rio Bonito na área, representada pelo Membro Paraguaçu, e o início da deposição da Formação Palermo. Na ocasião, não foram abordadas as causas das variações laterais de fácies dentro de uma mesma seqüência, suas relações com os principais alinhamentos estruturais da bacia e as causas do soerguimento do Arco de Ponta Grossa durante o Permiano.

A distribuição dos sistemas deposicionais ao longo da área e suas relações com as seqüências está sumarizada a seguir na Tabela 12. A distribuição dos sistemas deposicionais e das seqüências é vinculado fortemente aos alinhamentos Rio Piquiri, Rio Alonzo e São Jerônimo-Curiúva, como será abordado a seguir.

A seqüência 1 contém depósitos dos membros Triunfo e Paraguaçu, interpretados como pertencentes a um trato de sistemas transgressivo. Suas espessuras são maiores que 10m nos poços FP-07, 06 e 08 e bruscamente desaparecem no poço FP-09, já a norte do Alinhamento Rio Alonzo, onde identifica-se o limite de seqüências por meio de um horizonte de paleoalteração. Esse horizonte é identificado em todos os poços a norte do referido alinhamento (Fig. 33), inclusive naqueles em que os canais voltam a ocorrer (FPs-05, 11 e 03). Nesses poços, a espessura é da ordem de três a quatro metros, à exceção do poço FP-05 que atinge quase dez metros de espessura. A norte do Alinhamento São Jerônimo-Curiúva, no poço NF-02, ocorre apenas a sucessão argilosa do topo da seqüência 1, equivalendo litoestratigraficamente ao Membro Paraguaçu, que assenta-se diretamente sobre diamictitos avermelhados do Grupo Itararé.

A seqüência 2 ocorre de maneira peculiar nessa região. Os arenitos bioturbados das Camadas Taió são registrados apenas nos poços FP-07 e FP-06 (Fig. 33) e representam os depósitos mais proximais dentre todos os poços que dispunham de testemunhos desse intervalo. Nesses poços interpreta-se tais arenitos como depósitos de *shoreface* médio, o que difere das interpretações de *shoreface* inferior/*offshore* atribuídas normalmente a esses arenitos. Nos intervalos sobrejacentes predominam depósitos de *shoreface* médio a inferior até a região do poço FP-08. A norte desse poço, já a norte do Alinhamento Rio Alonzo, a seqüência é

representada por depósitos predominantemente sílticos, esverdeados a avermelhados, localmente bioturbados por suítes monoespecíficas de *Thalassinoides*, interpretados como baías costeiras.

↓ Alinhamento S.Jerônimo-Curiúva					↓ Alinhamento Rio Alonzo						
NF-02	FP-03	FP-11	FP-05	FP-04	FP-09	FP-08	FP-06	FP-07	SEQ	UNID	
Shoreface inferior, médio, superior e Praia									8	PAL	
Shoreface inferior/ médio e Offshore											
CE + BE						Canal e Baía Estuarina (CE+BE)				SID	
	Baía Costeira (BC)								5	PAR	
Baía Costeira						Shoreface médio/inf.			4		
			Fluvial								
Baía Costeira						Shoreface médio/inferior			3		
						Fluvial					
Baía Costeira						Shoreface médio/inferior			2		
						Camadas Taió Shoref. méd					
Shoreface médio/inferior, Offshore									1	TRI	
			FD	Flúvio Deltaico (FD)							

Tabela 12 - Relação entre poços dos tratos deposicionais das seqüências 1 a 8 no segmento paranaense. Notar a ocorrência restrita dos canais flúvio-deltaicos da base da seqüência 1 a norte do Alinhamento do Rio Alonzo, a ausência da seqüências 5 no norte da área e das seqüências 6 e 7 em todo o segmento paranaense. TRI = Mb. Triunfo, PAR = Mb. Paraguaçu, SID = Mb. Siderópolis, PAL = Fm. Palermo.

Canais fluviais voltam a ocorrer na seqüência 3 e estão restritos ao sul do Alinhamento Rio Alonzo (Fig. 33). Ocorre com espessura de aproximadamente seis metros no FP-07 e diminui para o norte em direção ao FP-06, onde possui pouco mais de três metros de espessura. Na região a norte do Alinhamento Rio Alonzo, o limite basal da seqüência é evidenciado localmente por horizontes paleoalterados, a exemplo dos poços FP-09, FP-04 e NF-02. No poço FP-05, a espessura pequena deve-se à incisão de um canal associado à seqüência 4.

Distribuída de forma contínua e com espessura praticamente uniforme, a seqüência 4 é caracterizada pela uniformidade litológica ao longo de toda a área, com predomínio de depósitos

de *shoreface* médio a inferior a sul do Alinhamento Rio Alonzo e de baía costeira a norte. Depósitos fluviais com espessuras inferiores a 10m ocorrem localmente, como no poço FP-05 (Fig. 33). Cabe mencionar que o poço FP-09, situado a norte do Alinhamento Rio Alonzo, apresenta cores castanho-avermelhadas e evidências características de processos de paleoalteração. Normalmente predominam siltitos com uma suíte icnológica dominada por *Thalassinoides* e, por vezes, *Asterosoma*, com cores verdes ou cinza-esverdeadas. Na região do Arco de Ponta Grossa, mais especificamente nos poços FP-03 e NF-02, a seqüência 4 é truncada pela seqüência 8 (Fig. 33), o que corrobora o soerguimento dessa região ao final da deposição do Membro Paraguaçu (seqüências 1 a 5) e previamente à deposição do Membro Siderópolis e da Formação Palermo (seqüência 8).

Na seqüência 5 predominam depósitos de baías costeiras, caracterizados pela predominância de fácies sílticas, por vezes com evidências de exposição sub-aérea e de intervalos carbonáticos relacionados a processos de paleoalteração freática. Diminui gradativamente de espessura para norte, desaparecendo por truncamento pela seqüência 8 a norte do poço FP-11. A sobreposição da seqüência 8 sobre as seqüências 4 e 5 representa a amalgamação dos limites basais das seqüências 4, 5, 6, 7 e 8, bem como das superfícies transgressivas associadas a eles, e evidenciam de forma clara a discordância angular que separa essas seqüências (Fig. 33).

As seqüências 6 e 7 não ocorrem nesse segmento da área de estudo, sendo que a seqüência 7 está registrada até o poço PP-09, a sul do Alinhamento Rio Piquiri. Depósitos estuarinos da seqüência 8 assentam-se diretamente sobre a seqüência 5, a sul do Alinhamento Rio Alonzo. Com espessuras inferiores a 10 metros, incluem depósitos areníticos interpretados como canais flúvio-estuarinos. A mudança abrupta de fácies, acima da qual predominam interlaminações entre folhelho e arenito muito fino, bioturbados, representa o contato litoestratigráfico entre o Membro Siderópolis e a Formação Palermo e também uma superfície de inundação, que promove o estabelecimento de depósitos de baías estuarinas ou de *shoreface* inferior sobre os depósitos de canais estuarinos. Depósitos de canais estuarinos ocorrem também no extremo norte da área, a norte do Alinhamento São Jerônimo-Curiúva, nos poços NF-02 e FP-01, além de poços da região de Sapopema. Nesses casos, interpreta-se esses canais como a base da seqüência 8. Os argumentos para tal interpretação são baseados essencialmente na análise de fácies integrada à análise icnológica e abordados em Tognoli & Netto (2003). Nos poços entre os alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo, a seqüência 8 exibe um padrão de bioturbação com diversidade alta, grau de bioturbação moderado a intenso e formas relacionadas

a organismos estenohalinos (e.g. *Rosselia*, *Bergaueria*), o que corrobora o caráter marinho franco desse intervalo.

A seqüência 8 apresenta dois conjuntos de parasseqüências distintos, que se empilham de maneira retrogradante no intervalo basal e agradante-progradante no intervalo superior. São separados pela superfície equivalente ao marco radioativo da Formação Palermo, nessa região bem evidente por uma inflexão no perfil de raios gama, que representa a superfície de inundação máxima. Com relação às espessuras, percebe-se que toda a seqüência 8 é mais espessa na região do Arco de Ponta Grossa, seja no trato de sistemas transgressivo ou de mar alto (Fig. 33). Tais espessuras maiores refletem espaços de acomodação disponíveis durante a sedimentação da seqüência. Essa característica contrasta fortemente com o padrão exibido pelas seqüências 1 a 4 ou 1 a 5, em que as espessuras reduzidas na mesma região são interpretadas como fruto do soerguimento do Arco de Ponta Grossa. Dessa forma, há argumentos sólidos para se interpretar que a região entre os alinhamentos Rio Piquiri e São Jerônimo-Curiúva teve um comportamento subsidente distinto das demais regiões a norte e a sul à época da deposição da seqüência 8, tanto ao final do trato de sistemas transgressivo quanto no trato de sistemas de mar alto.

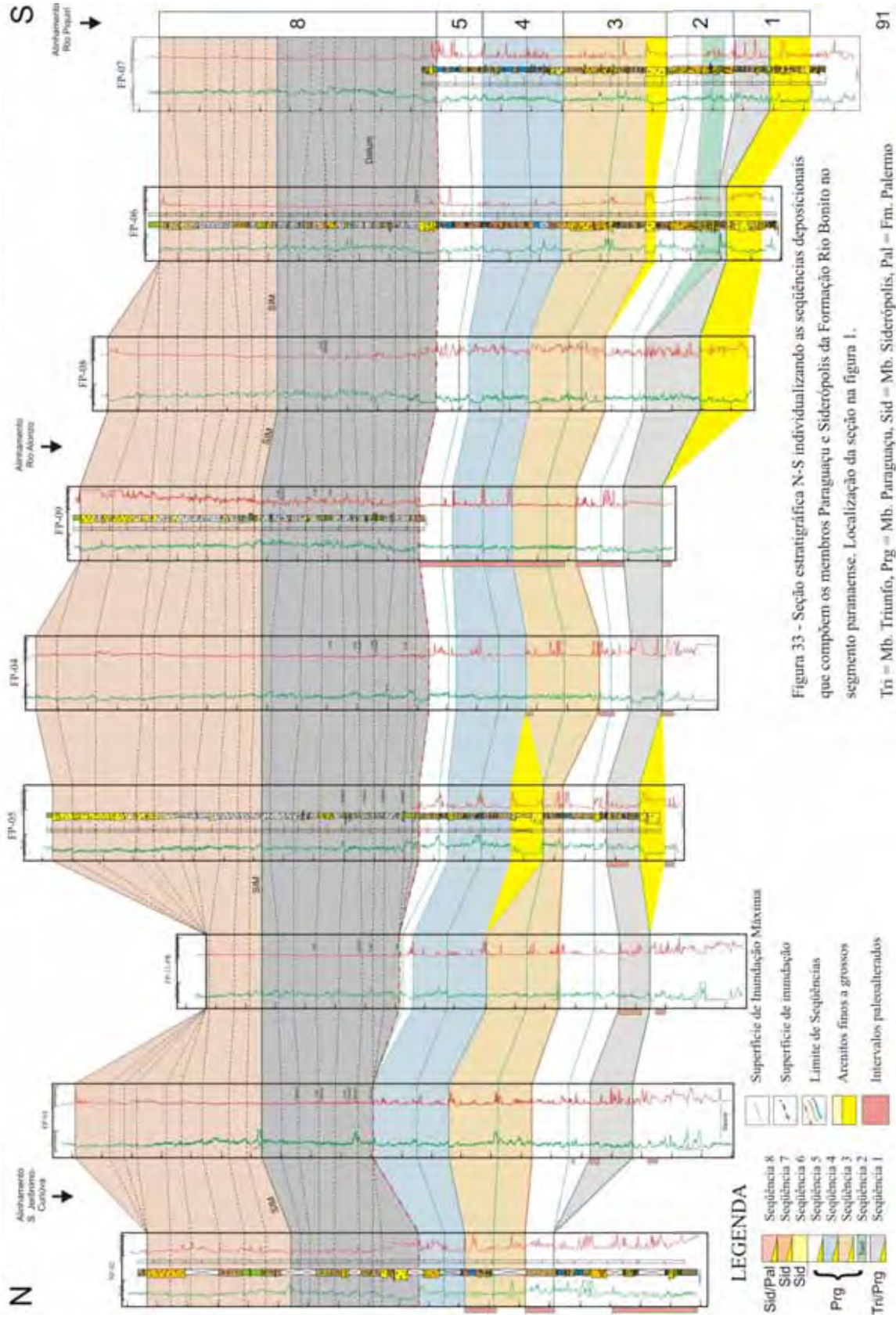


Figura 33 - Seção estratigráfica N-S individualizando as seqüências deposicionais que compõem os membros Paraguaçu e Siderópolis da Formação Rio Bonito no segmento paranaense. Localização da seção na figura 1.

Tri = Mb. Triunfo, Prg = Mb. Paraguaçu, Sid = Mb. Siderópolis, Pal = Fm. Palermo

9. DISCUSSÃO

A abordagem de fácies em escalas de grandezas diferentes, que variaram desde lâmina até sequência deposicional, constituiu etapa fundamental no entendimento dos processos sedimentares e, conseqüentemente, na interpretação dos sistemas deposicionais. A distribuição desses sistemas ao longo de toda a borda da Bacia do Paraná constituiu um elemento-chave nas interpretações de caráter tectônico que afetaram a bacia durante a deposição do Grupo Guatá.

A consistência na correlação em caráter regional foi obtida por meio da integração da análise de fácies com um estudo detalhado de superfícies estratigráficas, que buscou estabelecer critérios para seu reconhecimento e significado estratigráfico regional. Com base em dados sedimentológicos foi possível observar que mudanças bruscas de processos estão associadas às superfícies. Processos trativos em geral sobrepõem-se a depósitos gerados por suspensão e/ou decantação e são evidentes pelo contraste entre as estruturas sedimentares e tipos de acamadamento associadas a cada processo, além de evidências de erosão e/ou exposição sub-aérea.

Os processos de erosão alteram ou eliminam depósitos e promovem a sobreposição de depósitos geneticamente não relacionados. A depender da frequência e intensidade desses processos, poder ser difícil identificar as sucessões de fácies e os padrões de empilhamento, o que prejudica ou impede a correlação de depósitos síncronos. Dessa forma, o sucesso de uma análise estratigráfica de detalhe nos depósitos do Grupo Guatá situados junto à faixa aflorante, e mesmo aqueles no interior da bacia, onde a resolução sísmica é ruim, depende necessariamente da utilização dos dados de rocha e da integração com as ferramentas disponíveis, sejam elas perfis, icnofósseis, análise geoquímicas etc

Nas sucessões marinhas de *shoreface*, as superfícies puderam ser identificadas utilizando-se a ferramenta icnológica, seja pela mudança abrupta no padrão de icnofábricas ou, principalmente, pela identificação de suítes de escavações de substratos firmes atribuídas à icnofácies Glossifungites (MacEachern et al., 1990; 1991a,b;1992a; 1995). Verificou-se a estreita relação entre as características sedimentológicas associadas às superfícies e as ocorrências dessa icnofácies. Os processos envolvidos nos depósitos mais distais, em especial os de *offshore*, foram atenuados ou ausentes em função da energia menor das ondas e das espessuras relativamente maiores da lâmina d'água. Nessa situação, o predomínio de decantação gerou depósitos argilosos que se sobrepuseram no registro, sem evidências diretas para o reconhecimento das superfícies correlatas às das sucessões de *shoreface*.

A Geoquímica contribuiu de forma decisiva para a elucidar essa questão. A quantificação do percentual de Carbono Orgânico Total (COT) revelou que os teores são sempre maiores

acima das superfícies de inundação. Isso decorre do aumento da lâmina d'água decorrente de eventos transgressivos, que inibe a circulação de fundo, favorece o estabelecimento de condições anóxicas/disaeróbias, incrementa a deposição de argila e concentra relativamente a matéria orgânica.

Carbonatações e marmorizações relacionadas a processos de paleoalteração freática foram identificadas no segmento paranaense, em especial na região do Arco de Ponta Grossa, afetando sedimentos transicionais e marinhos rasos. A distribuição contínua em área dessas feições entre os alinhamentos São Jerônimo-Curiúva e Rio Piquiri revela o caráter mais proximal da sedimentação das seqüências 1 a 4 em relação aos depósitos equivalentes situados em Santa Catarina e corrobora a hipótese de soerguimento desse segmento da bacia. Como feições de exposição, foram de grande utilidade na identificação e rastreamento de superfícies de descontinuidade importantes, em especial limites de seqüências expressos por superfícies co-planares.

A integração de todos esses dados permitiu elaborar um arcabouço estratigráfico das seqüências deposicionais presentes na sucessão Triunfo (topo) – Paraguaçu – Siderópolis – Palermo em toda a borda leste da Bacia do Paraná. As relações estratigráficas nas seções apresentadas no capítulo 8 foram sintetizadas em um esquema representativo (Fig. 34). Nota-se a espessura maior dos depósitos do trato transgressivo no segmento paranaense em relação ao mesmo intervalo nos segmentos norte e centro-sul de Santa Catarina por meio da visualização da superfície de inundação máxima da seqüência 8. O intervalo representa deposição em condições de subsidência contínua, também evidente no trato de mar alto pela espessura maior dos depósitos em relação aos poços vizinhos. Essa subsidência contrasta com o caráter estruturalmente alto das seqüências 1 a 5. Interpreta-se que a região sofreu um soerguimento após o final da deposição da seqüência 5, com erosão expressiva das seqüências 4 e 5. O soerguimento máximo ocorreu na região do poço FP-03, onde toda a seqüência 5 e parte da seqüência 4 foram erodidas. Esse soerguimento basculou as seqüências 1 a 5 para sul-sudoeste e causou a regressão da linha de costa. A discordância gerada corresponde assim, ao contato entre o topo das seqüências 4 ou 5 e a base das seqüências 6, 7 ou 8, respectivamente de sul (SC) para norte (PR). Os sistemas deposicionais das seqüências 6, 7 e 8 envolvem depósitos predominantemente areníticos que se estabeleceram na bacia a norte e a sul do Arco de Ponta Grossa em resposta a esse soerguimento. As distribuições vertical e lateral desses sistemas em toda a área de estudo evidenciam o caráter transgressivo das seqüências 6, 7 e 8, em *onlap* contra as seqüências prévias.

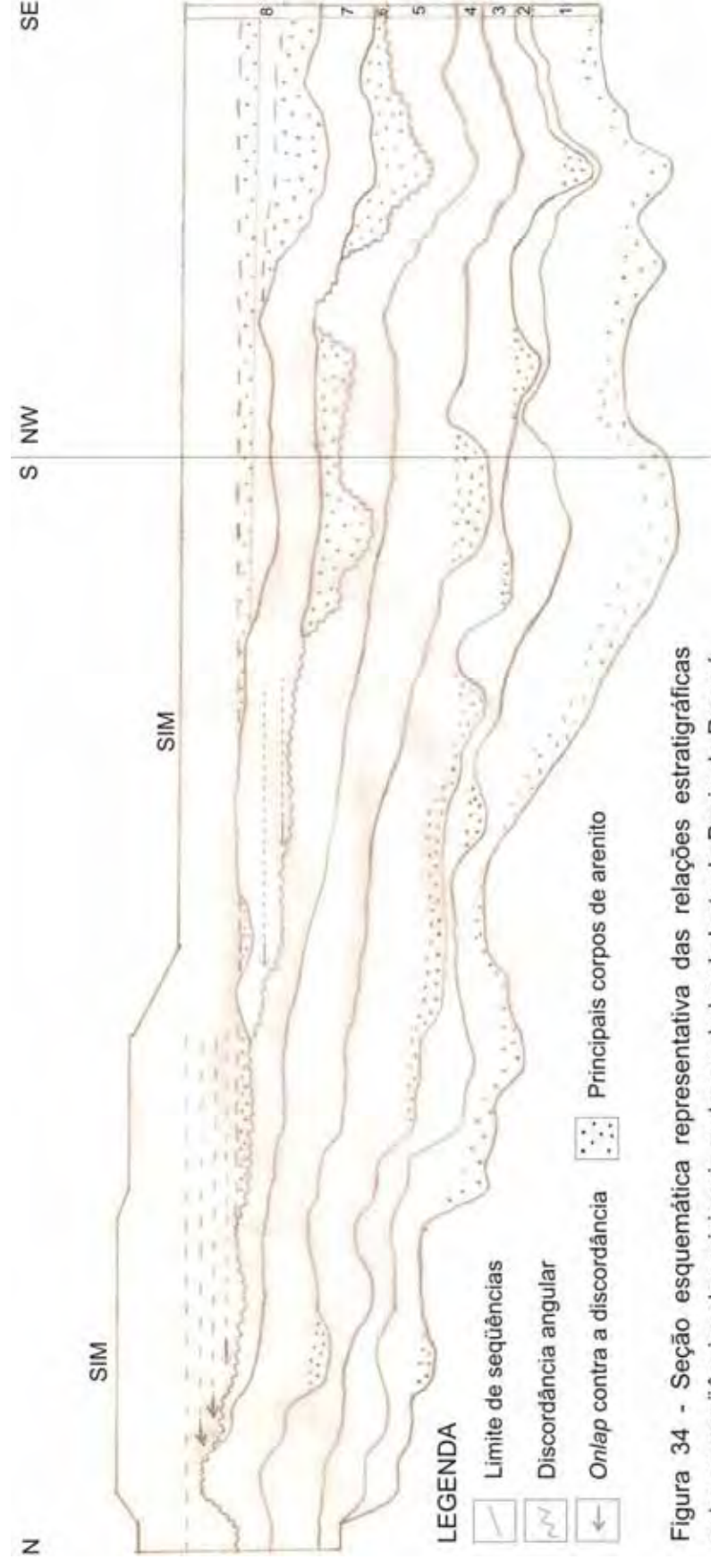


Figura 34 - Seção esquemática representativa das relações estratigráficas entre as seqüências deposicionais ao longo da borda leste da Bacia do Paraná. Ver orientação da seção no mapa da figura 1.

O trato de sistemas transgressivo da seqüência 8 mostra de forma clara o afogamento progressivo da bacia, representado por uma sucessão basal interpretada como estuarina, recoberta por depósitos praias e esses por depósitos de *shoreface* inferior a *offshore*. Esses sistemas desenvolvem-se progressivamente para norte, recobrindo os anteriores e avançando em direção ao alto estrutural desenvolvido na região do Arco de Ponta Grossa. Os depósitos de *shoreface* dessa seqüência estão distribuídos em toda a Bacia do Paraná, genericamente designados de Formação Palermo, e revelam uma mudança abrupta das condições deposicionais e paleoecológicas da bacia.

A influência da tectônica sobre a sedimentação no intervalo permocarbonífero da Bacia do Paraná não é novidade, e já foi postulada anteriormente por outros autores. De forma breve, serão comentados os principais trabalhos nesse sentido.

Northfleet et al. (1969) interpretaram que o Arco de Ponta Grossa teve seu arqueamento máximo durante o Permiano e que os movimentos ascendentes dessa estrutura nesse período afetaram diretamente a deposição da Formação Palermo. Além disso, estabeleceram um vínculo tectônico para explicar as fases transgressivas e regressivas da Bacia do Paraná no Permiano.

Medeiros et al. (1970) identificaram o desaparecimento dos arenitos do intervalo superior da Formação Rio Bonito (isto é, o Membro Siderópolis de Schneider et al., 1974) na região do Arco de Ponta Grossa e a fusão da parte média dessa unidade com a Formação Palermo. Mencionaram ainda a existência de paleo-altos na bacia, incluindo o Arco de Ponta Grossa, antes e durante a deposição da Formação Rio Bonito. Esses altos foram atribuídos a soerguimentos locais desde o tempo da deposição dos folhelhos superiores do Grupo Itararé.

Schneider & Castro (1975) reconheceram um controle tectônico sinsedimentar a partir da relação coincidente entre arranjos paralelos de falhas e a distribuição das províncias sedimentares. Por sua vez, Daemon & Aboarrage (1976) postularam que o Arco de Ponta Grossa iniciou sua atividade no Eopermiano e foi responsável por hiatos deposicionais, diminuição da sedimentação e separação em duas áreas distintas, uma a SW e outra a NW da bacia.

Em trabalho em escala de bacia, Fulfaro et al. (1982) interpretaram que no Devoniano o soerguimento do Alto de Assunção separou a Bacia do Paraná da faixa andina. A manutenção das zonas de fraqueza NW-SE impressas em seu assoalho controlaram a deposição durante o Devoniano, influenciaram a gênese da discordância eocarbonífera e também o início da sedimentação permocarbonífera. No Carbonífero, o eixo deposicional da bacia deslocou-se para norte, entre os Alinhamentos de S. Jerônimo-Curiúva e Rio Tietê. Isso se deu em razão do

levantamento da bacia desde o Neodevoniano, vinculado a movimentos verticais resultantes de diferenciações no manto inferior. De acordo com os autores, a deposição permocarbonífera guardou forte controle dos alinhamentos de seu embasamento, manifestado por falhas sin-deposicionais identificadas até a Formação Rio Bonito. A tendência de movimentos positivos à época da deposição da Formação Rio Bonito é bem marcada no sul da bacia, próximo ao Arco de Rio Grande, e marcante em outras partes, como por exemplo na região do Arco de Ponta Grossa. Nesse contexto a Formação Palermo resultou de uma ingressão marinha derivada de subsidência, com estabelecimento de um *stillstand* até o topo da Formação Irati.

Castro (1991) estudou as formações Rio do Sul e Rio Bonito na borda leste da Bacia do Paraná. Efetuou uma análise estratigráfica da evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico relacionados às referidas unidades, relacionando-as a três províncias distintas: Rio do Sul, Ituporanga-Alfredo Wagner e Alfredo Wagner. O autor destacou a natureza retrogradante e em *onlap* de um trato marinho profundo, que relacionou a uma tectônica contemporânea à sedimentação e a geometria alongada NW-SE de um leque submarino, perpendicular aos alinhamentos estruturais e deposicionais.

Perinotto (1992) considerou provável que eventos de ingressão marinha registrados na Formação Palermo estejam relacionados a fenômenos tectônicos. Movimentações diferenciadas do substrato da bacia por reativações de antigas zonas de falhas refletiriam movimentos positivos nas regiões andina e patagônica. Na mesma linha de raciocínio, Castro & Schneider (1993) consideraram que a criação de espaço de acomodação não pode ser atribuída exclusivamente a oscilações do nível de base. Os autores se basearam na comparação das espessuras do Membro Triunfo ao longo de toda a borda leste da bacia, sendo que o depocentro da unidade encontra-se na região de Rio do Sul-SC, com 130m de espessura, na província designada “Bacia Profunda de Rio do Sul”(Castro, 1991).

Milani et al. (1995) analisaram o padrão de empilhamento de conjuntos de parassequências entre o topo do Grupo Itararé e a base da Formação Palermo. Os membros Triunfo e Siderópolis foram interpretados como respostas a reativações tectônicas das áreas-fonte dentro de uma escala de terceira ordem.

A relação entre origem tectônica e limites de seqüências de 3ª ordem para a sucessão Rio Bonito-Palermo foi postulada em trabalhos anteriores no Rio Grande do Sul, tais como Lopes (1995) e Kuhn & Holz (2001). O primeiro autor discutiu os controles que os lineamentos tectônicos pré-existent exerceram sobre a modelagem da superfície sobre a qual depositou-se a sedimentação Rio Bonito. A sedimentação se deu sobre um embasamento estruturado como meio-grábens, com os flancos definidos por falhas escalonadas segundo N30E. Os limites de

seqüências de 3ª ordem foram gerados por movimentações positivas do Escudo Sul-riograndense, com a reativação de zonas de fraqueza antigas. Duas possibilidades foram aventadas pelo autor:

- 1) Tectogênese Herciniana - com compressão de sul para norte como resultado do choque entre as placas da Patagônia e do Gondwana (Lavina, 1991), sendo a Serra de la Ventana, na Argentina, o testemunho dos esforços compressivos que afetaram a sedimentação permocarbonífera.
- 2) Movimentações Tardi-Hercinianas – responsáveis pela discordância Itararé-Guatá, com soerguimento das bordas leste e oeste da bacia.

Uma abordagem integrada da análise da história deposicional da Bacia do Paraná dentro do contexto geotectônico da porção sul-ocidental do Gondwana foi realizada por Milani (1997). Segundo o autor, cinturões colisionais ativos junto à margem meridional do referido paleocontinente imprimiram um padrão de tensões compressivas de influência marcante sobre a evolução das bacias sedimentares localizadas nessa porção do Gondwana. Ciclos de aceleração da subsidência na Bacia do Paraná apareceram de maneira mais evidente no Eodevoniano e no Neopermiano. A geração de espaço de acomodação para a espessa seção regressiva do Permiano foi atribuída a um campo de tensões induzido pela Orogenia Sanrafaélica, atuante entre 250 e 275 milhões de anos atrás. Integrando as informações entre os grandes ciclos de subsidência do Gondwana sul-ocidental com os registros das oscilações eustáticas do nível do mar, Milani (1997) concluiu que os máximos eustáticos da curva de Vail (Neosiluriano, Eocarbonífero e Eopermiano) estabeleceram-se no registro geológico da Bacia do Paraná no Eosiluriano, Eodevoniano e no Neopermiano, levando à interpretação de que o embasamento da bacia reagiu flexuralmente em resposta a eventos compressivos originados na margem ativa do paleocontinente Gondwana. Um mapa de subsidência tectônica do embasamento no intervalo temporal entre 290 (limite Permiano-Carbonífero) e 260M.a. (Superfície de Inundação Máxima da Superseqüência Gondwana I) revela a geometria de rampa basculada para sudoeste assumida pela bacia nesse período (Fig. 35).

Castro (1999), identificou quatro seqüências deposicionais no intervalo correspondente ao Membro Triunfo da Formação Rio Bonito. Reconheceu, ainda, uma marcante relação de discordância entre o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito através de relações de *onlap*, em que unidades progressivamente mais novas da Formação Rio Bonito assentam-se sobre unidades progressivamente mais antigas do Grupo Itararé.

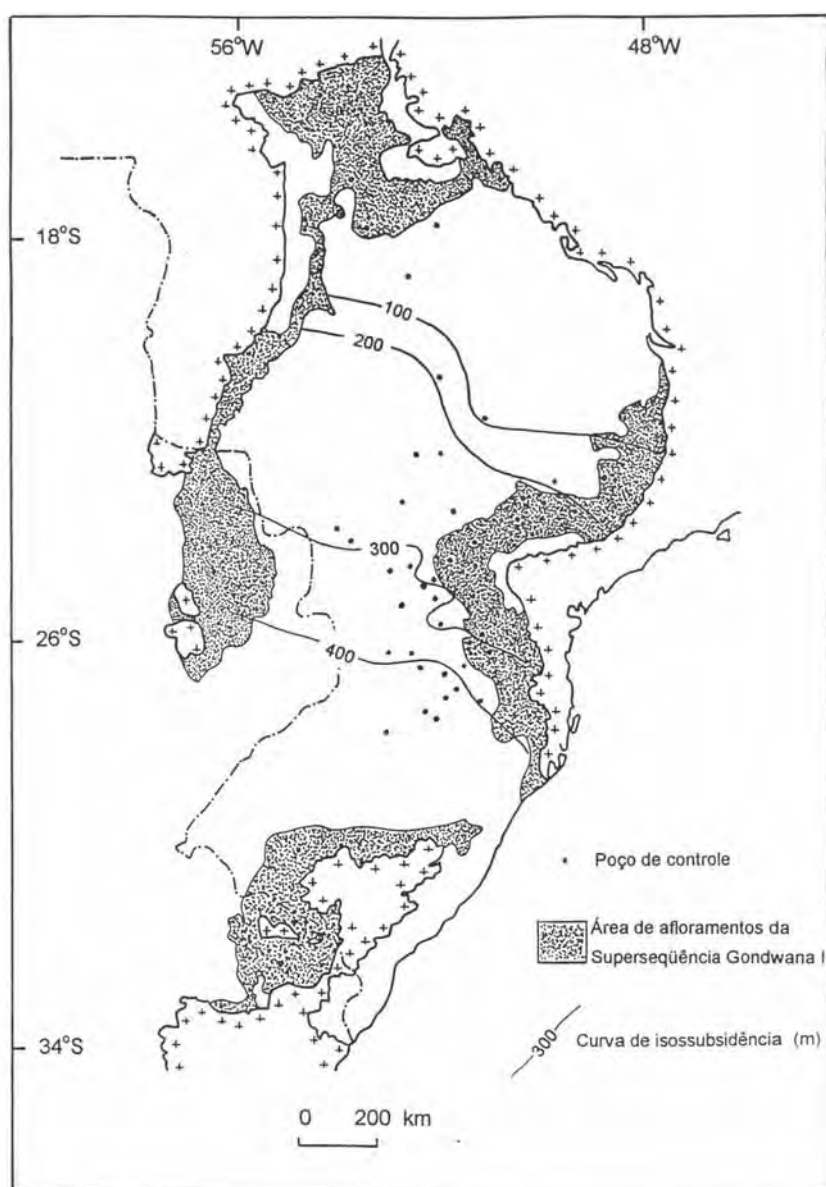


Figura 35 – Subsidência tectônica do embasamento no intervalo temporal entre 290 (limite P-C) e 260M.a. (Superfície de Inundação Máxima (SIM) da Supersequência Gondwana I). Notar a geometria de rampa basculada para sudoeste assumida pela bacia nesse período (extraído de Milani, 1997).

Obs1: SIM da Supersequência Gondwana I equivale à SIM da sequência 8.

Obs2: Notar a diferença de idades em relação às novas datações de Santos et al. (2006) e Souza (2006), capítulo 5.

Tognoli (2002) e Tognoli et al. (2003) analisaram o Grupo Guatá próximo à faixa aflorante do leste paranaense. Integrando sedimentologia, icnologia e geoquímica sob a ótica da Estratigrafia de Seqüências, caracterizaram os diversos tipos de superfícies estratigráficas, que permitiram propor um arcabouço estratigráfico detalhado, com a individualização de

seqüências de terceira e quarta ordens. Além disso, as espessuras reduzidas do Membro Paraguaçu e a ausência do Membro Siderópolis na região do Arco de Ponta Grossa foram interpretadas como resultado de soerguimento dessa estrutura ao final do “tempo Paraguaçu”, corroborando a interpretação de Tognoli (1999). Na mesma área, a espessura anômala da Formação Palermo foi interpretada como reflexo de uma subsidência diferenciada do Arco de Ponta Grossa, que criou espaço de acomodação para a progradação de depósitos marinhos rasos.

Diante do exposto acima, é inquestionável a influência tectônica na sedimentação permocarbonífera da Bacia do Paraná. Os resultados alcançados nesse trabalho trazem novas informações, interpretações e dúvidas sobre os fenômenos que controlaram a deposição do Grupo Guatá. De forma geral, os resultados corroboram as principais interpretações comentadas acima e fornecem detalhes sobre as relações estratigráficas entre as seqüências que englobam as formações Rio Bonito e Palermo na borda leste da bacia.

Os mapas de isópacas da Formação Palermo de Northfleet et al. (1969) e Perinotto (1992) indicam transgressão de sudoeste e diminuição das espessuras para o norte da bacia, onde a unidade sobrepõe-se de forma discordante à Formação Aquidauana do Grupo Itararé. O contato discordante e a cor avermelhada das rochas da Formação Aquidauana indicam o basculamento da bacia para sul-sudoeste e o estabelecimento de áreas altas, expostas, a norte-nordeste, concordante com o mapa da figura 35. De fato, os sistemas deposicionais das seqüências 1 a 5 mostram depósitos mais proximais a norte, em especial no segmento paranaense.

O soerguimento do Arco de Ponta Grossa após o final da deposição da seqüência 5 afetou as características da bacia e propiciou um cenário novo para a deposição das seqüências subseqüentes. Os resultados fornecidos pelas seções estratigráficas nos segmentos centro-sul e norte de Santa Catarina e no segmento paranaense mostram de forma clara a influência dos alinhamentos estruturais NW-SE na compartimentação da bacia e, conseqüentemente, na ocorrência e distribuição das seqüências 6, 7 e 8. O alto estrutural na região do Arco de Ponta Grossa foi gradativamente recoberto por essas seqüências, sendo que somente durante a deposição do trato de sistemas transgressivo da seqüência 8 essa feição deixou de existir. Vale lembrar que essa seqüência recobre diretamente a Formação Aquidauana no norte da bacia, sem registro dos depósitos da Formação Rio Bonito (seqüências 1 a 5). A causa mais provável para esse evento transgressivo é uma subsidência em toda a Bacia do Paraná, identificada na porção superior do trato de sistemas transgressivo na região do Arco de Ponta Grossa, como mostrado pelas correlações da seção estratigráfica do segmento paranaense.

Dados palinológicos corroboram as interpretações estratigráficas. Na região norte do Paraná e em São Paulo, Souza (2006) reconheceram as zonas *Vittatina costabilis* e *Lueckesporites virkkiae* e as relacionaram, respectivamente, às formações Rio Bonito e Palermo. O autor (comun. verbal) confirmou que o limite entre essas duas zonas palinológicas é discordante, à semelhança do que é proposto nesse trabalho com relação à estratigrafia dos depósitos. Cabe lembrar que a discordância angular que separa as formações Rio Bonito (Membro Paraguaçu) e Palermo no norte do Paraná está posicionada na base do Membro Siderópolis no sul do Paraná e Santa Catarina. Nessas regiões, a afirmação de que o contato litoestratigráfico Rio Bonito/Palermo equivale à discordância angular é equivocado, uma vez que os depósitos do topo do Membro Siderópolis da Formação Rio Bonito e a Formação Palermo compõem a seqüência 8. Por esse motivo, recomenda-se utilizar os nomes das unidades litoestratigráficas com cautela quando a intenção é se referir às seqüências individualizadas em seus depósitos.

A região mais subsidente está situada entre os alinhamentos Rio Piquiri e São Jerônimo-Curiúva, coincidente com a região que foi mais soerguida após a deposição da seqüência 5. Isso revela que os compartimentos estruturais da bacia reagiam aos eventos compressivos e distensivos a que eram submetidos, respectivamente por meio da supressão ou criação de espaço de acomodação ocasionadas pelos soerguimentos e subsidências. Assim, era de se esperar um controle marcante da tectônica na gênese dos limites de seqüências e na arquitetura das seqüências deposicionais do Grupo Guatá.

O estabelecimento da relação entre esses fenômenos tectônicos e o contexto estratigráfico é imprescindível para datar esses eventos e relaciona-los às orogenias que afetaram a Gondwana durante o Carbonífero e Permiano. As datações pelos métodos radiométricos e bioestratigráficos não são concordantes (Matos et al., 2001; Souza, 2006, Santos et al., 2006) e devem-se em parte aos resultados pontuais existentes. Os dados bioestratigráficos atualmente são mais consistentes em função das correlações com outras bacias gonduânicas e com a datação radiométrica obtida para a Formação Irati (Santos et al., 2006). Em face dessas considerações considera-se mais provável que a influência tectônica sobre a deposição do Grupo Guatá esteja vinculada à Orogenia Herciniana, responsável pela aglutinação das massas continentais que formaram a Pangea.

10. CONCLUSÕES

Esse trabalho objetivou demonstrar a influência da tectônica em seqüências deposicionais de 4ª e 3ª ordens correlacionadas ao longo de toda a borda leste da Bacia do Paraná, bem como a distribuição temporal e espacial dos sistemas deposicionais vinculados a elas. Essa contribuição representa mais uma etapa em relação à evolução do conhecimento tectono-sedimentar da Bacia do Paraná, dentre inúmeras outras necessárias ao entendimento de sua gênese e evolução. Alguns pontos merecem ser destacados como conclusões desse trabalho, listados a seguir:

1. A análise seqüencial de fácies foi o elemento primordial para o entendimento da sucessão sedimentar do Grupo Guatá, desde a escala de lâminas e estratos até a escala de seqüências, bem como das superfícies com significado estratigráfico;
2. A Geoquímica e a Icnologia auxiliaram na identificação de superfícies estratigráficas e, conseqüentemente, no rastreamento das seqüências deposicionais;
3. A Icnologia mostrou ser uma ferramenta indispensável na obtenção de dados paleoecológicos que auxiliaram na interpretação dos sistemas deposicionais;
4. A integração de dados de naturezas diferentes possibilitou aumentar a resolução de análise das seqüências do Grupo Guatá, alcançando a escala de 4ª ordem;
5. Foram avaliados os efeitos da tectônica sobre a compartimentação de parte da bacia, sobre a gênese de uma discordância angular de expressão em escala regional-bacinal e sobre a distribuição temporal e espacial dos sistemas deposicionais, relacionando-os a períodos de subsidência e soerguimentos;
6. Embora apenas os alinhamentos NW-SE tenham sido enfatizado nesse trabalho, considera-se necessário que estudos futuros abordem a relação entre esses alinhamentos e aqueles de direção NE-SW, com ênfase em dados de correlação estratigráfica. Além disso, um entendimento mais apurado dos mecanismos de movimentação do substrato da Bacia do Paraná trará novo significado aos dados e resultados existentes e orientará novos projetos de pesquisa.

11. REFERÊNCIAS

- ABORRAGE, A. M.; DAEMON, R. F. 1975. *Relatório Integrado dos Projetos: Carvão no Extremo Norte de Santa Catarina, Prospecção de Carvão no Paraná I e Carvão no Estado de São Paulo*. Relatório Final CPRM, SUREG/SP-DEPEM/DIPROE, 83p.
- ABORRAGE, A. M.; JORGE, H. 1979. Projeto Carvão Noroeste de Figueira. Relatório Final CPRM, Convênio DNPM/CPRM, SUREG/SP-DIVPES.
- ABORRAGE, A. M.; JORGE, H. 1981. Projeto Carvão Energético no Estado do Paraná. Relatório Final CPRM, Convênio DNPM/CPRM, SUREG/SP-DIVPES, 10p.
- ABORRAGE, A. M.; LOPES, R. C. 1986. *Projeto A Borda Leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica*. Ministério das Minas e Energia, Departamento Nacional da Produção Mineral, Convênio DNPM-CPRM, SUREG/ Porto Alegre. 18v. Relatório Final.
- ALBUQUERQUE, L.F.A. 1990. Estudo paleoambiental da Formação Rio Bonito em uma seção entre as jazidas de carvão do Iruí e Pântano Grande, Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 13: 113-130.
- BACKHOUSE, J. 1991. Permian palynostratigraphy of the Collie Basin, Western Australia. *Review of Paleobotany & Palynology*, 67: 237-314.
- BANGERT, B.; LORENZ, V.; ARMSTRONG, R. 1997. Bentonitic tuffs of the Permo-Carboniferous Dwyka Group in southern Africa: volcanoclastic deposits as ideal time markers. *Journal of African Earth Sciences*, 27: 18-19.
- BANGERT, B.; STOLLHOFEN, H.; LORENZ, V.; ARMSTRONG, R. 1999. The geochronology and significance of ash-fall tuff in the glaciogenic Carboniferous-Permian Dwyka Group of Namibia and South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 29: 33-49.
- BENYON, B.M.; PEMBERTON, S.G. 1992. Ichnological signature of a brackish-water deposits: an example from the Lower Cretaceous Grand Rapids Formation, Cold Lake oil sands area, Alberta. In: PEMBERTON, S.G. (ed.) *Application of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop*. *SEPM Core Workshop* 17: 199-221.
- BHATTACHARYA, J. 1990. The recognition and significance of marine flooding surfaces and erosional surfaces in core: examples from Upper Cretaceous clastic units in the Alberta foreland basin (abs.). In: *Sediments: 13th International Sedimentological Congress, International Association of Sedimentologists*, Nottingham, England, 47-48.
- BHATTACHARYA, J.; WALKER, R.G. 1991. Allostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous Dunvegan, Shaftesburg and Kaskapau formations, northwestern Alberta subsurface. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 39: 145-164.
- BUATOIS, L.A.; GINGRAS, M.K.; MACEACHERN, J.A.; MÁNGANO, M.G.; ZONNEVELD, J.P.; PEMBERTON, S.G.; NETTO, R.G.; MARTIN, A. 2005. Colonization of brackish-water systems through time: evidence from the trace fossil record. *Palaio*, 20: 321-347.

- CALZAVARA, E.; REIS, L.T. 1982. Pesquisa de carvão mineral na área denominada Campina dos Pupos, município de Ortigueira-PR. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, Curitiba, *Atas*, 2: 284-297.
- CÂMARA FILHO, L.M. 1997. Estratigrafia de Seqüências no Grupo Guatá na faixa subaflorante do sudeste paulista. IGCE/UNESP, Rio Claro, Dissertação de Mestrado, 221p.
- CASTRO, J.C. 1980. Fácies, Ambientes e Seqüências Depositionais das Formações Rio do Sul e Rio Bonito, Leste de Santa Catarina. Relatório Interno 232, PETROBRAS-CENPES, 24p.
- CASTRO, J.C. 1987. Marcos de arenitos marinho raso e litorâneo na Formação Rio Bonito, flanco sudeste da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10, Rio de Janeiro, *Anais*: 1001-1011.
- CASTRO, J.C. 1988a. The Itararé-Guatá Groups and Irati Formation. In: Castro, J.C. 1988. Sedimentology, Stratigraphy and Paleontology of the Gondwana Sequence of the Paraná Basin. In: 7th GONDWANA SYMPOSIUM, Guide Book of the Field Excursion A2, Part I: 13-23.
- CASTRO, J.C. 1988b. Geology of Rio do Sul and Alfredo Wagner Areas. In: Castro, J.C. 1988. Sedimentology, Stratigraphy and Paleontology of the Gondwana Sequence of the Paraná Basin. In: 7th GONDWANA SYMPOSIUM, Guide Book of the Field Excursion A2, Part II: 01-08.
- CASTRO, J.C. 1991. A evolução dos sistemas glacial, marinho e deltaico das formações Rio do Sul e Rio Bonito/Mb. Triunfo, sudeste da Bacia do Paraná. IGCE/UNESP, Rio Claro, Tese de Doutorado, 147p.
- CASTRO, J.C. 1995. Ciclos e seqüências nos membros Paraguaçu e Siderópolis (Formação Rio Bonito), Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2, Porto Alegre, *Anais*: 61-65.
- CASTRO, J.C. 1999. Estratigrafia de Seqüências das formações Campo Mourão (parte superior) e Taciba, Grupo Itararé, e do Membro Triunfo, Formação Rio Bonito, no leste da Bacia do Paraná. IGCE/UNESP, Rio Claro, Tese de Livre Docência, 64p.
- CASTRO, J.C.; MEDEIROS, R.A. 1980. Fácies e modelos de sedimentação das formações Rio do Sul e Rio Bonito, Leste de Santa Catarina – Fácies e evolução sedimentar do Grupo Passa Dois na BR-470, SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário Camboriú, *Roteiro de Excursão 9*, 69-97.
- CASTRO, M.R.; PERINOTTO, J.A.J.; CASTRO, J.C. 1999. Fácies, análise estratigráfica e evolução pós-glacial do Membro Triunfo/Formação Rio Bonito na faixa subaflorante do norte catarinense. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4): 533-538.
- CHAVES, H.A.F.; DELLA FAVERA, J.C.; MEDEIROS, M.A.M.; PEREIRA, S.D.; RODRIGUES, T.L.N. 1995. Sedimentação cíclica na seção permiana da Bacia do Paraná: áreas de Figueira-Sapopema (PR), Distrito Carbonífero de Santa Catarina e Candiota (RS). In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2, ILEA-UFRGS, Porto Alegre: 106-108.

- DAEMON, R.F.; ABOARRAGE, A.M. 1976. Relatório Integrado dos Projetos Carvão no Extremo Norte de Santa Catarina, Prospecção de Carvão no Paraná I e Carvão no Estado de São Paulo. Relatório Final CPRM, SUREG/SP, 83p.
- DAEMON, R.F.; QUADROS, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasília, *Anais*: 359-412.
- EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. 1991. Cycles and events in Stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, 955p.
- FABRICIO, J.A.C; CAYE, B.R.; SÜFFERT, T. 1975. Projeto Carvão no Norte de Santa Catarina. Relatório Final CPRM, 5vol, 64p.
- FAURE, K.; COLE, D. 1999. Geochemical evidence for lacustrine microbial blooms in the vast Permian Main Karoo, Paraná, Falkland Islands and Huab basins of sothwesten Gondwana. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 152: 189-213.
- FERREIRA, F.J.F. 1982. Alinhamentos estruturais magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: Geologia da Bacia do Paraná. PAULIPETRO: Consórcio CESP/IPT, São Paulo. Relatório Final, 143-166.
- FRANÇA, A.B.; CALDAS, A.F.F.D. 1983. Diferenciação e evolução dos sistemas deltaicos na parte superior do Grupo Tubarão, Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(1): 56-67.
- FREY, R.W.; SEILACHER, A. 1980. Uniformity in marine invertebrate ichnology. *Lethaia*, 13: 183–207.
- FREY, R.W.; PEMBERTON, S.G. 1984. Trace Fossils Facies Models. In: WALKER, R.G. (Ed.) *Facies Models*, 2nd ed., Geoscience Canada Reprint Series, 1: 187–207.
- FREY, R.W.; GOLDRING, R. 1992. Marine event beds and recolonization surfaces as revealed by trace fossil analysis. *Geological Magazine*, 129: 325–335.
- FREY, R.W. 1990. Trace fossils and hummocky cross stratification, Upper Cretaceous of Utah. *Palaaios*, 5: 203-218.
- FREY, R.W.; PEMBERTON, S.G.; SAUNDERS, T.D.A. 1990. Ichnofacies and bathymetry: a passive relationship. *Journal of Paleontology*, 64(1): 155-158.
- FULFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V. dos; VIANNA, R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Geologia da Bacia do Paraná. PAULIPETRO: Consórcio CESP/IPT, São Paulo. Relatório Final, 75-115.
- GALLOWAY, W.E. 1989a. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surfaces bounded depositional units. *AAPG Bulletin*, 73: 125–142.
- GALLOWAY, W.E. 1989b. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis II: application to Northwest Gulf of Mexico Cenozoic Basin American. *AAPG Bulletin*, 73: 143–154.
- GAMA JÚNIOR, E.; BANDEIRA JÚNIOR, A. N.; FRANÇA, A. B. 1982. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná. In:

- Geologia da Bacia do Paraná . PAULIPETRO: Consórcio CESP/IPT, São Paulo. Relatório Final, 19-40.
- GARCIA, A.V.J. 1984. Estratigrafia e paleoambientes deposicionais do carvão no Membro Triunfo – Formação Rio Bonito – na região de Reserva-PR. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, *Anais*: 1189-1203.
- GINGRAS, M.K.; PEMBERTON, S.G.; SAUNDERS, T. 2000. Firmness profiles associated with tidal-creek deposits: the temporal significance of *Glossofungites* assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, 70(5): 1017-1025.
- GOODWIN, P.W.; ANDERSON, E.J. 1985. Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *Journal of Geology*, 93, 515-533.
- GORDON JR., M. 1947. Classification of the gondwanic rocks of Paraná, Santa Catarina and Rio Grande do Sul. Departamento Nacional de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, *Notas Preliminares e Estudos*, Rio de Janeiro, 38: 1-20.
- GRADSTEIN, F.M.; OGG, J.G.; SMITH, A.G. et al. 2004. A Geologic Time Scale 2004. Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report 86, 1 chart.
- KUHN, M.; HOLZ, M. 2001. Estratigrafia de Sequências e origem tectônica dos limites de 3ª ordem no Eopermiano da Bacia do Paraná na região central do Rio Grande do Sul. *Ciência-Técnica-Petróleo*, 20: 177-184.
- LAVINA, E. L. 1991. Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazanian-Scythiano) da Bacia do Paraná. IG/UFRGS, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 333p. (2vol.).
- LIMA, F.M. 2000. Estratigrafia de Sequências da Formação Rio Bonito, com ênfase ao Membro Triunfo (Eopermiano), em sondagens rasas junto à faixa de afloramentos do norte paranaense. IGCE/UNESP, Rio Claro, Trabalho de Formatura, 25p.
- LINDSAY, J.F.; KENNARD, J.M.; SOUTHGATE, P.N. 1993. Application of sequence stratigraphy in an intracratonic setting, Amadeus Basin, central Australia. In: POSAMENTIER, H.W.; SUMMERHAYES, C.P.; HAQ, B.U.; ALLEN, G.P. Sequence Stratigraphy and Facies Association. IAS Special Publication 18: 581-603.
- LOPES, G.O. 2003. Análise estratigráfica das formações Taciba e Rio Bonito no poço IV-1-PR, Imbituva, leste da Bacia do Paraná. IGCE/UNESP, Rio Claro, Trabalho de Formatura, 30p.
- LOPES, R.C. 1990. Estudo paleoambiental da Formação Rio Bonito nas jazidas do Leão: uma análise inicial. *Acta Geologica Leopoldensia*, 13: 91-112.
- LOPES, R.C. 1995. Arcabouço aloestratigráfico para o intervalo “Rio Bonito-Palermo” (Eopermiano da Bacia do Paraná), entre Butiá e São Sepé; Rio Grande do Sul. PPGeo/UNISINOS, São Leopoldo, Dissertação de Mestrado, 254p.
- LOUTIT, T.S.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R.; BAUN, G.R. 1988. Condensed sections: The key to age dating and correlation of continental margin sequences. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.;

- KENDALL, C.G.ST.C.; POSAMENTIER, H.W.; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. *Sea-level changes: an Integrated approach*. SEPM Special Publication 42:183–213.
- MacEACHERN, J.A.; BURTON, J.A. 2000. Firmground *Zoophycos* in the Lower Cretaceous Viking Formation, Alberta: a distal expression of the *Glossifungites* Ichnofacies. *Palaios*, 15: 387–398.
- MacEACHERN, J.A.; PEMBERTON, S.G. 1994. Ichnological aspects of incised valley fill systems from the Viking Formation of Western Canada Sedimentary Basin, Alberta, Canada. In: DALRYMPLE, R.W.; BODY, R.; ZAITLIN, B.A. (Eds.) *Incised valley fill systems: origin and sedimentary sequences*. SEPM Special Publication 51: 129–157.
- MacEACHERN, J.A.; PEMBERTON, S.G.; RAYCHAUDHURI, I.; VOSSLER, S.M. 1990. The *Glossifungites* ichnofacies and discontinuity surfaces: Applications to sequence stratigraphy (poster abstract). In: Sediments: 13th International Sedimentological Congress, *International Association of Sedimentologists*, Nottingham, England, 140.
- MacEACHERN, J.A.; PEMBERTON, S.G.; RAYCHAUDHURI, I. 1991a. The substrate-controlled *Glossifungites* ichnofacies and its application to the recognition of sequence stratigraphic surfaces: Subsurface examples from the Cretaceous of the Western Canada Sedimentary Basin, Alberta, Canada. In: LECKIE, D.A., POSAMANTIER, H.W.; LOVELL, R.W.W., NUNA *Conference on High Resolution Sequence Stratigraphy*, Geological Association of Canada, Program, Proceedings and Guidebook, 32–36.
- MacEACHERN, J.A.; PEMBERTON, S.G.; RAYCHAUDHURI, I. 1991b. Application of the *Glossifungites* ichnofacies to the recognition of sequence stratigraphic boundaries: Examples from the Cretaceous of the Western Canada Sedimentary Basin, Alberta, Canada. Abstract. *AAPG Bulletin*, 75: 626.
- MacEACHERN, J.A.; RAYCHAUDHURI, I.; PEMBERTON, S.G. 1992a. Stratigraphic applications of the *Glossifungites* ichnofacies: Delineating discontinuities in the rock record. In: PEMBERTON, S.G. (Ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop*. SEPM Core Workshop 17: 169–198.
- MacEACHERN J.A.; BECHTEL, D.J.; PEMBERTON, S.G. 1992b. Ichnology and sedimentology of transgressive deposits, transgressively-related deposits and transgressive system tracts in the Viking Formation of Alberta. In: PEMBERTON, S.G., (Ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop*. SEPM Core Workshop 17: 251–290.
- MacEACHERN, J.A.; ZAITLIN, B.A.; PEMBERTON, S.G. 1998. High-resolution sequence stratigraphy of early transgressive deposits, Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canada. *AAPG Bulletin*, 82(5): 729–756.
- MacEACHERN, J.A.; ZAITLIN, B.A.; PEMBERTON, S.G. 1999a. A sharp-based sandstone of the Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canada: criteria for recognition of transgressively incised shoreface complexes. *Journal of Sedimentary Research*, 69(4): 876–892.

- MacEACHERN, J.A.; STELCK, C.R.; PEMBERTON, S.G. 1999b. Marine and marginal marine mudstone deposition: paleoenvironmental interpretations based on the integration of ichnology, palynology and foraminiferal paleoecology. In: BERGMAN, K.M.; SNEDDEN, J.W. (Ed.) *Isolated shallow marine sand bodies: sequence stratigraphic analysis and sedimentologic Interpretation*. SEPM Special Publication 64: 205-225.
- MARQUES-TOIGO, M. 1991. Palynobiostratigraphy of the Southern Brazilian Neopaleozoic, Gondwana Sequence. *Proceedings of the International Gondwana Symposium*, São Paulo, 503-515.
- MARTINELLI, G.R. 2006. Arcabouço cronoestratigráfico do Membro Tirunfo, Formação Rio Bonito, no norte de Santa Catarina. IGCE-UNESP, Rio Claro, Trabalho de Formatura, 39p.
- MATOS, S.L.F.; YAMAMOTO, J.K.; RICCOMINI, C.; HACHIRO, J.; TASSINARI, C.C.G. 2001. Absolute dating of permian ash-fall in the Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research*, 4(3): 421-426.
- MEDEIROS, R.A. 1993. Transgressões e regressões cíclicas e a origem das formações do Rio Bonito e Palermo da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, DGS-UNESP, Rio Claro: 44-49.
- MEDEIROS, R.A. 1995. Hierarquia e caráter cronoestratigráfico dos tratos de sistemas marinhos transgressivos associados às formações Rio do Sul, Rio Bonito e Palermo. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2, ILEA-UFRGS, Porto Alegre: 76-77.
- MEDEIROS, R. A.; THOMAZ FILHO, A. 1973. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, *Anais*: 3-12.
- MEDEIROS, R.A.; THOMAZ F., A.; RONCARATTI, H. 1970. Projeto Rio Bonito – Fase 1. PETROBRAS/DESUL-SERSTRA, Relatório Interno 402, 24p.
- MILANI, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. IG/UFRGS, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 255p (2vol.).
- MILANI, E.J.; WINTER, W.R.; FRANÇA, A.B. 1995. Parassequências do Artinskiano-Kunguriano no flanco leste da Bacia do Paraná, Estado de Santa Catarina. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 2, ILEA-UFRGS, Porto Alegre: 89-90.
- MILTON, N.J.; EMERY, D. 1993. Outcrop and well data. In: EMERY, D.; MYERS, K.J. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, 61-79.
- MINEROPAR. 2002. Mapa Geológico do Estado do Paraná – Unidades Estratigráficas. Disponível em www.mineropar.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=7
- MITCHUM, R.M. Jr.; VAIL, P.R.; SANGREE, J.B. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional

- sequences. In: PAYTON, C.E. (Ed). *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir 26: 117–134.
- MOCHIZUKI, A.H. 2001. Arquitetura estratigráfica e reservatórios do Grupo Guatá (Eopermiano) na margem aflorante leste de São Paulo. IGCE/UNESP, Rio Claro, Trabalho de Formatura, 42p.
- NACSN (NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE). 1983. North American stratigraphic code. *AAPG Bulletin*, 67: 841–875.
- NETTO, R.G. 1995. A paleocinologia como ferramenta de trabalho na sequência sedimentar Rio Bonito-Palermo. IG/UFRGS, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 272p. (2 vols).
- NETTO, R.G.; ROSSETTI, D.F. 2003. Ichnology and salinity fluctuations: a case study in the early Miocene (lower Barreiras succession of São Luís Basin, Maranhão, Brazil). *Revista Brasileira de Paleontologia*, 06: 05-18.
- NETTO, R.G.; dos SANTOS, M.A.A.; NOWATZKI, C.H. 1991. Permian trace fossils from estuarine sequences at Rio Grande do Sul State, Brazil. In: 13th INTERNATIONAL CONGRESS ON CARBONIFEROUS AND PERMIAN GEOLOGY AND STRATIGRAPHY, Compte Rendus, Buenos Aires, p.98.
- NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A.; MÜHLMANN, H. 1969. Reavaliação dos dados geocronológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobras*, 12(3): 291-346.
- NUMMEDAL, D.; SWIFT, D.J.P. 1987. Transgressive stratigraphy at sequence-bounding unconformities: some principles derived from Holocene and Cretaceous examples. *SEPM Special Publication* 41: 241–260.
- OELOFSEN, B.W.; ARAÚJO, D.C. 1987. *Mesosaurus tenuidens* and *Stereosternum tumidum* from the Permian Gondwana of both southern Africa and South America. *South Africa Journal of Sciences*, 83: 370-372.
- PATTISON, S.A.J. 1992. Recognition and interpretation of estuarine mudstones (central basin mudstones) in the tripartite valley-fill deposits of the Viking Formation, Central Alberta. In: PEMBERTON, S.G. (Ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*, A Core Workshop. *SEPM Core Workshop* 17: 223–249.
- PEMBERTON, S.G.; FREY, R.W. 1985. The *Glossifungites* ichnofacies: Modern examples from the Georgia coast, USA. In: CURRAN, H. A. (Ed.) *Biogenic structures: their use in interpreting depositional environments*: *SEPM Special Publication*, 35: 237–259.
- PEMBERTON, S.G.; WIGHTMAN, D.M. 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits: In: PEMBERTON, S.G. (Ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*, A Core Workshop. *SEPM Core Workshop* 17: 141–167.
- PEMBERTON, S.G.; MacEACHERN, J.A. 1995. The sequence stratigraphic significance of trace fossils: examples from the Cretaceous foreland basin of Alberta, Canada. In: VAN WAGONER,

- J.C.; BERTRAM, G., (Eds.). *Sequences stratigraphy of foreland basins deposits: outcrop and subsurface examples from the Cretaceous of North America*. AAPG Memoir 64: 429–475.
- PEMBERTON, S.G.; MacEACHERN, J.A.; BUATOIS, L.A. 1997. Criterios icnológicos para el reconocimiento y la interpretación de discontinuidades erosivas. *Boletín Sociedad Venezolana de Geología*, 22(1): 7–32.
- PEMBERTON, S.G.; MacEACHERN, J.A.; FREY, R.W. 1992a. Trace fossils facies models: Environmental and allostratigraphic significance. In: WALKER, R.G. (Ed.) *Facies models: response to sea level change*, Geological Association of Canada, 47–72.
- PEMBERTON, S.G.; MacEACHERN, J.A.; RANGER, J.A. 1992b. Ichnology and event stratigraphy: the use of trace fossils in recognizing tempestites. In: PEMBERTON, S.G. (Ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*, A Core Workshop. SEPM Core Workshop 17: 85–117.
- PERINOTTO, J.A.J. 1992. Análise Estratigráfica da Formação Palermo (P) na Bacia do Paraná. IGCE/UNESP, Rio Claro, Tese de Doutorado, 126p, 2 vols.
- PERINOTTO, J.A.J.; FULFARO, V.J. 1993. Possibilidades de fatiamento cronoestratigráfico da Formação Palermo e sua extensão no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, DGS-UNESP, Rio Claro: 57-58.
- POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, G. P.; JAMES, D.P.; TESSON, M. 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. *AAPG Bulletin*, 76: 1687–1709.
- RAYCHAUDHURI, I.; BREKKE, H.G.; PEMBERTON, S.G.; MacEACHERN, J.A. 1992. Depositinal facies and trace fossils of low wave energy shoreface succession, Albian Viking Formation, Chigwell Field, Alberta, Canada. In: PEMBERTON, S.G., (Ed.) *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop*: SEPM Core Workshop 17: 319-337.
- RIBEIRO, O.L. 2006. Fácies, diagênese e porosidade de arenitos da Formação Rio Bonito, Membro Siderópolis, em subsuperfície rasa do norte catarinense. Trabalho de Formatura, IGCE-UNESP, 57p.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; RÖSLER, O. 1978. Late Paleozoic faunal and floral successions in the Paraná Basin, southeastern Brazil. *Boletim IG-USP*: 9-16.
- ROHN, R.; LAVINA, E.L. 1993. Cronoestratigrafia do Grupo Passa Dois. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, UNESP, Rio Claro: *Resumos*: 77-80.
- SAMPAIO, R.F. 1987. Análise faciológica e estratigráfica dos membros Paraguaçu e Siderópolis da Formação Rio Bonito, sul/sudeste da Bacia do Paraná. Escola de Minas/ UFOP, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 111p.
- SANTOS, R.V.; SOUZA, P.A.; ALVARENGA, C.J.S.; DANTAS, E.L.; PIMENTEL, M.M.; OLIVEIRA, C.G.; ARAUJO, L.M. 2006. Shrimp U-Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research*, 9: 456-463.

- SAUNDERS, T.; PEMBERTON, S.G. 1986. Trace fossils and sedimentology of the Appaloosa Sandstone: Bearpaw-Horseshoe Canyon Formation transition, Dorothy, Alberta: *Canadian Society of Petroleum Geologists Field Trip Guide Book*, 117 p.
- SAVDRA, C.E. 1991a. Ichnology in sequence stratigraphic studies: an example from the Lower Paleocene of Alabama. *Palaaios*, 6: 39-53.
- SAVDRA, C.E. 1991b. *Teredolites*: wood substrate and sea-level dynamics. *Geology*, 19: 905-908.
- SCHNEIDER, R.L.; CASTRO, J.C. 1975. Análise estratigráfica, sedimentolgia e potencialidades petrolíferas da Formação Rio Bonito no sudeste da Bacia do Paraná. PETROBRAS/DEXPRO, Relatório Interno nº. 5011, 39p..
- SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMAMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, *Anais*, 1: 41-65.
- SILVA, L.M. 1983. Projeto Carvão no Estado do Paraná II. Relatório Final CPRM, Convênio DNPM/CPRM.
- SILVA, L.M. 1984. Projeto Sapopema - Fase II. Relatório Final de Pesquisa CPRM, SUREG-SP/COREMI.
- SLOSS, L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74: 93-114.
- SOARES, P.C.; CAVA, L.T. 1982. Faciologia e potencial carbonífero da Formação Rio Bonito no norte do Estado do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, *Anais*: 3: 1189-1203.
- SOBREIRA, N.C. 2005. Arquitetura cronoestratigráfica e reservatórios das formações Taciba e Rio Bonito na região de Imbituva-Teixeira Soares, margem leste da Bacia do Paraná. IGCE-UNESP, Rio Claro, Trabalho de Formatura, 34p.
- SOUZA, P.A. 2006. Late Carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Review of Palaeobotany & Palynology*, 138: 9-29.
- SOUZA, P.A.; MARQUES-TOIGO, M. 2003. An overview of the palynostratigraphy of the Upper Paleozoic strata of the Brazilian Paraná Basin. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, Nueva Serie 5, 205-214.
- SOUZA, P.A.; MARQUES-TOIGO, M. 2005. Progress on the palynostratigraphy of the Permian strata in Rio Grande do Sul State, Paraná Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 77: 353-365.
- STAMP, L.D. 1921. On cycles of sedimentation in the Eocene Strata of the Anglo-Franco-Belgium Basin. *Geological Magazine*, 58: 108-114.
- STEVAUX, J.C. 1986. Faciologia e Ambientes de Sedimentação da Formação Rio Bonito do Permiano da Bacia do Paraná. IG/USP, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 99p.

- STEVAUX, J.C.; CAMPANHA, V. A.; PEREIRA DE SOUZA, T.R. 1987. Icnofósseis da Formação Rio Bonito (P) da Bacia do Paraná: um complemento à análise de fácies. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10, Rio de Janeiro, *Anais*, 1: 271-283.
- STOLLHOFEN, H.; STANISTREET, I.G.; BANGERT, B.; GRILL, H. 2000. Tuffs, tectonism and glacially-related sea level changes, Carboniferous-Permian, southern Namibia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161: 127-150.
- SÜFFERT, T.; FABRÍCIO, J.A.C.; FERREIRA, J.A.F. 1979. Projeto Carvão Rio Laranjeiras. Relatório Final CPRM, SUREG/PA, 2 vol, 49p.
- TAYLOR, A.M.; GOLDRING, R. 1993. Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society of London*, 150: 141-148.
- THOMAZ FILHO, A.; MEDEIROS, R.A. 1972. Projeto Rio Bonito – Fase 2. PETROBRAS/DESUL, Relatório Interno 413, 28p.
- TOGNOLI, F.M.W. 1999. Análise estratigráfica e paleoicnológica do Grupo Guatá na região centro leste paranaense. IGCE/UNESP, Rio Claro, Trabalho de Formatura, 50p.
- TOGNOLI, F.M.W. 2002. Análise estratigráfica e paleoicnológica do Grupo Guatá no leste paranaense. IGCE/UNESP, Rio Claro, Dissertação de Mestrado, 90p.
- TOGNOLI, F.M.W.; NETTO, R.G. 2003. Ichnological signature of Paleozoic estuarine deposits from the Rio Bonito-Palermo succession, eastern Paraná Basin, Brazil. In: Buatois, L.A.; Mángano, M.G. 2003. Icnología: Hacia una convergencia entre Geología y Biología. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial* 9: 141-155.
- TOGNOLI, F.M.W.; MOCHIZUKI, A.H.; CASTRO, J.C. 2001. Discordâncias e reservatórios associados do Grupo Guatá nas margens leste e nordeste da Bacia do Paraná. *Ciência-Técnica-Petróleo*, 20: 185-192.
- TOGNOLI, F.M.W.; ROHN, R.; CASTRO, J.C. 2003. Arcabouço estratigráfico do Grupo Guatá no leste paranaense. In: CONGRESSO DE PESQUISA & DESENVOLVIMENTO EM PETRÓLEO & GÁS, 2, Rio de Janeiro, CD-ROM: 1157.pdf (6p).
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M.; THOMPSON, S. 1977. Seismic stratigraphy and global sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. In: Payton, C. E., ed. *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir 26: 83–97.
- VAIL, P.R.; AUDEMARD, F.; BOWMAN, S.A.; EISNER, P.N.; PEREZ-CRUZ, C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonic, eustasy and sedimentation – an overview. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (Eds.) *Cycles and Events In Stratigraphy*. Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag, 617-659.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, K.M.; RAHMANIAN, V.D. 1990. Siliciclastic sequences stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series*, 7: 1–55.

- VEEVERS, J.J.; POWELL, C.M.A. 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *BulletIn of the Geological Society of America.*, 98: 475-487.
- VISSER, J.N.J. 1997. Deglaciation sequences in the Permo-Carboniferous Karoo and Kalahari basins of southern Africa: a tool in the analysis of cyclic glaciomarine basin fills. *Sedimentology*, 44: 507-521.
- YAMAMOTO, K. 1983. Projeto Sapopema-Fase I. Relatório Final de Pesquisa CPRM, SUREG-SP/COREMI, 52p.
- ZACHARIAS, A.A. 2004. Preenchimento de vales incisos por associações de fácies estuarinas, Formação Rio Bonito, nordeste do Paraná. IGCE/UNESP, Rio Claro, Dissertação de Mestrado, 101p.
- WHITE, I.C. 1908. Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra no Brasil. Rio de Janeiro, DNPM, 1988. Parte I: 1-300, Parte II: 301-617 (edição Fac-Similar).
- WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDALL, C.G.St.C.; POSAMENTIER, H. W.; ROSS, C. A.; Van WAGONER, J. C. 1988. Sea-levels changes: an integrated approach. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* 42, 407p.