

UNESP - UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**PREENCHIMENTO DE VALES INCISOS POR
ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES ESTUARINAS, FORMAÇÃO
RIO BONITO, NORDESTE DO PARANÁ**

ANGÉLICA ÁLIDA ZACHARIAS

Orientador: Prof. Dr. Mario Luis Assine

Dissertação de Mestrado elaborada
junto ao Programa de Pós-Graduação
em Geociências - Área de
Concentração em Geologia Regional,
para obtenção do Título de Mestre em
Geociências.

Rio Claro / SP

2004

551.7 Zacharias, Angélica Alida.
Z16p Preenchimento de Vales Incisos por Associação
de Fácies Estuarinas, Formação Rio Bonito, Nordeste
do Paraná / Angélica Álda Zacharias. -- Rio Claro :
[s.n.], 2004
99 p. : il., figs., tabs.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Estadual
Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Mario Luis Assine

1. Geologia Estratigráfica. 2. Sedimentologia.
3. Bacia do Paraná. 4. Fácies Sedimentares.
5. Paleocorrentes I. Título.

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Mario Luis Assine (Orientador)
(DGA/Unesp/Rio Claro)

Prof.^a Dr.^a Rosemarie Rohn Davies
(DGA/Unesp/Rio Claro)

Dr. Almério Barros França
(Petrobrás/Rio de Janeiro)

Angélica Álda Zacharias

- aluna -

Rio Claro, 19 de Julho de 2004.

Resultado: Aprovada com distinção e louvor

Aos meus pais,
Jurandir e Jaira Zacharias, e à
minha irmã Andréa pelo incentivo,
apoio e especial carinho.

*“O destino não é uma questão de
sorte, é uma questão de escolha”;
não é algo a se esperar,
é algo a se conquistar”*

William Jennings Bryan

AGRADECIMENTOS

A Deus pela excelente oportunidade, companheirismo e grande amor depositado ao longo de minha vida;

Ao meu orientador Prof. Dr. Mario Luis Assine agradeço especialmente pela amizade e a carinhosa dedicação, orientação no decorrer desta pesquisa e durante estes cinco anos de convivência desde a graduação até o mestrado;

À Agência Nacional do Petróleo ANP-MCT-CETEPETRO, Programa de Recursos Humanos PRH-05 pela concessão da bolsa/mestrado e suporte financeiro para este trabalho;

À CPRM e a Carbonífera Cambuí pela permissão para a análise dos testemunhos de sondagens e ao acervo bibliográfico, em especial ao Geólogo Cícero Azzi de Oliveira, ao colega Luiz Lopes Moreira (Gigi) e ao Engenheiro Nilo Schneider;

Aos amigos Fábio M. de Lima, Fernando Vesely, Francisco M. W. Tognoli e Márcia E. Longhim, pelo grande apoio, pelas valiosas discussões e sugestões concedidas durante os trabalhos de campo;

Aos professores Dr. José Alexandre de Jesus Perinotto e Dr. Antonio Roberto Saad, pelo aprendizado, sugestões e as correções realizadas no exame de qualificação;

Aos coordenadores do PRH-05 Profs. Dr. Dimas Dias Brito e Dr. Joel Carneiro de Castro, pelo incentivo e confiança depositada em meu trabalho;

Aos professores Dr^a Rosemarie Rohn Davies, Dr. José Eduardo Zaine, Dr. Leandro Cerri, pela sincera amizade e incentivo de sempre;

Aos grandes amigos Cláudia Chow, Débora T. Yamada, Flávia K. C. Fratucello, Lilian M. Amstalden Baida, Tatiana Nunes Fernandes, Thaís Bíscaro, Wendy G. Coimbra, Kleber W. Valadares da Silva, Wladimir Duarte e Reinaldo Machado Tavares da Silva, pelo grande carinho e por sempre acreditarem em minhas idéias;

Ao amigo Fernando Correa pelas boas sugestões na correção desta Dissertação de Mestrado;

Aos funcionários José Maria Cazonatto, Heloísa Partezani, Elaine Brigatto e Márcia Regina T. do Amaral pelo auxílio concedido na elaboração da Dissertação;

Aos meus pais Jurandir e Jaira, e minha irmã Andréa que sempre me incentivaram e lutaram para que eu pudesse alcançar meus objetivos;

E à todos que direta ou indiretamente também contribuíram para a realização desta Dissertação de Mestrado.

RESUMO

A Formação Rio Bonito é a unidade inferior do Grupo Guatá, Eopermiana da Bacia do Paraná. Compreende, da base para o topo, os membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis. No Estado do Paraná, a espessura da Formação Rio Bonito diminui para norte, principalmente em consequência do adelgaçamento e acunhamento do Membro Triunfo, que desaparece no sul do Estado de São Paulo. Para investigar estas variações de espessura e de fácies na Formação Rio Bonito, foi escolhida uma área no nordeste do Estado do Paraná onde a unidade apresenta bons afloramentos e poços para correlação, além de existirem importantes ocorrências de carvão. Para atingir os objetivos propostos, foram levantados perfis estratigráficos verticais e confeccionadas seções estratigráficas, levantados dados de paleocorrentes, caracterizadas associações de fácies sedimentares, correlacionados dados de superfície com os de perfis de poços, interpretados os paleoambientes de sedimentação e comparado o empilhamento estratigráfico da área estudada com o de áreas adjacentes. Cinco associações de fácies foram caracterizadas, permitindo constatar que a parte inferior da Formação Rio Bonito no nordeste do Estado do Paraná apresenta espessuras variáveis por ser o produto de preenchimento sedimentar uma sobre superfície deposicional irregular. Devido à existência de paleovales na superfície do topo do Grupo Itararé, de estruturas sedimentares produzidas por correntes de maré e de paleocorrentes bipolares para norte e sul, a parte inferior da Formação Rio Bonito foi interpretada como produto de preenchimento de vales incisos por depósitos aluviais e de canais de maré (associações de fácies 1 e 2, Membro Triunfo), sobrepostos retrogradacionalmente por lamitos e arenitos de canais de maré da zona central do estuário (associação de fácies 3), e fácies de sistemas costeiros (parte inferior da associação de fácies 4), num contexto de sistema de estuário misto, dominado por marés e ondas, em trato de sistemas transgressivo. Os depósitos de carvão mais importantes ocorrem na porção inferior da associação de fácies 3 (parte inferior do Membro Paraguaçu). Os lamitos e carbonatos da associação 4, depósitos marinhos típicos do Membro Paraguaçu, são em alguns perfis sobrepostos por arenitos costeiros regressivos da associação de fácies 5, classificados como Membro Siderópolis. A origem dos vales incisos foi associada a soerguimento (*rebound*) glácio-isostático com o recuo das geleiras para sul, responsáveis pela deposição da última seqüência glacial na parte superior do Grupo Itararé. Correlações com perfis de poços mostram que os empilhamentos verificados em superfície e em subsuperfície são semelhantes e que a Formação Rio Bonito pode ser individualizada em uma seqüência sedimentar de terceira ordem, com superfície de inundação máxima em lamitos do Membro Paraguaçu.

Palavras-chave: Bacia do Paraná, Formação Rio Bonito, vales incisos, estuário, fácies sedimentares, paleocorrentes.

ABSTRACT

Valley-fill facies associations, Early Permian, Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil.

The Rio Bonito Formation is the lowermost unit of the Guatá Group, Early Permian of the Paraná Basin. It comprises from the bottom to the top, the Triunfo, Paraguaçu and Siderópolis Members. In the State of Paraná, the thickness of the Rio Bonito Formation decreases northwards, mainly because of the thinning and wedging out of the Triunfo Member, which disappears in the south of the State of São Paulo. To investigate thickness and facies variations in the Rio Bonito Formation, an area in the northeast of the State of Paraná was chosen wherein the unit presents good outcrops and wells for correlation, besides the existence of important coal beds. To reach the proposed objectives, vertical stratigraphic profiles and stratigraphic sections were made, paleocurrents data were obtained, sedimentary facies were characterized, correlation between surface and well profile data were performed, sedimentation paleoenvironments were interpreted and the local stratigraphic succession correlated with adjacent areas. Five facies associations were characterized, being possible to observe that the thickness variations of the Rio Bonito Formation in the northeast of the State of Paraná resulted from sedimentation on an irregular depositional surface. Due to the existence of paleovalleys and the sedimentary structures produced by tide currents and bipolar paleocurrents towards the north and south, the lower portion of the Rio Bonito Formation was interpreted as a product of incised-valleys filled-up by estuarine alluvial and tidal channels deposits (facies associations 1 and 2, Triunfo Member). The succession is retrogradational and the basal section is overlaid by mudstones and sandstones of tidal-channels from the innermost portion of the estuary (facies association 3) and coastal systems facies (lower part of the facies association 4). It was interpreted an estuary dominated by tides and waves in the context of a transgressive systems tract. The most important coal beds are in the lower portion of the facies association 3 (lower portion of the Paraguaçu Member). The mudstones and carbonates of the facies association 4, which represents typical marine deposits of the Paraguaçu Member are overlaid in some profiles by regressive coastal sandstones of the facies association 5, which were recognized as belonging to the Siderópolis Member. The origin of the incised-valleys was associated with glacio-isostatic uplift (rebound) resulting from southwards retreat of the glaciers during the deposition of the last depositional sequence of the Itararé Group. Correlation with well logs indicates that the vertical lithostratigraphic arrangement is similar in surface and subsurface. In addition, the Rio Bonito Formation can be set up as a third order sedimentary sequence whose maximum flooding surface is positioned in the mudstones of the Paraguaçu Member.

Key-words: Paraná Basin, Rio Bonito Formation, incised-valleys, estuary, sedimentary facies, paleocurrents.

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. Contexto estratigráfico da Formação Rio Bonito	2
1.2. Objetivos do trabalho	6
1.3. Área estudada	7
2. MÉTODOS E TRABALHO REALIZADOS	9
2.1. Descrição de fácies sedimentares	11
2.2. Levantamento de perfis estratigráficos verticais	11
2.3. Caracterização de associações de fácies sedimentares	11
2.4. Correlação estratigráfica superfície/subsuperfície	12
2.5. Interpretação dos ambientes de sedimentação	13
2.6. Análise de Paleocorrentes	13
2.7. Análise de seqüências	14
3. RESULTADOS	15
3.1. Fácies sedimentares	15
3.2. Associações de Fácies Sedimentares	21
3.2.1. Associação de fácies 1	24
3.2.2. Associação de fácies 2	25
3.2.3. Associação de fácies 3	28
3.2.4. Associação de fácies 4	34
3.2.5. Associação de fácies 5	38
3.3. Correlação superfície-subsuperfície	40
3.4. Correlação litoestratigráfica	48
4. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	51
4.1. Modelos de fácies estuarinas	52
4.1.1. Estuários dominados por onda	54
4.1.2. Estuários dominados por maré	57
4.1.3. Estuários dominados por onda e maré	59
4.2. Interpretação dos ambientes de sedimentação das associações de fácies descritas	62

4.3.Tratos de sistemas deposicionais _____	71
4.4. Paleocorrentes e paleogeografia_____	78
4.5. Formação Rio Bonito: uma seqüência deposicional_____	85
5. CONCLUSÕES_____	90
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS_____	92

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Carta estratigráfica da Bacia do Paraná.	2
Figura 2: Distribuição dos membros da Formação Rio Bonito nos Estados de Santa Catarina, Paraná e São Paulo na Bacia do Paraná.	4
Figura 3: Mapa de isópacas da Formação Rio Bonito e sua faixa aflorante.	5
Figura 4: Mapa geológico simplificado da área estudada, com a indicação dos pontos e dos poços descritos.	8
Figura 5: Fácies sedimentares do Grupo Itararé.	17
Figura 6: Perfil estratigráfico vertical da Formação Rio Bonito no ponto 3, com indicação das principais fácies sedimentares e paleocorrentes medidas.	18
Figura 7: Perfil estratigráfico vertical da Formação Rio Bonito no ponto 7, com indicação das principais fácies sedimentares e paleocorrentes medidas.	19
Figura 8: Perfil estratigráfico vertical da Formação Rio Bonito no ponto 17, com indicação das principais fácies sedimentares e paleocorrentes medidas.	20
Figura 9: Vista geral da escarpa da Formação Rio Bonito e do contato plano com a Formação Palermo.	21
Figura 10: Seção estratigráfica A-B, mostrando as associações de fácies da Formação Rio Bonito.	22
Figura 11: Seção estratigráfica C-D, mostrando as associações de fácies da Formação Rio Bonito.	23
Figura 12: Fácies sedimentares e diagrama em rosa de paleocorrentes na associação de fácies 1.	25
Figura 13: Arenitos da associação de fácies 2 no ponto 3.	27
Figura 14: Paleocorrentes na associação de fácies 2.	28
Figura 15: Fácies sedimentares da associação de fácies 3, no Parque da Mina Velha (ponto 7).	30
Figura 16: Arenitos médios a grossos da associação de fácies 3.	31
Figura 17: Detalhe dos conglomerados da associação de fácies 3.	31
Figura 18: Arenitos finos a muito finos da associação de fácies 3.	33
Figura 19: Diagramas em rosa de paleocorrentes na associação de fácies 3.	34
Figura 20: Arenitos basais da associação de fácies 4.	35
Figura 21: Arenitos intercalados em lamitos da associação de fácies 4.	36
Figura 22: Diagramas em rosa de paleocorrentes na associação de fácies 4.	37
Figura 23: Arenitos e diagrama em rosa de paleocorrentes da associação de fácies 5.	39
Figura 24: Correlação estratigráfica do perfil vertical do ponto 3 com o perfil do poço FP-02-PR.	42
Figura 25: Correlação estratigráfica do perfil vertical do ponto 17 com o perfil do poço FP-01-PR.	43

Figura 26: Fácies sedimentares da associação de fácies 2 no poço FP-02-PR.	44
Figura 27: Fácies sedimentares da associação de fácies 3 no poço FP-01-PR.	45
Figura 28: Fácies sedimentares da associação de fácies 4 nos poços FP-02-PR e FP-01-PR.	46
Figura 29: Fácies sedimentares da associação de fácies 5 e contato entre as formações Rio Bonito e Palermo no poço FP-01-PR.	47
Figura 30: Contato entre as formações Rio Bonito e Palermo no poço FP-02-PR.	50
Figura 31: Representação esquemática de um estuário (A) e sua distribuição dos processos físicos atuantes (B).	53
Figura 32: Diagrama de classificação de estuários.	54
Figura 33: Representação esquemática de estuários dominados por onda.	55
Figura 34: Associação vertical de fácies em estuário dominado por onda no lago Lawrencetown na costa leste do Canadá (Nova Escócia).	56
Figura 35: Representação esquemática de estuários dominados por maré.	58
Figura 36: Associação vertical de fácies progradacional em estuário dominado por maré na bacia Cobequid do rio Salmon no leste do Canadá (Quaternário).	59
Figura 37: Representação da morfologia do estuário Gironde (sul da França), um estuário dominado por onda e maré.	60
Figura 38: Representação das associações de fácies ao longo do estuário Gironde (França) dominado por onda e maré.	61
Figura 39: Seção estratigráfica F-G, mostrando os ambientes deposicionais para cada associação de fácies da Formação Rio Bonito.	64
Figura 40: Esquema da evolução do preenchimento sedimentar para a Formação Rio Bonito na região de Ibaiti e Figueira	65
Figura 41: Comparação do perfil levantado na área estudada com os dois modelos esquemáticos de empilhamento vertical de fácies estuarinas dominadas por onda e por maré.	69
Figura 42: Representação do padrão dos estratos em seqüências do tipo I depositadas em bacias: A) com plataforma e talude, B) tipo rampa.	73
Figura 43: Representação esquemática do desenvolvimento de vale inciso e seu preenchimento de acordo com os tratos deposicionais.	75
Figura 44: Seção estratigráfica do estuário Gironde representando as superfícies de ravinamento por maré e onda.	77
Figura 45: Mapa de paleocorrentes das associações de fácies 1 e 2 (Membro Triunfo).	79
Figura 46: Mapa de isópacas do carvão de Sapopema.	80
Figura 47: Seção estratigráfica transversal ao mergulho deposicional da bacia (strike).	81
Figura 48: Mapa de paleocorrentes da associação de fácies 3 (Membro Paraguaçu).	82
Figura 49: Mapa de paleocorrentes da associação de fácies 4 (Membro Paraguaçu).	83
Figura 50: Seção estratigráfica regional mostrando a correlação dos perfis raios-gama dos poços 1-PT-1-PR, 1-CA-3-PR, FP-11-PR, FP-02-PR, FP-01-PR e 1-SA-1-SP.	87

INDICE DE TABELAS

Tabela 1: Localização dos afloramentos descritos em detalhe, com indicação dos perfis estratigráficos (seções-colunares) e respectivas espessuras levantadas.	9
Tabela 2: Fácies sedimentares descritas na área estudada (código baseado em Miall, 1978 e Eyles <i>et al.</i> 1983).	16
Tabela 3: Comparação dos teores de enxofre nos carvões do norte do Paraná (Paraná 1985).	66

1. INTRODUÇÃO

A base da estratigrafia permocarbonífera da Bacia do Paraná foi inicialmente estabelecida por White (1908), que subdividiu, o Sistema Santa Catarina, em duas séries: Tubarão e Passa Dois. Utilizou a denominação Rio Bonito para designar as camadas com Flora *Glossopteris* e leitos de carvão existentes no topo da série Tubarão.

Oliveira (1916) subdividiu a Série Tubarão em duas unidades: a) uma inferior, de natureza glacial, que denominou Itararé, e b) outra pós-glacial, contendo as camadas de carvão, para a qual manteve a denominação Rio Bonito. Esta conotação paleoambiental teve ampla aceitação pela comunidade geológica e passou a ser um dos critérios para a caracterização e reconhecimento das duas unidades.

A formalização litoestratigráfica deveu-se a Gordon Jr. (1947), que considerou a antiga série Tubarão constituída pelos grupos Itararé e Guatá, este último contendo as formações Rio Bonito, situada na parte inferior e portadora de arenitos e carvão, e Palermo, englobando a seção sedimentar superior constituída por folhelhos marinhos.

A subdivisão do Grupo Guatá, proposta para a porção sul da bacia, não foi, entretanto, reconhecida em sua porção norte, onde toda a sucessão pós-glacial permocarbonífera abaixo da Formação Irati foi denominada Formação Tatuí (Washburne 1930).

A Formação Rio Bonito, tema desta dissertação, é uma unidade particularmente interessante porque sobrepõe diretamente os depósitos glaciais do Grupo Itararé, sendo considerada na maioria dos trabalhos publicados, primeiro registro da sedimentação pós-glacial na Bacia do Paraná. Por apresentar recursos minerais energéticos, tais como extensas jazidas de carvão nos Estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná, e urânio no Estado do Paraná (Figueira), além de rochas-reservatório com boas características de permo-porosidade, a Formação Rio Bonito foi objeto de numerosas pesquisas realizadas por companhias estatais, tais como, Petróleo Brasileiro (Petrobrás), Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Empresa Nuclear Brasileira (Nuclebrás), Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT), Companhia Elétrica de São Paulo (CESP) e Minerais do Paraná S.A. (Mineropar).

1.1. Contexto estratigrafia da Formação Rio Bonito

A seqüência estratigráfica permocarbonífera da Bacia do Paraná compreende, da base para o topo, os grupos Itararé, Guatá e Passa Dois (figura 1), constituindo um grande ciclo transgressivo – regressivo, da magnitude das seqüências estratigráficas de Sloss (seqüência delta de Soares *et al.* 1974 e de Soares *et al.* 1978).

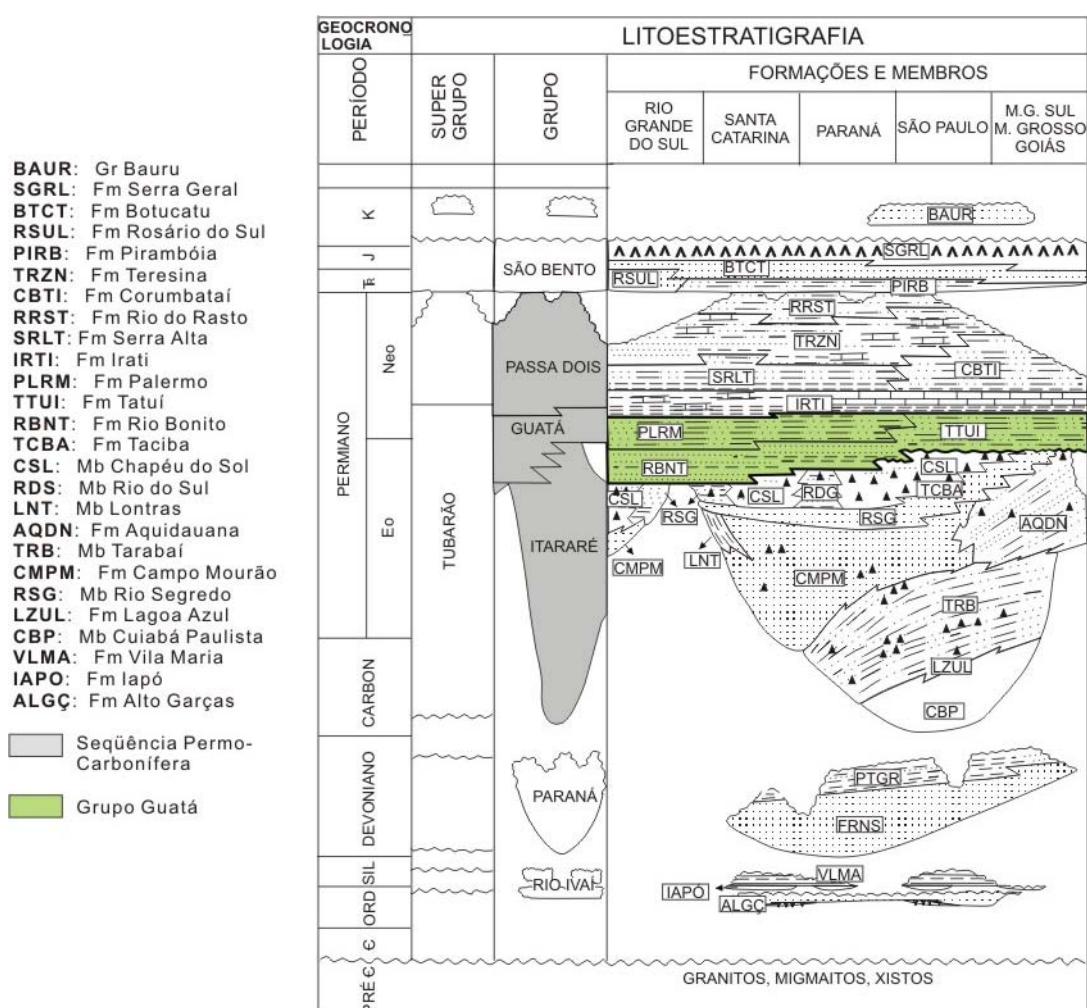


Figura 1: Carta estratigráfica da Bacia do Paraná (composição a partir das cartas de França & Potter 1988 (C-K) e de Milani *et al.* 1994 (O-D)).

O Grupo Itararé é constituído principalmente por diamictitos, arenitos e lamitos, depositados predominantemente em ambiente glácio-marinho. O Grupo Guatá é composto pelas formações Rio Bonito e Palermo, situando-se nos folhelhos da Formação Palermo a superfície de transgressão máxima na

seqüência (Zalán *et al.* 1990, Perinotto 1992). O Grupo Passa Dois, compreendendo as formações Irati, Serra Alta, Teresina, Corumbataí e Rio do Rastro, representa a parte regressiva do ciclo, que culmina com os depósitos aluviais do Membro Morro Pelado da Formação Rio do Rastro (Soares *et al.* 1974, Zalán *et al.* 1990).

A Formação Rio Bonito é composta predominantemente por arenitos, siltitos, folhelhos e, subordinadamente, por camadas de carvão e calcário. Na faixa aflorante da borda leste da bacia, ocorre desde o Estado do Rio Grande do Sul ao sul do Estado de São Paulo (Schneider *et al.* 1974).

A Formação Rio Bonito é de idade Eopermiana. A cronoestatigrafia da unidade baseia-se no zoneamento bioestratigráfico com dados em palinórfos de Daemon & Quadros (1970), que posicionaram a unidade no Kunguriano/Kazaniano. Idade um pouco mais antiga, neo-artinskiana a eo-kunguriana, foi assumida por Milani *et al.* (1994), que todavia não apresentaram dados que justificassem este reposicionamento cronoestratigráfico da unidade.

Como resultado de trabalhos de mapeamento realizados pela Petrobrás nas décadas de 60 e 70, três unidades foram individualizados na Formação Rio Bonito (Medeiros & Thomas Filho 1973). Tais unidades foram formalmente denominadas, da base para o topo, como Membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis (Schneider *et al.* 1974). A denominação Membro Triunfo foi aplicada à seção inferior composta por arenitos brancos finos a médios, localmente grossos, com intercalações de conglomerados, siltitos, folhelhos carbonosos e carvão. A seção intermediária, referida como o Membro Paraguaçu, compõe-se principalmente por siltitos e folhelhos cinza, com intercalações de arenitos finos e calcários. O Membro Siderópolis é caracterizado pela presença de arenitos finos a muito finos, intercalados com folhelhos cinza claros e cinza escuros (carbonosos) e carvão.

Schneider *et al.* (1974) destacaram que a divisão tripartite da Formação Rio Bonito foi estabelecida para a seção dos estados do Paraná e de Santa Catarina (figura 2), onde foi constatada espessura máxima de 269 metros no poço 1-BN-1-SC (figura 3). Para o Estado do Rio Grande do Sul mantiveram a unidade indivisa.

O Membro Triunfo adelgaça e desaparece por acunhamento no norte do Estado do Paraná (Schneider *et al.* 1974, Daemon & Aboarrage 1976, Aboarrage & Lopes 1986, Milani 1997, Castro 1999, figura 2).

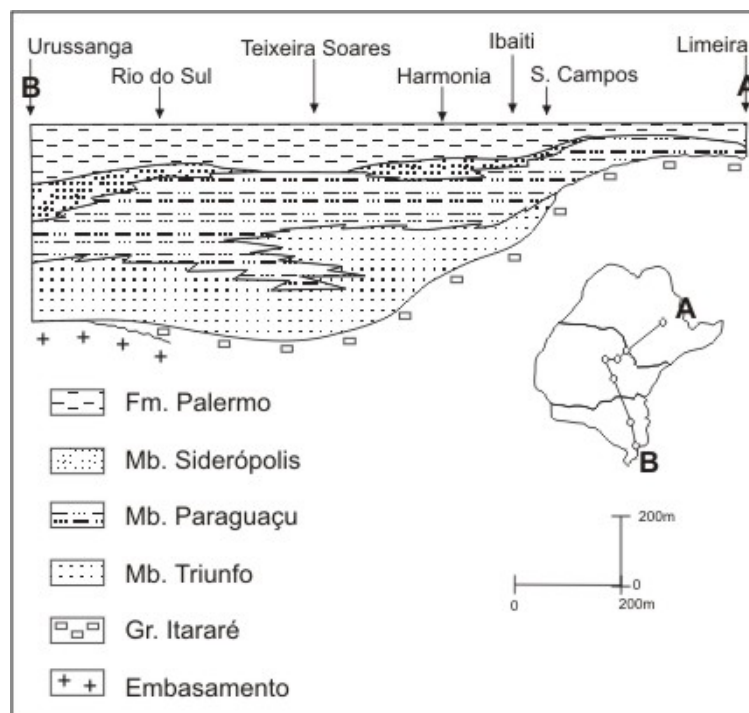


Figura 2: Distribuição dos membros da Formação Rio Bonito nos Estados de Santa Catarina, Paraná e São Paulo na Bacia do Paraná (Schneider *et al.* 1974).

A denominação Formação Rio Bonito não tem sido aplicada, na maioria dos trabalhos, para a seção no Estado de São Paulo. Nem mesmo tem sido freqüentemente reconhecida a Formação Palermo, de forma que ainda hoje toda a sucessão sedimentar do Grupo Guatá é comumente referida como Formação Tatuí. Correlação da Formação Tatuí com o Membro Paraguaçu foi considerada em vários trabalhos (Soares 1972, Medeiros & Thomaz Filho 1973, Schneider *et al.* 1974), tendo sido mais recentemente aventada também a presença do Membro Siderópolis no Estado de São Paulo (Castro & Câmara Filho 1995, Câmara Filho 1997 e Tognoli *et al.* 2001).

Numa outra vertente de interpretação, a partir do trabalho de Fulfaro *et al.* (1984), alguns autores (Cabral Jr. *et al.* 1988, Fulfaro *et al.* 1991, Perinotto 1992) têm considerado a continuidade do Membro Triunfo no Estado de São Paulo. O Membro Triunfo, nesta concepção é representado pela Formação Tietê, unidade arenosa portadora de depósitos de carvão, considerada pertencente à porção superior do Grupo Itararé por Almeida e Barbosa (1953) e Soares (1972).

Diversos autores interpretaram o Membro Triunfo como uma sucessão flúvio-deltaica progradacional, recoberto concordantemente pela seção

transgressiva pelítico-carbonática do Membro Paraguaçu, depositado sob condições de mar raso epicontinental (Ramos 1967, Northfleet *et al.* 1969, Medeiros & Thomaz Filho 1973, Schneider *et al.* 1974, França & Caldas 1983, Popp 1987, Castro 1999). Segundo França & Caldas (1983), a progradação deltaica foi para sudoeste-oeste, a partir de área-fonte a nordeste-leste.

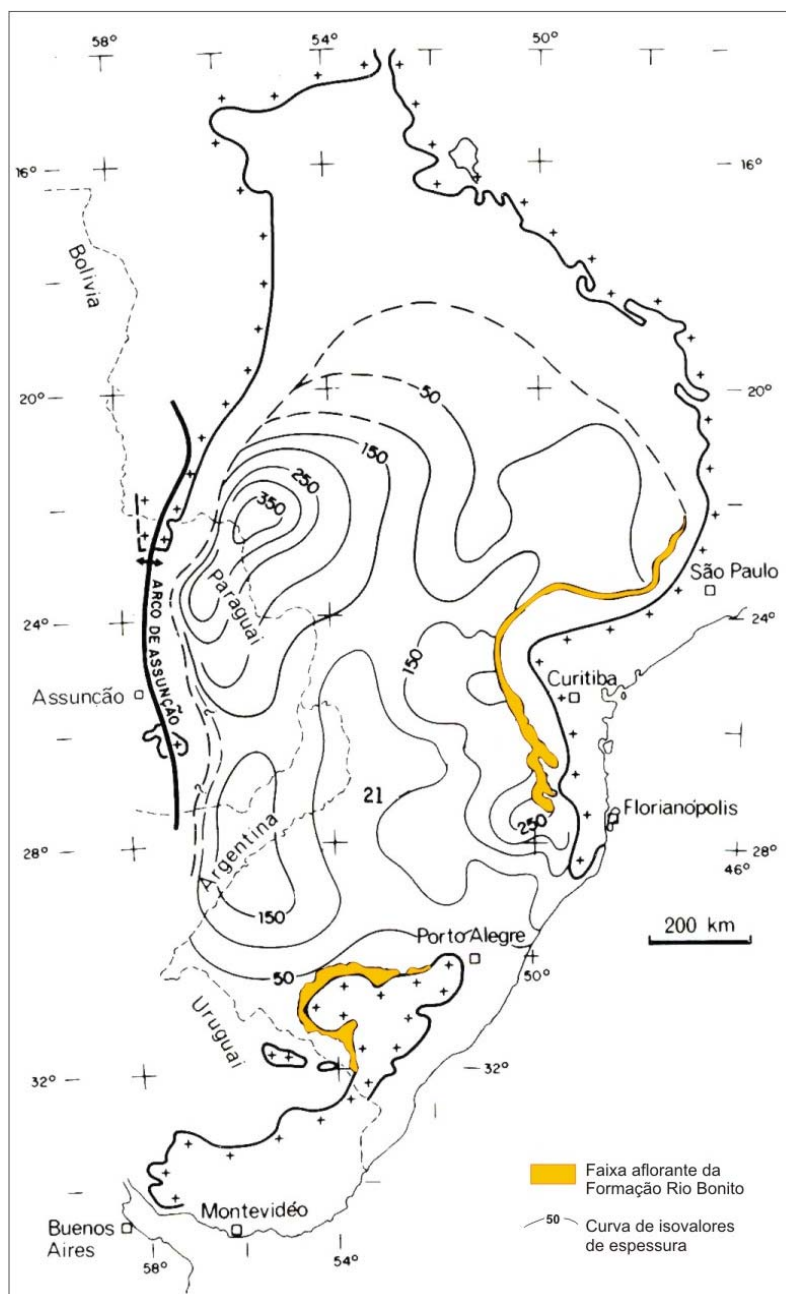


Figura 3: Mapa de isópacas da Formação Rio Bonito e sua faixa aflorante (modificado de Zalán *et al.* 1990).

Os arenitos do Membro Siderópolis, por sua vez, foram interpretados como depósitos litorâneos, representando sistemas costeiros regressivos, antecedendo a transgressão generalizada dos folhelhos plataformais da Formação Palermo (França & Caldas 1983).

Com relação ao contato entre a Formação Rio Bonito e o Grupo Itararé, estudos realizados por Medeiros & Thomas Filho (1973), Popp (1983) e França & Caldas (1983) consideraram a seção superior do Grupo Itararé, principalmente na região sul da bacia, geneticamente relacionada ao Membro Triunfo em contato transicional. Nesta concepção o Membro Triunfo foi interpretado como sistema deltaico, tendo como prodelta pelitos da parte superior do Grupo Itararé, como por exemplo, o Folhelho Passinho aflorante no sul do Estado do Paraná (Ramos 1967, Northfleet *et al.* 1969, Medeiros & Thomaz Filho 1973, Popp 1983, França & Caldas 1983).

Por outro lado, Soares (1972), Soares & Cava (1982) e Soares (1991), interpretaram que o Grupo Guatá é uma seqüência pós-glacial, sobreposta em contato erosivo e discordante sobre os diamictitos do Grupo Itararé no Estado de São Paulo e no norte do Estado do Paraná.

1.2. Objetivos do trabalho

Diante do exposto no item anterior, verifica-se que há uma mudança muito importante na arquitetura estratigráfica do Grupo Guatá no norte do Estado do Paraná. Trata-se, portanto, de uma área crucial para entender e caracterizar as mudanças de fácies na Formação Rio Bonito, especialmente em sua porção basal.

Soares & Cava (1982) reconheceram, no norte do Estado do Paraná, que a Formação Rio Bonito apresenta variações acentuadas de espessura. Caracterizaram paleovales alinhados na direção NE, existentes no topo do Grupo Itararé, propondo para a porção basal do Membro Triunfo um modelo deposicional de preenchimento por sistemas de rios entrelaçados (*braided*) e secundariamente leques deltaicos. Os intervalos superior do Membro Triunfo e inferior do Membro Paraguaçu, por sua vez, foram caracterizadas como sistemas deltaicos e planícies de marés.

A presença de paleovales foi também contatada na área de Harmonia (norte do Paraná), onde Rebelo *et al.* (1984) reconheceram irregularidades no paleorelevo do topo do Grupo Itararé, definindo quatro ciclos de sedimentação no Membro Triunfo.

Visando fornecer subsídios para o esclarecimento de questões referentes ao empilhamento estratigráfico da Formação Rio Bonito, à natureza do seu contato com o Grupo Itararé e à paleogeografia da unidade no nordeste do Estado do Paraná, esta dissertação de mestrado tem como objetivos:

- 1) investigar a variação de espessura da Formação Rio Bonito na faixa aflorante, especialmente de sua porção inferior;
- 2) caracterizar a sucessão vertical de fácies (associações de fácies) da unidade;
- 3) interpretar os paleoambientes de sedimentação, com caracterização dos tratos deposicionais;
- 4) efetuar medidas e analisar os indicadores paleogeográficos, buscando verificar sua compatibilidade com os modelos paleogeográficos regionais.

1.3. Área estudada

Para alcançar os objetivos propostos foi selecionada uma área no nordeste do Paraná, entre as coordenadas 49° 50' a 50° 35' de longitude oeste e 23° 30' a 24° 00' de latitude sul, englobando parte dos municípios de Sapopema, Figueira, Ibaiti, Japira, Quatiguá, Joaquim Távora e Siqueira Campos (figura 4).

A área apresenta bons afloramentos da Formação Rio Bonito, com muitas exposições verticais contínuas, principalmente de sua porção inferior, várias ocorrências de carvão, minas abandonadas e a única mina em atividade no Estado do Paraná. Além disso, há um grande número de poços perfurados nessa área, o que viabiliza a correlação com dados de superfície e subsuperfície.

A área estudada possui rodovias estaduais pavimentadas, além de estradas secundárias não pavimentadas, nas quais foram concentrados os trabalhos de campo.

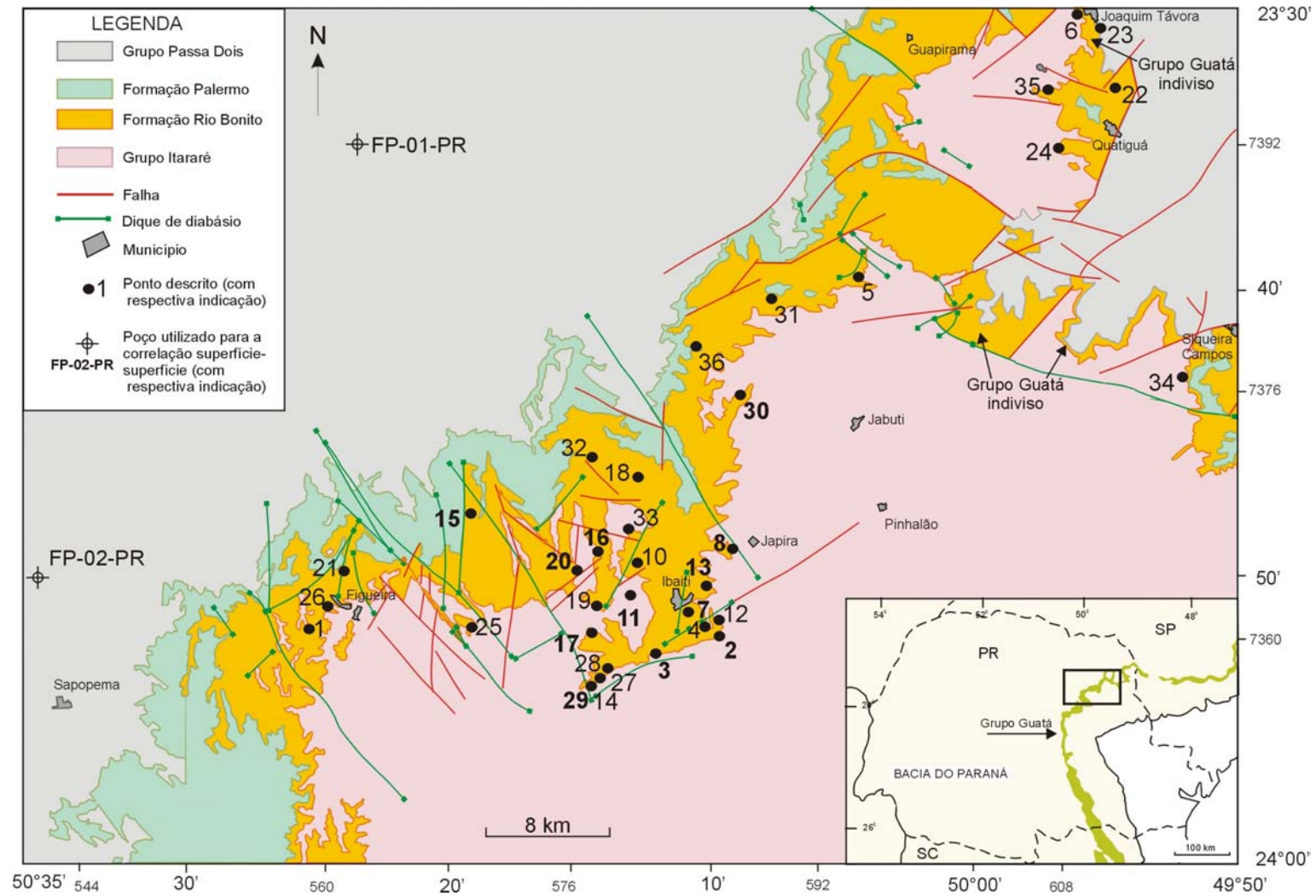


Figura 4: Mapa geológico simplificado da área estudada (modificado de Aboarrage & Lopes 1986), com a indicação dos pontos e dos poços, aos quais são feitas referências no texto.

2.MÉTODOS E TRABALHOS REALIZADOS

Como base geológica utilizaram-se mapas na escala 1:100.000, elaborados pela CPRM, tais como: folhas Ibaiti, Congonhinhas e Wenceslau Brás (Aboarrage & Lopes 1986).

Após um reconhecimento geológico regional, verificou-se que a área entre os municípios de Ibaiti e Figueira (PR) apresenta as melhores exposições, onde puderam ser levantados vários perfis estratigráficos verticais (seções-colunares). Isto explica a distribuição desigual dos pontos descritos e levantados em detalhe (figura 4).

A aquisição de dados foi realizada em quatro campanhas de campo, onde foram descritos em detalhe 37 afloramentos (tabela 1), com descrição das diferentes fácies identificadas, documentação fotográfica, levantamento de perfis estratigráficos verticais e medições de paleocorrentes.

Tabela 1: Localização dos afloramentos descritos em detalhe, com indicação dos perfis estratigráficos (seções-colunares) e respectivas espessuras levantadas.

PONTOS	SEÇÕES COLUNARES (m)	COORDENADAS (UTM)		LOCALIZAÇÃO
		Meridiano de referência: 51° W		
01	-	559.133	7.361.478	Antiga Mina de Carvão da Cambuí, SW de Figueira
02	93 metros	585.605	7.360.479	Estrada não pavimentada - SE de Ibaiti, entrada pelo trevo de Ibaiti/Figueira
03	110 metros	581.503	7.359.150	Antiga pedreira na BR-153, próxima ao trevo de Ibaiti/Figueira
04	-	584.439	7.361.301	Arco da Gruta - estrada não pavimentada - SE de Ibaiti, entrada pelo trevo de Ibaiti/Figueira
05	-	597.905	7.383.702	Estrada não pavimentada - N de Jabuti, próximo ao rio das Cinzas
06	-	609.050	7.401.676	Rodovia PR 092, próximo à entrada para Joaquim Távora
07	87 metros	583.673	7.362.060	Ibaiti - Parque Municipal da Mina Velha
08	28 metros	586.348	7.365.883	Rodovia PR 272, km 84 – SW de Japira
09	25 metros	645.943	7.390.338	Serra dos Paes - Barão de Antonina (ponto controle: fora da área estudada)
10	-	579.842	7.364.352	NW de Ibaiti, próximo ao Sítio do Aristeu Jr
11	36 metros			W de Ibaiti, próximo ao Clube Santa Clara
12	-	585.045	7.360.937	Estrada não pavimentada - SE de Ibaiti, entrada pelo trevo de Ibaiti/Figueira

13	54 metros	585.068	7.363.721	Ibaiti, próximo ao Lar São João Vicente
14	-	577.748	7.357.261	Estrada não pavimentada - SW de Ibaiti - próximo ao Morrinho
15	95 metros	575.332	7.368.969	Antiga pedreira de calcário, na Fazenda do Antero
16	28 metros	577.330	7.365.056	Estrada não pavimentada - NW de Ibaiti
17	135 metros	575.533	7.359.799	Estrada não pavimentada - SW de Ibaiti, próximo a Capela de São Roque
18	-	579.494	7.371.699	Estrada não pavimentada - NNW de Ibaiti, próximo a fazenda Nossa Senhora de Fátima
19	-	578.225	7.362.200	Rodovia PR 435 - Antigo lixão de Ibaiti
20	20 metros	576.155	7.364.388	Estrada não pavimentada - NNW de Ibaiti
21	-	561.198	7.364.648	Mina subterrânea de carvão da Carbonífera do Cambuí Ltda - Figueira
22	-	610.500	7.397.100	Rodovia PR 092, próximo ao trevo da entrada de Quatiguá
23	-	610.188	7.399.589	Rodovia PR-92, 1 Km da entrada de Joaquim Távora
24	-	608.149	7.391.762	Estrada não pavimentada - SW de Quatiguá, próximo a fazenda São João
25	-	569.360	7.360.784	Bairro Carvãozinho – entre Ibaiti e Figueira
26	-	560.069	7.362.264	Pedreira abandonada de arenito em Figueira
27	-	577.962	7.357.522	Rodovia PR-272 - SW de Ibaiti, próximo ao sítio Santiago
28	-	578.174	7.358.186	Rodovia PR-272 - SW de Ibaiti, entrada do sítio São João
29	31 metros	577.084	7.356.953	Pedreira abandonada de diabásio, SW de Ibaiti, Bairro Amorrinha, próximo ao sítio Virgílio Pinto
30	17 metros	586.862	7.369.956	Estrada não pavimentada - SW de Jaboti
31	-	588.969	7.382.032	Estrada não pavimentada - NW de Jaboti
32	-	574.688	7.371.756	Cava de Voçoroca ao lado de estrada pavimentada que liga Campinho a Figueira
33	46 metros	579.595	7.367.080	Estrada não pavimentada - NW de Ibaiti, próximo ao sítio São Benedito
34	-	615.616	7.376.950	Rodovia PR-272 - SW de Siqueira Campos, próximo a fazenda Horizonte Siqueira Campos
35	-	607.020	7.395.583	Estrada não pavimentada - NW de Quatiguá, próximo ao sítio Ademir Stivan
36	-	583.988	7.378.627	Rodovia BR-153 entre Ibaiti e Guapirama
37	-	640.950	7.411.514	Represa Xavante – limite dos estados Paraná e São Paulo (ponto controle: fora da área estudada)

2.1. Descrição de fácies sedimentares

Para a análise faciológica foram adotados procedimentos usuais na descrição e interpretação de fácies, descritos em Miall (1978), Walker (1984), Miall (1990), Blatt *et al.* (1991) e Selley (1994). O conceito de fácies utilizado foi o de Walker (1984), segundo o qual fácies sedimentar é um corpo de rocha caracterizado por seus atributos físicos, não confinado a uma posição estratigráfica e definido a partir de critérios descritivos.

As fácies sedimentares identificadas foram descritas e classificadas com base no código de fácies proposto por Miall (1978), no qual a letra inicial maiúscula representa o tamanho do grão predominante e as letras minúsculas indicam as estruturas sedimentares presentes. Também foram inseridas letras entre parênteses para assinalar as características peculiares, como apresentado por Eyles *et al.* (1983). Para tal, foram analisados os cinco parâmetros fundamentais que caracterizam litofácies: litologia, geometria, estruturas sedimentares e padrões de paleocorrentes (Selley 1994).

2.2. Levantamento de perfis estratigráficos verticais

Perfis estratigráficos verticais (seções-colunares) foram levantados na escala 1:100, com os objetivos de caracterizar o arranjo vertical de fácies, identificar discontinuidades e determinar padrões de variação textural, conforme descrito por Visher (1965).

Para o levantamento dos perfis estratigráficos verticais foi utilizado o método tradicional (passo-bússola), que foi facilitado pelo fato de as camadas apresentarem-se subhorizontais.

2.3. Caracterização de associações de fácies sedimentares

Para a definição das fácies foram considerados atributos como composição dos litotipos, padrão de variação textural na vertical, estruturas sedimentares e os sentidos de paleocorrentes. Fácies geneticamente relacionadas, ou seja, fácies

que ocorrem associadas umas às outras e que no conjunto apresentam conotação paleoambiental foram agrupadas como associações de fácies, conforme concepção de Collison (1969, *in* Walker 1992).

A caracterização das associações de fácies foi feita a partir da análise dos perfis estratigráficos verticais, correlacionados em duas seções estratigráficas, que tiveram a finalidade de demonstrar a correspondência e a continuidade lateral dos conjuntos de fácies nos diferentes perfis levantados.

2.4. Correlação estratigráfica superfície/subsuperfície

A correlação estratigráfica foi realizada com o objetivo de demonstrar ou correspondência e continuidade física em subsuperfície, das associações das fácies sedimentares levantadas em superfície.

Além do reconhecimento em subsuperfície, a correlação também teve como finalidade identificar a correspondência das associações de fácies levantadas com as subdivisões litoestratigráficas da Formação Rio Bonito, ou seja, com os membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis.

Para a correlação foram escolhidos dois dos perfis verticais estratigráficos levantados, que melhor representam o empilhamento das associações de fácies na área estudada. Os perfis foram correlacionados com os perfis dos poços FP-02-PR e FP-01-PR, perfurados pela CPRM na porção oeste da faixa de afloramentos da área estudada (Aboarrage & Lopes 1986). Os testemunhos de sondagem destes poços, que estão armazenados na litoteca de Araraquara (CPRM), foram descritos para facilitar a correlação com as seções de superfície.

Os perfis apresentam informações verticais contínuas, o que raramente se encontra em afloramentos. Curvas de raios-gama e resistividade dos poços também foram utilizados na correlação. As curvas dos perfis raios-gama indicam a argilosidade da seção atravessada e por isto são utilizadas comumente como indicadores das variações granulométricas verticais em unidades siliciclásticas.

2.5. Interpretação dos ambientes de sedimentação

As associações litológicas identificadas foram interpretadas, buscando-se estabelecer a sucessão vertical dos ambientes de sedimentação para a Formação Rio Bonito na área estudada.

Tendo em vista que a unidade é portadora de fácies fluviais, deltaicas, estuarinas, litorâneas e marinhas, buscou-se a comparação das associações descritas com os modelos de fácies descritos na literatura, apresentados de forma sistemática em livros texto, como de Scholle & Spearing (1982), Davis (1992), Walker & James (1992) e Reading (1996).

2.6. Análise de Paleocorrentes

Paleocorrentes foram medidas a fim de se interpretar os padrões de paleofluxo. É importante destacar que os dados foram discriminados segundo as diferentes associações de fácies, desta forma separando paleocorrentes geradas por processos distintos.

Segundo Miall (1990), a análise de paleocorrentes fornece informações que permitem interpretar diferentes elementos em análise de bacias, tais como, 1) caracterizar o sentido do suprimento sedimentar (áreas-fonte e padrões de dispersão sedimentar dentro da bacia); 2) definir o mergulho deposicional, local ou regional; 3) inferir a paleolinha de costa; 4) conhecer a geometria e a orientação dos litossomas arenosos; e 5) fornecer subsídios para a interpretação do trato de sistemas deposicionais.

As medidas de paleocorrentes foram tomadas nos planos frontais (*foresets*) de arenitos com estratificação ou laminação cruzada e em ondulações de corrente. Procurou-se obter, sempre que possível, pelo menos 20 medidas para cada estação, número mínimo recomendado para um resultado representativo (Miall 1990). Os dados foram analisados estatisticamente no programa *Rockworks* 99, confeccionando-se diagramas em rosa, onde os dados foram agrupados em intervalos de 30° e os vetores médios apresentados.

Como a Formação Rio Bonito apresenta fácies arenosas fluviais, deltaicas, estuarinas, litorâneas e marinhas, a análise de paleocorrentes é uma ferramenta

importante na caracterização paleogeográfica, pois depósitos fluviais e deltaicos são condicionados pelo mergulho deposicional. Assim, as paleocorrentes levantadas nas associações de fácies puderam indicar as áreas-fonte e o mergulho deposicional, permitindo inferências sobre a paleolinha de costa.

As associações de fácies identificadas e as medidas de paleocorrentes foram integradas a outras informações estratigráficas obtidas na literatura geológica (dados de proveniência, mapas de isópacas etc) com a finalidade de interpretar a paleogeografia da unidade na área estudada, dentro do contexto regional. Os métodos de análise de paleocorrentes encontram-se descritos em detalhe em várias publicações, tais como, Miall (1990), Potter & PettiJohn (1977), Selley (1982).

2.7. Análise de seqüências

Uma seção estratigráfica regional foi construída tendo como objetivo de analisar o intervalo estudado segundo a ótica da Estratigrafia de Seqüências, cujos fundamentos podem ser encontrados em diversas publicações (Miall 1997, Emery & Myers 1996, VanWagoner *et al.* 1990, Posamentier & Weimer 1993, Assine & Perinotto 2001, entre outras). Procurou-se estabelecer o tipo de empilhamento (agradacional, progradacional, e retrogradacional), tratos deposicionais relacionados, superfícies transgressiva e de inundação máxima, e limites de seqüências.

Para a seção regional foram utilizados os dois poços descritos, FP-01-PR e FP-02-PR que representam o empilhamento das associações de fácies na área estudada, e perfis raios-gama dos poços 1-PT-1-PR (Pitanga), 1-CA-3-PR (Cândido de Abreu), 1-SA-1-SP (Sarutaiá), perfurados pela Paulipetro e apresentados em Perinotto (1992) e FP-11-PR perfurado pela CPRM (Aboarrage & Lopes 1986), situados a norte e sul da área estudada.

3. RESULTADOS

Neste capítulo estão apresentados os perfis estratigráficos verticais levantados, as seções estratigráficas construídas e as associações de fácies descritas na faixa aflorante da área estudada. São também apresentados os resultados das correlações estratigráficas com perfis de poços perfurados na área, onde foram reconhecidas as unidades litoestratigráficas.

3.1. Fácies sedimentares

Foram caracterizadas e descritas 21 fácies sedimentares (tabela 2), três delas restritas aos estratos do topo do Grupo Itararé e as restantes na Formação Rio Bonito, sendo que quatro delas também foram identificadas na base da Formação Palermo.

As rochas do Grupo Itararé são representadas pelas fácies Dmm, Dms e $Gm_{(c)}$. Os diamictitos maciços (fácies Dmm) apresentam cores vermelha e roxa, localmente cinza com tonalidade amarelada (figura 5-A/B), são polimíticos, com clastos de dimensões variadas (grânulos a matacões), arredondados a angulosos, alguns facetados e/ou estriados, dispersos em proporções variadas em matriz síltico-arenosa. Internamente, podem apresentar bolsões de conglomerados (figura 5-C/D) ou corpos arenosos intensamente deformados. Os conglomerados maciços (fácies $Gm_{(c)}$) são caóticos, compostos por matacões e calhaus de granito e de rochas metamórficas. Já a fácies Dms apresenta matriz lamítica, com laminação horizontal evidente e grânulos e seixos de quartzo dispersos (figura 5-D).

Tabela 2: Fácies sedimentares descritas na área estudada (código baseado em Miall, 1978 e Eyles *et al.* 1983).

Fácies	Características
Dmm	Diamictitos maciços sustentados pela matriz siltico-arenosa, constituídos por clastos (grânulos a matacões), arredondados a angulosos, facetados e/ou estriados, dispersos em proporções variadas na matriz.
Dms	Diamictitos estratificados sustentados pela matriz lamítica, com laminação horizontal bem evidente, apresentando dispersos grânulos e seixos de quartzito.
Gm(c)	Conglomerados maciços, caóticos (desorganizados), sustentados por clastos (grânulos a matacões) arredondados a subarredondados. São irregulares, polimíticos, predominando clastos de quartzo, granito e quartzito, podendo muitas vezes ser estriados e/ou facetados.
Gm	Conglomerados maciços, sustentados por clastos arredondados a subarredondados, geralmente imbricados. São polimíticos, predominando grânulos a calhaus de quartzo, granito, quartzito e clastos angulosos de argila.
Sp e St	Arenitos médios a muito grossos com estratificações cruzadas planares (fácies Sp) ou acanaladas (fácies St). Os corpos de arenito podem ser feldspáticos ou quartzosos, limpos. Muitas vezes contêm micas e clastos de argila dispersos.
Sp _(cl) e St _(cl)	Arenitos finos a muito grossos com recobrimentos (<i>drapes</i>) de argila milimétricos, acompanhando os <i>foresets</i> (conjuntos frontais) das estratificações cruzadas planares (fácies Sp _(cl)) ou acanaladas (fácies St _(cl)). Os corpos de arenitos apresentam muitas vezes base erosiva com concentração de níveis conglomeráticos na base dos <i>sets</i> , com grânulos e seixos de quartzo, quartzito e clastos angulosos de argila esverdeados.
Sm	Arenitos finos a médios, maciços de cores branca e amarela, podendo apresentar-se biotubados.
Sr	Arenitos muito finos a grossos, com laminação ou estratificação cruzada cavalgante (<i>cross stratification climbing ripples</i>) e/ ou com formas de leito de pequeno (ondulações) a grande (mega-ondulações) comprimento de onda.
Sr _(w)	Arenitos finos a muito finos com acamamento ondulado (<i>wavy</i>) e presença de lâminas de argila entre as camadas. Podem apresentar correntes com fluxos reversos.
Sh	Arenitos muito finos a médios, micáceos, com laminação horizontal. Geralmente são quartzosos, limpos, e podem apresentar textura sacaróide.
Shc	Arenitos muito finos a médios, com estratificação cruzada <i>hummocky / swaley</i> e micro- <i>hummocky</i> (comprimento de onda 5 a 20 centímetros).
Ss	Arenitos finos a muito grossos, dispostos em corpos geometria sigmóide. Podem apresentar <i>drapes</i> de argila acompanhando os estratos cruzados e formas de leito assimétricos nos <i>foresets</i> , com sentido de fluxo reverso.
Fl	Lamitos e/ ou folhelhos de cores verde e vermelha, micáceos, laminados ou com ondulações de amplitudes muito pequenas.
Fl _(mo)	Lamitos e/ ou folhelhos siltitos cinza-escuros, laminados e ricos em matéria orgânica vegetal.
Fm	Lamitos maciços, de cores verde e vermelha.
H	Fácies heterolítica, caracterizada pela alternância de lâminas de lamitos e lâminas de arenitos finos a muito finos, com acamamento ondulado (<i>wavy</i>) ou lenticular (<i>linsen</i>). Geralmente os arenitos são esbranquiçados e os lamitos esverdeados.
C	Calcários cinza claros a esbranquiçados, maciços, argilosos.
C _(s)	Calcários silicificados cinza claros e escuros, maciços. Eventualmente podem ser reconhecidas estruturas primárias, como grãos de oóide, oncóide e níveis carbonáticos.
Cv	Carvão de cor preta, com lâminas de vitrinita e inertinita, e com intercalações de folhelhos escuros ricos em matéria orgânica.

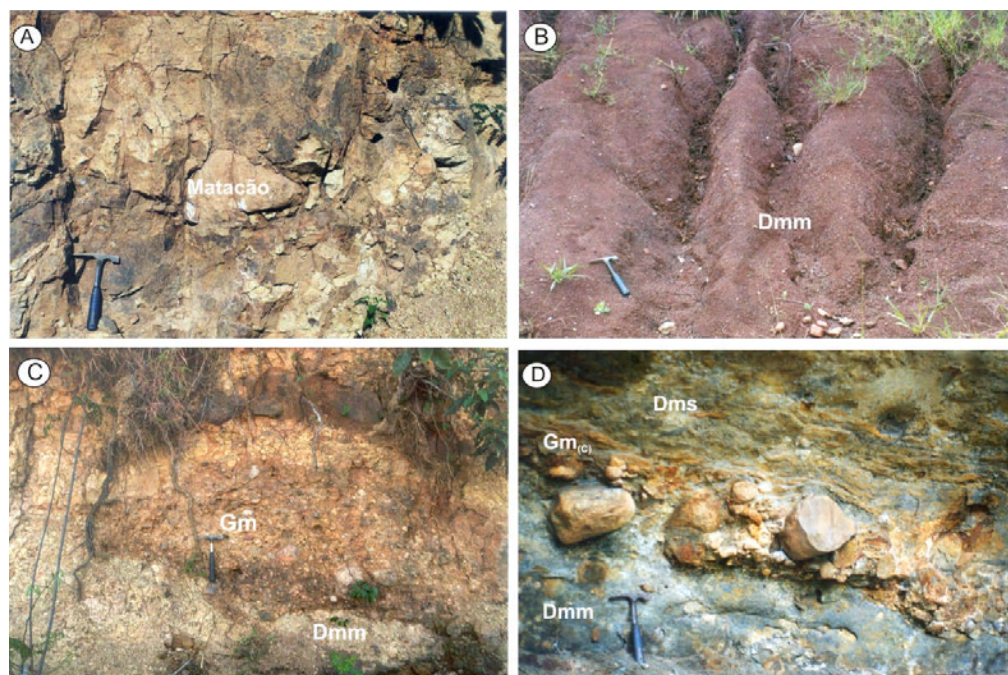


Figura 5: Fácies sedimentares do Grupo Itararé: A/B) Diamictitos maciços (fácies Dmm) (pontos 2 e 15); C) Diamictitos maciços com bolsões de conglomerados maciços (ponto 2); D) Diamictitos maciços (fácies Dmm), conglomerados maciços caóticos (fácies Gm_(c)) e diamictitos estratificados (fácies Dms, ponto 7).

Na Formação Rio Bonito foram individualizadas 18 fácies, compostas por arenitos, lamitos, calcários, níveis de conglomerados e camadas de carvão (figuras 6, 7 e 8). As principais fácies que compõe sua porção inferior são arenitos médios a grossos estratificados (fácies Sp, St, Sp_(d), St_(d) Ss e Sh) e conglomerados (fácies Gm). A parte intermediária é caracterizada pela predominância de lamitos (fácies Fm e Fl), arenitos médios a finos com ondulações de corrente (fácies Sr e Sr_(w)) e subordinadamente camadas de carvão (fácies Cv), folhelhos ricos em matéria orgânica vegetal (fácies Fl_(mo)) e calcários (fácies C e C_(s)). Já no topo da Formação Rio Bonito predominam arenitos finos a médios estratificados (fácies Sp, Sh e Shc, figura 8).

O limite entre as formações Rio Bonito e Palermo é dificilmente observado no campo. Na região oeste da área é bem representado na topografia por uma superfície plana, marcada pela presença de arenitos no topo da Formação Rio Bonito (figura 9). A Formação Palermo é representada por lamitos ou folhelhos cinza esverdeados, maciços ou laminados (fácies Fm e Fl), fácies heterolítica (fácies H) e intercalações subordinadas de arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky*.

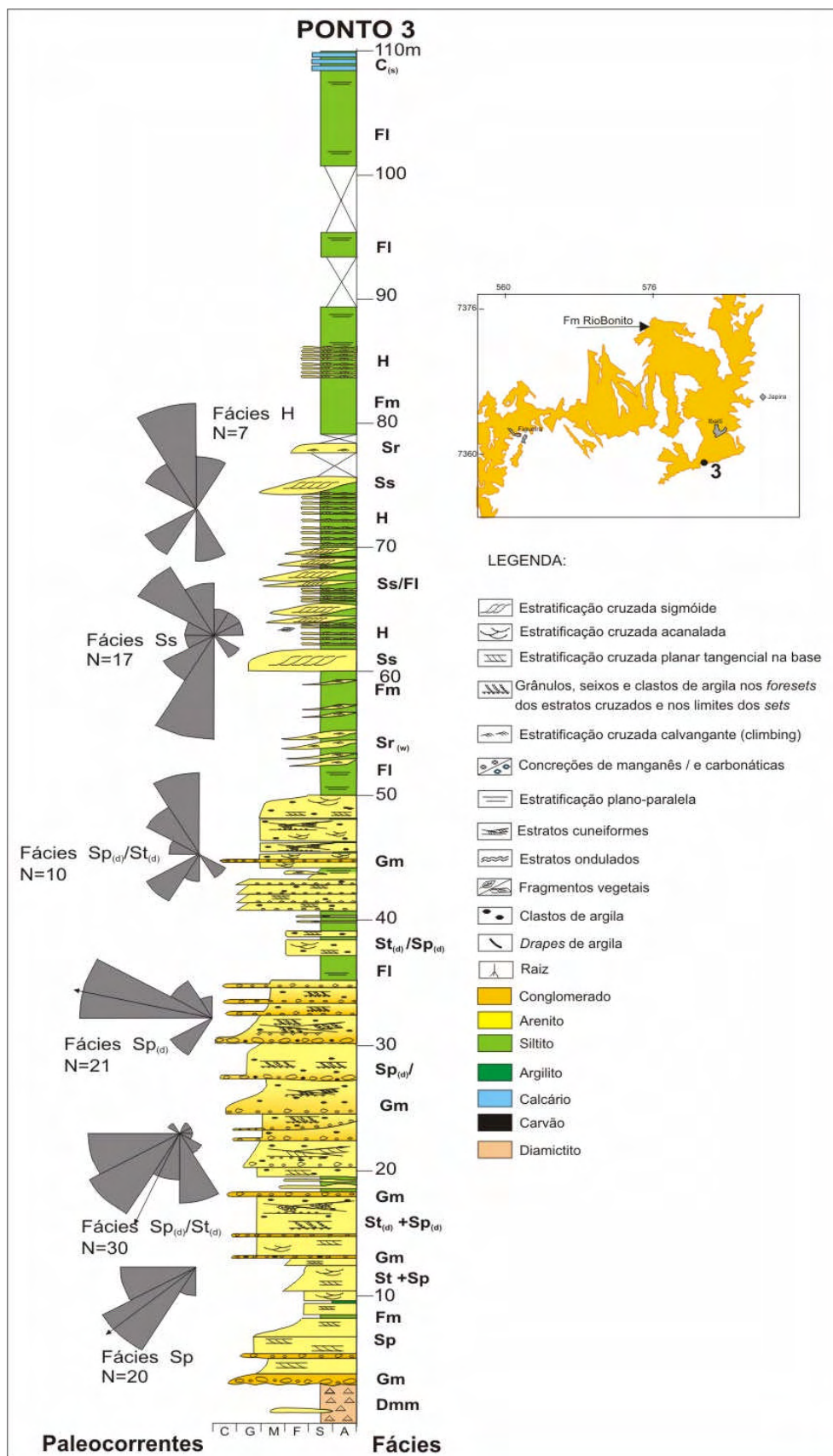
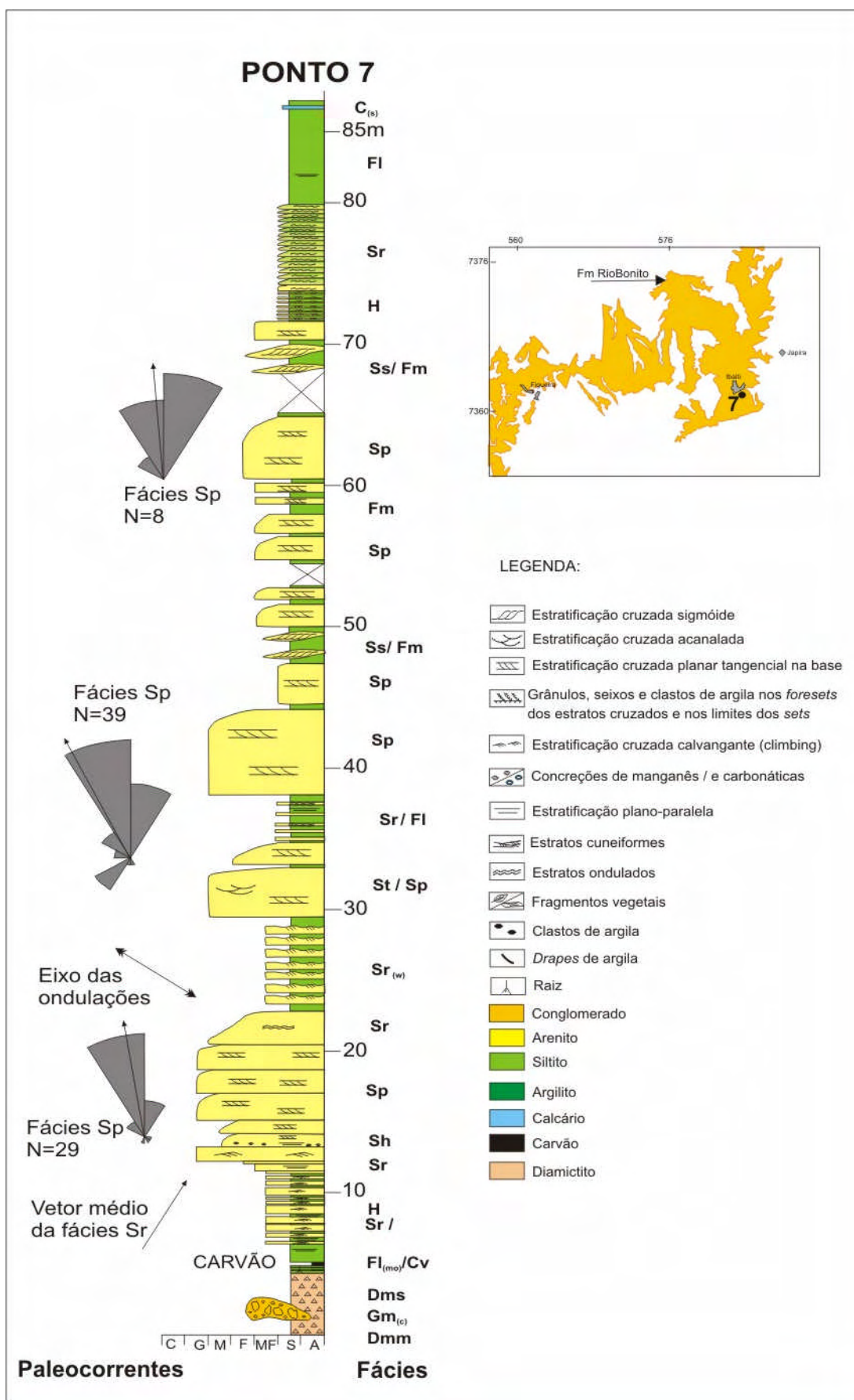


Figura 6: Perfil estratigráfico vertical da Formação Rio Bonito no ponto 3, com indicação das principais fácies sedimentares e paleocorrentes medidas. Código de fácies na tabela 2.



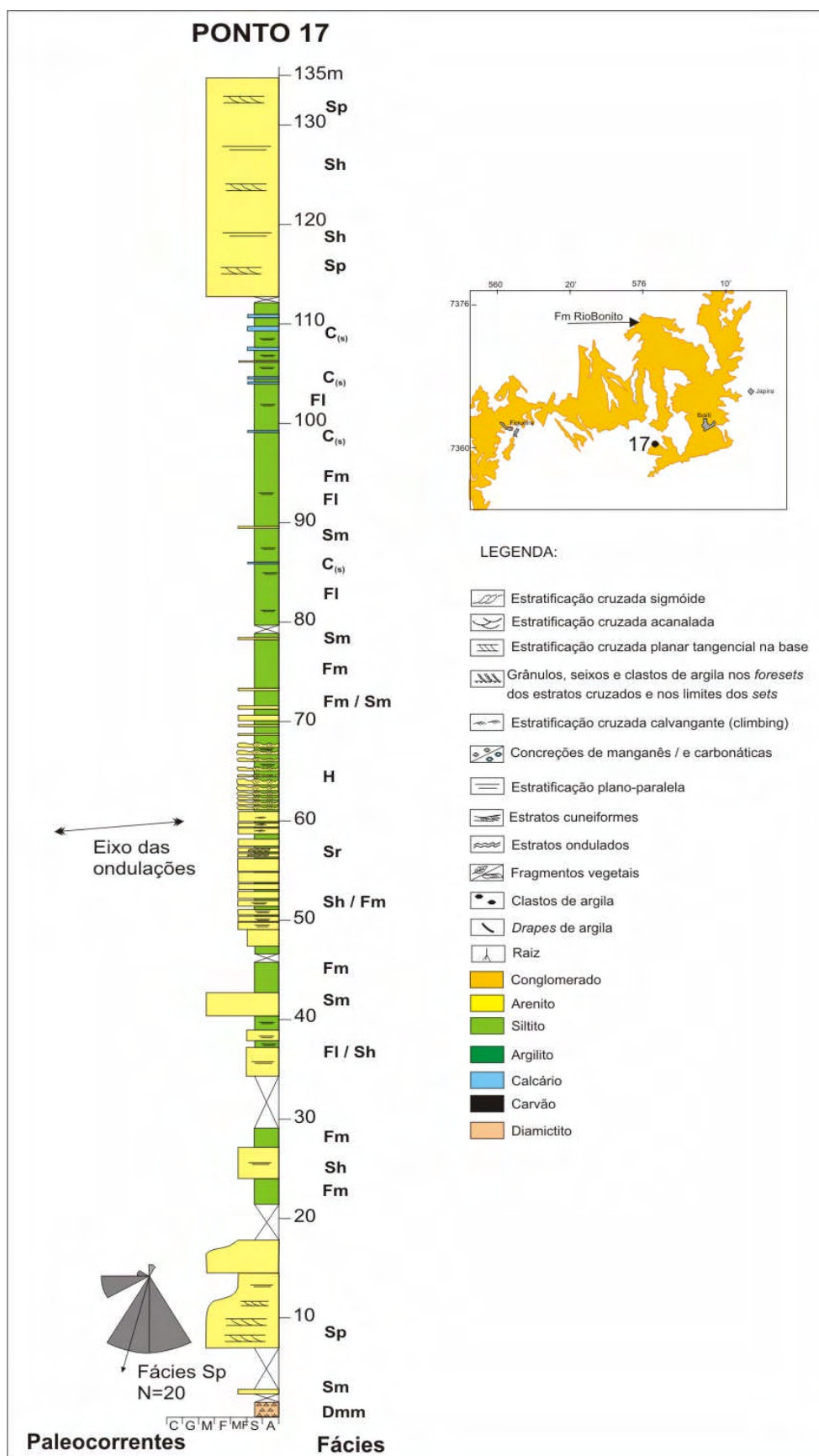


Figura 8: Perfil estratigráfico vertical da Formação Rio Bonito no ponto 17, com indicação das principais fácies sedimentares e paleocorrentes medidas. Código de fácies na tabela 2.



Figura 9: Vista geral da escarpa da Formação Rio Bonito e do contato plano com a Formação Palermo (vista a partir do ponto 17 para NE).

3.2. Associações de Fácies Sedimentares

Os perfis estratigráficos verticais foram correlacionados em duas seções estratigráficas com o objetivo de reconhecer as variações de espessura da Formação Rio Bonito e identificar associações de fácies (figuras 10 e 11).

As seções estratigráficas foram construídas a partir da identificação e correlação das associações de fácies caracterizadas nos perfis verticais. A associação de fácies 4 foi a que apresentou melhor representatividade em todos os perfis, não só pela sua presença constante, mas também pelo fácil reconhecimento do seu padrão textural de granodecrescência ascendente. Por isto, seu limite inferior foi adotado como a principal linha de correlação nos perfis (*datum*).

Os bancos de calcários, freqüentemente silicificados, também auxiliaram na correlação das associações de fácies, mas não foram utilizados como *datum* devido ao fato de se encontrarem no topo das escarpas, onde freqüentemente ocorrem como blocos soltos sobre o solo, tendo sido difícil na maioria das vezes definir se estavam *in situ* ou não.

A caracterização das associações de fácies foi baseada na identificação de conjuntos de fácies geneticamente relacionadas, que se sucedem na vertical. Foram caracterizadas e descritas cinco associações de fácies apresentadas seguir. A nomenclatura e a descrição das fácies individuais estão indicadas na tabela 2.

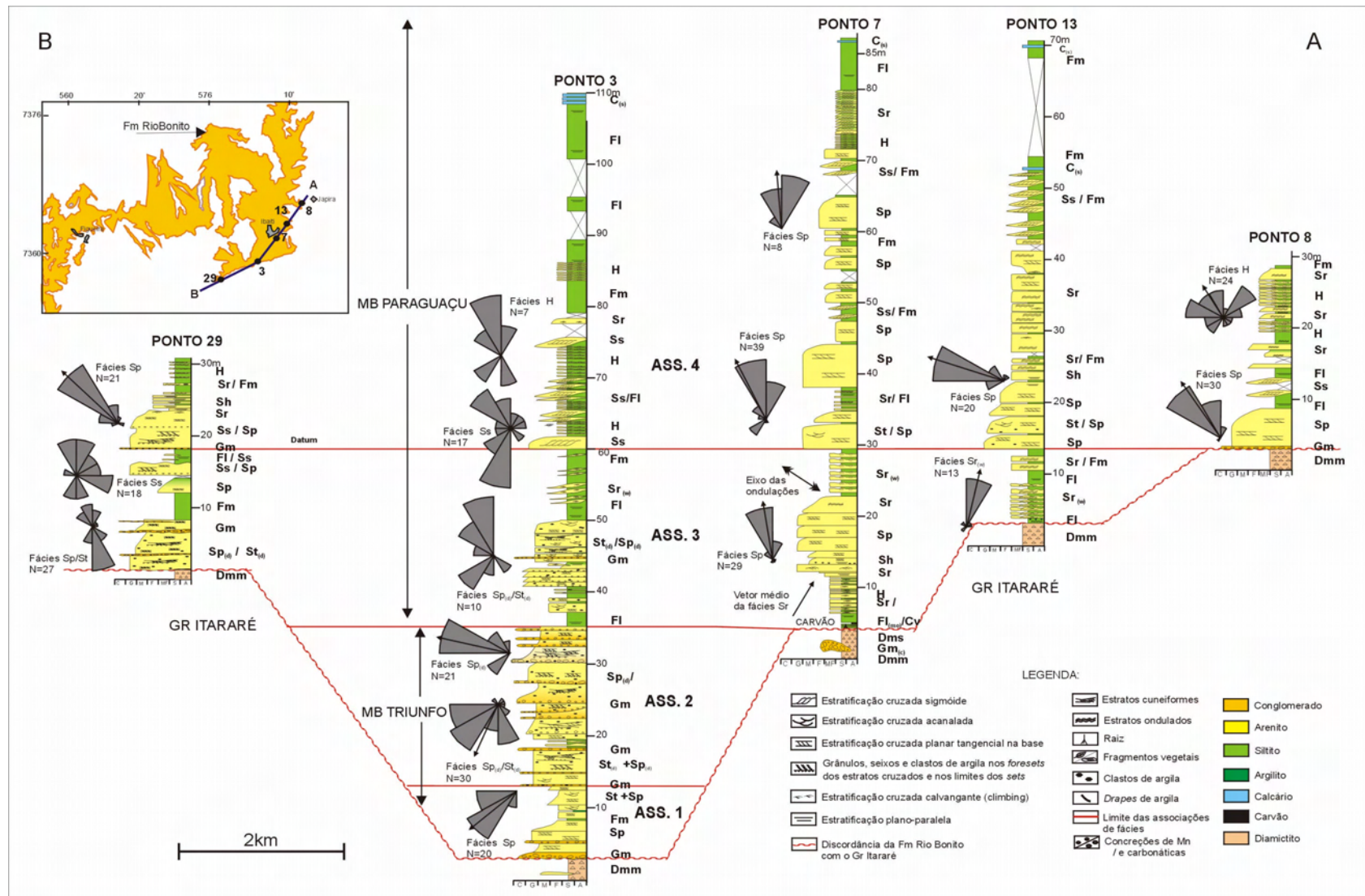


Figura 10: Seção estratigráfica A-B, mostrando as associações de fácies da Formação Rio Bonito. Código de fácies na tabela 2.

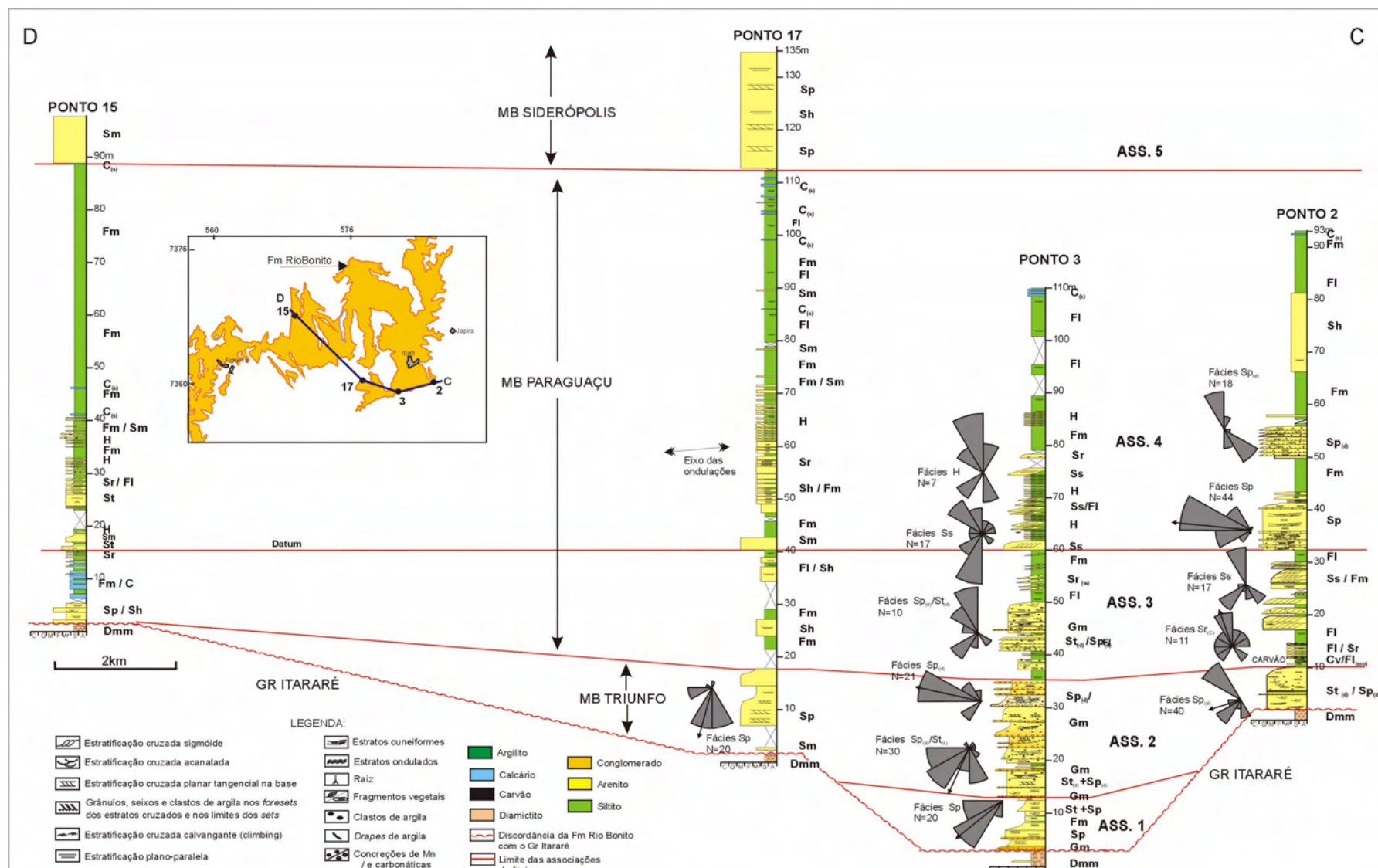


Figura 11: Seção estratigráfica C-D, mostrando as associações de fácies da Formação Rio Bonito. Código de fácies na tabela 2.

3.2.1. Associação de fácies 1

Presente na porção basal da Formação Rio Bonito, logo acima dos diamictitos do Grupo Itararé, ocorre somente no ponto 3, onde não ultrapassa 10 m de espessura (figuras 10 e 11). A associação de fácies é representada por conglomerados maciços e arenitos feldspáticos, definindo empilhamento com granodecrescência ascendente.

Os conglomerados maciços (fácies Gm) são maciços sustentados por clastos (grânulos e seixos), arredondados a subarredondados (figura 12-A). São caracteristicamente polímiticos (clastos de granito, arenito, rochas metamórficas), o que indica proveniência a partir do retrabalhamento dos diamictitos subjacentes do Grupo Itararé.

As camadas individuais de conglomerados maciços apresentam no máximo 0,5 m de espessura, ocorrendo como corpos canalizados na base da Formação Rio Bonito. Constituem depósitos de corrente de alta energia, produto de transporte por tração em meio confinado.

Os conglomerados são sobrepostos em contato abrupto por camadas de arenitos com estratificação cruzada tabular planar (fácies Sp) ou acanalada (fácies St) de pequeno a médio porte (decímetros). As camadas de arenitos possuem de 0.5 a 2.0 m de espessura, que em muitos casos apresentam padrão textural de granodecrescência ascendente. Os arenitos são finos a grossos, imaturos, feldspáticos, localmente micáceos e/ou com concentração de minerais pesados.

Medidas de paleocorrentes efetuadas nos planos frontais dos arenitos com estratificação cruzada mostram paleofluxo predominante para sudoeste, com vetor médio para 230° (figura 12-B). Estes arenitos são interpretados como produtos de correntes com transporte por tração, onde migrações das formas de leito de crista reta e sinuosa geraram os estratos cruzados. Os lamitos (fácies Fm) que ocorrem associados à seção arenosa indicam deposição por decantação em áreas adjacentes aos canais.



Figura 12: Associação de fácies 1: A) Fácies sedimentares: conglomerados maciços desorganizados (fácies Gm), presentes na base da associação; B) Diagrama em rosa de paleocorrentes nas camadas frontais de estratos cruzados de arenitos (ponto 3).

3.2.2. Associação de fácies 2

A associação de fácies 2 é composta predominantemente por arenitos médios a muito grossos com espessura máxima de 24 m no ponto 3 (figuras 10 e 11). Está em contato erosivo com a seção arenosa da associação sotoposta, marcado por nível conglomerático. Nos pontos 2 e 17 encontra-se assentada em contato erosivo sobre diamictitos vermelhos maciços do Grupo Itararé (figura 11).

Os sets estão arranjados em camadas de 0.5 a 2.0 m de espessura, apresentando padrão textural predominantemente “em caixa”, com sutil afinamento textural para o topo. No ponto 17 (figura 11), a seção arenosa demonstra um padrão textural de granodecrescência ascendente, exibindo arenitos finos a grossos, quartzosos, com estratificação cruzada planar (fácies Sp).

O contato basal dos arenitos é muitas vezes erosivo com concentração de grânulos e seixos de quartzo, granito e quartzito (fácies Gm) na base dos sets. É comum a presença de cunhas conglomeráticas interestratificadas nos corpos de arenitos (figura 13).

Os arenitos podem apresentar *drapes* de argila milimétricos, acompanhando os *foresets* das estratificações cruzadas planares (fácies Sp_(d)) ou acanaladas (fácies St_(d)). Estas estruturas sedimentares são de pequeno a médio porte (decimétricas) e estão dispostas em sets cuneiformes. Clastos angulosos de argila esverdeada dispersos ou acompanhando os *foresets* dos estratos cruzados dos arenitos são também comuns nesta associação de fácies. Localmente podem

exibir delgadas camadas de arenitos finos e lamitos laminados (fácies FI) de 20 a 40 cm de espessura e níveis de conglomerados maciços (figura 13).

A presença de *drapes* de argila acompanhando os *foresets* dos estratos cruzados e de delgadas camadas de lamitos laminados (fácies FI) indicam atuação de processos deposicionais em que correntes com transporte por tração são sucedidas por redução e dissipação do fluxo, permitindo a decantação de argilas. Estes processos são característicos de correntes de maré, no qual são formados os recobrimentos de sedimentos finos por decantação durante as marés alta e/ ou baixa (Nio & Yang 1991, Reinson 1992, Dalrymple 1992).

A existência de clastos angulosos de argila de cor verde, tanto nos limites de *sets* quanto na base dos *foresets* de estratos cruzados, indica retrabalhamento de camadas argilosas previamente depositadas (figura 13). Estas feições, embora não exclusivas, são comuns em ambientes onde atuam correntes de maré (Dalrymple *et al.* 1990, Dalrymple 1992, Allen & Posamentier 1994).

Medidas de paleocorrentes efetuadas nos planos frontais dos estratos cruzados dos arenitos apresentam paleofluxo principal para sudoeste, sendo obtido o vetor médio de 244° a partir de 150 medidas (figura 14). A dispersão é grande, sendo reflexo de medidas também efetuadas em camadas com estratificação cruzada acanalada (fácies St).

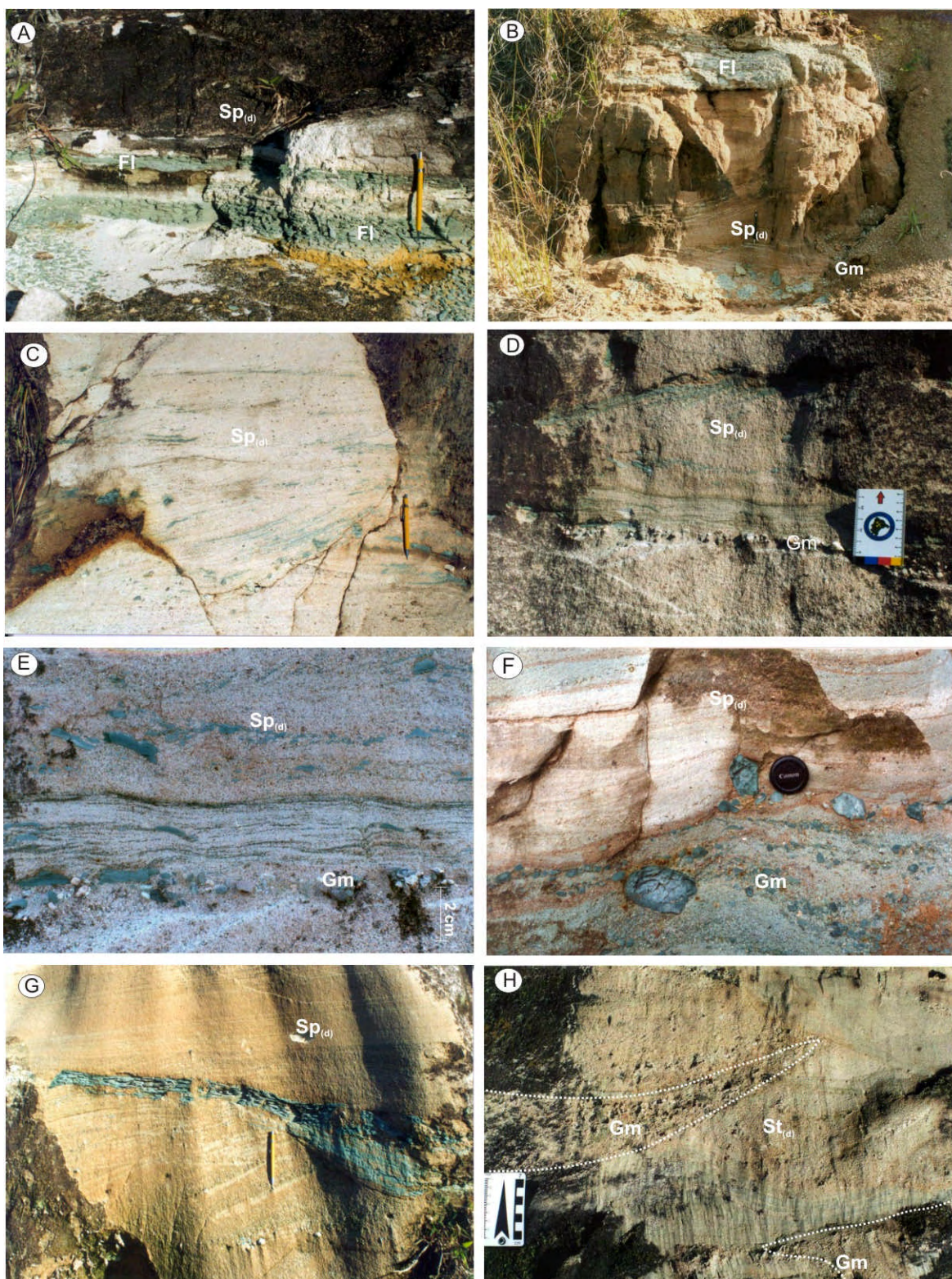


Figura 13: Arenitos da associação de fácies 2 no ponto 3: A/B) Camadas de lamitos laminados (fácies FI) intercalados em arenitos (fácies Sp); C/D/E) Arenitos médios a muito grossos com clastos e *drapes* de argila (fácies Sp_(d)), exibindo camadas conglomeráticas (fácies Gm) no limite dos sets; F) Detalhe dos clastos angulosos; G) camadas de lamitos descontínuas separando sets; H) Arenitos médios a muito grossos (fácies St_(d)) com cunhas de conglomerados (fácies Gm).

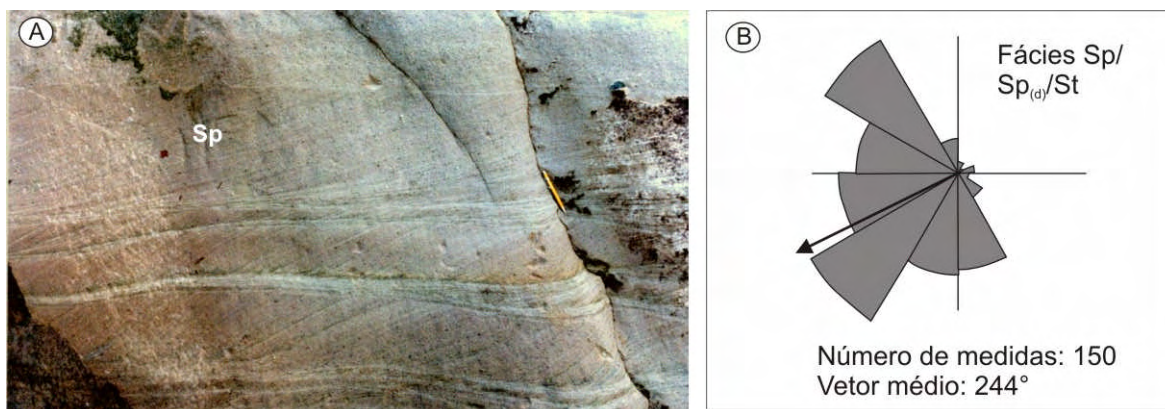


Figura 14: Paleocorrentes na associação de fácies 2: A) Fácies Sp, exemplo de camadas frontais de estratos cruzados onde foram medidas as paleocorrentes; B) Diagrama em rosa, composto pelas medidas nas camadas frontais de estratos cruzados de arenitos das fácies Sp, Sp_(d) e St (pontos 2, 3, 20, 17 e 26).

3.2.3. Associação de fácies 3

A associação de fácies 3 é caracterizada pela predominância de lamitos laminados (fácies Fl) e maciços (fácies Fm), que apresentam cores verde e vermelha, formando camadas contínuas com espessura de até 5 m. Intercalados nos lamitos ocorrem arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada cavalgante (fácies Sr), ou com acamamento ondulado (fácies Sr_(w)). Também se acham presentes arenitos médios a grossos das fácies St_(d), Sp_(d), Sp, Ss, Sr, Sh, Sm e níveis de conglomerados maciços.

Os lamitos sobrepõem a associação de fácies sotoposta em contato abrupto (figuras 10 e 11). O contato também é abrupto quando a unidade subjacente é representada pelas rochas do Grupo Itararé, como ocorre no Parque da Mina Velha em Ibaiti (ponto 7, figura 15-A). Muitas vezes, camadas centimétricas de conglomerados são encontradas na base da associação.

Lamitos laminados cinza escuros podem apresentar paleo-raízes, como ocorre no Parque da Mina, onde gradam para camadas de carvão e lamitos ricos em matéria orgânica (figura 15-B). As camadas de carvão apresentam lâminas alternadas de vitrinita e inertinita, com altos teores de enxofre e intercalações de material detritico (lamitos com restos de vegetais), formando corpos descontínuos, com espessura máxima de 30 cm. Na mina subterrânea da Carbonífera Cambuí Ltda em Figueira (ponto 21), o carvão encontra-se em alguns pontos ondulado,

sugerindo retrabalhamento por correntes marinhas, de forma que não é uma acumulação de restos vegetais “*in situ*”.

Lâminas de carvão e de lamitos ricos em matéria orgânica podem ocorrer intercalados em arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada cavalgante (fácies Sr, figura 15-C/D). Quando a intercalação é milimétrica, compõe também fácies heterolítica (figura 15-E). Os arenitos com estratificação cruzada cavalgante podem passar lateralmente para arenitos finos com estratificação cruzada planar com clastos e *drapes* de argila.

Arenitos médios a grossos sobrepõe os arenitos finos da fácies Sr e lamitos em contato abrupto, sendo comum a presença de níveis de arenitos conglomeráticos em sua base. Arenitos com mega-ondulações (fácies Sr), são encontrados nos pontos 1 e 29, assim como no Parque da Mina Velha, onde eixo das ondulações estão orientados na direção NW/SE (figura 15-F).

Os arenitos também podem ser representados pelas fácies St e Sp (figura 16-A/B). Quando os arenitos são médios a muito grossos, com *drapes* de argila milimétricos, acompanhando os *foresets* das estratificações cruzadas planares ou acanaladas, constituem as fácies $St_{(d)}$ e $Sp_{(d)}$. Os *drapes* de argila podem exibir localmente pares de argila (camadas duplas) formando *mud couplets*. Pares de argila deste tipo são comumente atribuídos à flutuação periódica de correntes originados pelos ciclos diurnos e semidiurnos de marés (Allen 1980, Nio & Yang 1991, Dalrymple 1992), sendo uma feição comum em *sandwaves* de maré (Allen 1980).

Lateralmente às fácies Sp, St, $St_{(d)}$, $Sp_{(d)}$ e Sr, podem ocorrer arenitos médios maciços, com níveis muito bioturbados, exibindo traços fósseis em forma de tubos (fácies Sm, ponto 1, figura 16-C), ou arenitos muito finos a grossos com geometria sigmóide (fácies Ss, figura 16-D). Os arenitos ocorrem em *sets* de no máximo 1,5 m e pode apresentar fragmentos de madeira silicificada de tamanho centimétrico.

Níveis de conglomerados maciços (fácies Gm), sustentados por clastos (grânulos a calhaus) de composição variada (quartzo, granito, quartzito e clastos de argila), arredondados a subarredondados, ocorrem muitas vezes entre os *sets* das fácies Sp, St, $Sp_{(d)}$ e $St_{(d)}$, podendo apresentar imbricação (figura 17). Estas camadas de conglomerados constituem depósitos de corrente de alta energia,

produto de transporte por tração em meio confinado, que em alguns casos erodiram e incorporaram clastos derivados dos diamictitos do Grupo Itararé.

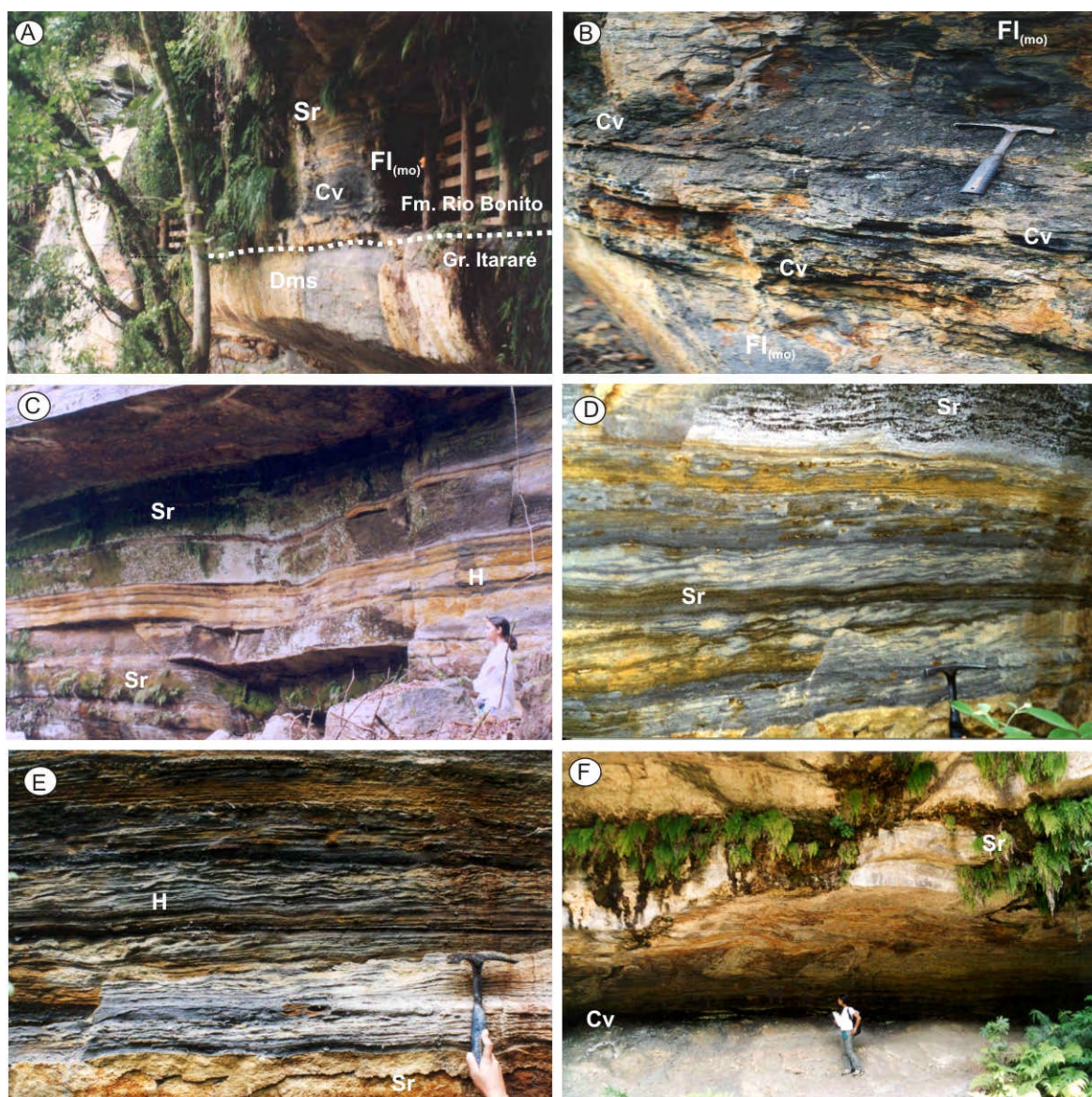


Figura 15: Fácies sedimentares da associação de fácies 3, no Parque da Mina Velha (ponto 7): A) Contato entre os lamitos laminados com matéria orgânica (fácies $FI_{(mo)}$) e camadas de carvão (fácies Cv) da Formação Rio Bonito e diamictitos (fácies Dms) do Grupo Itararé; B) Lamitos laminados com matéria orgânica (fácies $FI_{(mo)}$) e camadas de carvão (fácies Cv); C) Arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada cavalgante (fácies Sr) com intercalação de fácies heterolítica; D) Detalhe da fácies Sr; E) Detalhe da fácies H; F) Arenitos com mega-ondulações (fácies Sr) sobrepondo as camadas de carvão.

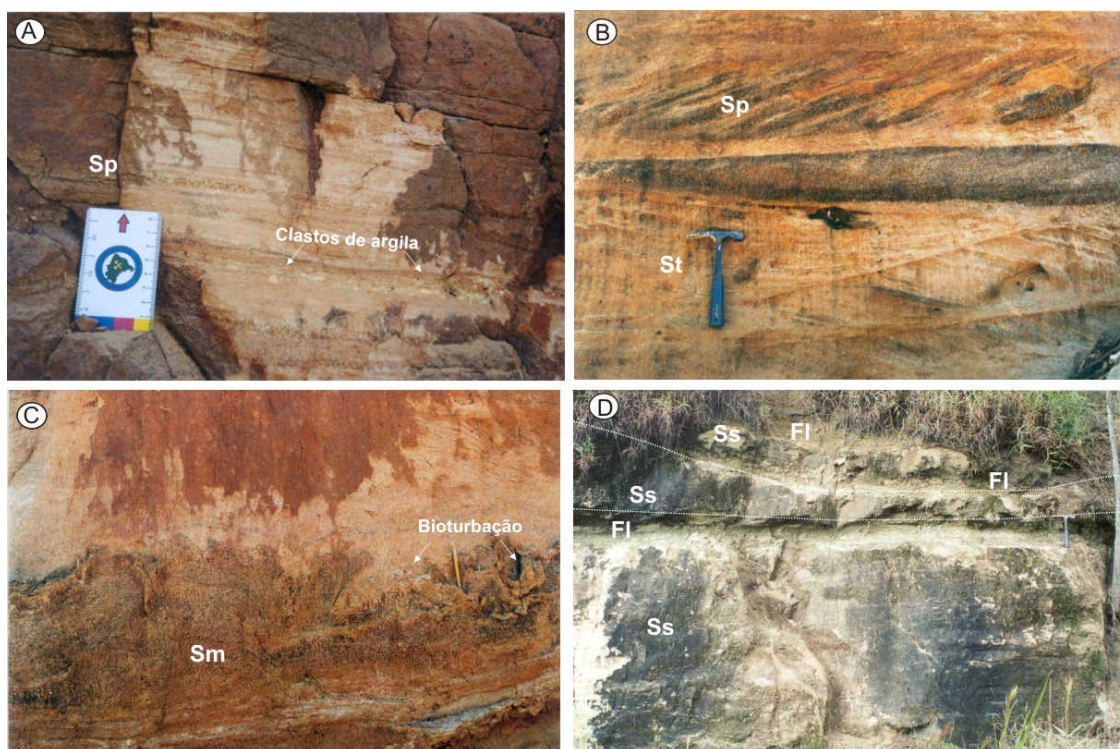


Figura 16: Arenitos médios a grossos da associação de fácies 3: A) Arenito com estratificação cruzada planar (fácies Sp) exibindo nível com clastos de argila (ponto 29); B) Arenito com estratificações cruzadas acanalada (fácies St) e planar (fácies St e Sp, ponto 1); C) Arenito bioturbado (fácies Sm, ponto 1); D) Arenitos com geometria sigmoidal (fácies Ss) intercalados com lamitos laminados (fácies Fl, ponto 2).

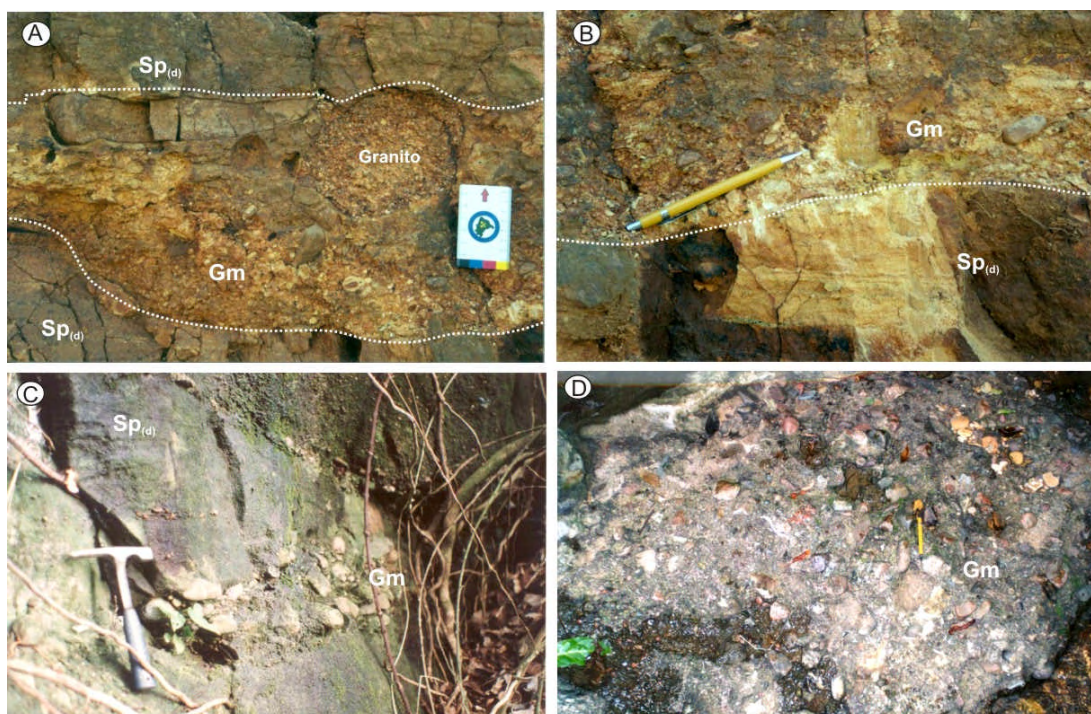


Figura 17: Detalhe dos conglomerados da associação de fácies 3: A/B/C) Conglomerados, que podem apresentar imbricação do eixo maior (pontos 29 e 4); D) Depósito residual de conglomerado no contato com diamictito do Grupo Itararé (ponto 11).

Na porção superior da associação de fácies 3 predominam fácies de granulação fina (fácies Fm e Fl), com intercalação de arenitos finos a muito finos. Estes arenitos podem exibir ondulações de corrente (fácies Sr, figura 18-A), geometria sigmóide (fácies Ss, figura 18-B), ou apresentarem acamamento ondulado geralmente com reversão de correntes (fácies $Sr_{(w)}$, figura 18-C/D/E).

Arenitos calcíferos e bancos de calcários argilosos também ocorrem intercalados a sucessão de lamitos do topo da associação de fácies 3, principalmente na porção oeste da área estudada. Estes bancos de calcário em alguns pontos já foram objeto de lavra em antigas pedreiras (figura 18-F). Os calcários argilosos podem ser encontrados brechados e indicam retrabalhamento no sítio deposicional indicando exposição dos sedimentos.

Paleocorrentes medidas nos estratos cruzados dos arenitos médios a muito grossos (fácies $St_{(d)}$, $Sp_{(d)}$, Sp e Ss) mostram padrões de fluxo principal para norte e secundário para sul (figura 19-A). Os arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada cavalgante (fácies Sr) revelaram fluxo para norte (vetor médio de 13°), sendo as ondulações com correntes reversas da fácies $Sr_{(w)}$, pouco representativas (figura 19-B). A soma das paleocorrentes dos dois conjuntos de fácies (figura 19-C) indica fluxo preferencial para norte. Eixos de ondulações de direção noroeste-sudeste foram medidos no ponto 7. A presença de paleofluxos com reversão de corrente indica atuação de processos deposicionais relacionadas a correntes de maré.

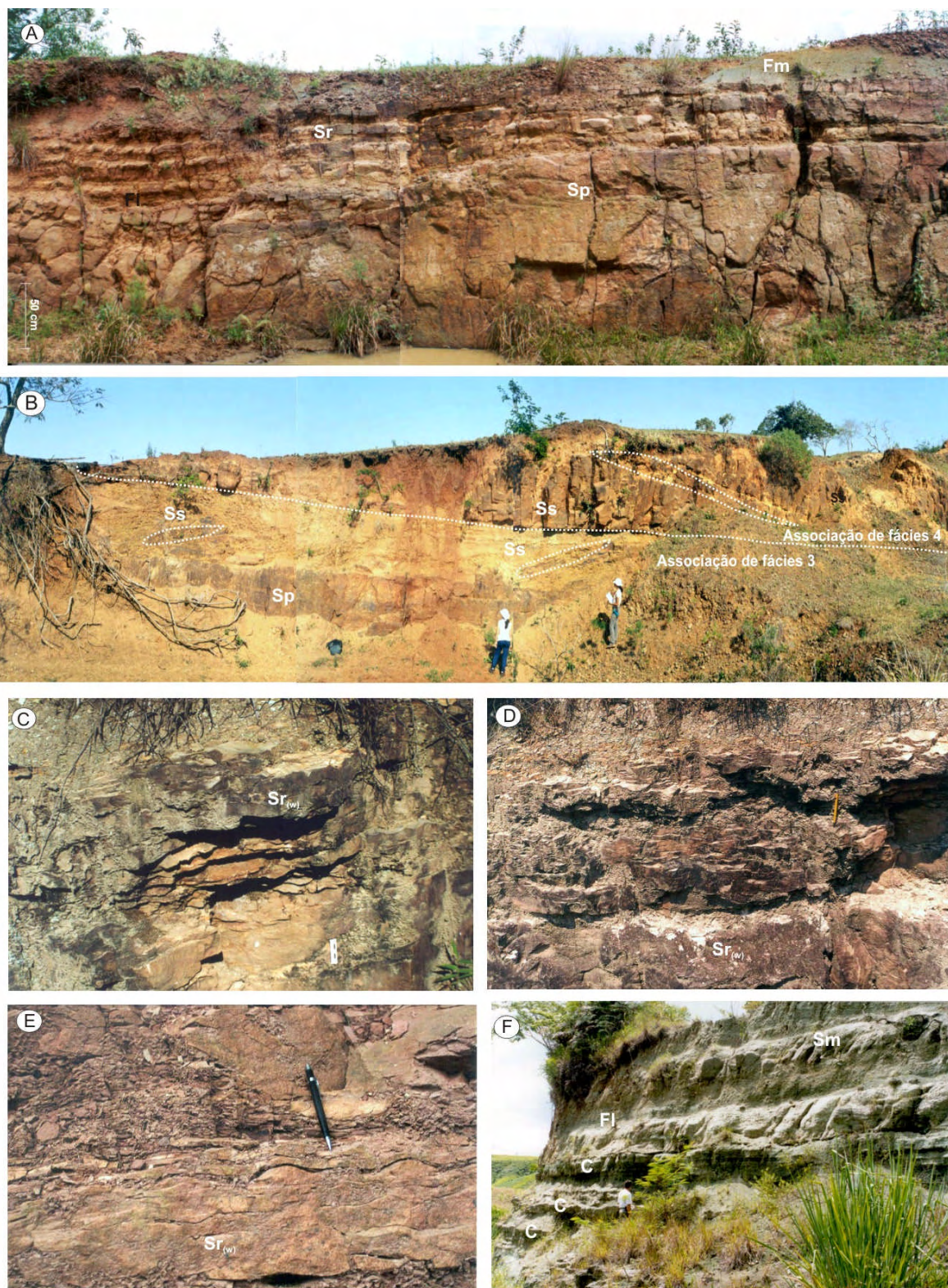


Figura 18: Arenitos finos a muito finos da associação de fácies 3: A) Arenitos com acamamento ondulado (fácies Sr, ponto 12); B) Arenitos sigmóides (fácies Ss) intercalados em lamitos maciços (fácies Fm, ponto 29); C/D/E) Arenitos com acamamento ondulado com formas de leito preservadas (fácies $Sr_{(w)}$, pontos 7 e 13); F) Arenitos calcíferos e bancos de calcários argilosos em pedra antiga (ponto 15).

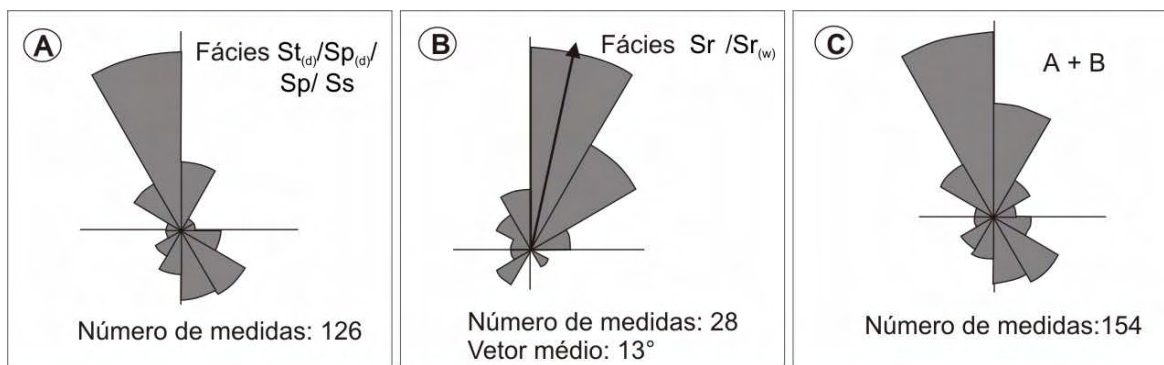


Figura 19: Diagramas em rosa de paleocorrentes na associação de fácies 3: A) Camadas frontais de estratos cruzados de arenitos médios a muito grossos (fácies $St_{(d)}$, $Sp_{(d)}$, Sp e Ss , pontos 1, 2, 3, 7 e 29); B) Estratificação cruzadas cavalgantes e ondulações de correntes de arenitos finos a muito finos (fácies Sr e $Sr_{(w)}$, pontos 2, 7 e 13); C) Soma das paleocorrentes A e B.

3.2.4. Associação de fácies 4

A associação de fácies 4 é caracterizada pela existência de arenitos finos a grossos em sua base (fácies $Sp_{(d)}$, Sp ou St , Ss , Sm e Sh). Os corpos de arenitos sobrepõem em contato abrupto a associação de fácies 3. Este contato pode exibir estruturas de sobrecarga com presença de almofadas e pequenos diápiros, como é encontrado no ponto 11 (figura 20-A) ou níveis conglomeráticos com grânulos e seixos de quartzo (ponto 29).

Quando sobrepõem os diamictitos maciços do Grupo Itararé, o contato é erosivo, também marcado por nível de conglomerado maciço, com grânulos e seixos de quartzito, granito e quartzo (fácies Gm , figura 20-B).

Os arenitos médios a grossos geralmente são limpos, quartzosos, com estratificação cruzada planar (fácies Sp , figura 20-C/D). *Drapes* de argila acompanhando os *foresets* dos estratos cruzados, assim como clastos de argila angulosos dispersos, foram encontrados no ponto 3 (figura 20-E/F). Nos planos dos estratos cruzados podem existir ondulações de corrente (fácies Sr) com sentido contrário ao do fluxo principal. Medidas de paleocorrentes nestes arenitos revelaram fluxo bipolar com moda principal para norte e secundária para sul.

Os arenitos basais são sobrepostos por seção predominantemente lamítica, caracterizando padrão típico de granodecrescência ascendente, que pode ser visualizado nas figuras 10 e 11.

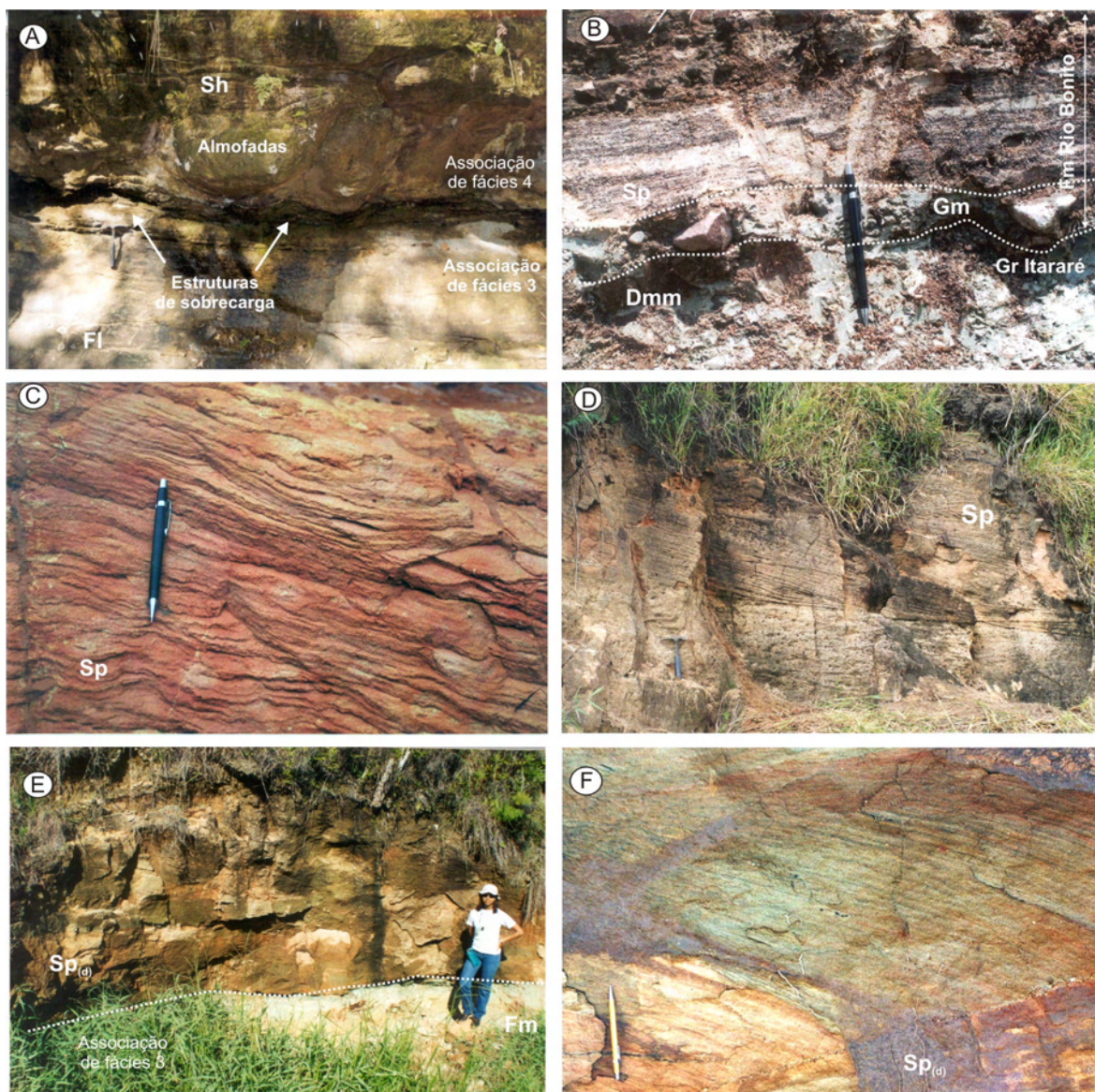


Figura 20: Arenitos basais da associação de fácies 4: A) Estrutura de sobrecarga sobre os lamitos da associação de fácies 3 (ponto 11); B) Camada de conglomerado na base em contato erosivo com os diamictitos do Grupo Itararé (ponto 8); C/D) Arenitos médios a grossos com estratificação cruzada planar (fácies Sp, pontos 13 e 2); E) Arenitos médios com *drapes* de argila acompanhando os *foresets* (fácies Sp_(d)) sobrepostos aos lamitos da associação de fácies 3 (ponto 3); F) Detalhe da foto E, exibindo os *drapes* de argila da fácies Sp_(d).

Intercalados na seção lamítica ocorrem arenitos finos a muitos finos das fácies Sh, Shc, Ss (figura 21-A), Sr (figura 21-B), e fácies heterolítica com acamamento ondulado (*wavy bedding*) e lenticular (*linsen*) (figura 21-C/D). Arenitos médios a grossos (fácies Sp_(d), Sp, Sm e Ss), às vezes com níveis conglomeráticos na base dos estratos também podem ocorrer intercalados a seção lamítica da parte superior (figura 21-E/F).

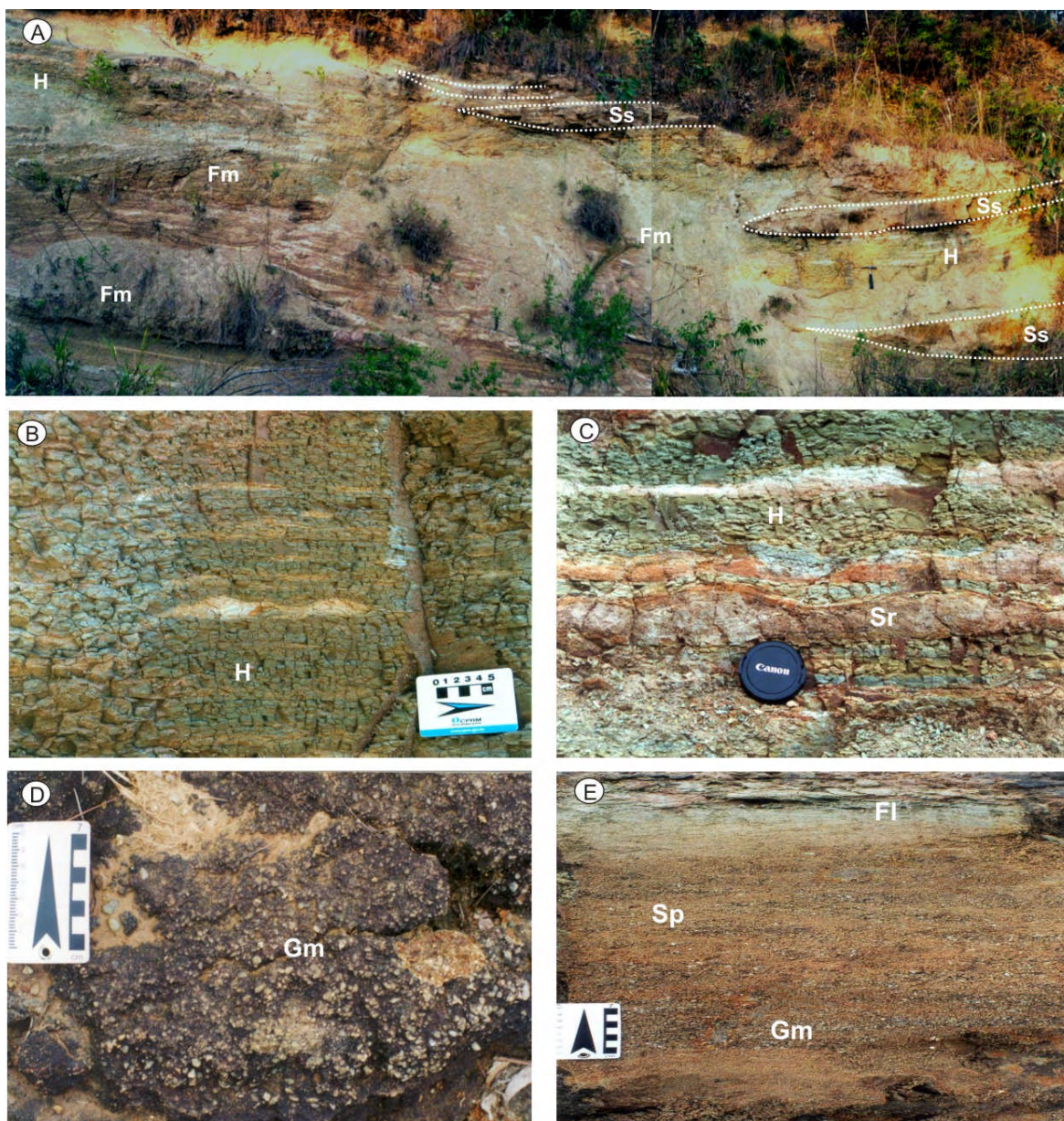


Figura 21: Arenitos intercalados em lamitos da associação de fácies 4: A) Arenitos finos a muito finos com geometria sigmóide (ponto 3); B/C) Fácies heterolítica e arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada cavalgante (fácies H e Sr, ponto 3); D) Camada de conglomerado (fácies Gm); E) Conglomerados (fácies Gm) gradando para arenitos médios (fácies Sp) com afinamento ascendente (ponto 2).

Arenitos finos a muito finos (fácies Sm e Sr) com cimento carbonático e bancos de calcários argilosos também ocorrem intercalados a sucessão de lamitos do topo da associação de fácies 4.

Os calcários argilosos são, muitas vezes, silicificados podendo-se reconhecer eventualmente feições primárias, como oóides/oncóides. Os calcários silicificados também podem ser encontrados brechados, como ocorre no topo da

associação de fácies 3. A silicificação é possivelmente produto de diagênese tardia, originada pela percolação de águas enriquecidas em sílica, que promoveram a substituição do carbonato por sílica.

Medidas de paleocorrentes nos arenitos basais com estratificação cruzada planar evidenciam fluxo preferencial para noroeste, com vetor médio de 304° (figura 22-A). Nas ondulações assimétricas das fácies heterolíticas as paleocorrentes mostram grande dispersão, mas com vetor médio coerente com o dos arenitos basais (figura 22-B). A soma das paleocorrentes dos dois conjuntos de fácies indica fluxo preferencial para norte com vetor médio de 306° (figura 22-C).

Podem ser encontrados, entretanto, paleocorrentes com fluxo bipolar para noroeste e sudeste, nos arenitos médios a grossos intercalados a porção fina superior (figura 22-D). As características litológicas e o padrão de paleocorrentes permitem considerar a persistência de correntes de maré, embora com fluxo principal para noroeste.

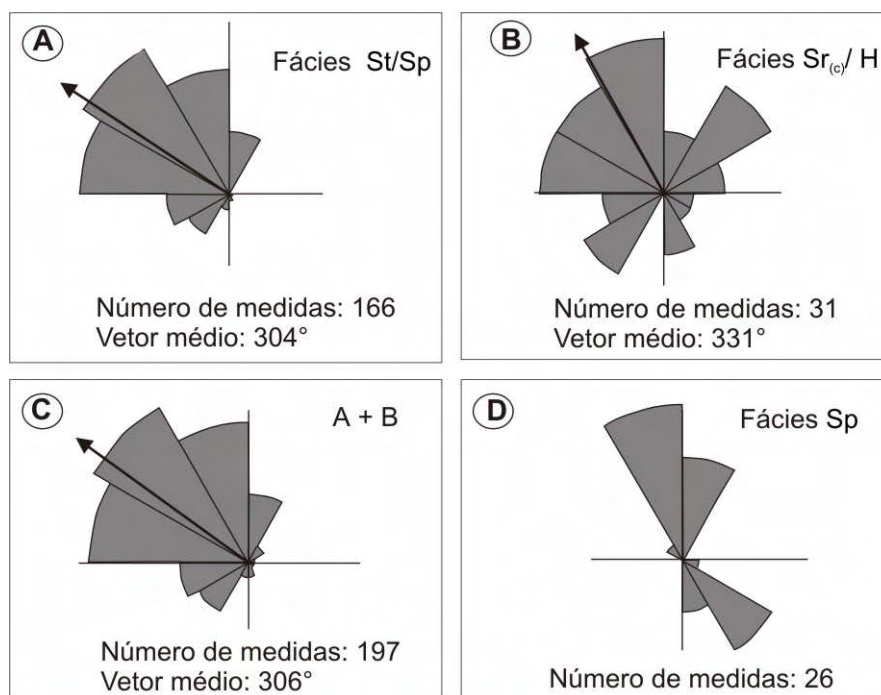


Figura 22: Diagramas em rosa de paleocorrentes na associação de fácies 4: A) Camadas frontais de estratos cruzados de arenitos médios a grossos (fácies Sp, St, pontos 2, 3, 7, 8, 13, 29 e 30); B) Ondulações de correntes em arenitos finos a muito finos e na fácies heterolítica, (fácies Sr e heterolítica, pontos 3 e 8); C) Soma das paleocorrentes A e B; D) Camadas frontais de estratos cruzados de arenitos finos a grossos (fácies Sp, pontos 2 e 7).

3.2.5. Associação de fácies 5

A associação de fácies 5 é constituída de arenitos médios a finos, limpos, quartzosos, bem selecionados, porosos (figura 23). Representa a parte superior da Formação Rio Bonito, sendo sobreposta pelos folhelhos da Formação Palermo.

A espessura máxima levantada foi de 22 m no ponto 17, onde ocorrem arenitos com estratificação planar (fácies Sp) e com laminação horizontal (fácies Sh, figura 23-A/E/F), que se encontram dispostos em *sets* tabulares de 0.5 m a 1 m de espessura. Estes depósitos foram interpretados como produto de transporte por correntes de alta energia, que possibilitaram a alta seleção dos arenitos.

Na área de Joaquim Távora os arenitos apresentam ondulações que truncam estratos cruzados, sugerindo a ação conjunta de ondas (fácies Shc, figura 23-C). Os arenitos são amalgamados e apresentam estratificação cruzada de baixo ângulo, com a preservação da parte côncava, ou calha do *hummocky-swaley* (*swaley* conforme a concepção de Walker & Plint 1992).

Moldes de conchas de bivalves e estruturas *pit and mound* (pequenas elevações com cavidade central), originadas pelo escape de bolhas de gases ou de fluidos (Reineck & Singh 1980), são encontrados no topo dos *sets* da fácies Shc (figura 23-D/E).

Medidas de paleocorrentes efetuadas nos planos frontais dos estratos cruzados dos arenitos apresentam paleofluxo principal para leste, sendo obtido o vetor médio de 99° a partir de 35 medidas (figura 23-G).

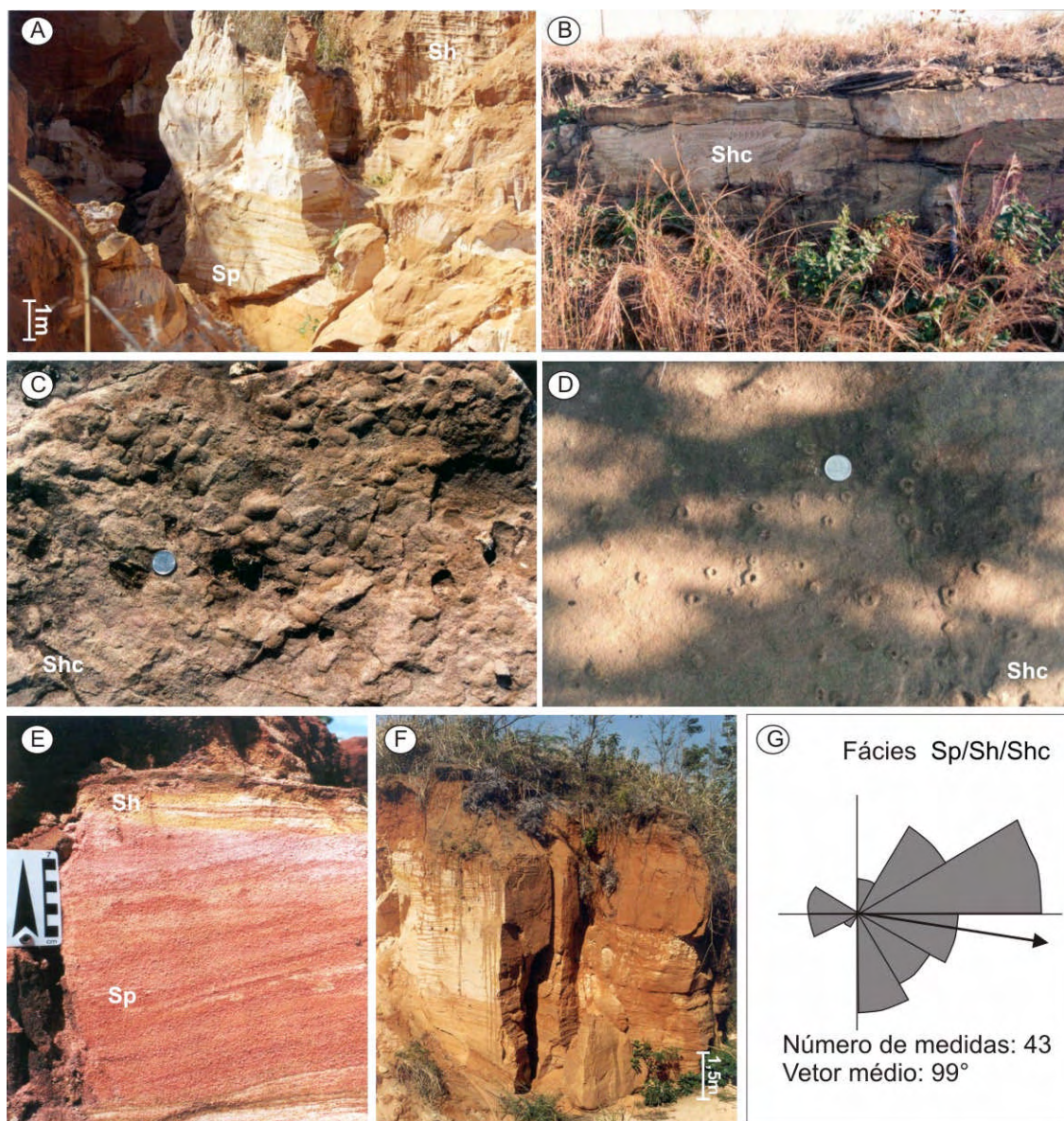


Figura 23: Arenitos da associação de fácies 5: A) Arenitos médios a finos, limpos quartzosos com estratificação cruzada planar e horizontal (fácies Sp e Sh, ponto 32), B) Arenitos com estratificação cruzada hummocky -swaley (fácies Shc, ponto 6); C) Moldes de bivalves (ponto 6), D) Estruturas de *pit and mound* (ponto 6), E/F) Arenitos médios a finos com estratificação cruzada planar e plano paralela (fácies Sp e Sh, pontos 17 e 32; G) Diagrama em rosa de paleocorrentes, composto pelas camadas frontais de estratos cruzados de arenitos das fácies Sp, St e Shc (pontos 6, 19 e 22).

3.3. Correlação superfície-subsuperfície

Espessura máxima levantada de 135 m foi constatada no ponto 17, mas o perfil não representa toda a Formação Rio Bonito na área, uma vez que a associação de fácies 1 não existe e a associação de fácies 2 é pouco espessa. Considerando o perfil vertical do ponto 3, que apresenta as associações de fácies 1 e 2 estima-se uma espessura máxima da ordem de 150 m para a Formação Rio Bonito na área estudada.

A correlação superfície-subsuperfície foi realizada correlacionando-se dois perfis verticais da unidade em superfície com perfis de poço perfurados a oeste da faixa de afloramento (figura 4). Foram correlacionados os perfis verticais dos pontos 3 e 17 com os poços FP-02-PR e FP-01-PR (figuras 24 e 25).

A linha de correlação adotada foi a mesma superfície utilizada para correlação dos perfis verticais levantados, a base da associação de fácies 4. Esta superfície é bem marcada em todos os poços analisados, e em termos litoestratigráficos, equivale ao Membro Paraguaçu definido por Schneider *et al.* (1974).

Quatro das cinco associações de fácies puderam ser reconhecidas nos perfis dos poços e nas litofácies dos testemunhos de sondagem descritos, FP-01-PR e FP-02-PR.

Os arenitos feldspáticos e conglomeráticos da associação de fácies 1 com empilhamento textural de granodecrescência ascendente não foram reconhecidos nos poços FP-02-PR e FP-01-PR. Esta associação de fácies representa a porção basal da Formação Rio Bonito e é considerada a mais irregular da unidade.

Os arenitos médios a grossos da associação de fácies 2 também são irregulares, ausentando-se no poço FP-01-PR (figura 25). O padrão do formato do perfil raios-gama do poço FP-02-PR indica empilhamento “em caixa”, semelhante aos perfis estratigráficos levantados. Na base desta associação, o perfil do poço FP-02-PR apresenta altos valores de raios-gama, dado ao fato das concentrações de urânio, molibdênio, chumbo, zinco, cobre, arsênio e tório (elementos radioativos) principalmente nos arenitos da base da Formação Rio Bonito e também nas camadas de carvão, conforme descrito por Saad (1973).

A associação de fácies 2 em subsuperfície é composta predominantemente por camadas de conglomerados maciços e arenitos médios a grossos, maciços ou com estratificação cruzada planar, com clastos de argila verde e pirita

dispersos. Localmente pode apresentar arenitos finos com estratificação cruzada cavalgante (figura 26).

Acima da associação de fácies 2, ocorre uma sucessão em que predominam lamitos maciços ou laminados, arenitos finos maciços, biotubados ou laminados com cimento carbonático e níveis de calcários argilosos, correspondente a associação de fácies 3. Os depósitos de carvão da associação 3 são descontínuos, não tendo sido encontrados nos dois poços descritos. Os arenitos da porção intermediária nos poços FP-02-PR e FP-01-PR são finos a médios, com estratificação cruzada planar e níveis com cimento carbonático (figura 27).

A associação de fácies 4 é facilmente reconhecida em todos poços (figuras 24 e 25) devido aos formatos dos perfis, que apresentam padrão de empilhamento granodecrescente em direção ao topo. Nos poços descritos a base é composta de arenitos médios a finos com estratificação cruzada planar, que são sucedidos por lamitos maciços ou laminados, calcários argilosos e arenitos finos maciços, bioturbados, ou com estratificação cruzada cavalgante (figura 28). Localmente ocorrem fácies heterolítica com intercalação de lamito e arenito muito fino, com acamamento *wavy* ou *linsen*, e arenitos finos a médios com estratificação *micro-hummocky* (figura 28-A).

Os arenitos médios, quartzosos da associação de fácies 5, topo da Formação Rio Bonito, foram reconhecidos no poço FP-01-PR. Não ocorrem no poço FP-02-PR, onde a associação de fácies 4 encontra-se em contato com a Formação Palermo. A associação de fácies 5 é irregular e descontínua, apresentando empilhamento com padrão textural "em caixa" ou com granocrescência ascendente, como no poço FP-01-PR. Neste poço os arenitos da associação de fácies 5 são médios a finos quartzosos com estratificação cruzada planar. Os arenitos também podem encontrar-se maciços e biotubados (figura 29).

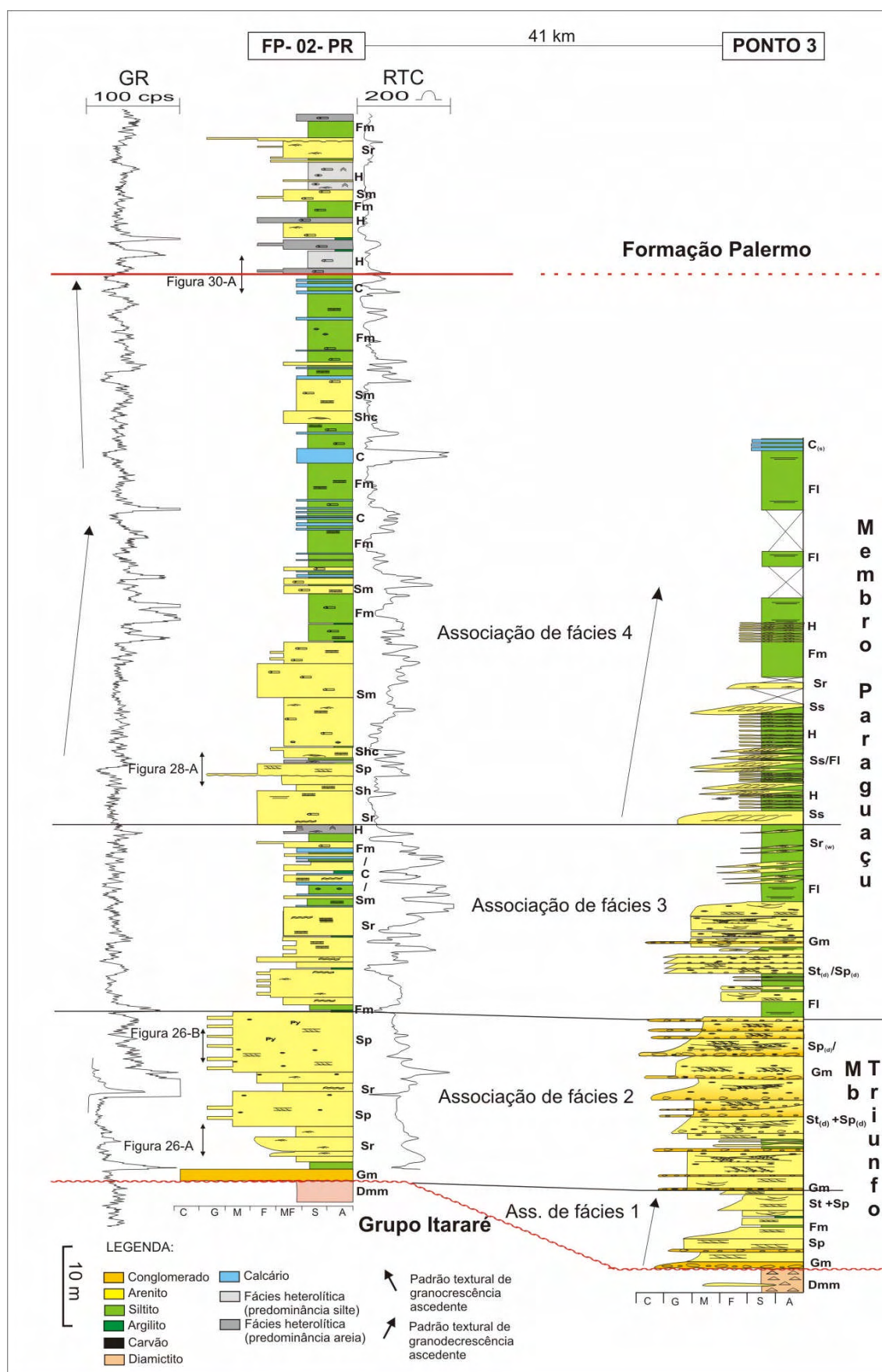


Figura 24: Correlação estratigráfica do perfil vertical do ponto 3 com o perfil do poço FP-02-PR (GR= perfil de raios-gama; RTC= perfil de resistividade).

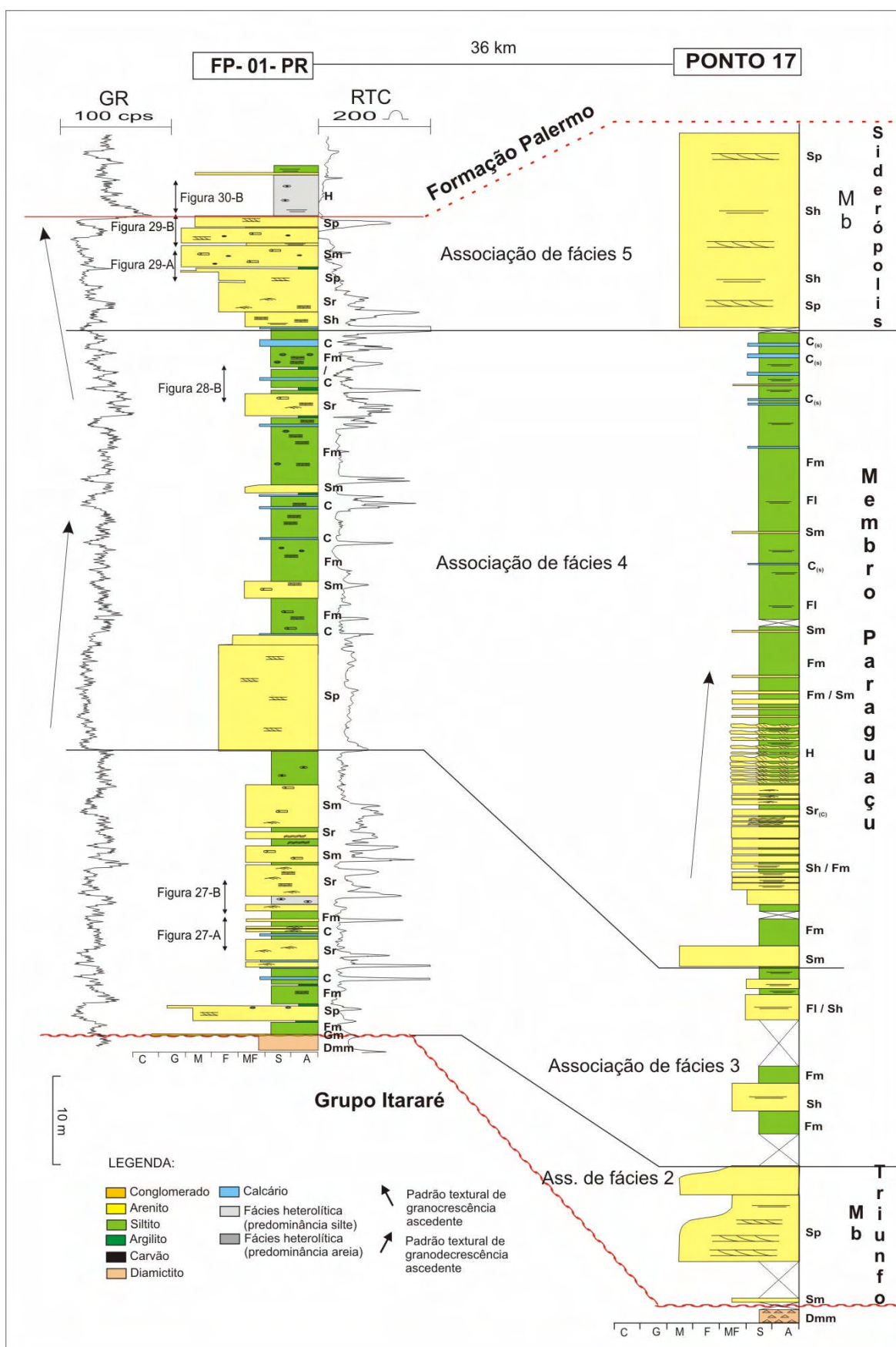


Figura 25: Correlação estratigráfica do perfil vertical do ponto 17 com o perfil do poço FP-01-PR (GR= perfil de raios-gama; RTC= perfil de resistividade).

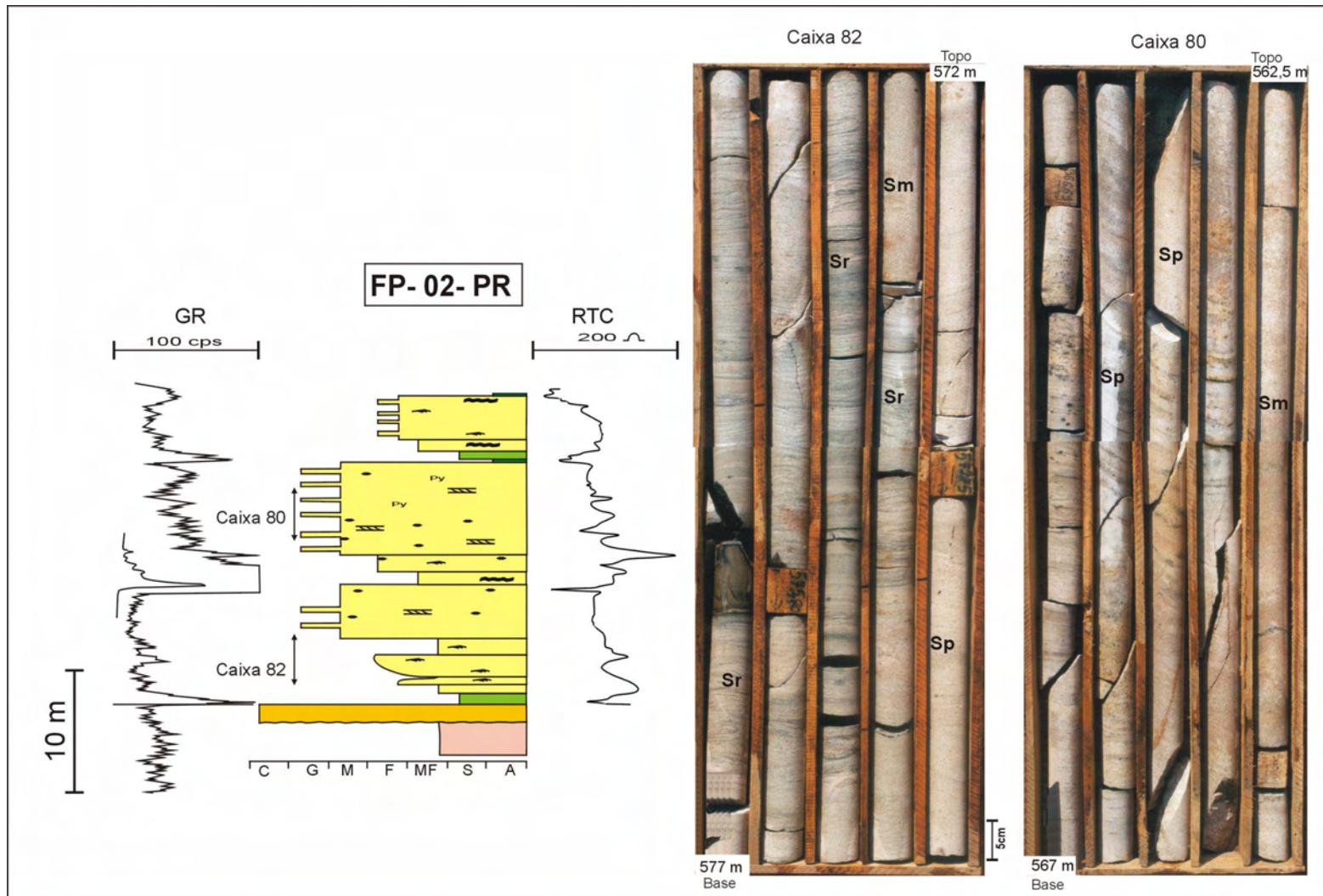


Figura 26: Fácies sedimentares da associação de fácies 2 no poço FP-02-PR. (Localização no perfil do poço na figura 24; Código de fácies na tabela 2).

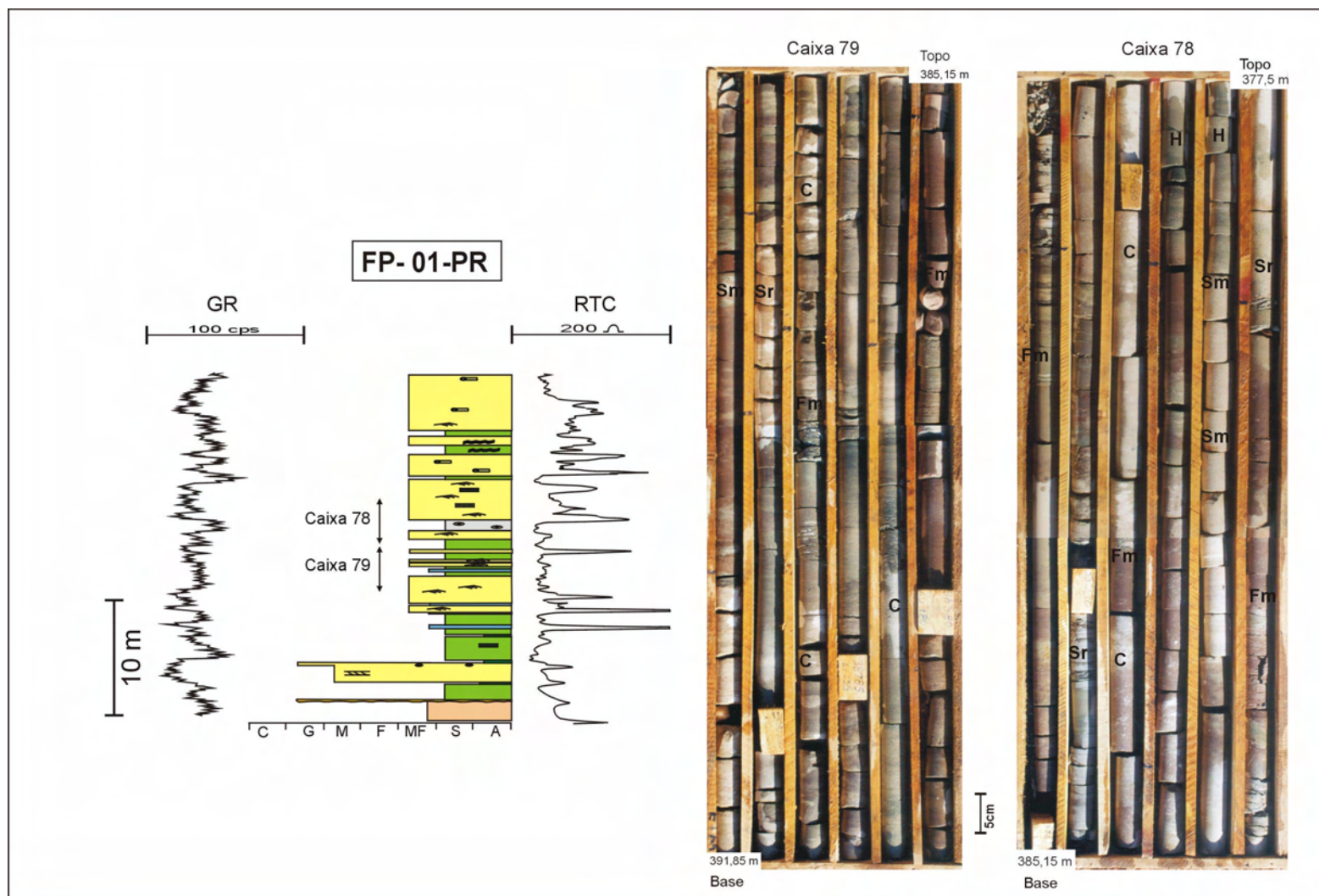


Figura 27: Fácies sedimentares da associação de fácies 3 no poço FP-01-PR. (Localização no perfil do poço na figura 25; Código de fácies na tabela 2).

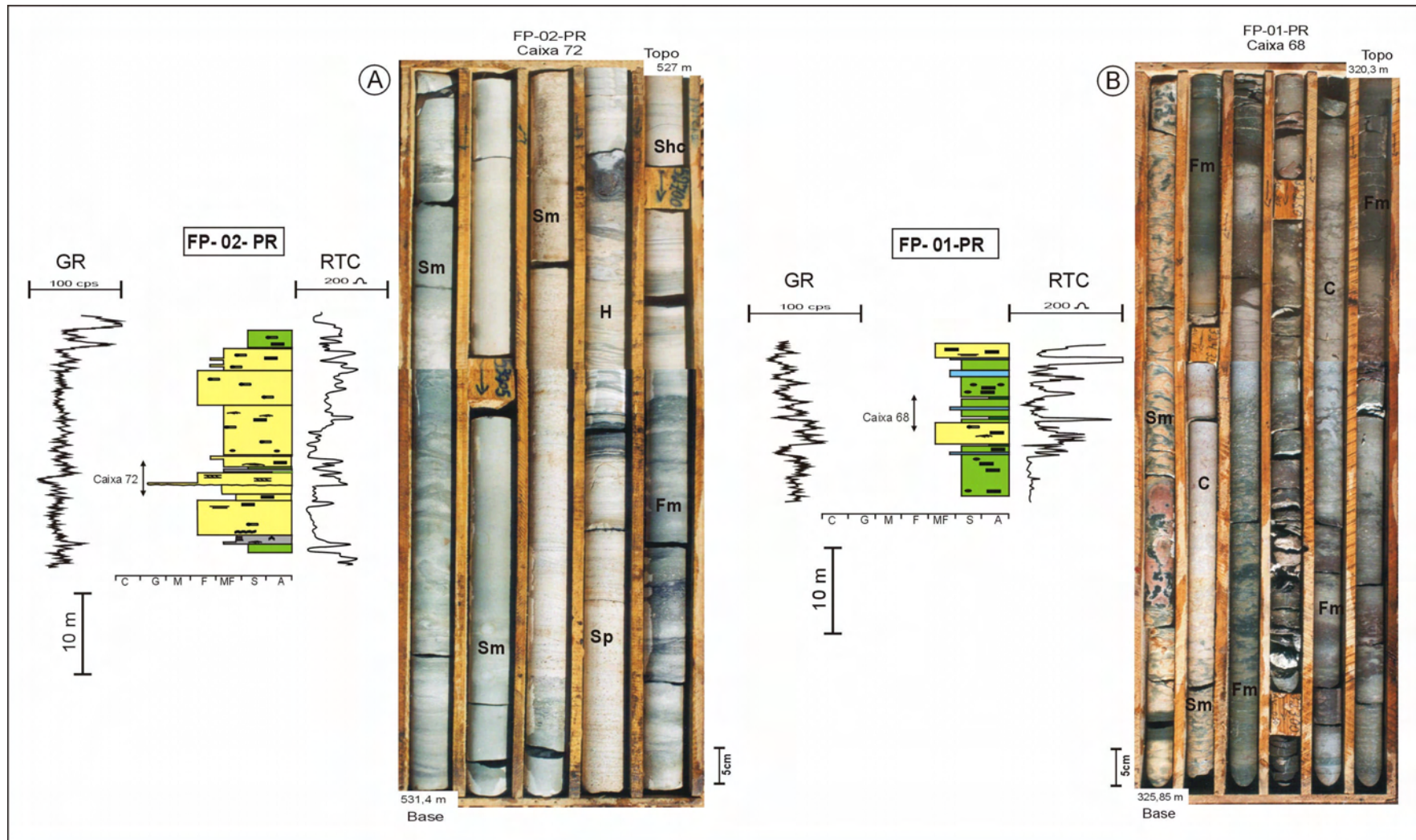


Figura 28: Fácies sedimentares da associação de fácies 4 nos poços FP-02-PR e FP-01-PR. (Localização nos perfis dos poços nas figuras 24 e 25; Código de fácies na tabela 2).

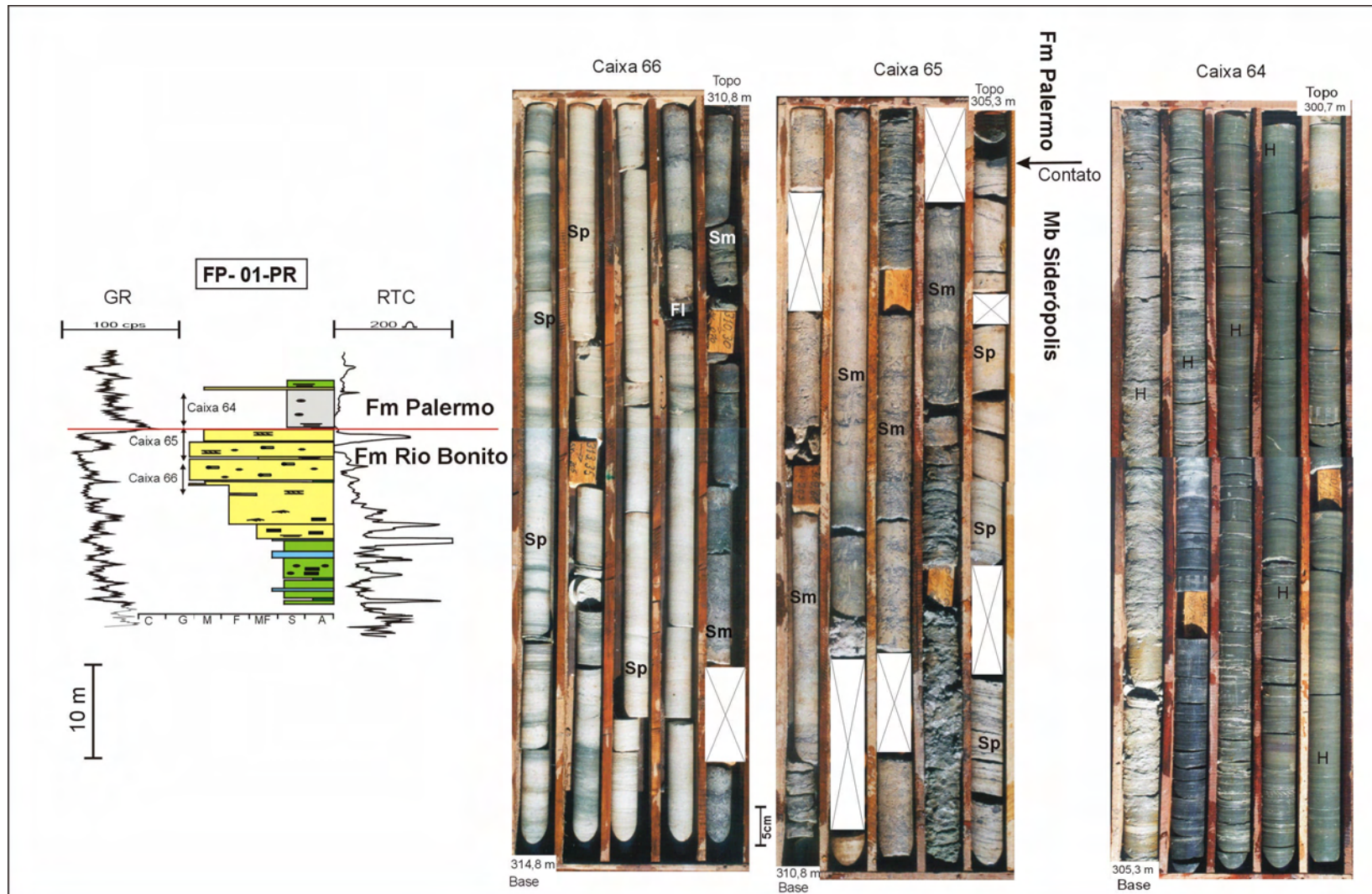


Figura 29: Fácies sedimentares da associação de fácies 5 e contato entre as formações Rio Bonito e Palermo no poço FP-01-PR. (Localização no perfil do poço na figura 25; Código de fácies na tabela 2).

3.4. Correlação litoestratigráfica

De acordo com a definição de Schneider *et al.* (1974) a Formação Rio Bonito pode ser subdividida, da base para o topo, em três membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis.

Na área estudada o Membro Triunfo apresentou espessura máxima de 50 m (ponto 3), mas com ocorrência irregular e descontínua, encontrando-se ausente em muitas das seções visitadas. Sua presença é evidente na parte sudoeste da área, sendo cada vez mais restrita na direção nordeste da faixa de afloramento. O contato com o Grupo Itararé é discordante, marcado, muitas vezes por camadas de conglomerados.

O Membro Triunfo é composto essencialmente por arenitos médios a grossos e conglomerados correspondendo as associações de fácies 1 e 2. O limite superior não é bem definido na literatura geológica, tendo Schneider *et al.* (1974), França & Caldas (1983), Castro (1999) e Tognoli (2002), assumido o limite quando desaparecem os arenitos grossos e aparecem a seção de lamitos com as primeiras camadas de calcário.

O critério utilizado para a subdivisão litoestratigráfica é que o Membro Triunfo corresponde ao intervalo basal da Formação Rio Bonito predominantemente composto por arenitos médios a grossos, tendo como limite superior o início da seção lamítica de expressiva espessura ou camadas de carvão.

O contato do Membro Triunfo com o Membro Paraguaçu é abrupto e concordante, sem feições que indiquem hiatos erosivos/não deposicionais expressivos. Localmente podem apresentar camadas de conglomerados ou feições que indicam exposição subárea descontínuas de pequena expressão temporal.

O Membro Paraguaçu, ao contrário do Membro Triunfo, é composto essencialmente por siltitos, folhelhos, arenitos finos e bancos de calcário (Schneider *et al.* 1974). Arenitos grossos a conglomeráticos e depósitos de carvão foram descritos no intervalo basal do Membro Paraguaçu por Bortoluzzi *et al.* (1978).

Na faixa de afloramentos o Membro Paraguaçu encontra-se em ampla distribuição lateral, desde Figueira a Quatiguá, apresentando espessura máxima

de 82 m (ponto 17). Quando o Membro Paraguaçu assenta diretamente sobre o Grupo Itararé, o contato entre as duas unidades é discordante, muitas vezes, com a presença de camadas de arenitos conglomeráticos na base da Formação Rio Bonito e de paleossolos no topo do Grupo Itararé.

A porção basal do Membro Paraguaçu é composto por lamitos, que muitas vezes podem apresentar camadas de carvão, ou folhelhos ricos em matéria orgânica vegetal e arenitos médios a grossos da associação de fácies 3. Embora alguns autores como Della Fávera (1993), Branco (1997), Lima (2000), terem considerado as camadas de carvão pertencente ao Membro Triunfo, os dados levantados confirmam que os depósitos de carvão podem estar associados a seção basal do Membro Paraguaçu, como em Santa Catarina (Bortoluzzi *et al.* 1978).

O topo do Membro Paraguaçu é caracterizada por lamitos, arenitos finos a médios e camadas de calcário argiloso da associação de fácies 4.

Os arenitos quartzosos, bem selecionados do topo da Formação Rio Bonito (associação de fácies 5) são classificados como Membro Siderópolis. Nos perfis estratigráficos levantados o Membro Siderópolis foi reconhecido em duas regiões, em Joaquim Távora e na porção oeste de Ibaiti, ausentando-se na porção central. A espessura máxima levantada é de 22 m.

A passagem dos membros Paraguaçu e Siderópolis foi considerada concordante porque no campo e nos poços descritos não foram identificados superfícies que indicassem feições de erosão ou significativa falta de seção do Membro Paraguaçu.

Acima da Formação Rio Bonito encontram-se os siltitos biotubados e fácies heterolíticas marinhas da Formação Palermo. O contato entre o Membro Siderópolis e a Formação Palermo no poço FP-01-PR, é abrupto, mas sem evidências de erosão (figuras 29). O mesmo não ocorre com o poço FP-02-PR, onde o contato é abrupto com Membro Paraguaçu, não ocorrendo os arenitos do Membro Siderópolis (figura 30).

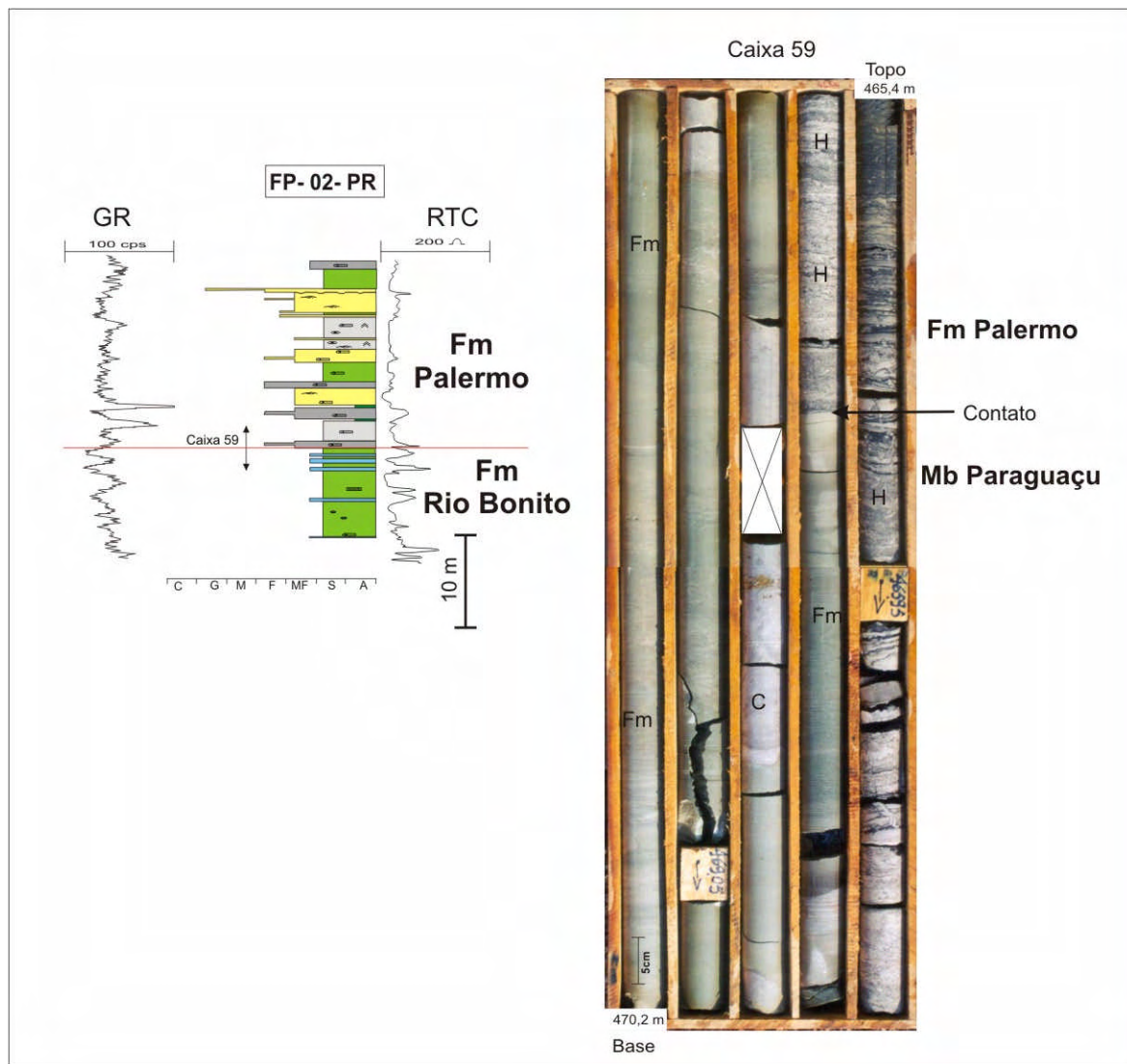


Figura 30: Contato entre as formações Rio Bonito e Palermo no poço FP-02-PR. (Localização nos perfis do poço na figura 24; Código de fácies na tabela 2).

4. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A Formação Rio Bonito foi subdividida, na área estudada, em cinco associações de fácies que se sucedem na vertical, compondo um empilhamento estratigráfico que mostra padrão geral de granodecrescência ascendente.

A associação de fácies 1, que ocorre descontinuamente na base da unidade, é constituída por arenitos e conglomerados com estratificação cruzada, que indicam fluxos unidirecionais para sudoeste. Esta associação de fácies ocorre apenas no talvegue de vales escavados no topo do Grupo Itararé. Paleovales na área foram anteriormente interpretados por Soares & Cava (1982) e Rebelo *et al.* (1984).

Nas associações de fácies 2, 3 e 4, foram constatadas evidências da ação de correntes de maré em todos os perfis levantados (figuras 10 e 11), destacando-se a existência de: 1) *drapes* e clastos de argila nos *foresets* de arenitos com estratificações cruzadas planar e sigmoides; 2) paleocorrentes bipolares em arenitos e em fácies heterolíticas; 3) ondulações cavalgantes com fluxo reverso nos *foresets* de arenitos com geometria sigmoides.

A associação de fácies 4 é a mais espessa e amplamente distribuída em área. É caracterizada pela presença de lamitos com intercalações de calcários, típicos do Membro Paraguaçu, que foi interpretado como depósitos de plataforma marinha mista siliciclástico-carbonática por Soares & Cava (1982).

A sucessão estratigráfica vertical das associações de fácies 1 a 4 denota, assim, condições transgressivas, de arenitos fluviais na base da unidade, embutidos em paleovales no topo do Grupo Itararé, passando para lamitos e calcários de ampla extensão lateral em direção ao topo.

A presença de paleovales, do empilhamento transgressivo e da existência de estruturas produzidas por correntes de marés são sugestivas de que a sucessão estratigráfica da metade inferior da Formação Rio Bonito na área estudada corresponde ao preenchimento de vales incisos por sistemas estuarinos.

Tendo em vista a hipótese da existência de estuários preenchidos por sedimentos costeiros e marinhos transgressivos, foi realizada uma pesquisa bibliográfica sobre sistemas estuarinos, cuja síntese apresenta-se sumarizada no item 4.1, no intuito de subsidiar a discussão dos resultados apresentados nos itens 4.2 e 4.3.

Após a interpretação dos ambientes de sedimentação e de seus tratos de sistemas, foram analisados dados de paleocorrentes, cujas considerações estão apresentadas no item 4.4. Por fim, os dados foram correlacionados com áreas adjacentes visando integrar os resultados alcançados no arcabouço regional estratigráfico, que está apresentado no item 4.5.

4.1. Modelos de Fácies Estuarinas

Paleovales podem ser formados na costa de uma bacia sedimentar apenas por oscilações do nível de base, originando vales fluviais incisos, sem a interferência de movimentos tectônicos.

O termo estuário tem sido usado para designar vales fluviais incisos, onde interagem processos fluviais e marinhos (onda e maré), resultando num preenchimento por sedimentos marinhos e continentais (Reinson 1992, Dalrymple 1992, Dalrymple *et al.* 1992, Allen & Posamentier 1993). Os vales formam-se em ambientes costeiros durante épocas de queda relativa do nível do mar, sendo preenchidos na elevação relativa do nível do mar (Reinson 1992, Dalrymple 1992, Dalrymple *et al.* 1992, Allen & Posamentier 1993), em quaisquer condições de clima e maré (Reison 1992).

A existência de vales incisos ganhou grande importância com o desenvolvimento da Estratigrafia de Seqüências, dado ao fato de registrarem eventos de queda e elevação do nível do mar, bem como por apresentarem arquitetura deposicional (geometria) favorável a acumulação de hidrocarbonetos em rochas-reservatório associadas a trapas estratigráficas (Zaitlin & Schultz 1990, Dalrymple *et al.* 1992, Dyson & Borsch 1994, Miall 1996).

Estuários podem alcançar dezenas a centenas de quilômetros de comprimento e centenas de metros de profundidades (Zaitlin *et al.* 1994). Um exemplo de estuário pequeno é o da baía de Lavaca (Texas, Estados Unidos), que apresenta apenas 20 km de comprimento, aproximadamente 5 km de largura e 1,2 a 5 m de profundidade (Wilkinson & Byrne 1977). Um exemplo de estuário grande é o Gironde, no sul-sudoeste da França, que apresenta cerca de 150 km de comprimento, 5 km de largura e 50 m de profundidade (Allen 1991).

Sistemas deposicionais estuarinos são comumente divididos em três zonas morfológicas e faciologicamente distintas (figura 31): 1) a externa (desembocadura), dominada por processos marinhos (ondas e/ou marés), onde os sedimentos são predominantemente areias grossas, transportados para o continente pelos agentes marinhos; 2) a central, de baixa energia, no qual há mistura de correntes fluviais e marinhas predominando sedimentos finos; e 3) a interna (cabeceira), dominada por processos fluviais, mas ainda com influência marinha, sendo o transporte de sedimento do continente para o mar (Dalrymple *et al.* 1992).

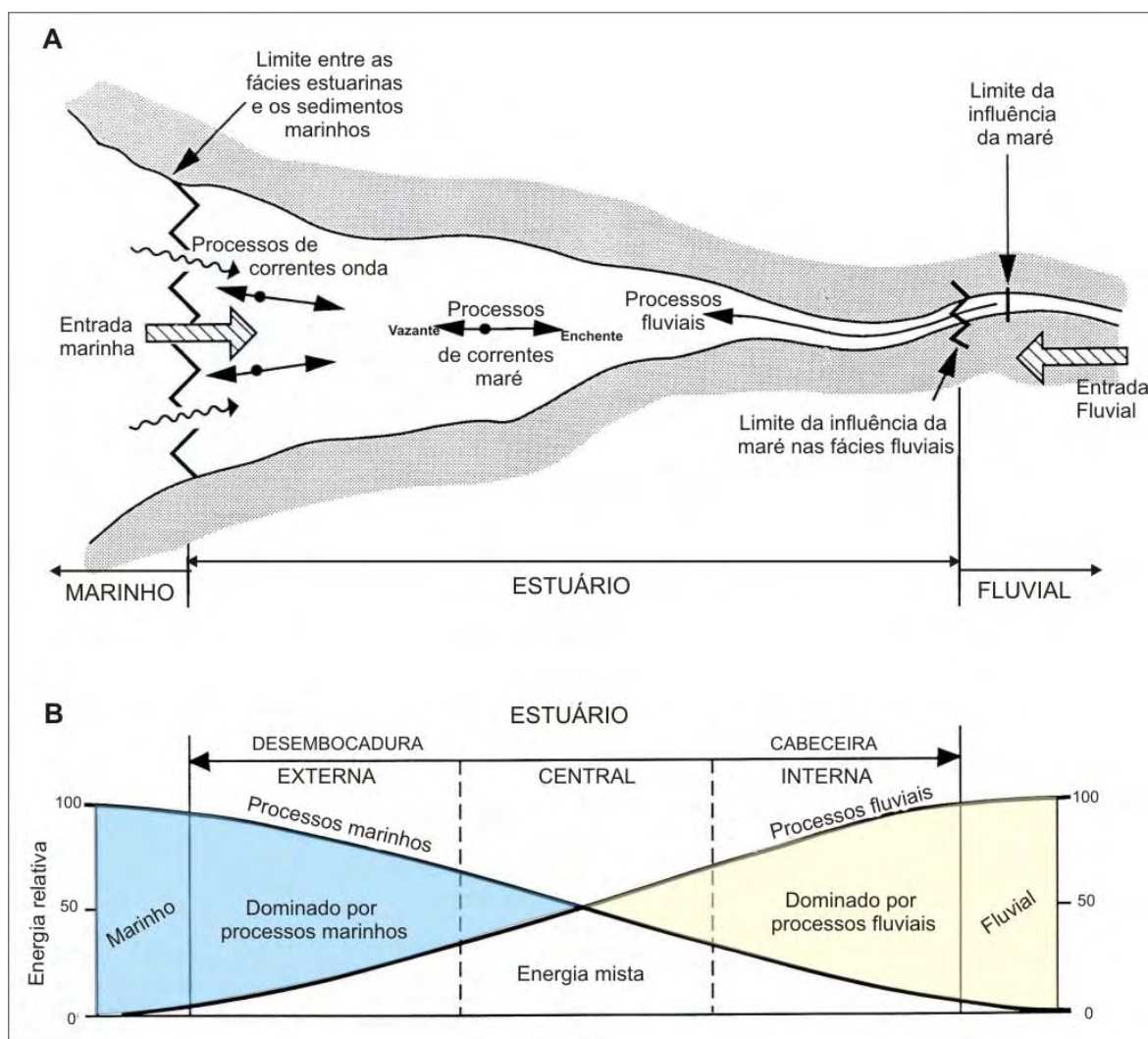


Figura 31: Representação esquemática de um estuário (A) e sua distribuição dos processos físicos atuantes (B, Dalrymple *et al.* 1992).

Zaitlin & Schultz (1990) e Dalrymple *et al.* (1992) propuseram modelos de classificação de estuários com base em diagramas triangulares como o apresentado na figura 32, que é semelhante ao diagrama de sistemas deposicionais deltaicos de Galloway (1975, *in* Dalrymple *et al.* 1992). As propostas tiveram boa aceitação pela comunidade geológica e vem sendo aplicadas em estudos de vales incisos atuais e antigos.

Segundo Zaitlin & Schultz (1990) e Dalrymple *et al.* (1992), o que diferencia os tipos de estuários e o respectivo zoneamento faciológico é o processo atuando na porção externa (desembocadura), que pode ser dominado por onda ou por maré, ou ambos, onde o rio apresenta uma influência variando de fraca até forte.

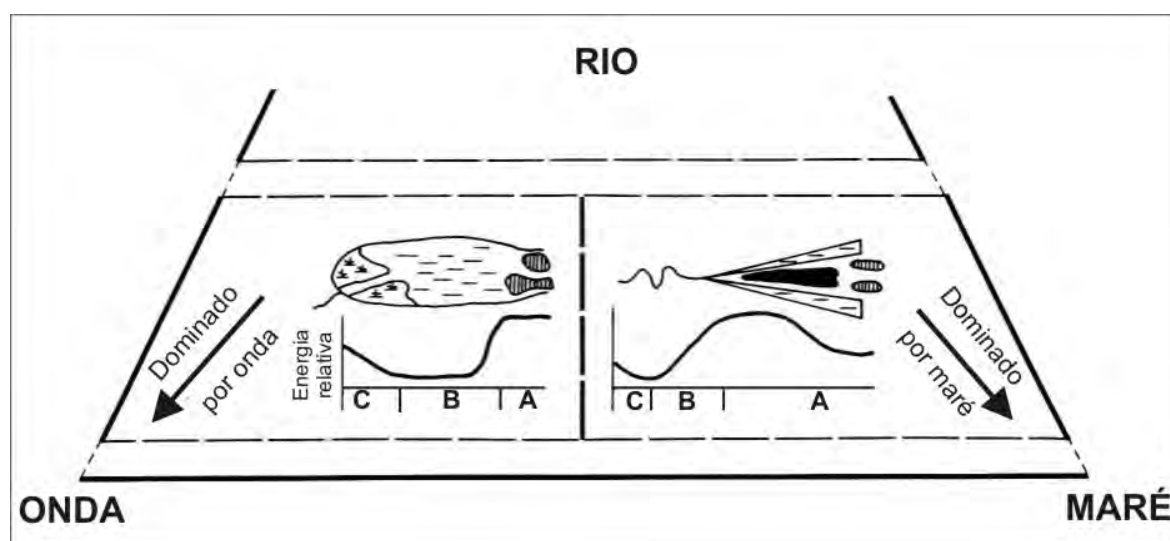


Figura 32: Diagrama de classificação de estuários (modificado de Zaitlin & Schultz 1990): A) ilha barreira (desembocadura), B) bacia central, região calma (zona central) e C) depósitos delta de cabeceira de baía para estuários dominados por onda ou canais de maré/fluviais para estuários dominados por maré (cabeceira).

4.1.1. Estuários dominados por onda

Estuários dominados por onda ocorrem em regiões de micro a meso-maré, onde o prisma da maré é baixo e a energia da onda é alta. Hoje, são encontrados, por exemplo, na costa leste do Canadá (Boyd & Honing 1992) e na costa leste dos Estados Unidos (Wilkinson & Byrne 1977, Thomas & Anderson 1994), entre outros.

Em estuários dominados por onda, a energia das correntes litorâneas é muito forte e desenvolve barras submersas ou ilhas-barreira subaéreas na região de antepraia (*foreshore*) a face praial (*shoreface*). Estas barreiras tendem a dissipar a energia da onda para dentro do vale inciso, resultando na divisão tripartite de litofácies (areia-lama-areia) para estes estuários (figura 33).

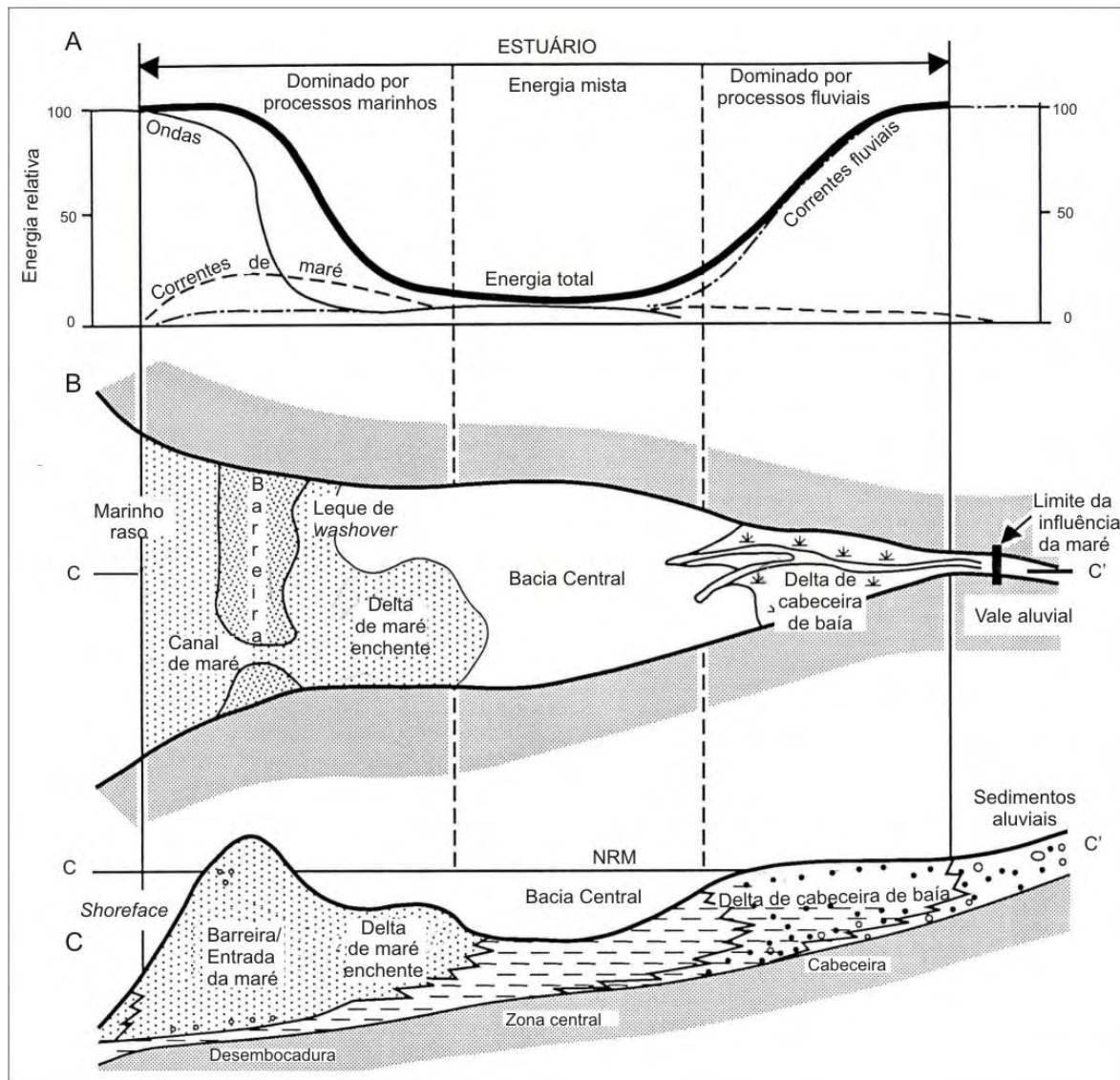


Figura 33: Representação esquemática de estuários dominados por onda (Dalrymple *et al.* 1992): A) distribuição dos processos físicos, B) subambientes, C) geometria de associações de fácies.

A desembocadura do vale inciso é composta por complexo de ilhas-barreira, depósitos de leques *washover*, depósitos de canais de maré e deltas de maré vazante/ enchente (figura 34). Os depósitos resultantes são areias limpas,

finas a grossas, estratificadas ou com forma lobada (*washover*), empilhamento progradacional, podendo apresentar reversão nas paleocorrentes para os deltas de maré vazante/ enchente.

Na porção central do estuário, região de baixa energia, depositam-se sedimentos de granulação fina em bacia rasa, que podem ser enriquecidos em matéria orgânica. Esta região é denominada de bacia central (ou laguna) e as principais fácies encontradas são lamas, areias finas a muito finas com ondulações de correntes com reversão de fluxo, acamamentos ondulados (*wavy*) e lenticular (*linsen*) e fácies heterolíticas.

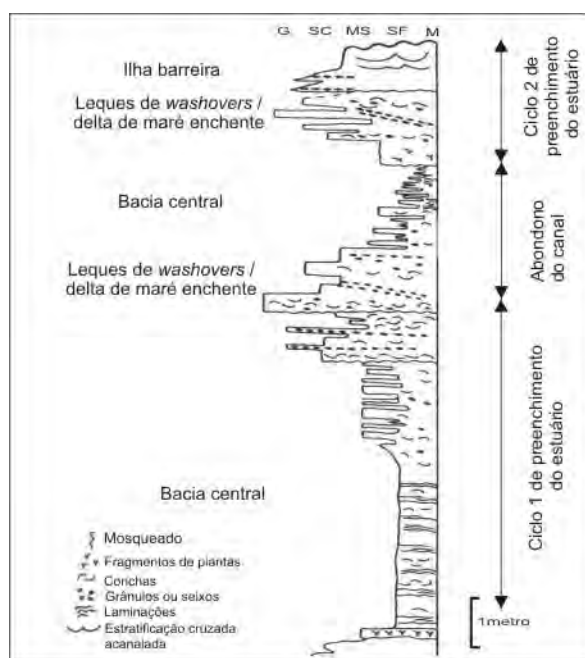


Figura 34: Associação vertical de fácies em estuário dominado por onda no lago Lawrencetown na costa leste do Canadá (Nova Escócia, modificado de Boyd & Honing 1992). Neste estuário os autores, não reconheceram as fácies do delta de baía de cabeceira e dividiram o empilhamento em dois ciclos estuarinos, ambos dominados por onda, tendo o rio uma influência muito baixa.

Na cabeceira do estuário são encontrados areias e areias grossas com seixos depositados por rios, mas com influência das correntes de maré (figura 33-C). Geralmente os areias apresentam clastos e recobrimentos (*drapes*) de argila acompanhando as estruturas sedimentares. Devido ao fato destas fácies progradarem para a bacia central e o sistema alimentador ser um rio é chamado de delta de cabeceira de baía (*bay head delta*).

Exemplos de antigos estuários dominados por onda no Brasil foram descritos por Rosseti (2000 e 2003) na Bacia de São Luís, representados pelas formações Barreira e Pirabas (Mioceno).

4.1.2. Estuários dominados por maré

Ambientes costeiros que se encontram em áreas de macro-maré, ou até mesmo de meso-maré, desenvolvem estuários dominados por maré (figura 35). Nestas regiões, a energia das ondas é pequena e o prisma da maré é amplo. Exemplos atuais de estuários dominados por maré são encontrados no sistema de baía Cobequid e rio Salmon no Canadá (Dalrymple *et al.* 1990) e no rio Alligator no norte da Austrália (Woodroffe *et al.* 1989).

Diferentemente de estuários dominados por onda, a energia da maré penetra mais para o interior do vale inciso e não ocorrem ilhas-barreira na desembocadura, o que é comum nos estuários dominados por onda. A divisão tripartite de litofácies (areia-lama-areia) não está presente em estuários dominados por maré.

Na desembocadura do estuário formam-se barras alongadas de arenito médio a grosso, que apresentam estratificação cruzada. Estas barras são separadas por canais de maré e podem até ser recobertas por vários tipos de dunas eólicas.

A energia nos canais de maré é extremamente forte e as correntes de maré percorrem o eixo do estuário, tanto no sentido de sua cabeceira (maré enchente), como no sentido da desembocadura (maré vazante). As fácies formadas por estas correntes são areias finas a grossas com muitos *drapes* de argila, que representam formas de leitos assimétricas, sendo referidas na literatura internacional como *sandwaves* (Allen 1980, Dalrymple *et al.* 1990).

O limite entre a desembocadura e a porção central de estuários dominados por maré correspondem à energia máxima da maré dentro do vale inciso. Neste limite os canais de maré enchente são conectados diretamente ao canal fluvial, o regime de fluxo é superior e as fácies predominantes são areias com laminação plano-paralela (figura 36).

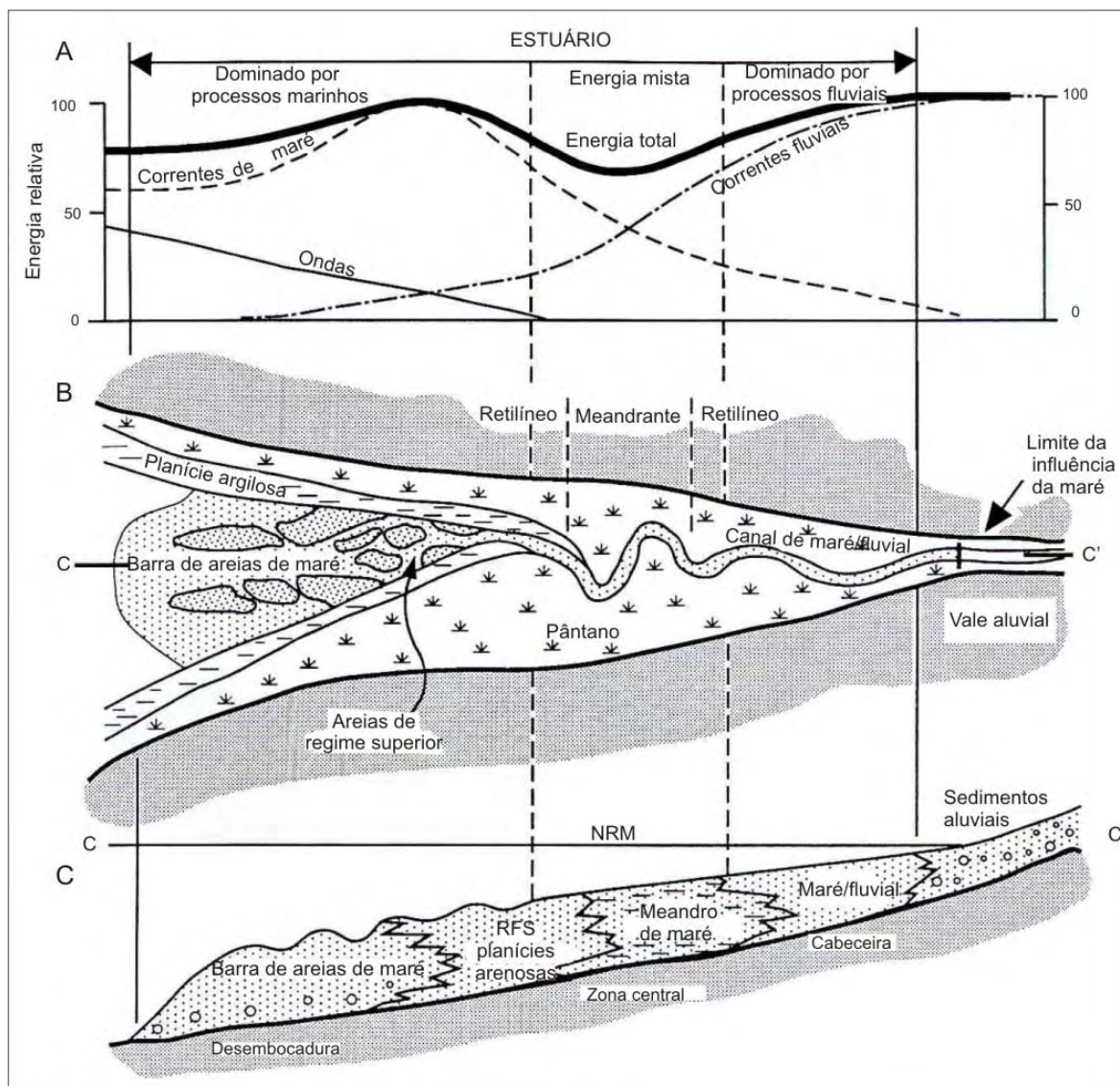


Figura 35: Representação esquemática de estuários dominados por maré (Dalrymple *et al.* 1992): A) distribuição dos processos físicos, B) subambientes, C) geometria de associações de fácies (RFS= regime de fluxo superior).

Na borda do estuário, onde as correntes de maré são fracas, desenvolvem-se as planícies de maré argilosas (*muddy tidal flat*), pântanos e ritmitos de maré (figura 35-C).

Na região central do estuário, a zona de baixa energia é substituída por canais de maré/fluviais, que apresentam padrões morfológicos de canais retilíneos e meandrante (figura 35-B).

A parte externa do canal retilíneo é predominantemente influenciada pela maré, onde se acumulam areias de barras de maré. O canal fluvial meandrante exibe barras simétricas em pontal (areias finas), com transporte bidirecional, onde

exemplos recentes os estuários Gironde na França (Allen 1991), *St. Lawrence* no Canadá (d'Anglejan & Brisebois 1978) e no vale Isabena na Espanha (Yang & Nio 1989).

As associações de fácies resultam da ação de ondas e de correntes de maré. No estuário Gironde (figura 37), exemplo clássico de estuários dominados por onda e maré, a ilha barreira (desembocadura) é dissecada com freqüentes entrada das correntes de maré, que produzem areias grossas com estruturas de ondas. Neste tipo de estuário, podem-se desenvolver barras arenosas alongadas na região ocupada previamente pelo complexo ilha-barreira.

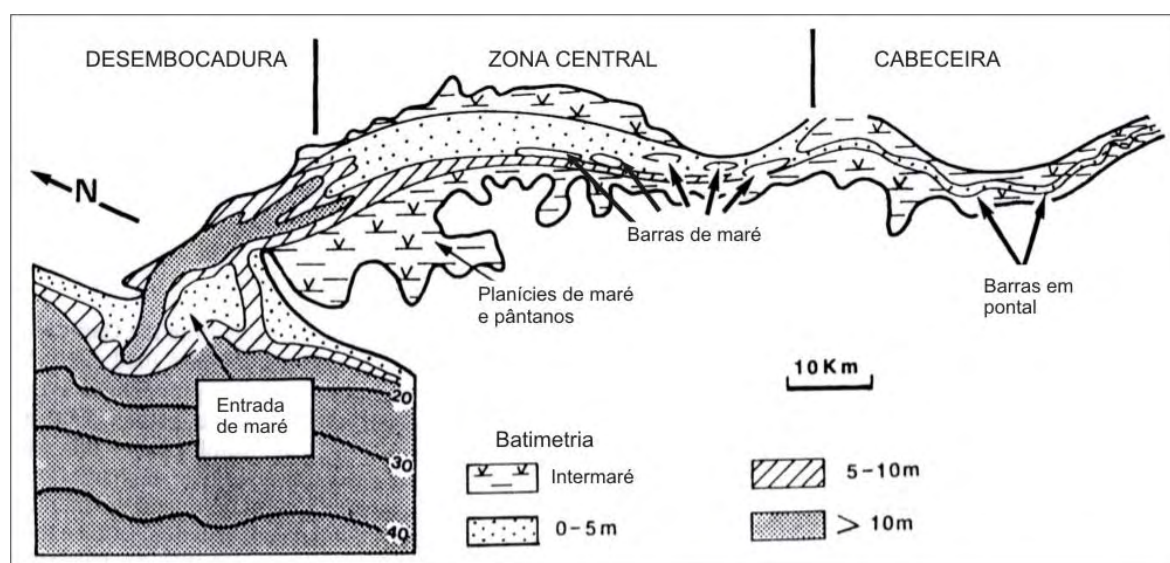


Figura 37: Representação da morfologia do estuário Gironde (sul da França, Allen 1991), um estuário dominado por onda e maré.

Areias marinhas são transportadas por longas distâncias para a cabeceira do estuário e geralmente a bacia central argilosa apresenta-se cortada por canais de maré. Nestes canais formam-se barras de areias de maré rodeadas por pântanos e depósitos de planície de maré (lamas e areias finas com ondulações de corrente, acamamento ondulado e lenticular).

Na cabeceira do estuário desenvolve-se o delta de cabeceira de baía ou canais de maré/fluviais. Como nos estuários dominados por onda, as areias são finas a grossas com abundância de clastos e recobrimentos (*drapes*) de argila. No

estuário Gironde, estes depósitos são interpretados como barras em pontal de canais de maré-fluviais (figura 38).

Na Bacia do Paraná, Holz (2003) identificou o preenchimento do estuário Candiota (Rio Grande do Sul) sendo dominado por onda e maré, pertencente a Formação Rio Bonito (Eopermino).

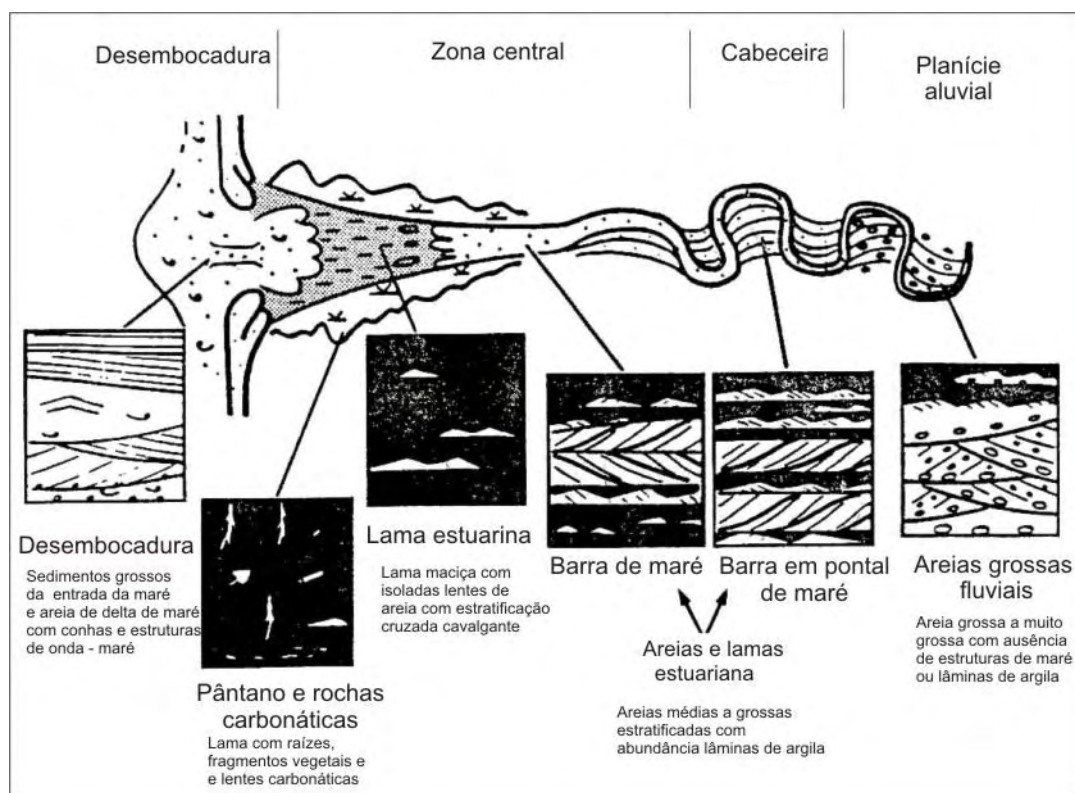


Figura 38: Representação das associações de fácies ao longo do estuário Gironde (França) dominado por onda e maré, (Allen & Posamentier 1994).

4.2. Interpretação dos ambientes de sedimentação das associações de fácies descritas

Da análise da literatura sobre estuários, verificou-se que a sucessão vertical das associações de fácies pode ser interpretada utilizando-se os modelos de estuários, já que as fácies descritas apontaram domínio de processos associados a marés (principalmente) e ondas. Neste contexto, as associações são interpretadas em termos dos subambientes de estuários (figura 39).

Tendo em vista, que é consistente a hipótese da existência de estuários preenchidos por sedimentos costeiros e marinhos transgressivos para a sucessão inferior, e que sedimentos marinhos plataformais na parte superior completam o quadro estratigráfico, foi proposto um esquema de evolução do preenchimento sedimentar para as associações de fácies descritas na faixa aflorante da Formação Rio Bonito no nordeste do Estado do Paraná. Este esquema teve como objetivo ilustrar a sucessão de eventos que produziram a arquitetura estratigráfica da unidade na área (figura 40).

Os conglomerados e os arenitos feldspáticos existentes na porção basal do Membro Triunfo (associação de fácies 1), com empilhamento vertical granodecrescente em direção ao topo, representam depósitos fluviais, como os descritos por Cant (1982) e Miall (1992). Essa interpretação baseou-se na ausência de feições indicativas da ação de correntes de maré e pelo padrão das paleocorrentes, que mostra paleofluxo unimodal para sudoeste.

A associação de fácies 1 corresponderia aos depósitos fluviais continentais, localizados acima do limite da influência da maré. Como foi reconhecida somente em um ponto, é considerada depósitos do talvegue do vale inciso (figura 40). Depósitos fluviais foram reconhecidos na seção basal de vários vales incisos descritos na literatura geológica (Zaitlin & Schultz 1990, Allen & Posamentier 1994).

Os arenitos grossos a conglomeráticos com clastos e *drapes* de argila da associação de fácies 2, são interpretados como depósitos de canais de maré/fluviais também fazem parte do Membro Triunfo. A presença de *drapes* de argila acompanhando os *foresets* dos estratos arenosos cruzados indica a atuação de correntes de maré, formadas pela alternância de transporte por

tração, redução e dissipação de fluxo, permitindo a decantação de argilas durante as marés alta e/ou baixa (Nio & Yang 1991, Reinson 1992, Dalrymple 1992).

A associação de fácies 2 apresenta paleocorrentes com padrão unimodal para sudoeste, semelhante à da associação fluvial basal mostrando o predomínio das correntes fluviais e de maré vazante (figura 40).

Estudos realizados em seqüências estuarinas antigas (Formação Castilhe na Bacia de Illinois no Estados Unidos, Howard & Whitaker 1990; seção neoproterozóica da Bacia de Idaho no Estados Unidos, Levy & Christie-Blick 1994) e recentes (Allen 1991, Allen & Posamentier 1993, Byrnes 2000), revelaram sucessões ricas em arenitos médios a grossos com abundância de lâminas e clastos de argila acompanhando planos de acamamento e de camadas frontais de estratos cruzados, interpretados como depósitos de canais de maré/fluviais.

A base da associação de fácies 3 é composta por lamitos, que passam lateralmente para folhelhos ricos em matéria orgânica vegetal e camadas descontínuas de carvão. A presença de tais fácies sugere ambiente costeiro de baixa energia, que assemelha à zona central de estuários dominados por maré ou mistos, conforme a concepção de Dalrymple *et al.* (1992). Na borda da zona central, as planícies de inundação do vale inciso, podem ter sido sujeitas à exposição aérea, desenvolvendo-se planícies de maré argilosas (*muddy tidal flat*) e pântanos.

Áreas protegidas da ação das marés oferecem condições propícias para a formação de pântanos com condições anóxicas, que dão origem às camadas de carvão. Depósitos de carvão são comuns em estuários. Kvale & Barnhill (1994), Zaitlin & Schulz, (1990), Holz *et al.* (2002) descreveram camadas de carvão associadas à borda de vales incisos, respectivamente, na bacia de Illinois (Estados Unidos), na bacia oeste do Canadá e na bacia do Paraná (Rio Grande do Sul, Formação Rio Bonito).

Na área estudada também são encontrados jazimentos de carvão descontínuos em Ibaiti, Carvãozinho, Figueira e Sapopema. Estas camadas de carvão apresentam altos teores de enxofre (tabela 3), o que indica ambiente sedimentar com influência marinha, já que em ambientes flúvio-lacustres os depósitos de carvão apresentam teores de enxofre menor que 1% (Soares & Cava 1982, Paraná 1985).

Figura 39: Seção estratigráfica G-F, mostrando os ambientes deposicionais para cada associação de fácies da Formação Rio Bonito (ST = Superfície transgressiva; SRM= Superfície de ravinamento de maré; SRO= Superfície de ravinamento por onda; SIM = Superfície de inundação máxima).

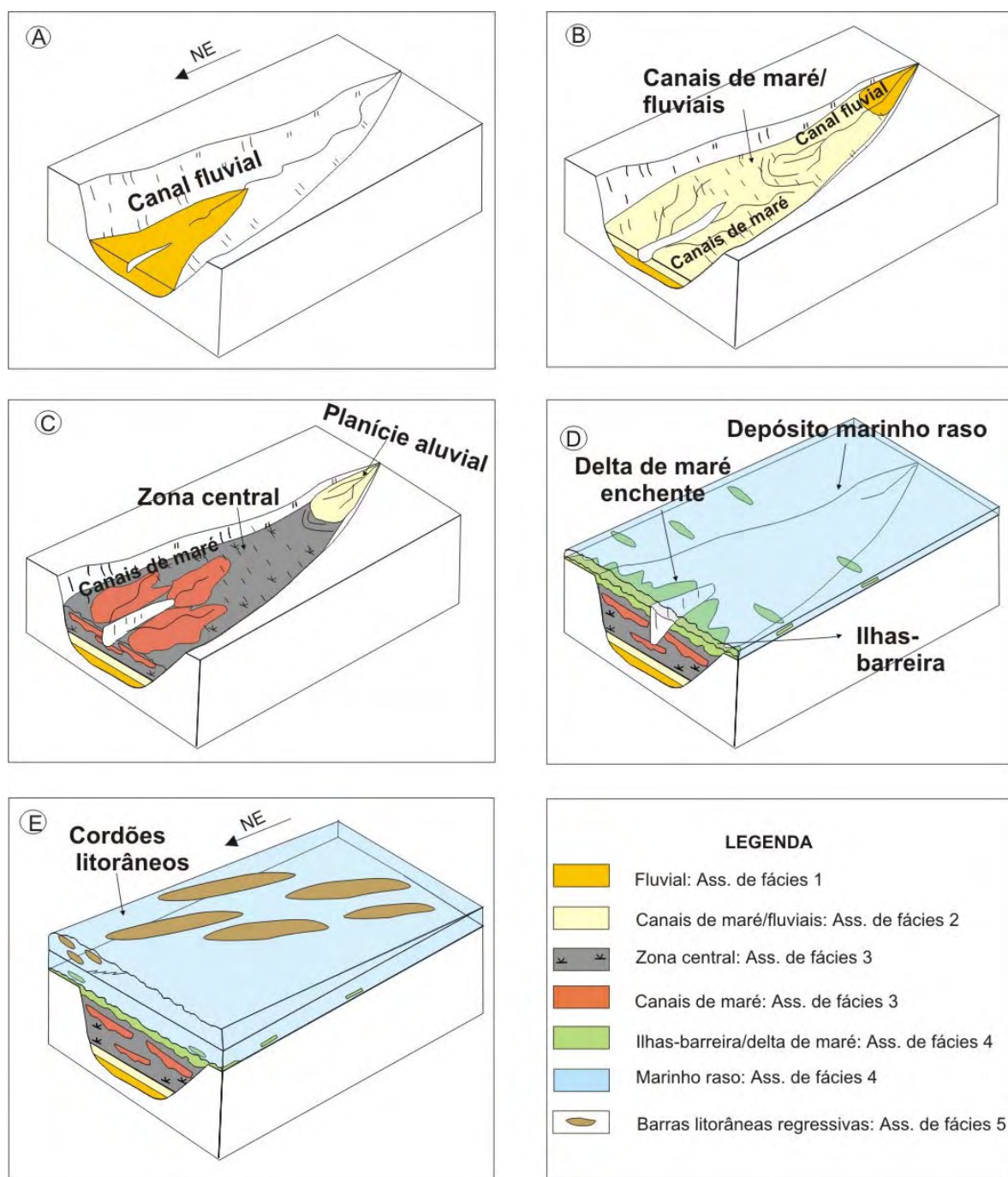


Figura 40: Esquema da evolução do preenchimento sedimentar para a Formação Rio Bonito na região de Ibaiti e Figueira.

Ao contrário de Paraná (1985), que interpretou as jazidas de Sapomema e Figueira como depósitos de planície deltaica em interdistributários e as ocorrências de carvão em Ibaiti e Carvãozinho como depósitos de planícies de maré associadas a processos de supra-marés, os dados levantados indicam que as camadas de carvão estão associados às bordas da zona central de vales

incisos (planície de inundação), com influência marinha. Outras feições que sugerem influência marinha são as camadas de arenitos com mega-ondulações sobrepostos às camadas de carvão, existentes no Parque da Mina Velha (ponto 7) e na mina subterrânea da Carbonífera Cambuí Ltda (ponto 21).

Tabela 3: Comparação dos teores de enxofre nos carvões do norte do Paraná (Paraná 1985).

Jazida e ocorrência	Enxofre %
Ibaiti	6,0
Carvãozinho	7,0
Figueira/ Mina Armando Simões	8,0
Sapopema	6,8

A sucessão das três associações de fácies coincide aproximadamente com as interpretações realizadas por Rebelo *et al.* (1984), que também constataram o preenchimento dos paleovales no Membro Triunfo formado por três sistemas deposicionais: fluvial (base), estuarino e lagunar.

Os depósitos da zona central do complexo estuarino apresentam intercalações de arenitos grossos, principalmente na porção intermediária da associação de fácies 3. Estes arenitos além de apresentar clastos e *drapes* de argila acompanhando os *foresets* dos estratos cruzados, pares de argila (*mud couplets*), níveis mais grossos na base dos *sets*, paleocorrentes bipolares, também podem ocorrer em *sets* com geometria sigmóide. Estas barras de arenitos são interpretadas como *sandwaves* (tipo III a IV de Allen 1980), depositadas pela migração dos canais de maré (*tidal inlets*) dentro da zona central.

Sandwaves (ondas de areia) são mega formas de leito com assimetria variável, associadas à correntes reversas de maré enchente e vazante (*ebb e flood tidal currents*), geradas em ampla variedade de ambientes marinhos rasos sob contexto de marés (Allen 1980). *Sandwaves* apresentam estruturas internas formadas por bandamento de camadas de areias e lâminas de argila, com ou sem

superfícies de reativação bem desenvolvidas. Como foi descrito na associação de fácies 3 (pontos 2, 7 e 17), as *sandwaves* nem sempre apresentam *drapes* de argila acompanhando os *foresets* das estratificações. Segundo Allen (1980), o recobrimento de argila depositado nos *foresets* pode ser parcial ou quase totalmente removido, tanto pela corrente dominante de maré quanto pela corrente subordinada, ficando preservado mais comumente na parte inferior das camadas frontais dos estratos cruzados ou na base dos *sets*.

As barras de *sandwaves* poderiam ser correlacionadas aos depósitos de delta de maré enchente. Nos modelos de Dalrymple *et al.* (1992), depósitos de delta de maré enchente estão associados ao sistema ilha-barreira, entretanto, na área estudada as barras de *sandwaves* encontram-se intercaladas aos depósitos da zona central e apresentam paleocorrentes com reversão de fluxo de marés enchente e vazante. Estas feições sugerem que as *sandwaves* possivelmente foram depositadas pela migração dos canais de maré. Barras de maré (*sandwaves*) podem estar presente na porção intermediária do complexo estuarino, semelhante às barras de maré, que são encontradas na região central do estuário Gironde (Allen 1991).

Associações semelhantes à descrita acima são relativamente comuns em sistemas deposicionais de canais de maré descritos por vários autores (Dalrymple 1984, Allen 1991, Allen & Posamentier 1993, Kvale & Barnhill 1994). Os depósitos de canais de maré originam barras de maré com arenitos com *megaripples* (mega-ondulações) e *sandwaves* (ondas de areia) (Dalrymple 1984, Allen 1991, Dalrymple 1992, Allen & Posamentier 1993).

Lamitos, bancos de calcário e arenitos com acamamento ondulado completam o quadro da associação de fácies 3. A interpretação para este conjunto de finos é relacionada ao ambiente marinho raso, representando a fase final do preenchimento da zona central do vale inciso. Vários autores descreveram associações semelhantes para a porção central de estuários (Byrnes 2000, Barwis 1990, Zaitlin & Schultz 1990, Allen 1991, Allen & Posamentier 1993).

A interpretação de estuários mistos, ou seja, dominado por marés e ondas, encontra suporte na existência dos arenitos da base da associação de fácies 4, que são interpretados como depósitos de barras de desembocadura com ilhas-barreira e deltas de maré enchente, que protegeram a zona central (figura 40). Na

maioria das vezes, os arenitos são limpos e quartzosos, com estratificação cruzada planar, característicos de depósitos litorâneos, conforme descrito por McCubbin (1982) e Reading & Collinson (1996).

Localmente, os arenitos da base da associação de fácies 4 apresentam, entretanto, geometria sigmóide com *drapes* de argila acompanhando os *foresets* da estratificação e paleocorrentes com reversão. Neste caso, são interpretados como depósitos da entrada dos canais de maré, associados aos deltas de maré enchente.

Barras arenosas na desembocadura de vales estuarinos são descritos por Allen (1991), Allen & Posamentier (1993), Zaitlin & Schultz (1990), Barwis (1990). Em geral são representados por arenitos estratificados, grossos a conglomeráticos, geralmente com fluxos unidirecionais. Estas barras apresentam ausência de *drapes* de argila acompanhando os *foresets* dos estratos cruzados e de acamamento ondulado (Allen 1991).

As fácies superpostas às barras de desembocadura são interpretadas como depósitos marinhos rasos, não fazendo parte do complexo estuarino. Os dados levantados corroboram as interpretações de Soares & Cava (1982), que conceberam para as fácies da parte média do Membro Paraguaçu, depósitos costeiros transgressivos.

Segundo os modelos de estuários definidos por Darlymple *et al.* (1992), vales incisos apresentam três zonas faciologicamente distintas, formadas “grosso modo” por arenitos na cabeceira e na desembocadura, e lamitos na zona central. Estas três zonas compõem as associações de fácies 1, 2, 3 e base da associação de fácies 4, conforme foi descrito. Apesar da influência da maré persistir na seção lamítica-carbonática da associação de fácies 4, estas fácies, superpostas às barras de desembocadura não pertencem ao complexo estuarino, representando depósitos não mais confinados ao vale inciso.

Depósitos marinhos com características semelhantes encontram-se documentados no trabalho de Zaitlin & Schultz (1990), que descreveram acima do complexo estuarino uma associação de fácies composta por folhelhos carbonáticos, siltitos, arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, acamamentos ondulados e com laminações onduladas truncantes (*hummocky*).

De acordo com as associações de fácies descritas na área estudada, o modelo que mais se enquadra é de estuário dominado por onda e maré, já que a

divisão tripartite de fácies (areia-lama-areia) está presente, mas não de forma tão clara, dado ao fato da intercalação de arenitos de barras de maré nos sedimentos finos da zona central (associação de fácies 3, figura 41).

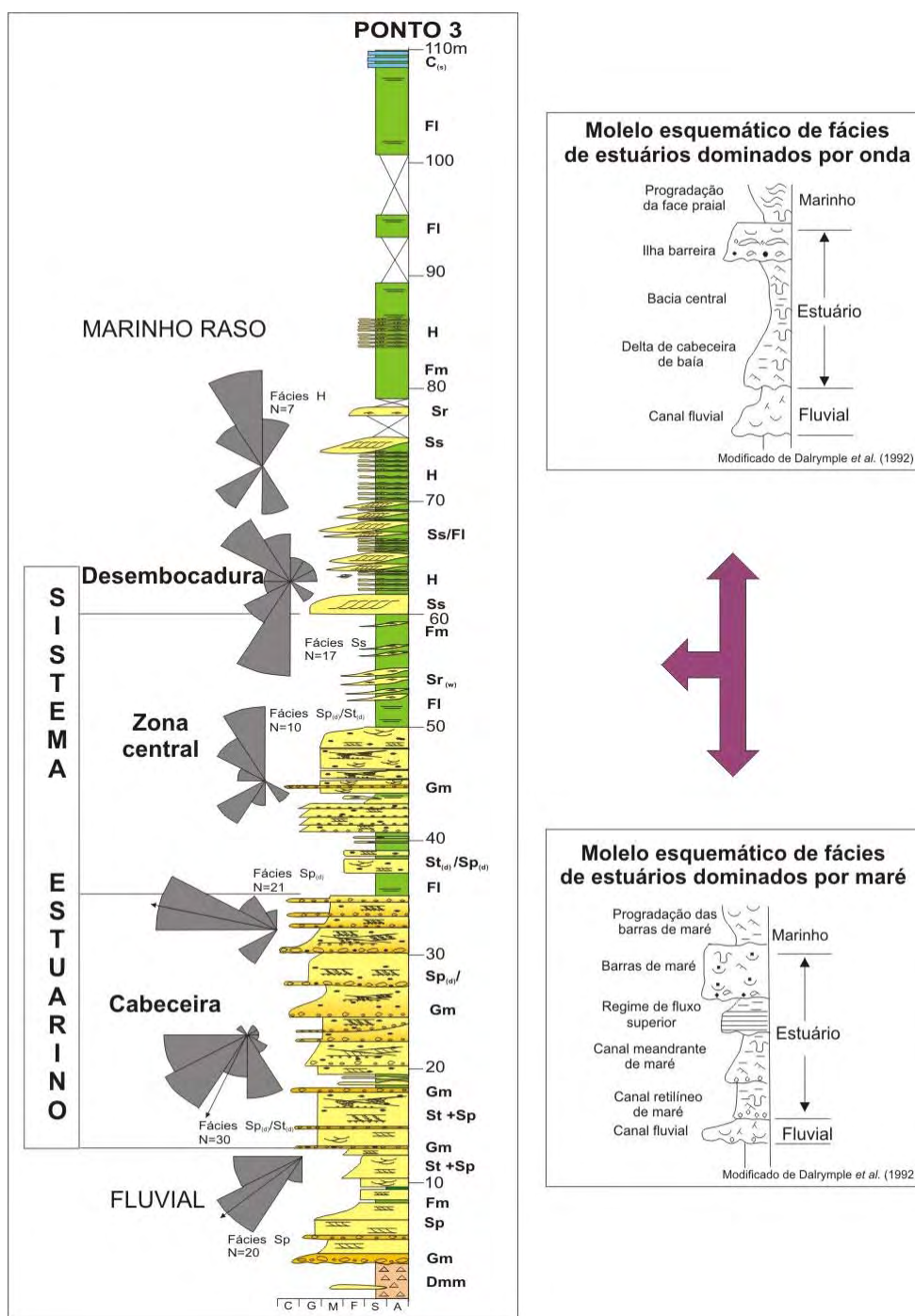


Figura 41: Comparação do perfil levantado na área estudada com os dois modelos esquemáticos de empilhamento vertical de fácies estuarinas dominadas por onda e por maré. Notar que no estuário dominado por onda, a divisão tripartite de fácies (arenito-lamito-arenito) está presente, o mesmo não ocorre em estuários dominados por maré, que predominam sedimentos de granulação mais grossa. A interação dos dois modelos resulta o modelo de estuário dominado por onda e maré, como é encontrado na área estudada.

Os arenitos limpos e quartzosos com estratificação cruzada planar ou laminação horizontal da associação de fácies 5 (Membro Siderópolis), sugerem um ambiente costeiro litorâneo, como depósitos antepraia (*foreshore*) e face praial superior (*shoreface*), semelhante as fácies litorâneas descritas por McCubbin (1982) e Reading & Collinson (1996). A presença de fácies com estratificação cruzada *hummocky-swaley* também indica depósito de face praial superior a inferior.

Embora, Tognoli (2002) ter interpretado os arenitos do Membro Siderópolis como descontínuos e irregulares, depositados em vales incisos esculpidos na superfície irregular do topo do Membro Paraguaçu, não foi possível encontrar nos trabalhos de campo realizados, dados que pudessem comprovar tal interpretação. Todavia, o Membro Siderópolis é interpretado como cordões litorâneos descontínuos regressivos, corroborando as interpretações de França & Caldas (1983).

4.3. Tratos de sistemas deposicionais

O termo trato de sistema deposicional refere-se a um conjunto de sistemas deposicionais geograficamente interligados, representado por um conjunto tridimensional de fácies, onde a migração das fácies no tempo compreendido entre duas superfícies-chave produz empilhamento estratigráfico típico (Posamentier *et al.* 1988).

No modelo de seqüência deposicional de Vail *et al.* (1977) os tratos de sistemas deposicionais podem ser subdivididos em quatro tipos: 1) mar baixo, 2) mar alto, 3) transgressivo e 4) margem de plataforma (Posamentier & Vail 1988, VanWagoner *et al.* 1990). Os autores basearam-se principalmente em curvas de variação relativa do nível do mar, para estabelecer os limites dos tratos.

Os diferentes tratos de sistemas serão comentados abaixo, enfocando os sistemas deposicionais estuarinos, desde a geração até o preenchimento do vale inciso.

Vales incisos preservados no registro estratigráfico são formados principalmente pela queda relativa do nível de base, causadas por queda eustática, ou soerguimento tectônico da borda de bacia (Zaitlin *et al.* 1994). O soerguimento da borda de bacia não necessariamente é resultado de tectônica, mas também pode ser originado por recuo de geleiras e *rebound* glácio-isostático (Lambeck 1995).

Aprofundamento de canais fluviais foram gerados durante o último período glacial, quando o nível do mar esteve cerca de 130 metros abaixo do nível atual, expondo toda a plataforma continental (Assine & Perinotto 2001).

Para Schumm (1993), Schumm & Ethridge (1994), Thorne (1994) e Posamentier (2001), além desses fatores, a incisão de vales também é influenciada por fatores geomorfológicos, tais como mudanças climáticas e captura de fluxos de canais tributários. As mudanças climáticas são responsáveis pelo aumento da descarga ou poder de erosão do rio, e a captura de fluxos de canais tributários ocorre com o desenvolvimento de canais mais amplos, aumentando também a descarga do rio. Em geral, a incisão do vale segue uma seqüência evolutiva de profundidade e alargamento, que é controlado pelo caráter litológico e estrutural do vale, e também pelo poder erosivo do rio (Schumm & Ethridge 1994).

O reconhecimento de vales incisos é importante para a estratigrafia de seqüências na identificação de seqüências do tipo I. A seqüência do tipo I é caracterizada por limite inferior com discordância de borda de bacia, formada pela queda rápida do nível do mar, em função da lenta subsidência tectônica da bacia (Miall 1997), dando origem aos vales incisos.

O preenchimento sedimentar de vales fluviais incisos é resultado de dois tratos de sistemas: 1) trato de mar baixo, responsável pela incisão dos vales e início do preenchimento por aggradação, e 2) trato transgressivo, correspondente às fases de afogamento, a principal fase de preenchimento do vale (Zaitlin *et al.* 1994).

Segundo VanWagoner *et al.* (1990), incisão fluvial pode ocorrer em bacias em que há plataforma e talude, onde a superfície deposicional marinha tem gradiente maior que a superfície costeira/aluvial. E também em bacias tipo rampa, que apresentam baixo gradiente da superfície deposicional em relação ao da planície costeira. O que irá diferenciar é o sistema deposicional que liga os vales incisos aos depósitos para fundo da bacia. Nas bacias com plataforma e talude, os vales incisos gradam lateralmente para depósitos de leques de fundo de bacia e cânions submarinos (figura 42-A). Já em bacias tipo rampa, vales incisos gradam para depósitos de deltas de mar baixo (figura 42-B).

A Bacia do Paraná no Eopermiano enquadra-se no modelo de bacia tipo rampa (Zalán *et al.* 1990), por apresentar baixo gradiente da superfície deposicional e ausência de talude. Vales incisos foram reconhecidos na seqüência permocarbonífera por Lopes (1995), Santos *et al.* (1996), Holz (2003) no Estado do Rio Grande do Sul.

Vários vales incisos foram formados no leste do Canadá (estuário de *St Lawrence*, Clet-Pellerin & Occhietti 2000), no oeste da Escócia (sistema estuarino ao norte das ilhas *British*, Lambeck 1995, Llyod *et al.* 1999), na costa oeste da Europa (estuários da Escandinávia, Bartholody & Pejrup 1994, *in* Allen 2003), na margem norte do Canadá (Barrie & Conway 2002), em decorrência do recuo das geleiras no Holoceno. No Mar Báltico e na Baía de Hudson (América do Norte) foram calculados respectivamente, soerguimentos na média de 1 m por século e de 70 metros a 100 m após o recuo das geleiras entre 8.000 e 6.000 anos atrás (Strahler 1987 *in* Lopes 1995).

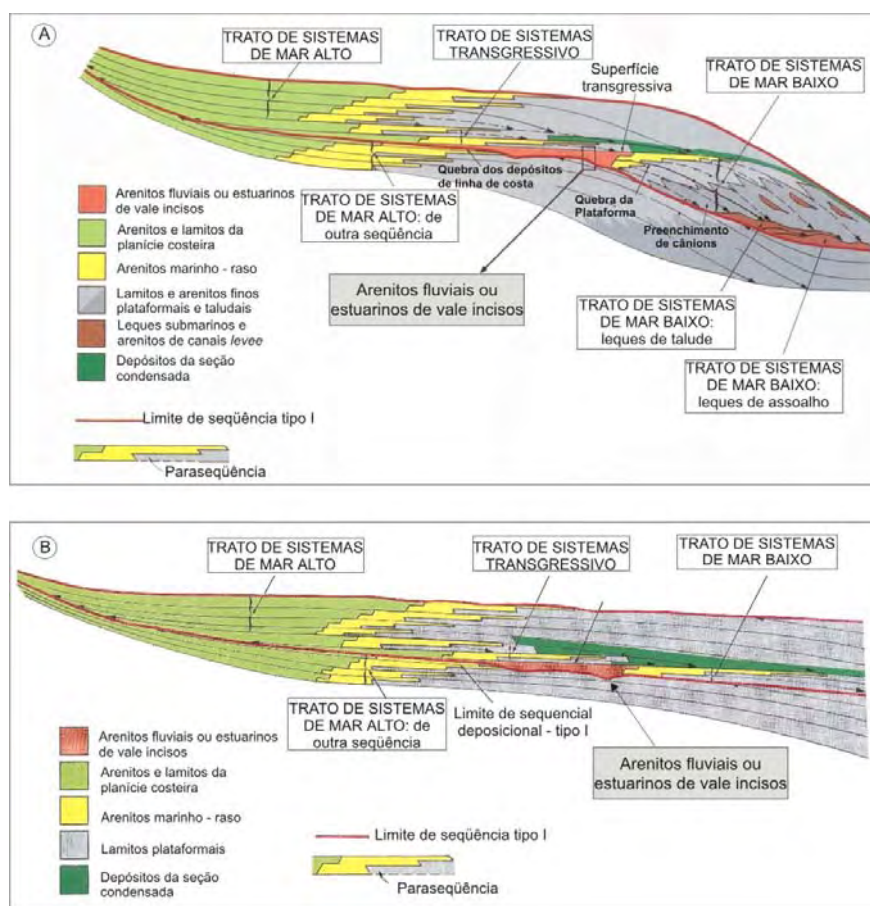


Figura 42: Representação do padrão dos estratos em seqüências do tipo I depositadas em bacias: A) com plataforma e talude, B) tipo rampa (VanWagoner *et al.* 1990).

Santos *et al.* (1996) admitiram que os paleovales no Rio Grande do Sul são produtos do *rebound* glácio-isostático, cujo preenchimento é formado por cunhas clásticas litorânea do topo da Formação Rio do Sul (Grupo Itararé) seguido por depósitos flúvio-deltaícos da Formação Rio Bonito. Lopes (1995) questionou a existência dos paleovales na Formação Rio Bonito associada aos movimentos glácio-isostáticos com o recuo das geleiras do Grupo Itararé.

No norte do Estado do Paraná, paleovales foram relatados por Soares & Cava (1982) e Rebelo *et al.* (1984), que consideraram sua origem associada a falhamentos. Como as evidências de tectônica sindeposicional foram questionadas por Rostirolla *et al.* (2000), os paleovales são neste trabalho alternativamente interpretados como vales incisos, formados pelo movimento glácio-isostático durante o último recuo das geleiras do Grupo Itararé.

Durante o recuo das geleiras, a borda da bacia norte da Bacia do Paraná sofreu um movimento ascendente devido ao alívio da carga produzido pelo gelo, resultando em queda do nível de base e formação de vales incisos no topo do Grupo Itararé, sob contexto do trato de sistema de mar baixo inicial.

Tratos de sistemas de mar baixo inicial em bacias tipo rampa são caracterizados pelo rebaixamento do nível de base (nível do mar) causando a quebra do equilíbrio sedimentar e erosão das áreas emersas com formação de vales incisos. O transporte de sedimento é para o fundo da bacia, caracterizado por um complexo deltaico de mar baixo (figura 43-A, VanWagoner *et al.* 1990).

Os primeiros depósitos nos vales incisos podem ocorrer no trato de mar baixo final, quando diminui a taxa de queda do nível do mar (Miall 1996). O sítio deposicional principal é o fundo da bacia, no complexo deltaico de mar baixo (figura 43-B). As incisões dos vales ainda ocorrem com deslocamento da cabeceira do vale em direção ao continente (*Knickpoint*), por erosão à montante.

A associação de fácies 1 representa os primeiros depósitos do preenchimento de vale inciso em trato de sistemas de mar baixo (final). Os depósitos fluviais do Membro Triunfo são restritos ao talvegue do vale inciso (figuras 39 e 40) e podem ter sido depositados por agradação fluvial, devido à geração de espaço de acomodação subaéreo no continente à medida que a linha de costa migra em direção ao continente.

À medida que aumenta o espaço de acomodação, pela subida do nível do mar, a associação de fácies fluvial basal é recoberta por fácies estuarinas do trato de sistemas transgressivo. As associações de fácies sobrepostas apresentam-se influenciadas pela constante entrada das correntes de maré. Segundo Zaitlin *et al.* (1994) e Miall (1997), o trato transgressivo para sistemas estuarinos é comumente reconhecido quando há influência das correntes de maré na sucessão fluvial, como é encontrado na associação de fácies 2.

Tratos de sistemas transgressivos desenvolvem-se quando a taxa de subida do nível do mar for relativamente elevada. Durante as transgressões, a linha de costa desloca-se para o interior do continente e o sistema de plataforma passa a ocupar sítios geográficos anteriormente ocupados pelos tratos deposicionais costeiros, enquanto os vales incisos são afogados e completamente preenchidos (figura 43-C).

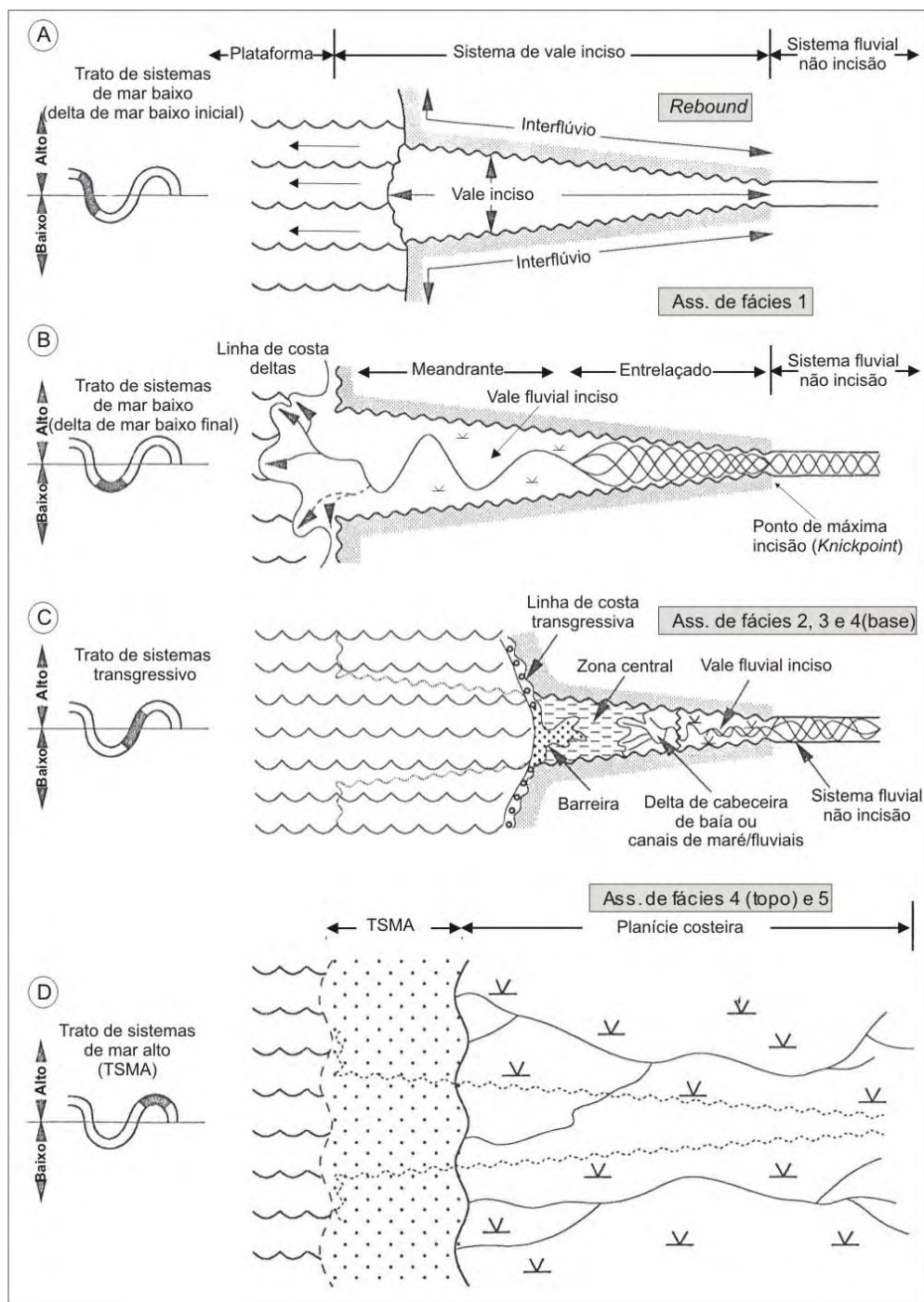


Figura 43: Representação esquemática do desenvolvimento de vale inciso e seu preenchimento de acordo com os tratos deposicionais (modificado de Zaitlin *et al.* 1994).

Quando o mar recobre as planícies aluviais costeiras, depósitos subaéreos do trato de sistema de mar baixo subjacentes são recobertos por depósitos residuais transgressivos. Tais depósitos são originados pelo retrabalhamento por ondas ou correntes de maré, onde as partículas finas tendem a ser depositada

“costa afora” e as partículas grossas são redepositadas sobre uma superfície erosiva. Esta superfície é o limite inferior do trato de sistema transgressivo e constitui a superfície transgressiva.

O contato das associações de fácies 1 e 2 é marcado por níveis conglomeráticos (ponto 3), que pode representar superfícies de retrabalhamento por correntes de maré (superfície transgressiva). Um pavimento de seixos contínuo no topo da associação de fácies 2 (ponto 3), provavelmente também representa outra superfície de retrabalhamento por maré (superfície transgressiva), recoberta por sedimentos finos costeiro-marinheiros.

Segundo Allen & Posamentier (1994) outras superfícies erosivas podem ser encontradas em vales incisos e são chamadas de superfície de ravinamento por onda (SRO), quando a ação das ondas é maior que as correntes de maré, e superfície de ravinamento por maré (SRM), caso em que a força das correntes de maré é maior (figura 44).

As superfícies erosivas encontradas nas associações de fácies 1, 2 e 3 representam oscilações na subida do nível do mar, onde o avanço da transgressão marinha ocorreu de forma lenta, formando mais de um nível de superfícies erosivas (superfície transgressiva, superfície de retrabalhamento por maré e superfície de retrabalhamento por onda, figura 39).

Padrão textural retrogradacional, típico de trato de transgressivo é encontrado na associação de fácies 4. A base desta associação de fácies (complexo ilha-barreira/delta de maré enchente), geralmente apresenta camadas conglomeráticas que representam depósitos residuais, sobre superfícies de retrabalhamento por onda.

Nos modelos de preenchimento apresentado por Dalrymple *et al.* (1992) e Zaitlin *et al.* (1994), para sistemas estuarinos, o trato transgressivo é responsável por todo preenchimento do vale. Dessa forma, os depósitos sobrejacentes ao vale inciso pertencem ao de trato de mar alto, representado por ambientes fluviais costeiros e deltaicos (figura 36). Na área de estudo, as condições transgressivas permanecem após o preenchimento total do sistema estuarino, representados pelos depósitos plataformais marinhos rasos (figuras 39 e 40-E).

O limite superior do trato transgressivo é definido pela superfície de inundação máxima. Esta superfície representa o intervalo deposicional de máxima transgressão da linha de costa em direção ao continente. Assim, sedimentos

marinhos transgressivos podem sobrepor depósitos costeiros, resultando num recobrimento em *onlap* costeiro (Assine & Perinotto 2001).

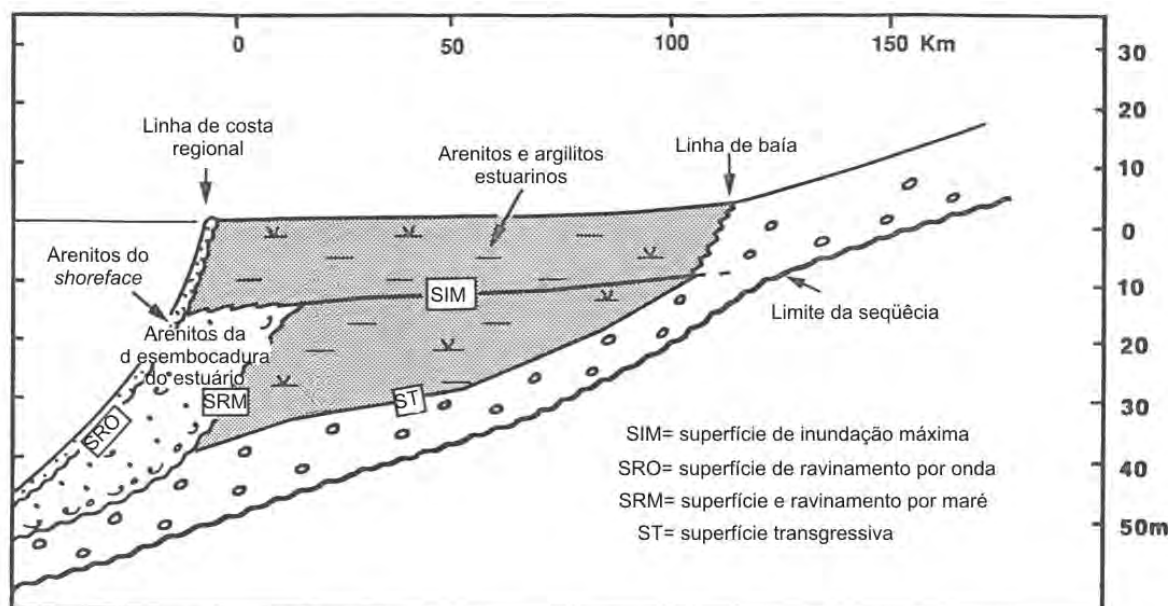


Figura 44: Seção estratigráfica do estuário Gironde representando as superfícies de ravinamento por maré e onda (Allen & Posamentier 1994).

A superfície de inundação máxima é encontrada na porção intermediária da associação de fácies 4, na seção de lamitos intercalados com bancos de calcário (figura 39). Calcários podem ser formados em trato de sistemas transgressivos, quando o nível do mar tende a aumentar criando condições de plataformas rasas e quentes (James & Kendall 1992 e Miall 1997). Quando o trato deposicional alcança condições de máxima transgressão cessa a sedimentação carbonática e deposita a seção condensada (James & Kendall 1992 e Miall 1997).

A superfície de inundação máxima registra o início do trato de sistemas de mar alto, composto por sistemas marinhos rasos, deltaicos e fluviais costeiros, que apresentam empilhamento prográdacional (figura 43-D). Na área estudada os depósitos do trato de mar alto são representados pelo topo da associação de fácies 4 (Membro Paraguaçu) e associação de fácies 5 (Membro Siderópolis). Provavelmente os lamitos e calcários do topo da associação de fácies 4 foram depositados quando a taxa de adição de sedimentos no espaço de acomodação era baixa, e os arenitos quartzosos da associação de fácies 5 depositaram-se quando iniciou a progradação na costa.

4.4. Paleocorrentes e Paleogeografia

No Eopermiano a Bacia do Paraná ainda se encontrava influenciada pela ação de geleiras, registrando o último ciclo de avanço e recuo de geleiras, responsável pela deposição da Formação Taciba, unidade superior do Grupo Itararé. Paleocorrentes medidas por Vesely (2001) em arenitos e conglomeráticos da Formação Taciba, revelaram sentido de fluxo para norte, indicando proveniência sedimentar de sul.

Com o recuo das geleiras para sul, a área norte da bacia foi submetida à erosão com formação de vales fluviais. Paleovales no norte do Paraná, como os relatados por Soares & Cava (1982) e Rebelo *et al.* (1984), foram interpretados como produto de soerguimento por movimentos glácio-isostáticos originando incisão fluvial. Soerguimento na porção norte da bacia deve ter propiciado discordância de borda, erosão e aprofundamento nos talwegues de canais fluviais.

O preenchimento dos vales incisos originou o sistema deposicional estuarino dominado por onda e maré para a parte inferior da Formação Rio Bonito, de modo que hoje se encontra preservado no norte do Paraná, como na área entre Ibaiti e Sapopema.

Os arenitos fluviais da associação de fácies 1 registram os primeiros depósitos da Formação Rio Bonito (Membro Triunfo), depositados por rios avançando de nordeste para sudoeste sobre a superfície irregular e discordante do topo da Formação Taciba. Foram observados somente no ponto 3 e representam depósitos confinados no talvegue do canal fluvial dentro do trato de mar baixo.

As medidas de paleocorrentes da associação de fácies 1 representam a direção principal do paleovale fluvial, NE-SW, com área-fonte continental a norte-nordeste, possivelmente no Estado de São Paulo. O alinhamento dos vales incisos coincide com a orientação dos paleovales apresentados em Soares & Cava (1982), CPRM (1983) e Silva (1984). O sentido das paleocorrentes é também similar ao paleofluxo interpretado por França & Caldas (1983), para o Membro Triunfo da Formação Rio Bonito.

Com a subida do nível do mar, a associação de fácies 1 foi recoberta por fácies com empilhamento retrogradacional, indicativas de afogamento do canal e condições transgressivas, caracterizando o início do sistema estuarino. A

deposição no vale inciso foi constantemente influenciada por correntes de maré enchente e vazante, mas com predomínio inicialmente de fluxos a partir do continente (maré vazante). As evidências desses fatos são representadas pela associação de fácies 2 (Membro Triunfo), que mostram feições características de correntes de maré e paleocorrentes dirigidas para sudoeste semelhante à sucessão basal fluvial (figura 45).

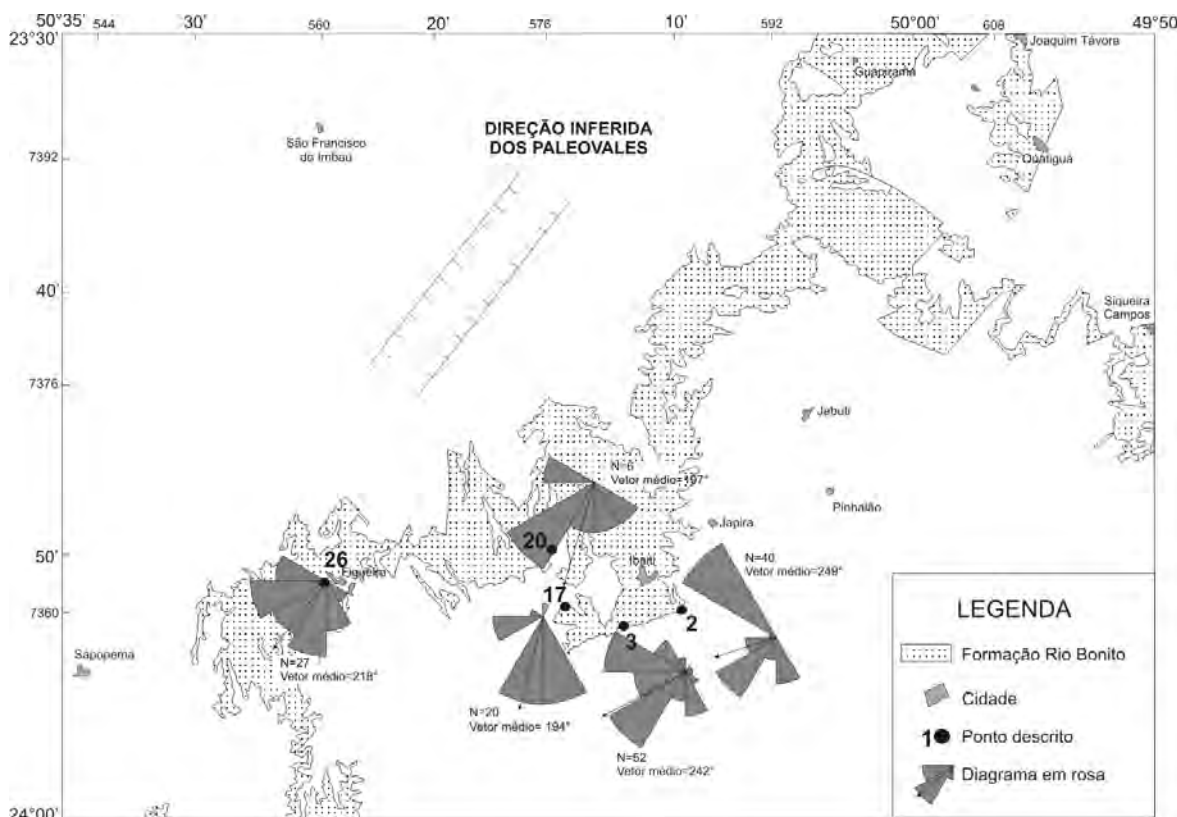


Figura 45: Mapa de paleocorrentes das associações de fácies 1 e 2 (Membro Triunfo).

Os arenitos de canais de maré/fluviais (associação de fácies 2) afloram entre os municípios de Figueira e Ibaiti. A associação de fácies não foi encontrada na parte norte da área, sendo sugestivo de acunhamento pra norte.

Acima dos arenitos de canais de maré/fluviais são encontrados os lamitos da associação de fácies 3. Esta fácies que representa depósitos da zona central, passam lateralmente as fácies de planície de inundação no vale inciso, onde depositaram lamitos ricos em matéria orgânica e camadas de carvão descontínuas, com alto teor de enxofre, como as de Ibaiti.

Jazidas de carvão também são encontradas em Figueira, Carvãozinho e Sapopema. Considera-se que estas jazidas estão associadas no mesmo contexto paleoambiental do carvão de Ibaiti. No mapa de isópacas de carvão de Sapopema paleovales ocorrem alinhados N-S, onde há ausência de carvão. Lateralmente a estes paleovales são encontradas camadas de carvão que se depositaram nas planícies de inundação dos paleovales (CPRM 1983, Silva 1984, figura 46).

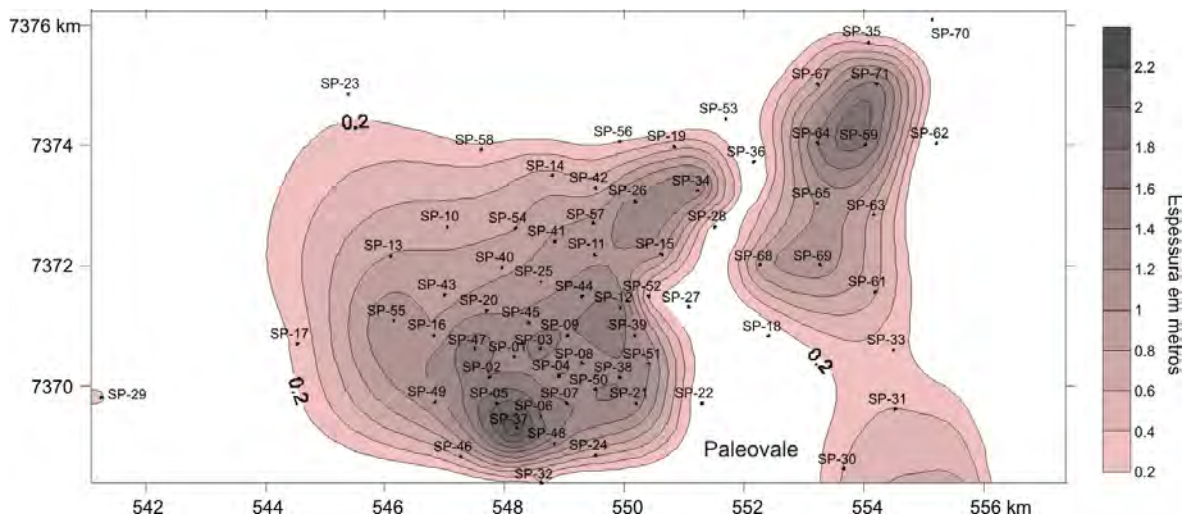


Figura 46: Mapa de isópacas do carvão de Sapopema (modificado de CPRM 1983, Silva 1984).

Arenitos considerados correlatos aos arenitos dos canais de maré/fluviais (associação de fácies 2), ocorrem na base dos poços da área de Sapopema. No poço SP-53-PR a seção arenosa é mais espessa, podendo comportar os arenitos fluviais da associação de fácies 1 na base (figura 47). Acima da seção arenosa são encontrados os depósitos da zona central, representados pelos lamitos e camadas de carvão nas planícies de inundação dos paleovales. Não existem evidências de que estes paleovales cortaram as camadas de carvão, pois os depósitos de granulação fina da bacia central são contínuos lateralmente. Acima do carvão podem ocorrer outras camadas de arenitos descontínuas e irregulares, que podem ser correlacionados as barras de maré da associação de fácies 3

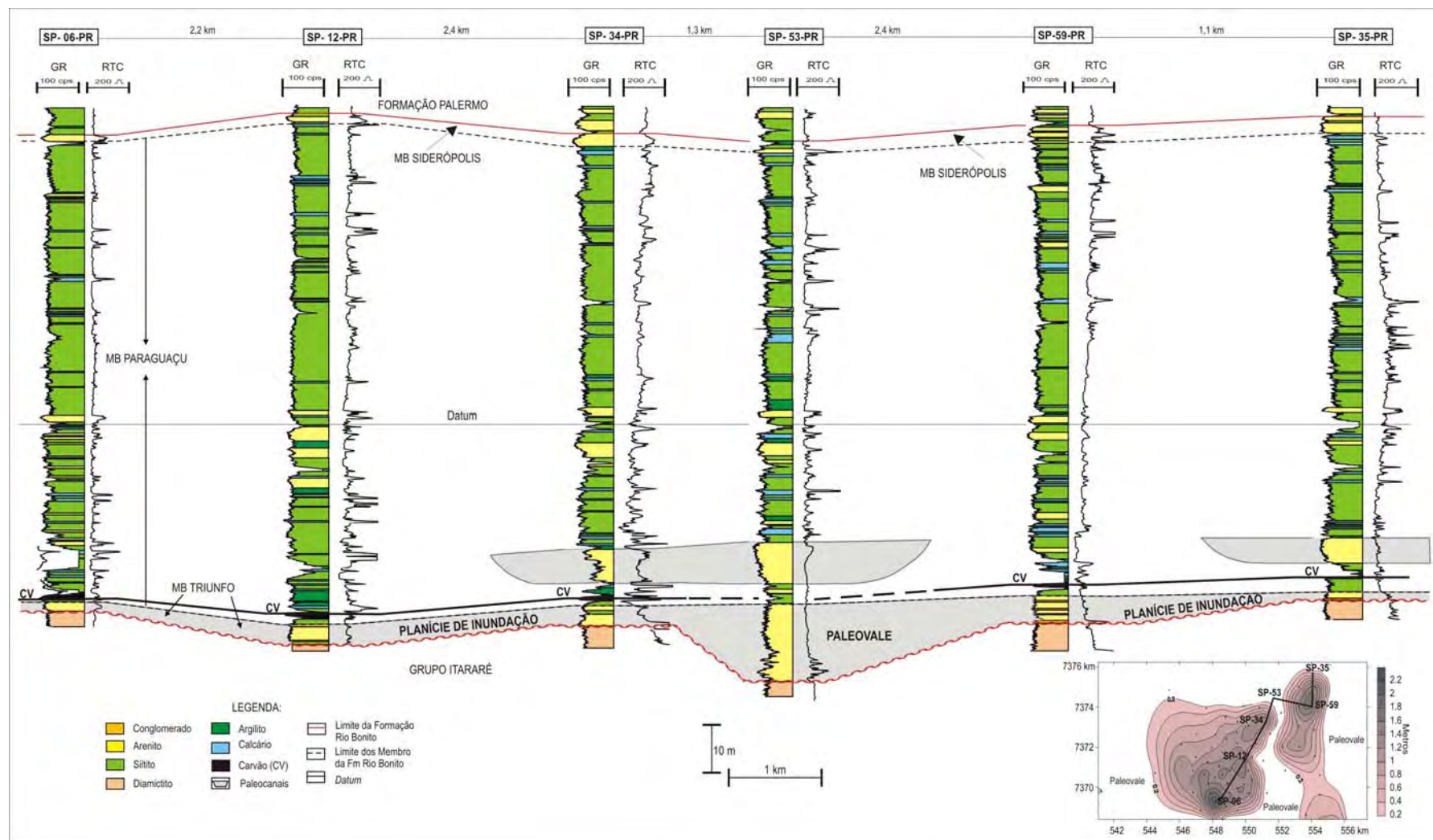


Figura 47: Seção estratigráfica transversal ao mergulho deposicional da bacia (strike, poços descritos por CPRM 1983 e Silva 1984).
 Notar que no paleovale predominam arenitos e nos interflúvios são encontradas as camadas de carvão.

Saad (1973) identificou paleovales preenchidos por arenitos grossos com as principais zonas de mineralização de urânio e paleo-altos com a deposição de lamitos e camadas de carvão, na região de Figueira. Embora o autor tenha considerado área-fonte também a norte, concluiu que o paleofluxo foi de noroeste para sudeste.

Medidas de paleocorrentes nos corpos arenosos da associação de fácies 3 indicam paleocorrentes para norte, sentido praticamente oposto ao sentido de aporte continental, observado nas associações de fácies 1 e 2. Paleofluxos marinhos para norte corroboram interpretações de Della Fávera *et al.* (1993) e Castro (1999), que apontaram transgressão marinha de sul para norte.

Os arenitos da associação de fácies 3 são descontínuos e passam lateralmente para arenitos com paleocorrentes reversas, representados pelas *sandwaves* (figura 48). As paleocorrentes nas *sandwaves* apontam transporte principal para norte e secundário para sul, evidenciando predomínio das correntes de maré enchente sobre as de vazante.

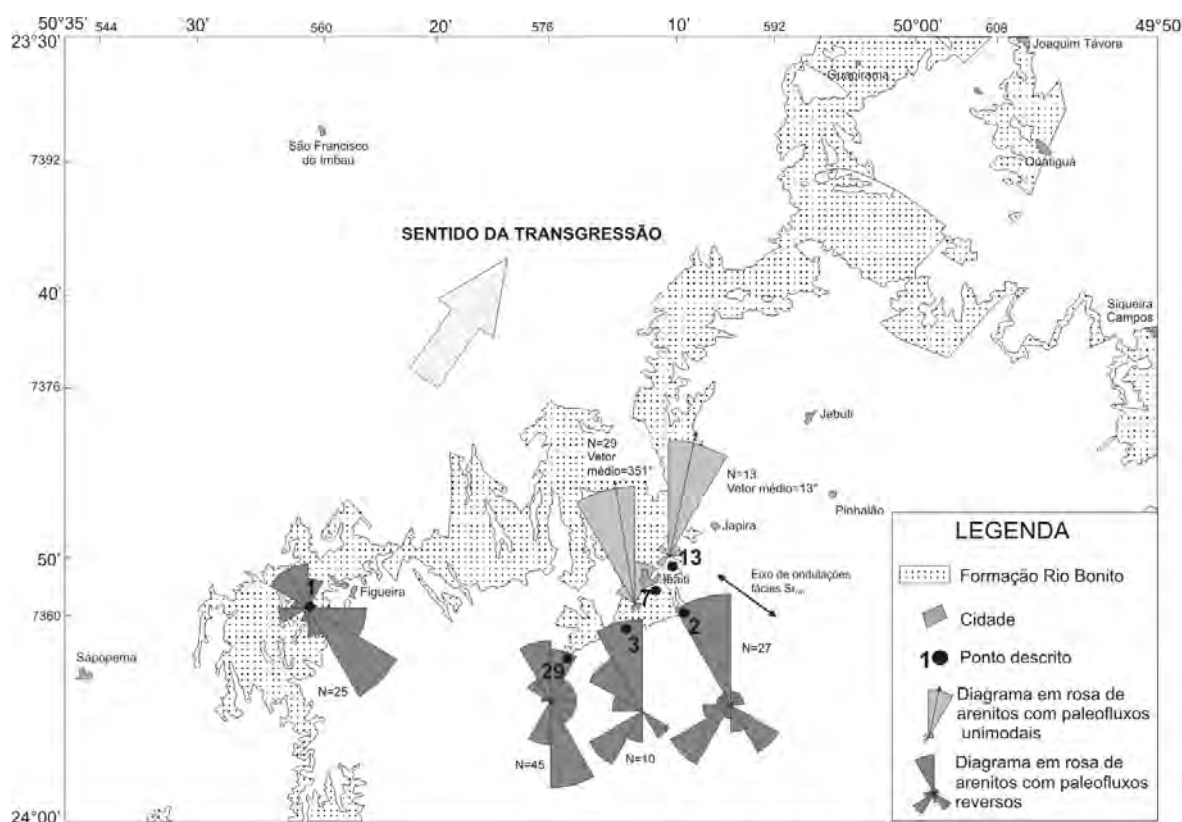


Figura 48: Mapa de paleocorrentes da associação de fácies 3 (Membro Paraguaçu).

Com a continuação da elevação do nível do mar os interflúvios dos vales incisos foram recobertos pela transgressão, o que resultou na ampla distribuição lateral das fácies do Membro Paraguaçu. De acordo com a seção das figuras 10 e 39, o Membro Triunfo aflora somente nos paleovales, acunhando-se para o norte da área estudada.

Eixos de ondulações medidas presentes na associação de fácies 3 indicam direção noroeste-sudeste (figura 48). Partindo da premissa que os eixos das ondulações são paralelos à linha de costa, a paleolinha de costa teria direção aproximada WNW-ESE, o que é sugerido também pela orientação dos diagramas em rosa das paleocorrentes com reversão e pelas direções dos paleovales. Assim, a invasão marinha Paraguaçu recobriu todo o Membro Triunfo em uma superfície de *onlap* costeiro para nordeste, de forma que as associações de fácies mais novas assentam diretamente sobre o Grupo Itararé.

Os arenitos basais da associação de fácies 4 (depósitos ilhas-barreira e/ deltas de maré enchente), apontam transporte predominantemente para noroeste e sudoeste, numa maior dispersão característica de sedimentos marinhos costeiros (figura 49).

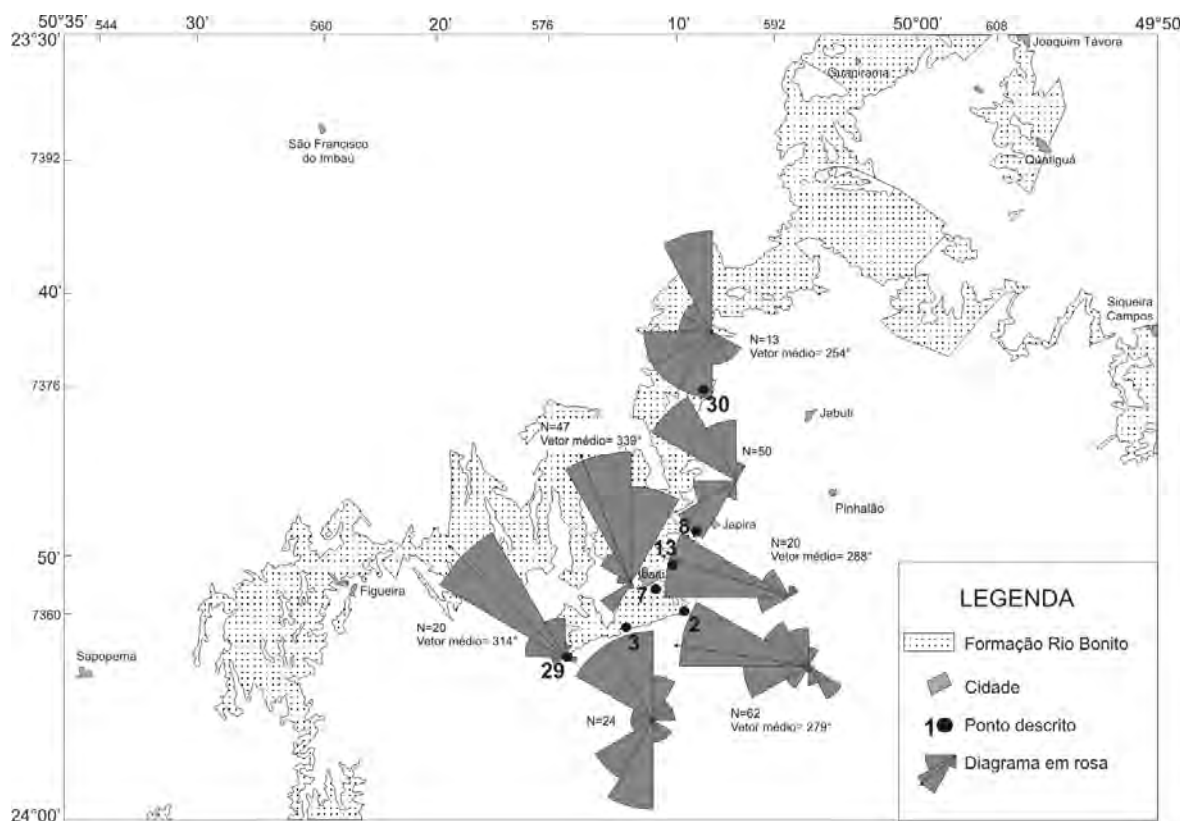


Figura 49: Mapa de paleocorrentes da associação de fácies 4 (Membro Paraguaçu).

O sistema deposicional estuarino finaliza-se na base da associação de fácies 4 e o vale inciso é recoberto por fácies marinhas plataformais siliciclástico-carbonáticas. Corpos de arenitos grossos com paleocorrentes bipolares (noroeste e sudeste), interpretados como cordões litorâneos retrabalhados pela maré, estão presentes na associação de fácies 4, evidenciando a influência das correntes de maré. Na porção média da associação de fácies 4 há predomínio de lamitos e arenitos finos e nesta situa-se a superfície de inundação máxima.

Os lamitos marinhos rasos do topo da associação de fácies 4 e arenitos bem selecionados da associação de fácies 5, representam trato de sistema de mar alto, cujo empilhamento é teoricamente progradacional. Tanto a associação de fácies 4 como a associação de fácies 5 podem ser recobertas diretamente pelos folhelhos marinhos da Formação Palermo, como foram encontrados nos poços FP-02-PR e FP-01-PR.

As medidas de paleocorrentes nos arenitos do Membro Siderópolis apesar de apresentar uma grande dispersão indicam sentido de transporte para leste. França & Caldas (1983) interpretaram que esta sucessão de arenitos corresponde a barras costeiras, intensamente retrabalhadas, orientadas N-S. São necessários, porém, estudos mais detalhados nessa região, que possam esclarecer melhor a paleogeografia ao tempo da deposição da porção superior da Formação Rio Bonito.

Em linhas gerais, os dados levantados para a porção inferior da Formação Rio Bonito no norte do Paraná sustentam o modelo de paleovale estuarino, formado por discordância de borda em trato de sistema de mar baixo, preenchimento em trato transgressivo, que é sucedido por depósitos marinhos e, freqüentemente por barras litorâneas regressivas de trato de sistema de mar alto.

Como foi verificado nas seções estratigráficas, nem sempre os membros Triunfo ou Siderópolis estão presentes, ou quando presentes, podem encontrar-se incompletos (figuras 10 e 11). O mesmo ocorre nos poços perfurados a oeste na faixa de afloramento, onde as espessuras da Formação Rio Bonito variam de 62 m (SP-17-PR) a 125 m (CP-04b-PR, Jorge & Aboarrage 1979, Aboarrage & Yamamoto 1982, CPRM 1983, Silva 1984, Pizzato & Silva 1983 e Madeira 1983). A variação de espessura da unidade é associada principalmente aos paleovales, onde se aloja o Membro Triunfo, mas também pode estar associada a presença ou falta do Membro Siderópolis.

4.5. Formação Rio Bonito: uma seqüência deposicional

Considerando a megasseqüência permocarbonífera da Bacia do Paraná como um ciclo de segunda ordem, os quais apresentam duração de 10 a 100 milhões de anos (Vail *et al.* 1977), é possível subdividir a megasseqüência em seqüências menores ou ciclos de menor duração, tais como as seqüências deposicionais.

Seqüência deposicional é definida por Vail *et al.* (1977), como uma unidade estratigráfica composta de uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados e limitada, no topo e na base, por discordâncias ou suas conformidades correlatas, representando ciclos de terceira ordem (duração de 1 a 10 milhões de anos).

Para integrar os dados da área estudada num quadro estratigráfico regional e reconhecer as superfícies-chave das seqüências deposicionais, foi construída uma seção estratigráfica regional com perfis de poços, numa área que abrange a região central do Paraná ao sul de São Paulo (FP-02-PR e FP-01-PR, 1-PT-1-PR, 1-CA-3-PR, FP-11-PR, e 1-SA-1-SP), incluindo os poços descritos na área estudada (figura 50). Na seção foi utilizado como *datum* o pico de argilosidade acima do topo da Formação Rio Bonito, em folhelhos marinhos da base da Formação Palermo e representa a superfície de inundação máxima na megasseqüência estratigráfica permo-carbonífera da Bacia do Paraná.

A seção da figura 50 demonstra que a Formação Rio Bonito pode ser caracterizada como uma seqüência deposicional de terceira ordem, compreendendo os membros Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis.

Os limites da seqüência (LS) são descontinuidades, comumente marcadas pela entrada de clásticos na bacia, geradas pela variação do nível de base da bacia e aumento no suprimento sedimentar. Outras superfícies também registram eventos importantes na bacia, como as superfícies transgressiva (ST) e de inundação máxima (SIM). A superfície transgressiva (ST) representa os eventos de retrabalhamento por maré ou onda, que geram superfícies de ravinamento marinha. Já a superfície de inundação máxima (SIM) representa a superfície de máxima transgressão na bacia, marcada por valores altos de argilosidade, separando padrões texturais retrogradacionais na parte inferior (trato de sistemas

transgressivos) de padrões progradacionais na parte superior (trato de sistemas de mar alto).

O limite inferior da seqüência deposicional é definido pelo contato entre o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito (membros Triunfo e/ou Paraguaçu), que na área estudada é formado por uma superfície discordante, com a presença de vales incisos. A discordância desaparece a sul, onde corresponde a conformidades correlatas. Segundo Ramos (1967), Northfleet *et al.* (1969), Medeiros & Thomas Filho (1973), Popp (1983) e França & Caldas (1983), a porção basal da Formação Rio Bonito (Membro Triunfo) é geneticamente relacionada as rochas de topo do Grupo Itararé na região sul da bacia.

Esta interpretação corrobora com as conclusões de Della Fávera *et al.* (1993), que consideraram o limite entre o Grupo Itararé e a Formação Rio Bonito em Figueira como discordante, relacionando à existência concordância relativa para dentro da bacia.

O Membro Triunfo no sul da bacia apresenta padrão textural vertical “em caixa”, constituindo trato de sistema de mar baixo, que não ocorre na porção norte, apresentando somente a seção de topo. Assim, durante a deposição do Membro Triunfo no sul do Paraná, para o norte e sul de São Paulo predominavam processos erosivos. Os vales incisos no norte do Paraná serviram ou simplesmente contribuíram como canais alimentadores dos sistemas deltaicos de trato de mar baixo, existentes no sul do Paraná e em Santa Catarina.

Acima do trato de sistemas de mar baixo são encontradas fácies com padrão de granodecrescência ascendente, típico de trato de sistemas transgressivo. A base do trato transgressivo é representada por superfícies de retrabalhamento por onda ou maré, que muitas vezes, formam camadas de arenitos conglomeráticos, com foram observadas nos afloramentos e nos poços descritos. Nos perfis raios-gama a assinatura para identificar as camadas conglomeráticas é difícil de ser reconhecida, devido à essas camadas apresentarem poucos elementos radioativos. Porém, é nítida a mudança do padrão textural agradacional para o padrão retrogradacional e a correlação pode ser feita.

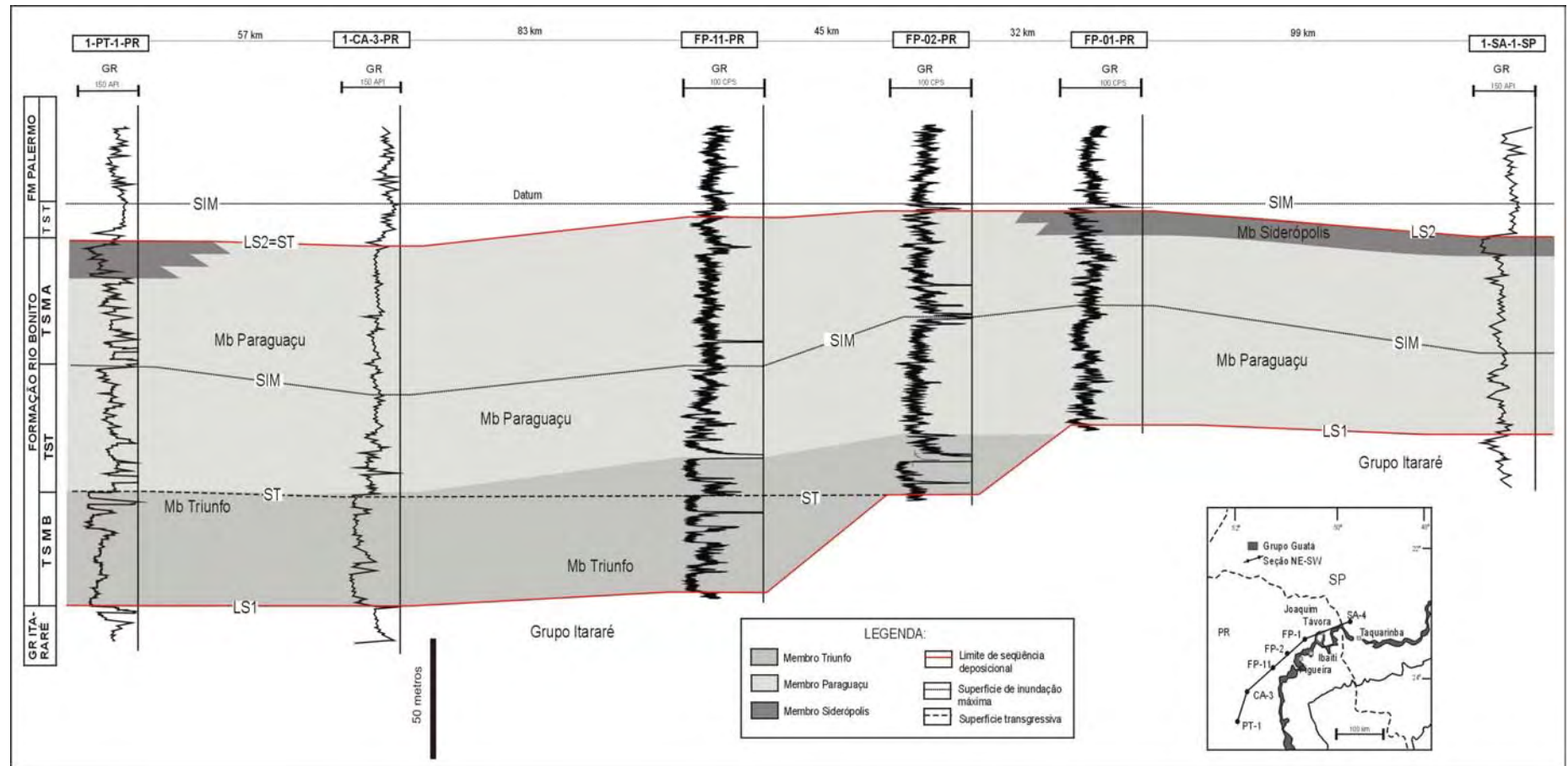


Figura 50: Seção estratigráfica regional mostrando a correlação dos perfis raios-gama dos poços 1-PT-1-PR, 1-CA-3-PR, FP-11-PR, FP-02-PR e FP-01-PR e 1-SA-1-SP (TSMB = Trato de sistema de mar baixo; TST = Trato de sistema transgressivo; TSM A = Trato de sistema de mar alto; LS = Limite de sequência deposicional; ST = Superfície transgressiva; SIM = Superfície de inundações máxima; GR = Perfil de raios gama).

As fácies do trato de sistemas transgressivo apresentam uma ampla distribuição lateral desde o centro do Paraná ao sul de São Paulo. Litoestratigraficamente, as fácies correspondem ao Membro Triunfo e ao Membro Paraguaçu. Para o sul do Paraná, o trato transgressivo é representado apenas pelo Membro Paraguaçu. Enquanto na porção norte predomina o preenchimento dos vales incisos (membros Triunfo e Paraguaçu) e no sul ocorre invasão marinha (Membro Paraguaçu). Esta interpretação corrobora que a transgressão marinha foi de sul para norte, como foi discutido no item 4.4.

O Membro Triunfo desaparece no sul de Estado de São Paulo, não sendo constatado no poço 1-SA-1-SP. A partir desta constatação, pode-se considerar que o *knickpoint* (ponto de cabeceira) dos vales incisos estava situado entre o norte do Paraná ao sul de São Paulo. São necessários, porém, estudos mais detalhados, que possam comprovar esta interpretação.

O trato de sistema de mar alto inicia-se quando o trato transgressivo atinge a superfície de inundação máxima (SIM), posicionada na associação de fácies 4 (parte superior do Membro Paraguaçu). O padrão textural dos perfis raios-gama dos poços mostram padrão de granocrescência ascendente, reflexo de progradação em trato de mar alto.

Os membros Paraguaçu (topo) e Siderópolis compõem o trato de sistema de mar alto. O Membro Siderópolis é descontínuo, como verificado nas seções estratigráficas na área de estudo (figuras 10, 11, 39 e 50). Na seção da figura 50 fica evidente sua interdigitação lateral com lamitos marinhos do topo do Membro Paraguaçu.

O limite superior da seqüência deposicional encontra-se no contato, aqui interpretado como constituído por superfícies transgressivas, geradas pela subida do nível do mar, onde as correntes de onda e maré retrabalharam o topo da Formação Rio Bonito. Mais que isso, para Tognoli (2002) o contato entre as formações Rio Bonito e Palermo é discordante, representado por uma superfície erosiva, que pode ser regressiva e/ou transgressiva. Assim, na base da Formação Palermo inicia-se uma nova seqüência deposicional.

Outros autores caracterizaram mais de uma seqüência deposicional para a Formação Rio Bonito. Castro (1999) reconheceu quatro seqüências deposicionais no intervalo correspondente ao Membro Triunfo da Formação Rio Bonito. Já Tognoli (2002) analisou a sucessão Rio Bonito (membros Paraguaçu e

Siderópolis) – Palermo, identificando cinco seqüências deposicionais, as quatro primeiras correspondem ao Membro Paraguaçu e a última englobando o Membro Siderópolis e a Formação Palermo. No entanto, Tognoli & Castro (2003), reconheceram apenas três seqüências deposicionais para o Grupo Guatá, sendo que, a primeira é composta pelo Membro Triunfo e a porção intermediária do Membro Paraguaçu, a segunda corresponde a seção de topo do Membro Paraguaçu, e a terceira formada pelo Membro Siderópolis e a Formação Palermo.

Subdivisão em seqüências de menor duração é possível, pois superfícies de inundação máxima de menor expressão podem ser reconhecidas. Entretanto, considerando que a seção estudada tem idade entre Artinskiano ao Kunguriano, que abrange um intervalo de tempo de 11 Ma (Remane *et al.* 2002), sua duração é compatível com a das seqüências deposicionais, conforme proposta de Vail *et al.* (1977).

5. CONCLUSÕES

1. As variações de fácies e de espessura da Formação Rio Bonito no nordeste do Estado do Paraná, principalmente na porção inferior da unidade, estão associadas à existência vales incisos alinhados NE/SW, preenchidos por depósitos de sistemas estuarinos;
2. A sucessão vertical da Formação Rio Bonito apresenta padrão geral de empilhamento estratigráfico de granodecrescência ascendente na base e de granocrescência no topo, e pode ser subdividida em cinco associações de fácies;
3. As associações de fácies permitem classificar o estuário como misto, dominado por ondas e marés;
4. A associação de fácies 1 representa a porção basal do Membro Triunfo, sendo composta por conglomerados e arenitos feldspáticos, depositados por sistemas fluviais, em contexto de trato de sistemas de mar baixo;
5. As associações de fácies 2, 3 e a base da associação de fácies 4 apresentam fácies com estruturas e feições características da atuação de correntes de maré. As associações podem ser classificadas, da base para o topo como depósitos de canais de maré/fluviais, da zona central, ilhas-barreira e canais de maré em contexto de trato de sistemas transgressivo;
6. As principais camadas de carvão estão na base do Membro Paraguaçu, condicionadas às bordas dos vales incisos, em planícies de inundação, na zona central do estuário;
7. A parte superior da Formação Rio Bonito, representado por parte da associação de fácies 4 e associação de fácies 5 não faz parte do complexo estuarino. Constitue depósitos marinhos rasos de plataforma mista gradando para barras litorâneas, não confinados ao estuário, em contexto de trato de sistemas de mar alto.
8. Nos depósitos fluviais o sentido do suprimento sedimentar é para sudoeste, indicando área-fonte para nordeste. Nos depósitos estuarinos as paleocorrentes indicam fluxo bipolar norte-sul, sendo comuns em alguns pontos, os vetores médios das paleocorrentes indicarem fluxo predominantemente para norte, que representa o sentido da transgressão marinha afogando os vales incisos;

9. A origem dos vales incisos foi associada ao soerguimento glácio-isostático (*rebound*), movimento vertical ascendente originado por alívio de carga com recuo das geleiras ao final da glaciação permocarbonífera. Este movimento teria causado elevação da borda norte da bacia, propiciando erosão e aprofundamento dos talwegues de canais fluviais, originando vales incisos como os preservados na área estudada;
10. Cinco associações de fácies puderam ser reconhecidas em subsuperfície. As associações de fácies 1 e 2 foram consideradas pertencentes ao Membro Triunfo, as associações de fácies 3 e 4 ao Membro Paraguaçu, e associação de fácies 5 ao Membro Siderópolis.
11. O Membro Triunfo foi constatado somente nos paleovales na parte sudoeste da área estudada, nos municípios de Ibaiti e Sapopema. O Membro Paraguaçu apresenta ampla extensão lateral e recobre os paleovales em uma superfície de *onlap* costeiro de sul para norte. O Membro Siderópolis tem ocorrência restrita e irregular, e pode contribuir para as variações de espessura da Formação Rio Bonito observadas na área estudada.
12. A Formação Rio Bonito representa uma seqüência deposicional de terceira ordem, formada por tratos de mar baixo, transgressivo e mar alto. O limite inferior (LS1) com o Grupo Itararé é representado por discordância de borda de bacia, com a presença de vales incisos, cronocorrelatos aos depósitos flúvio-deltaicos existentes no sul do Paraná e em Santa Catarina. A superfície de inundação máxima situa-se nos limites do topo da associação de fácies 4 (topo do Membro Paraguaçu). O limite superior (LS2) com a Formação Palermo é muitas vezes uma superfície transgressiva erosiva, que marca a base do trato transgressivo da seqüência na qual se insere a Formação Palermo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aboarrage, A. M. & Lopes, R. C. 1986. *Projeto borda leste da Bacia do Paraná: integração geológica e avaliação econômica: relatório final*. Porto Alegre. CPRM. Volume 1, 40p.
- Aboarrage, A. M. & Yamamoto, K. 1982. *Projeto carvão na área de Armando Simões: relatório final de pesquisa*. São Paulo. CPRM. Volume 1, 38p.
- Allen, G. & Posamentier, H. W. 1994. Transgressive facies and sequences architecture in mixed tide- and wave-dominated incised valleys: example from the Gironde estuary, France. In: Zaitlin, B. (ed.) *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*. Tulsa, SEPM, (Special publication 51), 225-240.
- Allen, G. P. 1991. Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems. In: Rahmani, R. A. (ed.) *Clastic tidal sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, (Memoir 16), 29-39.
- Allen, G. P. & Posamentier, H. W. 1993. Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill: the gironde estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**: 378-391.
- Allen, J. R. L. 1980. Sandwaves: a model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, **26**: 281-328.
- Allen, J. R. L. 2003. An eclectic morphostratigraphic model for the sedimentary response to Holocene sea-level rise in northwest Europe. *Sedimentary Geology*, **161**: 31-54.
- Almeida, F. F. M. & Barbosa, O. 1953. Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. *Boletim DNPM-DGM*, **143**: 1-96.
- Assine, M. L. & Perinotto, J. A. J. 2001. Estratigrafia de seqüências em sistemas deposicionais siliciclásticos costeiros e marinhos. In: Ribeiro, H. J. P. S. (ed.) *Estratigrafia de Seqüências: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, Unisinos, 305-339.
- Barrie, J. V. & Conway, K. W. 2002. Rapid sea-level change and coastal evolution on the Pacific margin of Canada. *Sedimentary Geology*, **150**: 171-183.
- Barswis, J. H. 1990. Flood-tidal delta reservoirs, medora-dickinson trend, north Dakota. In: Studlick, J. R. J. (ed.) *Sandstone Petroleum Reservoirs*. New York, Springer-Verlag, 389-412.
- Blatt, H.; Berry, W. B. N.; Brande, S. 1991. *Principles of Stratigraphic Analysis*. Boston, Blackwell Sci. Publ., 512p.
- Bortoluzzi, C. A.; Piccoli, A. E. M.; Bossi, G. E.; Sommer, M. G.; Toigo, M. M.; Pons, M. E. H.; Wolf, M.; Silva, Z. C. C. 1978. Pesquisa geológica na bacia carbonífera de Santa Catarina. *Pesquisas*, **11**: 33-192.
- Boyd, R. & Honing, C. 1992. Estuarine sedimentation on the eastern shore of Nova Scotia. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**: 569-583.
- Branco, F. S. R. T. 1997. *Tafoflora gondvânica do Membro Triunfo Formação Rio Bonito (Eopermiano), no Município de Figueira, PR*. Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de doutorado, 182p.
- Byrnes, A. 2000. Routine and special core petrophysical properties of Kansas IVF reservoirs. <http://www.kgs.ukans.edu/Workshops/IVF2000>. Reservoir Characteristics of Morrow/Incised-Valley Fill Plays Workshop & Morrow Incised-Valley Core Workshop.

- Cabral Jr., M.; Campanha, V. A.; Motta, J. F. M.; Saad, A. R. 1988. Contribuição à estratigrafia e paleogeografia da interface Itararé e Tatuí (P) e considerações sobre a sua potencialidade para carvão no Estado de São Paulo. In: SBG, 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, v.2, p.879-893.
- Câmara Filho, L. M. 1997. *Estratigrafia de seqüências no Grupo Guatá na faixa subaflorante do sudeste paulista*. Instituto de Geociências e Ciência Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Dissertação de Mestrado, 221p.
- Cant, D. J. 1982. Fluvial facies models. In: Spearing, D. (ed.) *Sandstone depositional environments*. Tulsa, AAPG, (Memoir 31), 115-137.
- 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*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Livre Docência, 64p.
- Castro, J. C. & Câmara Filho, L. M. 1995. Arcabouço estratigáfico do Grupo Guatá (Permiano Inferior) na margem aflorante paulista. In: SBG, 4º Simpósio de Geologia do Sudeste, Águas de São Pedro, *Boletim de resumos expandidos*, p.61.
- Clet-Pellerin, M. & Occhietti, S. 2000. Pleistoceno palynostratigraphy in the St. Lawrence Valley and middle Estuary. *Quaternary International*, **68-71**: 39-57.
- CPRM 1983. *Projeto Sapopema: relatório final de pesquisa*. São Paulo. CPRM. Volume 1, 165p.
- Daemon, R. F. & Aborrrage, A. M. 1976. *Relatório integrado dos projetos: Carvão no extremo norte de Santa Catarina - Prospecção de carvão no Paraná II - Carvão no Estado de São Paulo*. São Paulo. CPRM. (1), 83p.
- Daemon, R. F. & Quadros, L. P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: SBG, 24º Congresso Brasileiro de Geologia, Brasília, *Anais*, p.359-412.
- Dalrymple, R. W. 1984. Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology*, **31**: 365-382.
- Dalrymple, R. W. 1992. Tidal depositional systems. In: James, N. P. (ed.) *Facies models: response to sea level change*. Stittsville, Geological Association of Canada, 195-218.
- Dalrymple, R. W.; Knight, R. J.; Zaitlin, A.; Middleton, G. V. 1990. Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, cobequid bay - salmon river estuary. *Sedimentology*, **37**: 577-612.
- Dalrymple, R. W.; Zaitlin, B. A.; Boyd, R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**: 1130-1146.
- d'Anglejan, B. & Brisebois, M. 1978. Recent sediments of the st. Lawrence middle estuary. *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**: 951-964.
- Davis Jr, R. A. 1992. *Depositional Systems: an introduction to sedimentology and stratigraphy*. Englewood Cliffs, Prentice-Hall, (second edition), 699p.
- Della Fávera, J. C.; Chaves, H.; Pereira, H.; Bergamaschi, S.; Reis, C. C.; Lima, M. F. d.; Pereira, S. D. 1993. Geologia da área de Figueira-Sapopema. http://www.lbgis.uerj.br/geologia/lab_cg/projetos/1993.htm. UERJ-CPRM.
- Dyson, I. A. & Borsch, C. C. V. 1994. Sequence Stratigraphy of an incised-valley fill: the Neoproterozoic seacliff sandstone, Adelaide Geosyncline, South

- Australia. In: Zaitlin, B. (ed.) *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*. Tulsa, SEPM, (Special publication 51), 209-222.
- Emery, D. & Myers, K. (ed.). 1996. *Sequence Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, 297p.
- Eyles, N.; Eyles, C. H.; Miall, A. D. 1983. Lithofacies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, **30**: 393-410.
- 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**: 56-68.
- França, A. B. & Potter, P. E. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **2**: 147-191.
- Fulfaro, V. J.; Perinotto, J. A. J.; Barcelos, J. H. 1991. Formação Tietê: o pós-glacial no Estado de São Paulo. In: SBG, 2º Simpósio de Geologia do Sudeste, São Paulo, Atas, p.397-404.
- Fulfaro, V. J.; Stevaux, J. C.; Souza Filho, E. E.; Barcelos, J. H. 1984. A Formação Tatuí (P) no Estado de São Paulo. In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, *Anais*, v.2, p.711-724.
- Gordon Jr., M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Boletim DNPM-DGM*, **1**: 374-385.
- Holz, M. 2003. Sequence stratigraphy of a lagoonal estuarine system - an example from the early Permian Rio Bonito Formation, Parana Basin, Brazil. In: Góes, A. M., 3º Latinamerican Congress of Sedimentology, Belém, *Abstracts*, p.125-126.
- Holz, M.; Kalkreuth, W.; Banerjee, I. 2002. Sequence stratigraphy of paralic coal-bearing strata: an overview. *Coal Geology*, **48**: 147-179.
- Howard, R. H. & Whitaker, S. T. 1990. Fluvial-Estuarine valley fill at the mississippian-pennsylvanian unconformity, main consolidated field, illinois. In: Studlick, J. R. J. (ed.) *Sandstone Petroleum Reservoirs*. New York, Springer-Verlag, 319-341.
- James, N. P. & Kendall, A. C. 1992. Introduction to carbonate and evaporites facies models. In: James, N. P. (ed.) *Facies models: response to sea level change*. Stittsville, Geological Association of Canada, 265-276.
- Jorge, H. & Aborraga, A. M. 1979. *Projeto carvão noroeste de Figueira: relatório final*. São Paulo. CPRM. Volume 1, 40p.
- Kvale, E. P. & Barnhill, M. L. 1994. Evolution of lower pennsylvanian estuarine facies within two adjacent paleovalleys, Illinois. In: Zaitlin, B. (ed.) *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*. Tulsa, SEPM, (Special publication 51), 191-207.
- Lambeck, K. 1995. Late Devensian and Holocene shorelines of the British isles and North Sea from models of glacio-hydro-isostatic rebound. *Journal of the Geological Society, London*, **152**: 437-448.
- Levy, M. & Christie-Blick, N. 1994. Neoproterozoic incised valley of the eastern Great basin, Utah and Idaho: fluvial response to changes in depositional base level. In: Zaitlin, B. (ed.) *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*. Tulsa, SEPM, (Special publication 51), 3369-382.
- Lima, F. M. 2000. *Estratigrafia de seqüências da Formação Rio Bonito, com ênfase ao Membro Triunfo (Eopermiano), em sondagens rasas junto à faixa*

- afiorante do norte paranaense*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Trabalho de formatura, 25p.
- Lloyd, J. M.; Shennan, I.; Kirby, J. R.; Rutherford, M. M. 1999. Holocene relative sea-level changes in the inner Solway Firth. *Quaternary International*, **60**: 83-105.
- 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*. Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, Dissertação de Mestrado, 254p.
- Madeira, W. T. 1983. *Projeto Cambuí: relatório final de prospecção de carvão*. São Paulo. CPRM. 10p.
- McCubbin, D. G. 1982. Barrier - island and strand plain facies. In: Spearing, D. (ed.) *Sandstone depositional environments*. Tulsa, AAPG, (Memoir 31), 247-280.
- Medeiros, R. A. & ThomazFilho, A. 1973. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. In: SBG, 27º Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju, *Anais*, v.3, p.3-12.
- Miall, A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits, a summary. In: Miall, A. D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, 5, 597-604.
- Miall, A. D. 1990. *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. 2ª. New York, Springer-Verlag, 668p.
- Miall, A. D. 1992. Alluvial deposits. In: James, N. P. (ed.) *Facies models*. 119-142.
- Miall, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits*. Berlin, Springer-Verlag, 582p.
- Miall, A. D. 1997. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Berlin, Springer - Verlag, 433p.
- Milani, E. J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 2v, 255p.
- Milani, E. J.; França, A. B.; Schneider, R. L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8**: 69-82.
- Nio, S. D. & Yang, C. 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: Rahmani, R. A. (ed.) *Clastic tidal sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, (Memoir 16), 3-28.
- Northfleet, A.; Medeiros, R. A.; Muhlmann, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobras*, **12**: 291-346.
- Oliveira, E. 1916. Geologia do Estado do Paraná. *Boletim do Ministério da Agricultura, Indústria e Comércio*, **5**: 67-143.
- Paraná 1985. *Potencial e perspectiva para carvão mineral do Estado do Paraná*. Curitiba, Mineropar, 135p.
- Perinotto, J. A. J. 1992. *Análise estratigráfica da Formação Palermo (P) na Bacia do Paraná, Brasil*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutorado, 126p.
- Pizzato, L. G. & Silva, L. M. 1983. *Projeto Carvão no Estado do Paraná III*. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. (2,69p).
- Popp, J. H. 1983. Fácies, ambientes e carvões na Formação Rio Bonito no sul do Estado do Paraná: uma análise estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **13**: 27-36.

- Popp, J. H. 1987. Estudo faciológico do sistema deltaico Rio Bonito na borda leste da Bacia do Paraná, Estado do Paraná. In: SBG, 3º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, Atas, v.1, p.413-439.
- Posamentier, H. W. 2001. Lowstand alluvial bypass systems: Incised vs. unincised. *The American Association of Petroleum Geologists- Bulletin*, **85**: 1771-1793.
- Posamentier, H. W.; Jervey, M. T.; Vail, P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: Kendall, C. G. S. C. (ed.) *Sea-level Changes: an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, (Special Publication 42), 110-124.
- Posamentier, H. W. & Vail, P. R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models. In: Kendall, C. G. S. C. (ed.) *Sea-Level Changes: an Integrated Approach*. Tulsa, SEPM, (Special Publication 42), 125-154.
- Posamentier, H. W. & Weimer, P. 1993. Siliciclastic Sequence Stratigraphy and Petroleum Geology - Where to From Here? *The American of Petroleum Gelogists Bulletin*, **77**: 731-742.
- Potter, P. E. & PettiJohn, F. J. 1977. *Paleocurrents and Basin Analysis*. 2ª. New York, Springer-Verlag, 425p.
- Ramos, A. N. 1967. Análise estratigráfica da Formação Rio Bonito e suas possibilidades petrolíferas. *Boletim Técnico da Petrobras*, **10**: 357-407.
- Reading, H. G. (ed.). 1996. *Sedimentary environments: process, facies and stratigraphy*. 3ª. Osney Mead, BlackWwell Science, 688p.
- Reading, H. G. & Collinson, J. D. 1996. Clastic coasts. In: Reading, H. G. (ed.) *Sedimentary environments: process, facies and stratigraphy*. 3ª. Osney Mead, BlackWwell Science, 154-231.
- Rebelo, A. M. A.; Silva, C. M. T. d.; Daemon, R. F. 1984. Sistemática utilizada pela nuclebrás para mapemanetos faciológico no Estado do Paraná. In: SBG, 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, v.3, p.1223-1237.
- Reineck, H. E. & Singh, I. B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. New York, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 549p.
- Reinson, G. E. 1992. Transgressive barrier island and estuarine systems. In: James, N. P. (ed.) *Facies models: response to sea level change*. Stittsville, Geological Association of Canada, 179-194.
- Remane, J.; Cita, M. B.; Dercourt, J.; Bodysse, P.; Repetto, I.; Facret-Muret, A. 2002. *International Stratigraphic Chart*. International Commission on Stratigraphy. 26p.
- Rossetti, D. F. 1998. Facies architecture and sequential evolution of an incised-valley estuarine fill: The Cujupe Formation (upper Cretaceous to ? lower Tertiary), São Luís basin, northern Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, **68**: 299-310.
- Rossetti, D. F. 2000. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level change in a wave-dominated estuary (Mioceno), São Luís basin, northern Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, **133**: 295-324.
- Rossetti, D. F. 2003. Tectonic control on incised valley: examples from late Cretaceous and Miocene successions in Northern Brazil. In: Góes, A. M., 3º Latinamerican Congress of Sedimentology, Belém, Abstracts, p.146-148.
- Rostirolla, S. P.; Assine, M. L.; Fernandes, L. A.; Artur, P. C. 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - o exemplo do alto estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 639-648.

- Saad, S. 1973. Evidências de paleodrenagem na Formação Rio Bonito e sua importância na concentração de urânio. In: SBG, Aracaju, 27º Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, v.1, p.129-165.
- Santos, P. R.; Rocha-Campos, A. C.; Canuto, J. R. 1996. Patterns of late Paleozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **125**: 165-184.
- Schneider, R. L.; Muhlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R. A.; Daemon, R. A.; Nogueira, A. A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: SBG, 28º Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, v.1, p.41-65.
- Scholle, P. A. & Spearing, D. (ed.). 1982. *Sandstone depositional environments*. Tulsa, AAPG,
- Schumm, S. A. 1993. River response to baselevel change: implications for sequences stratigraphy. *Journal of Geology*, **101**: 279-294.
- Schumm, S. A. & Ethridge, F. G. 1994. Origin, evolution and morphology of fluvial valleys. In: Zaitlin, B. (ed.) *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*. Tulsa, SEPM, (Special publication 51), 11-27.
- Selley, R. C. 1982. *Introduction to Sedimentology*. 2ª. Londres, Academic Press, 417p.
- Selley, R. C. 1994. *Applied Sedimentology*. 3ª. Londres, Academic Press, 466p.
- Silva, L. M. 1984. *Projeto Sapopema: relatório final de pesquisa*. São Paulo. CPRM. (1), 52p.
- Soares, P. C. 1972. O limite glacial - pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **44**: 333-341.
- Soares, P. C. 1991. *Tectônica sinsedimentar cíclica na Bacia do Paraná: controles*. Universidade Federal do Paraná, Curitiba, Tese de Professor Titular, 148p.
- Soares, P. C. & Cava, L. T. 1982. Faciologia e potencial carbonífero da Formação Rio Bonito no norte do Estado do Paraná. In: SBG, 32º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, v.3, p.1120-1134.
- Soares, P. C.; Landim, P. M. B.; Fulfaro, V. J. 1974. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. In: SBG, 28 Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre, *Anais*, v.4, p.61-83.
- Soares, P. C.; Landim, P. M. B.; Fulfaro, V. J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**: 181-191.
- Thomas, M. A. & Anderson, J. B. 1994. Sea-level controls on the facies architecture of the trinity/sabine incised-valley systems, Texas continental shelf. In: Zaitlin, B. (ed.) *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*. Tulsa, Society for Sedimentary Geology, (Special publication 51), 63-82.
- Thorne, J. 1994. Constraints on river valleys incision and the response to sea-level change based on fluid mechanics. In: Zaitlin, B. (ed.) *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*. Tulsa, SEPM, (Special publication 51), 29-44.
- Tognoli, F. M. W. 2002. *Análise estratigráfica e paleoicnológica do Grupo Guatá no Leste Paranaense*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Dissertação de Mestrado, 90p.
- Tognoli, F. M. W. & Castro, J. C. d. 2003. Lowstand, transgressive and highstand sandy reservoirs of the Guatá Group, Eastern Paraná Basin, Brazil. In: Góes, A. M., 3º Latinamerican Congress of Sedimentology, Belém, *Abstracts*, p.65-67.

- Tognoli, F. M. W.; Mochizuki, A. H.; Castro, J. C. 2001. Discordância e reservatórios associados do Grupo Guatá nas margens leste e nordeste da Bacia do Paraná. *Ciências-Técnica- Petróleo*, **20**: 185-192.
- Vail, P. R.; Mitchum, R. M.; Todd, R. G.; Widmier, J. M.; Thompson, I. S.; Sangree, J. B.; Bub, J. N.; Hatlelid, W. G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton, C. E. (ed.) *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. Tulsa, AAPG, (Memoir 26), 49-212.
- VanWagoner, J. C.; Mitchum, R. M.; Campion, K. M.; Rahmanian, V. D. 1990. *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops: Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies*. Tulsa, Oklahoma, All Rights Reserved, 55p.
- Vesely, F. F. 2001. *Análise de seqüências em sucessões glaciais: estudo de caso no Grupo Itararé (C-P), nordeste do Estado do Paraná*. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Dissertação de Mestrado, 119p.
- Visher, G. S. 1965. Use of vertical profile in environmental reconstruction. *AAPG Bulletin*, **49**: 41-61.
- Walker, R. G. 1984. General introduction: facies, facies sequences and facies models. In: Walker, R. G. (ed.) *Facies Models*. 2ª. Toronto, Geoscience Canada, (Reprint Series 1), 1-9.
- Walker, R. G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: James, N. P. (ed.) *Facies models: response to sea level change*. Stittsville, Geological Association of Canada, 1-14.
- Walker, R. G. & James, N. P. (ed.). 1992. *Facies Models: response to sea change*. Stittsville, Geological Association of Canada, 454p.
- Walker, R. G. & Plint, A. G. 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: James, N. P. (ed.) *Facies models: responsave to sea level change*. Stittsville, Geological Association of Canada, 219-238.
- Washburne, C. W. 1930. Petroleum Geology of the State of São Paulo. *Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo (Boletim)*, **22**: 1-282.
- White, I. C. 1908. *Relatório final da comissão de estudos das minas de carvão de Pedra do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM, 201p.
- Wilkinson, B. H. & Byrne, J. R. 1977. Lavaca bay - transgressive deltaic sedimentation in central texas estuary. *The American Association of Petroleum Geologists - Bulletin*, **61**: 527-545.
- Woodroffe, C. D.; Chappell, J.; Yhom, B. G.; Wallensky, E. 1989. Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, south alligator river, northern Australia. *Sedimentology*, **36**: 737-756.
- Yang, C. S. & Nio, S. D. 1989. An ebb-tide delta depositional model - a comparison between the modern eastern scheldt tidal basin (southwest Netherlands) and the lower eoceno roda sandstone in the southern Pyrenees (Spain). *Sedimentay Geology*, **64**: 175-196.
- Zaitlin, B.; Dalrymple, R. W.; Boyd, R. 1994. The stratigraphic organization of valley systems associated with relative sea-level changes. In: Zaitlin, B. (ed.) *Incised-valley systems: origin and sedimentary sequences*. Tulsa, SEPM, (Special publication 51), 45-60.
- Zaitlin, B. A. & Schultz, B. C. 1990. Wave-influenced estuarine sand bodys, senlac heavy oil pool. Saskatchewan, Canada. In: Studlick, J. R. J. (ed.) *Sandstone Petroleum Reservoirs*. New York, Springer-Verlag, 363-387.

Zalán, P. V.; Wolff, S.; Conceição, J. C. J.; Marques, A.; Astolfi, M. A. M.; Vieira, I. S.; Appi, V. T.; Zanotto, O. A. 1990. Bacia do Paraná. In: Milani, E. J. (ed.) *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobras, 135-168.