UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE E CORRELAÇÃO DE SEQÜÊNCIAS DE 3ª ORDEM DO
SUBGRUPO ITARARÉ (PC), ENTRE A REGIÃO DE SOROCABA
- ITAPETININGA, SP, E A REGIÃO AO SUL DO ARCO DE
PONTA GROSSA, BACIA DO PARANÁ, BRASIL**

Gabriel Luiz Pérez-Vieira

Orientador: Prof. Dr. José Roberto Canuto

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

São Paulo

2007

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Pérez-Vieira, Gabriel Luiz

Análise e correlação de seqüências de 3ª ordem
do Subgrupo Itararé (PC), entre a região de
Sorocaba-Itapetininga, SP, e a região ao sul do
Arco de Ponta Grossa, Bacia do Paraná, Brasil /
Gabriel Luiz Pérez-Vieira. - São Paulo, 2007.

225 f. : il + mapa.

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Canuto, José Roberto

1. Bacia do Paraná: Estratigrafia 2.
Estratigrafia de seqüências 3. Sedimentologia
glacial 4. Correlação estratigráfica I. Título

THE JOSHUA TREE

Quanto Mais

*Quanto mais alto estejas.
Mais apto a prestar.
De quanto mais disponhas.
Mais poder de sentir.
Quem possui mais cultura.
Pode ensinar melhor.
Não recuses doar.
Do que tenhas ou sejas.
Virtude sem trabalho.
Lembra riqueza morta.
Recorda: Deus te dá.
Para que também dês.*

(Emmanuel)

Aos meus amados pais, Myriam e Luiz,
à minha querida irmã Denise,
aos meus avós,
pelo amor, estímulo, dedicação, incentivo, confiança
incondicionais em todos os momentos.

DEDICO...

Agradecimentos

Agradeço a Deus, meu Pai Eterno, pelo dom da vida, pela oportunidade, inspiração e fortalecimento da minha jornada.

Aos meus queridos mentores iluminados, conselheiros, incentivadores e intuitores; responsáveis por minha coragem e confiança; incansáveis no amor e na dedicação.

Aos meus pais Myriam e Luiz, origem de minha jornada pelo apoio e incentivo e pela oportunidade de direcionar a minha escalada em busca do conhecimento.

A minha querida irmã Denise, companheira inestimável cujo amparo e estímulo são e sempre foram os grandes pilares do meu ainda pretendido sucesso.

A minha namorada Érica Profida pela paciência, companheirismo e por acreditar na minha capacidade, incentivando-me nas horas difíceis.

Ao glorioso Instituto de Geociências - USP, esteio de toda a minha formação profissional e ética, de quem sou eterno filho, o meu mais puro sentimento de satisfação, orgulho e profundo agradecimento.

Meus sinceros agradecimentos ao Prof. Dr. José Roberto Canuto, meu orientador e amigo incansável. Que acreditou na minha escolha e determinação, abrindo todas as portas e oferecendo todas as oportunidades, amparando e estimulando durante todo o processo. Registro a minha admiração e reconhecimento pelo grande pesquisador que tem os maiores atributos de um cientista: idealismo e humanidade.

Ao meu mestre Prof. Dr. Paulo Roberto dos Santos, pela grande amizade, acolhida, dedicação em ensinar, paciência, ensinamentos profissionais e pelo incentivo à pesquisa.

A Universidade Petrobras por conceder a bolsa de Mestrado e por acreditar na pesquisa a ser desenvolvida. Ao CNPq / Proantar pelo auxílio financeiro na aquisição de material de informática e pela FAPESP pelo auxílio financeiro nos trabalhos de campo, respectivamente através dos projetos Proc. nº 550352/02-3 e Proc. nº 2004/14616-4.

Aos coordenadores do Curso de Formação de Geólogos da Universidade Petrobras, Gustavo Tamara e Wilson Lanzaolini, pela cooperação e compreensão quando precisei ausentar-me das atividades.

A professora e pesquisadora da UERJ, Luzia Antonioli pelas análises palinológicas.

A pesquisadora do CENPES / Petrobras, Dra. Elizabete Pedrão e ao pesquisador do CENPES / Petrobras e professor da UERJ, Prof. Dr. Rodolfo Dino, pelo auxílio e esclarecimentos técnicos na descrição palinológica.

Aos amigos de pós-graduação (Geólogos e Biólogos) MSc. Fernanda Quaglio, MSc. Rodrigo Perino Salvetti, MSc. Daniel Rodrigues do Nascimento Junior (Pegmatito), MSc. Cléber Pereira Calça, MSc. Rafael Casati, MSc. Paula Sucerquia e MSc. Rodrigo César Marques (Portuga), pela ativa colaboração em vários âmbitos, pelo incentivo, por acreditarem no meu trabalho e pelos momentos engraçados e divertidos.

Aos amigos Odair e Jaqueline pelo incentivo e amparo nos momentos difíceis.

Aos amigos Geólogos Graziani Gobatto e Fábio Madeira pelo auxílio nos trabalhos de campo.

Aos amigos Edson Ie e “Pedrão” Freitas pela colaboração em questões sobre informática e em outros âmbitos.

A todos que, direta ou indiretamente, tornaram possível a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

Lista de Figuras.....	8
Lista de Tabelas e Gráficos.....	10
Resumo.....	11
Abstract.....	12
1. Introdução.....	13
1.1 Bacia do Paraná.....	13
2. Objetivos.....	17
3. Justificativa e Relevância.....	18
4. Métodos.....	22
4.1 Trabalhos de escritório.....	22
4.2 Trabalhos de laboratório.....	24
4.3 Trabalhos de campo.....	24
5. Área do estudo.....	26
5.1 Localização da área.....	26
5.2 Geologia regional.....	26
5.2.1 <i>Principais Elementos Tectônicos</i>	28
5.3 Geologia local.....	31
5.3.1 <i>Grupo São Roque</i>	31
5.3.2 <i>Rochas granitóides</i>	31
5.3.3 <i>Rochas sedimentares do Paleozóico superior</i>	32
5.3.4 <i>Rochas alcalinas</i>	32
5.3.5 <i>Sedimentos aluvionares</i>	33
5.4 Geomorfologia.....	33
5.5 Hidrogeologia.....	34
6. Trabalhos anteriores sobre o Subgrupo Itararé no Estado de São Paulo	35
6.1 Nomenclatura estratigráfica.....	35
6.2 Estratigrafia.....	38
6.3 Paleontologia e Idade.....	40
7. Fundamentação teórica.....	45
7.1 Fluxos gravitacionais de sedimentos.....	45
7.1.1 <i>Transformações de fluxo</i>	50
7.1.2 <i>Fluxos de detritos coesivos ou fluxos de lama</i>	52

7.1.3 Correntes de turbidez.....	54
7.2 Ambientes glaciais e processos sedimentares associados.....	58
7.2.1 Introdução.....	58
7.2.2 Ambientes e Depósitos Glaciais Terrestres.....	62
7.2.3 Ambientes e Depósitos Glaciais Marinhos.....	69
7.3 Fácies sedimentares.....	80
7.4 Estratigrafia de Seqüências.....	83
7.4.1 Bacias de margem passiva.....	83
7.4.2 Bacias intracratônicas.....	84
7.4.3 Bacias intracratônicas glaciadas.....	88
7.4.4 Discussão.....	91
7.4.5 Tratos de sistemas reconhecidos no Subgrupo Itararé.....	92
8. O Subgrupo Itararé na área do estudo com base nos resultados obtidos.....	97
8.1 Descrição do perfil 1: Rodovia Raposo Tavares (SP-270), do km 113 ao 156.....	97
8.2 Descrição do perfil 2: Rodovia Senador José Ermírio de Moraes (SP-75), do km 8 ao 1.....	128
8.3 Seções geológicas & Colunas estratigráficas.....	130
9. Petrografia sedimentar & Potencial hidrogeológico.....	132
9.1 Análise microscópica.....	132
9.2 Potencial hidrogeológico.....	135
10. Informações Paleontológicas.....	137
10.1 Palinologia.....	137
10.1.1 Descrição e análise das amostras.....	137
10.1.2 Comentários.....	141
10.2 Microfósseis e megafósseis.....	142
11. Fácies Sedimentares.....	145
11.1 Critérios utilizados para o reconhecimento de fácies.....	145
11.2 Fácies compostas por diamictito.....	146
11.3 Fácies compostas por arenito.....	157
11.4 Fácies compostas por siltito.....	169
11.5 Fácies compostas por argilito.....	173

11.6 Fácies compostas por interlaminação de siltito ou argilito siltico e arenito muito fino.....	177
12. Associações de Fácies propostas.....	181
12.1 Associação de fácies AF ₁	181
12.2 Associação de fácies AF ₂	182
12.3 Associação de fácies AF ₃	184
12.4 Associação de fácies AF ₄	185
13. Estratigrafia de Seqüências na área do estudo.....	187
13.1 Tratos de sistemas deposicionais reconhecidos.....	187
13.1.1 Trato de sistemas de mar baixo (TSMB).....	187
13.1.2 Trato de sistemas transgressivos (TST).....	188
13.1.3 Trato de sistemas de mar alto (TSMA).....	188
13.1.4 Trato de sistemas regressivos glácio-isostáticos (TSRGi).....	189
13.2 Seqüências de 3ª ordem.....	190
13.3 Arcabouço cronoestratigráfico da área do estudo.....	190
13.4 Aspectos pendentes.....	195
13.5 Relações estratigráficas e seqüenciais entre a SP-270 e a SP-75.....	196
14. Comparação com sul do Arco de Ponta Grossa.....	198
14.1 Determinação de um <i>datum</i> seguro.....	198
14.2 Adoção de datuns estratigráfico e bioestratigráfico.....	199
14.3 Significado em termos de correlação.....	200
15. Conclusões.....	201
16. Referências Bibliográficas.....	204
ANEXOS.....	218
Anexo 1 - Legenda dos símbolos litológicos utilizados nas seções geológicas e colunares.....	219
Anexo 2 - Seção geológica 1: Rodovia Raposo Tavares (SP-270).....	221
Anexo 3 - Seção geológica 2: Rodovia Senador José Ermírio de Moraes (SP-75).....	222
Anexo 4 - Coluna estratigráfica 1: Rodovia Raposo Tavares (SP-270).....	223
Anexo 5 - Coluna estratigráfica 2: Rodovia Senador José Ermírio de Moraes (SP-75).....	224
Anexo 6 - Mapa de pontos do Perfil 2 (SP-75).....	225
Anexo 7 - Mapa de pontos do Perfil 1 (SP-270)	

Lista de Figuras

Figura 1: Distribuição do Subgrupo Itararé na Bacia do Paraná.....	14
Figura 2: A. Mapa paleogeográfico do Gondvana no Viseano inferior e Westphaliano inferior. B. Quadro estratigráfico mostrando a idade dos principais depósitos glaciogênicos nas bacias do Gondvana.....	15
Figura 3: (A) Distribuição do Subgrupo Itararé na Bacia do Paraná e localização da área do estudo no Estado de São Paulo. (B) Zoom da área do trabalho.....	27
Figura 4: Principais elementos tectônicos da margem nordeste da Bacia do Paraná, detectados por levantamentos aeromagnéticos e geológicos.....	30
Figura 5: Posicionamento bioestratigráfico das principais ocorrências fossilíferas do Subgrupo Itararé na Bacia do Paraná.....	41
Figura 6: Principais tipos de fluxos gravitacionais e suas características quanto a regime reológico, mecanismo de interação / fluido, declive mínimo e depósito.....	47
Figura 7: Tipos de fluxos e processos que atuam em águas profundas.....	48
Figura 8: Classificação dos principais tipos de fluxos gravitacionais subaquosos, com base nos mecanismos de sustentação dos sedimentos.....	49
Figura 9: Quatro tipos de transformações atuantes em fluxos gravitacionais de massa.....	51
Figura 10: Depósitos de fluxos coesivos.....	53
Figura 11: Esquema básico da <i>Seqüência de Bouma</i> ideal.....	56
Figura 12: A. Partes componentes de uma corrente de turbidez. B. Diagrama esquemático de fluxo turbulento de alta densidade.....	57
Figura 13: Principais sistemas deposicionais: glacioterrestres (topo) e glaciomarinhas (base) com suas associações de fácies.....	59
Figura 14: A. Modelo deposicional para sedimentação em lagos afastados em relação à frente da geleira. B. Modelo clássico para formação de varves nessa situação.....	68
Figura 15: Processos e depósitos associados a plataforma de gelo marinho.....	71
Figura 16: Depósitos, processos e feições sedimentares do ambiente glaciomarinho proximal. 73	
Figura 17: Sedimentação glaciomarinha proximal associada a geleira de maré.....	74
Figura 18: Icnofósseis comuns em diferentes fácies sedimentares.....	79
Figura 19: Modelo deposicional esquemático completo.....	84
Figura 20: Tratos de sistemas siliciclásticos em plataforma rasa.....	85
Figura 21: Sucessão de tratos x posição em bacia intracratônica.....	88
Figura 22: Formação de ciclos tectônico-estratigráficos ao longo de uma bacia de margem em rampa e glaciada.....	90
Figura 23: Efeitos do peso exercido pela geleira sobre a crosta.....	90
Figura 24: Modelo evolutivo esquemático de sedimentação em uma bacia intracratônica glaciada.....	93
Figura 25: Fotomicrografias das amostras SP-75 (1, 3, 7 e 10 m).....	133
Figura 26: Concreções fossilíferas centimétricas de composição cálcio-fosfática.....	142
Figura 27: Concreção fossilífera em detalhe.....	143
Figura 28: Fácies diamictito maciço compactado (Dm ₁) no ponto Boa Vista 21.....	147
Figura 29: Fácies diamictito maciço compactado (Dm ₁) no ponto Boa Vista 21, apresentando clastos dispersos caoticamente na matriz e tênue fissibilidade horizontal.....	147

Figura 30: Aspecto geral maciço e geometria tabular da fácies diamictito maciço não compactado (Dm ₂) no ponto SP-270-65.....	150
Figura 31: Fácies diamictito maciço não compactado (Dm ₂) no ponto SP-270-65, apresentando clastos dispersos caoticamente na matriz.....	150
Figura 32: Contanto entre as fácies diamictito lenticular (Dm ₅) recoberto por diamictito maciço compactado deformado (Dm ₃) no ponto SP-270-03.....	152
Figura 33: Fácies diamictito maciço compactado deformado (Dm ₃), cisalhado e com fragmentos em forma de lasca de diamictito silto-argiloso (Ponto SP-270-03).....	152
Figura 34: Aspecto geral da fácies diamictito tabular (Dm ₄), apresentando clastos dispersos caoticamente na matriz e tênue estratificação (Ponto SP-270-08).....	153
Figura 35: Aspecto geral maciço da fácies diamictito tabular (Dm ₄) no ponto SP-270-16.....	154
Figura 36: Aspecto geral da fácies diamictito lenticular (Dm ₅) no ponto Boa Vista 12.....	156
Figura 37: Detalhe das camadas em forma lentes da fácies diamictito lenticular (Dm ₅) no ponto Boa Vista 12.....	157
Figura 38: Aspecto geral maciço e geometria tabular da fácies arenito maciço tabular (Ar ₁) no ponto SP-75-03.....	158
Figura 39: Detalhe da fácies arenito maciço tabular (Ar ₁) no ponto SP-75-03.....	158
Figura 40: Aspecto geral da fácies arenito maciço lenticular (Ar ₂) no ponto Boa Vista 16.....	161
Figura 41: Detalhe da fácies arenito maciço lenticular (Ar ₂) no ponto Boa Vista 16.....	161
Figura 42: Aspecto geral da fácies arenito com estratificação gradacional (Ar ₃) no ponto SP-270-01.....	163
Figura 43: Fácies arenito com estratificação gradacional (Ar ₃) no ponto SP-270-01.....	163
Figura 44: Fácies arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente (Ar ₄) no ponto SP-270-65.....	165
Figura 45: Fácies arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente (Ar ₄) no ponto SP-270-65.....	165
Figura 46: Fácies arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo e truncamentos (Ar ₅) no ponto SP-270-62.....	167
Figura 47: Fácies arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo e truncamentos (Ar ₅) no ponto SP-270-62.....	167
Figura 48: Fácies arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo e truncamentos (Ar ₅) no ponto SP-270-62.....	168
Figura 49: Fácies siltito maciço (St ₁) no ponto SP-270-05.....	169
Figura 50: Fácies siltito maciço (St ₁) no ponto Capela do Alto 3.....	170
Figura 51: Icnofósseis em forma de tubo (seta) na fácies siltito maciço (St ₁) no ponto Boa Vista 22.....	170
Figura 52: Icnofósseis em forma de tubo (seta) na fácies siltito maciço (St ₁) no ponto Boa Vista 22.....	171
Figura 53: Aspecto geral da fácies siltito maciço com clastos dispersos (St ₂) no ponto Boa Vista 16.....	172
Figura 54: Fácies siltito maciço com clastos dispersos (St ₂) no ponto Boa Vista 16.....	172
Figura 55: Fácies folhelho ou argilito maciço (Fh ₁) no ponto SP-270-64.....	174
Figura 56: Detalhe da fácies folhelho ou argilito maciço (Fh ₁) no ponto SP-270-64.....	174
Figura 57: Fácies folhelho ou argilito maciço, com clastos dispersos (Fh ₂) no ponto SP-270-62.....	176

Figura 58: Fácies folhelho ou argilito maciço, com clastos dispersos (Fh ₂) no ponto SP-270-62.....	176
Figura 59: Fácies interlaminado (II).....	178
Figura 60: Fácies interlaminado (II) no ponto SP-75-04.....	178

Lista de Tabelas e Gráficos

Tabela 1: Variação na duração geológica da sucessão paleozóica superior da Bacia do Paraná.....	43
Tabela 2: Diferenças relevantes entre a aplicação da Estratigrafia de Sequências em bacias intracratônicas e bacias de margem.....	85
Tabela 3: Resultados obtidos na contagem de poros.....	133
Gráfico 1: Distribuição dos 24 poços cadastrados no DAEE na área de estudo.....	135
Tabela 4: Fácies sedimentares do Subgrupo Itararé na região de Sorocaba / Itapetininga.....	145

Resumo

O Subgrupo Itararé apresenta o registro sedimentar mais expressivo da glaciação que assolou a Bacia do Paraná durante o Neopaleozóico. Próximo à borda leste da bacia, em especial na área do estudo, entre os municípios de Sorocaba e Itapetininga, este registro é caracterizado basicamente por depósitos glaciomarinheiros, representativos de períodos de mar relativamente mais baixo intercalados com registros de mar relativamente alto.

Através da definição e análise de fácies foi possível identificar, na área do estudo, 15 (quinze) unidades faciológicas: Diamictito maciço compactado, Diamictito maciço não compactado, Diamictito maciço compactado deformado, Diamictito tabular, Diamictito lenticular, Arenito maciço tabular, Arenito maciço lenticular, Arenito com estratificação gradacional, Arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente, Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo e truncamentos, Siltito maciço, Siltito maciço com clastos dispersos, Folhelho ou argilito maciço, Folhelho ou argilito maciço, com clastos dispersos e Interlaminado.

A análise dessas fácies, bem como seu agrupamento em associações diagnósticas (AF₁, AF₂, AF₃ e AF₄), permitiu o reconhecimento de tratos de sistemas deposicionais, TSMB, TST, TSMA e TSRGi, os quais, por sua vez, levaram à identificação de 9 (nove) seqüências de 3ª ordem, que permitiram o estabelecimento um arcabouço cronoestratigráfico para os sedimentos do Subgrupo Itararé, ao longo do perfil selecionado na área do estudo.

Para se realizar a correlação pretendida entre os sedimentos do Subgrupo Itararé na área do estudo e os aflorantes na região localizada ao sul do Arco de Ponta Grossa no Paraná e Santa Catarina, foram identificados planos ou horizontes que podem ser utilizados, segundo suas características, como *datum* litoestratigráfico e *datum* bioestratigráfico. Os resultados das análises palinológicas, bem como os próprios dados físicos de superfície, demonstraram confiabilidade e viabilidade de correlação.

A análise petrográfica efetuada em quatro amostras de arenitos revelou porosidades da ordem de 8 a 13%, o que permitiu caracterizar esses sedimentos como potencialmente bons para reservatórios relativamente a hidrocarbonetos ou aquíferos.

Abstract

The Itararé Subgroup (Carboniferous-Permian) of the Paraná Basin of southeastern Brazil contains the thickest, most extensive and one of the longest records of late Paleozoic glaciation in all of the Gondwana supercontinent. In the studied area, situated between the cities of Sorocaba and Itapetininga, São Paulo State, this record is characterized by glaciomarine sediments depicting intercalation of periods of high and low relative sea-level.

Facies analysis of the glacigenic sediments allowed the identification of 15 lithofacie units: compact massive diamictite, massive non compact diamictite, massive non compact deformed diamictite, tabular diamictite, lenticular diamictite, massive tabular sandstone, massive lenticular sandstone, sandstone with gradational bedding, sandstone with cross bedding and normal grading, sandstone with low angle cross bedding and truncations, massive siltstone, massive siltstone with clasts, massive shale or mudstone, massive shale or mudstone with dispersed clasts and laminites.

The analysis of facies and their clustering into the associations AF_1 , AF_2 , AF_3 and AF_4 enabled the identification of the systems tracts TSMB, TST, TSMA and TSRGi and 9 sequences of 3rd order. These provided the base to set up a local chronostratigraphic framework for the Itararé Subgroup in the studied area.

In view of the possibility of correlation between the sediments of the studied area and those outcropping in the south of the Ponta Grossa arch, in the States of Paraná and Santa Catarina, some datum planes were determined. The results of the palinological analysis as well as the surface data surveyed pointed out that this correlation is feasible.

Petrographic analysis of 4 samples of sandstones indicated porosities between 8 and 13 % which characterize them as potentially reservoirs for water and hydrocarbon.

1. INTRODUÇÃO

Interpretar a história deposicional das rochas do Subgrupo Itararé, Neopaleozóico da Bacia do Paraná é sempre um desafio. Objeto de polêmicas e posições controversas, o tema permanece fascinante porque leva a repensar a história geológica, ou de pelo menos parte dela, relativamente a um dos fenômenos naturais mais espetaculares que afetaram o continente do Gondwana durante parte do Paleozóico superior.

Embora muito já tenha sido escrito a respeito desse assunto, é preciso atualizar o debate na medida em que as interpretações dessa página da história da Terra aprofundaram-se e difundiram-se muito rapidamente nos últimos anos, e, assim, estão exigindo que novas questões sejam colocadas e antigas posições sejam reavaliadas. Apesar disso, se por um lado essas preocupações são hoje quase consensuais, por outro estamos muito longe da unanimidade quando se discute concretamente a Geologia Glacial neopaleozóica da Bacia do Paraná, que apresenta características extraordinárias em termos geológicos, assim como problemas singulares que ainda aguardam por serem resolvidos.

Adicionalmente, vale a pena também mencionar que, de forma diferente do que acontece em muitos outros ambientes sedimentares, o conhecimento a respeito dos processos glaciais modernos é ainda pouco avançado em relação ao entendimento dos padrões de distribuição de fácies nos depósitos glaciogênicos antigos, principalmente dos glaciomarinhos. Tal constatação resulta do fato de as regiões e dos mares modernos de alta latitude serem pouco acessíveis, fazendo com que os modelos atualmente existentes relativos à sedimentação glacial, em especial a glaciomarinha, sejam derivados principalmente do estudo de sucessões deposicionais antigas.

1.1 Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é uma enorme depressão deposicional situada na parte centro-leste do continente Sul-Americano, estendendo-se por uma área de aproximadamente 1.600.000 km², sendo que quase 1.000.000 km² se encontram em território brasileiro, com o restante se distribuindo pelo Uruguai, Paraguai e Argentina

(Schneider *et al.* 1974). Caracteriza-se por ser uma bacia aproximadamente simétrica, do tipo intracratônico, com espessuras que superam 7.000 m de sedimentos (Milani & Zalán 1999). É preenchida por sedimentos paleozóicos, mesozóicos, lavas basálticas e localmente algumas rochas cenozóicas (Schneider *et al.* 1974), que são subdivididas em unidades litoestratigráficas.

No Brasil, a Bacia do Paraná se estende desde o Estado do Rio Grande do Sul, passando pelos estados de Santa Catarina, Paraná e São Paulo, alcançando partes dos estados de Minas Gerais, Mato Grosso e Goiás (Figura 1). Segundo Crowell & Frakes (1975), durante o final do Carbonífero e o início do Permiano, a Bacia do Paraná foi afetada por uma das mais marcantes glaciações já registradas no tempo geológico, e, ao certo, um dos mais drásticos fenômenos naturais que afetaram o supercontinente do Gondvana durante sua história.

Figura 1: Distribuição do Subgrupo Itararé na Bacia do Paraná. Principais elementos tectônicos são também mostrados. ERG = Escudo do Rio Grande do Sul; APG = Arco de Ponta Grossa. Modificada de Santos *et al.* (1996).

As causas agentes desse evento deixaram, como registro, centenas de metros de sedimentos de intrínseca natureza glaciogênica, nos quais se inserem tilitos de alojamento, diamictitos e ritmitos com clastos caídos, além de rochas *montonnées* e pavimentos estriados ou polidos, preservados tanto sobre o

embasamento cristalino como sobre ocorrências sedimentares pretéritas a glaciação (Salveti 2005).

Com relação à duração da glaciação, dados paleontológicos e bioestratigráficos indicam que a glaciação pode ter durado de 15 Ma. a 40 Ma. (Santos 1987, Eyles *et al.* 1993, Santos 1996, Santos *et al.* 1996). Embora a glaciação tenha tido longa duração, ela alternou-se com períodos interglaciais também longos. Vale lembrar, ainda, que a ocorrência de clastos dispersos em sedimentos pós-glaciais, incluindo os arenitos basais da Formação Rio Bonito (Castro 1988), pode ser interpretada como indicativa da permanência de clima frio na Bacia do Paraná, mesmo após o término da glaciação (Santos 1987, Canuto 1993, Santos *et al.* 1996).

Figura 2: A. Mapa paleogeográfico do Gondwana no Viseano inferior e Westphaliano inferior. As bacias permo-carboníferas estão numeradas de 1 a 9 (legenda em B). B. Quadro estratigráfico mostrando a idade dos principais depósitos glaciogênicos nas bacias do Gondwana (localização das bacias em A). Idades baseadas em Daemon & Quadros (1970), Daemon (1974) e Veevers & Powell (1987). Modificada de Salvetti (2005).

Dessa forma, o mais extenso, contínuo e espesso registro sedimentar dessa glaciação, ocorrida durante o Paleozóico superior, em todo o supercontinente do Gondwana (Santos *et al.* 1996), é representado, na Bacia do Paraná (em vermelho na Figura 1), pelo Subgrupo Itararé, cuja deposição iniciou-se durante o Carbonífero Médio (Westphaliano, Souza 2000) e estendeu-se até o Permiano Médio (Kunguriano, Daemon & Quadros 1970, Daemon 1974, Petri & Souza 1993, Eyles *et al.* 1993 - Figura 2).

2. OBJETIVOS

O presente projeto teve por objetivos fundamentais:

- a) Estabelecer um arcabouço cronoestratigráfico para os depósitos sedimentares do Subgrupo Itararé na região entre Sorocaba e Itapetininga, ao longo da faixa de afloramentos, identificando seqüências de 3ª ordem. Para tanto, foram definidas fácies, associações de fácies e tratos de sistemas deposicionais, utilizando-se os modelos elaborados por Canuto (1993) e Canuto *et al.* (2001).
- b) Análise de perfil de poço de sondagem, disponível na literatura, localizado nas proximidades da seção Sorocaba-Itapetininga, para identificação de seqüências de 3ª ordem e comparação com os dados que serão obtidos em superfície, visando uma maior confiabilidade nos resultados.
- c) Identificação de um *datum* litoestratigráfico ou bioestratigráfico confiável, para efeito de se estabelecer correlações mais seguras entre as seqüências reconhecidas nos sedimentos da área do estudo e da região situada ao sul do Arco de Ponta Grossa.
- d) Elaborar uma análise petrográfica de arenitos existentes na área do estudo (Estado de São Paulo), a partir de amostras coletadas em superfície, para determinar sua porosidade e permeabilidade. O estudo visou identificar, preliminarmente, horizontes sedimentares que pudessem apresentar características favoráveis, para elaboração de modelos de rochas reservatórios de hidrocarbonetos e aquíferos. O modelamento de aquíferos é de crítico interesse para utilização de água subterrânea, cuja demanda vem se tornando crescente na região.
- e) Correlacionar tentativamente os dados obtidos no perfil estudado com os dados já conhecidos da literatura, relativos à região localizada ao sul do Arco de Ponta Grossa.

3. JUSTIFICATIVA E RELEVÂNCIA

Seqüências são consideradas em escala crono e litoestratigráfica, desde o sentido de sucessão vertical de fácies mencionada pela Lei de Walther, até o de seqüências estratigráficas no sentido estabelecido pioneiramente por Sloss (e.g. Sloss 1963, Sloss *et al.* 1949), tratadas como megasseqüências, referindo-se a espessas unidades de estratos sedimentares limitadas por discordâncias inter-regionais, tidas como de origem tectono-sedimentares.

Novos métodos de estudo e trabalho são desenvolvidos com o objetivo de fornecer soluções para limitações dos métodos utilizados até então. Na Estratigrafia, os limites das unidades físicas, litológicas, tais como fácies, membros, formações e ciclos transgressivos-regressivos podem transgredir as linhas de tempo, fazendo com que não sejam confiáveis para efeito de correlações. Por outro lado, unidades cronoestratigráficas também não oferecem muita segurança para correlação porque seus limites podem não apresentar correspondência física. Mesmo sendo definidas linhas de tempo em intervalos amostrados, uma correlação pode ser inconsistente, relativamente a intervalos não amostrados.

A Sismoestratigrafia é uma ciência bastante desenvolvida atualmente, na qual se admite que as reflexões sísmicas primárias seguem, normalmente, as linhas de tempo e, portanto, as seções sísmicas mostram, dentro do limite das seqüências deposicionais (*strictu senso*), correlações cronoestratigráficas relativamente seguras. Porém, o método também apresenta limitações, como, por exemplo, mostrar apenas um contraste de impedância acústica, cujo significado pode variar de caso a caso, envolvendo características sedimentares composicionais, diagenéticas, compactação, porosidade, fluido do espaço poroso, etc. Os comentários acima levam à conclusão de que a **Estratigrafia de Seqüências** não pode prescindir de um forte apoio da bioestratigrafia e de um estudo sobre sistemas deposicionais, além da sísmica de reflexão (Canuto & Santos 2000).

A Estratigrafia de Seqüências tornou-se um método de grande interesse para os geólogos de companhias de petróleo, pois que oferece uma ferramenta com relativo potencial de predição estratigráfica, o que, sem dúvida, é extremamente importante para uma indústria que gasta milhões de dólares na perfuração de cada poço no mar. Segundo o que dispõe o método, os recobrimentos expansivos

(*onlaps*) costeiros apresentam uma alteração brusca de tempos em tempos, correspondentes à rebaixamentos eustáticos, considerados globais e, portanto, correlacionáveis, épocas nas quais formam-se os leques submarinos, que correspondem aos melhores reservatórios para hidrocarbonetos. Por outro lado, nas fases de ampla expansão eustática, às quais estão associadas às superfícies de inundação máxima (*maximum flooding surface*), ocorre a formação das rochas geradoras. Desta forma, considera-se que as bacias sedimentares de todo o mundo podem ser correlacionáveis.

Com a contínua evolução dos conceitos, associando-se dados sísmicos a dados de superfície ou de subsuperfície, pode-se utilizar os conceitos da Estratigrafia de Seqüências no estudo de perfis elétricos de poços, testemunhos e afloramentos, como observado em Van Wagoner *et al.* (1990).

Os conceitos gerais da Estratigrafia de Seqüências foram elaborados, originalmente, para utilização em cenários de margem continental passiva (Vail *et al.* 1977, Jervey 1988, Posamentier & Vail 1988, Posamentier *et al.* 1988, Haq 1991), de tal forma que ainda hoje permanece relativamente indefinida a questão de como bacias, de diferentes contextos tectônicos, afetariam, ou modificariam, as características do modelo básico. Posamentier & James (1993) consideram que, antes de se aplicar os conceitos de Estratigrafia de Seqüências a uma bacia sedimentar, devem ser levadas em conta as condições locais relacionadas à tectônica, ao fluxo de sedimentos e à fisiografia, elaborando-se os devidos ajustes. A esses fatores Canuto *et al.* (2001) adicionam ainda as condições climáticas, pois, a disposição sedimentar num cenário glacial, com avanços e recuos sucessivos de geleiras, afeta grandemente a variação do nível do mar numa dada região, incluindo efeitos glácio-isostáticos.

No caso das bacias intracratônicas, os padrões estratais desenvolvem-se em cenários fisiográficos caracterizados por assoalho de bacias em forma de rampa, mergulhando suavemente da margem para as partes centrais. Geralmente essas bacias apresentam dimensões extremamente grandes (áreas superiores a 1.000.000 km²), declines com mergulho muito suave, linhas de tempo praticamente horizontais, e uma história evolutiva compreendendo longos períodos de lenta acumulação de sedimentos, intercalados a *períodos igualmente longos de soerguimento e erosão* (Della Fávera 2001).

Lindsay *et al.* (1993), exploraram a utilização dos conceitos de seqüências em cenários intracratônicos, através do estudo de sucessões sedimentares do Proterozóico superior e Paleozóico inferior da Bacia Amadeus, na Austrália central. De acordo com esses autores, o problema encontrado em cenários intracratônicos não se refere à não existência das seqüências, ou a que a eustasia não afeta a sedimentação; segundo eles, o problema resume-se na expressão geométrica das seqüências, como estas se apresentam, afirmando que o trato de sistemas de mar baixo é de difícil reconhecimento. Sendo assim, as sucessões sedimentares intracratônicas normalmente compreendem tratos de sistemas transgressivos e de mar alto, limitados por superfícies planas de discordância, ou paraconformidades. Isto significa que as superfícies de máxima inundação no sentido de Galloway (1989) comumente coincidem com os limites das seqüências. Apesar dessas dificuldades, ao que tudo parece indicar Lindsay *et al.* (1993) foram bem sucedidos na aplicação da Estratigrafia de Seqüências em bacias intracratônicas. Entretanto, no caso da Bacia do Paraná, glaciada durante o Neopaleozóico, verifica-se, contrariamente ao caso da Bacia Amadeus, grande quantidade de sedimentos ligados a tratos de sistemas de mar baixo, conforme demonstrado por Canuto *et al.* (2001). Segundo esses autores, tal fato se deve à grande quantidade de sedimentos liberados pelo degelo das coberturas glaciais gondvânicas, o que vem mostrar a importância de se considerar também o cenário climático nas bacias sedimentares quando da aplicação de modelos relativos à Estratigrafia de Seqüências.

Assim sendo, verifica-se, a partir do que foi acima exposto, que, no aspecto acadêmico, o Subgrupo Itararé apresenta-se como uma unidade potencialmente interessante para desenvolvimento de novos trabalhos sob a ótica da Estratigrafia de Seqüências. Além disso, o interesse para a Geologia do Petróleo, uma vez que esta unidade estratigráfica apresenta uma sucessão de rochas com características extremamente favoráveis ao desenvolvimento de armadilhas para hidrocarbonetos, e mesmo estruturas adequadas à exploração de “água subterrânea”, considerando-se, através dos estudos efetuados neste trabalho, a definição de tratos de sistemas que possam conter sucessões sedimentares adequadas para esses fins.

Justifica-se, além do acima exposto, a elaboração do presente projeto de Mestrado, por tratar-se de mais uma excelente oportunidade de testar e aprimorar a aplicação da Estratigrafia de Seqüências em bacias sedimentares intracratônicas, no

Estado de São Paulo, mais ainda, com a adição de um fator complicador relacionado ao contexto glacial, vigente na Bacia do Paraná durante o Neopaleozóico.

4. MÉTODOS

Este trabalho baseou-se, fundamentalmente, no levantamento de perfis geológicos ao longo de estradas que cruzam a faixa de afloramentos do Subgrupo Itararé, nas regiões das cidades de Sorocaba, Araçoiaba da Serra, Tatuí e Itapetininga, no centro-leste do Estado de São Paulo, utilizando-se técnicas rotineiras de análise de fácies.

As atividades desenvolvidas foram em termos de trabalhos de escritório, trabalhos de laboratório e trabalhos de campo.

4.1 Trabalhos de escritório

Os trabalhos de escritório incluíram:

- Estudo das informações bibliográficas existentes para familiarização com os dados disponíveis a respeito do Subgrupo Itararé na Bacia do Paraná e, em particular, da região de Sorocaba / Itapetininga.
- Aquisição e análise cartográfica das cartas em escala 1:50.000, que abrangem a área de interesse.
- Aquisição e análise de mapas geológicos da área do estudo e arredores, a fim de se delimitar, a priori, contatos e estruturas das rochas tanto do embasamento como da bacia.
- Aquisição e análise dos dados de subsuperfície da área do estudo.
- Estudo de perfil de pelo menos um poço estratigráfico, localizado próximo à área do estudo, selecionado dentre os já disponíveis na literatura, para comparação com os dados obtidos em superfície.
- Levantamento de seções estratigráficas de superfície, com a caracterização de fácies através da análise de afloramentos.
- Análise da faciologia presente na área do estudo e seu cotejamento com modelos faciológicos pré-existentes.
- Elaboração de modelos faciológicos e evolutivos para a área do estudo.
- Integração dos dados disponíveis em trabalhos prévios realizados nas proximidades da borda leste da Bacia do Paraná.

- Interpretação dos dados obtidos, sob a ótica dos processos glaciogênicos e evolução sedimentar de seqüências deposicionais.
- Determinação de um *datum* seguro, para que fossem efetuadas as correlações pretendidas.

Desenvolveram-se, também, trabalhos relativos à pesquisa bibliográfica visando um maior conhecimento quanto à área de estudo, sedimentação glacial, estratigrafia de seqüências, fluxos gravitacionais, hidrogeologia local, geologia regional e outros temas associados ao desenvolvimento do trabalho.

Os perfis geológico / topográficos correspondentes às seções estudadas, foram construídos utilizando-se o método de Smith (1925), já aplicado com sucesso em Saad (1977), Santos (1979), Canuto (1985, 1993), Canuto *et al.* (2001), Chaves Jr. (2002), Araújo (2002) e Gobatto (2005). Para corrigir as limitações geométricas devido às circunstâncias geológicas e imprecisão de dados, Saad (1977) propôs algumas correções adicionais necessárias em detrimento às limitações topográficas (relevo suave e baixos ângulos de mergulho médio) do Grupo Tubarão (Rocha-Campos 1967), incluindo a utilização de sobrelevação vertical.

A sobrelevação, de 50 vezes, justifica-se pelo fato de que a utilização do mergulho original das camadas, em torno de 1° (Canuto *et al.* 2001), torna impossível a análise das feições estruturais importantes. Com a sobrelevação, o ângulo de mergulho torna-se mais acentuado, porém, proporcionalmente aos demais elementos em estudo, facilitando sua observação.

Para a correção dos valores dos ângulos de mergulho, foi utilizado, então, o método de Smith (1925), mostrado a seguir:

$\cotg a = (\cotg c) / \sin \alpha$, onde:

a = ângulo de mergulho aparente.

c = ângulo de mergulho real, que é de 1°.

α = ângulo formado entre a direção geológica e a direção do perfil.

Conseqüentemente, obteremos o valor de **a**, que será utilizado no cálculo do ângulo de mergulho aparente sobrelevado, dado pela fórmula:

$\tg b = n.tg a$, onde:

a = ângulo de mergulho aparente conhecido na formula anterior.

n = sobrelevação, que é de 50 vezes.

b = ângulo de mergulho aparente sobrelevado.

Dessa forma, chegou-se a determinados valores em graus para os ângulos de mergulhos aparentes sobrelevados. Tais valores foram utilizados na construção dos perfis, um para cada trecho de mudança acentuada de direção das estradas. A escala horizontal adotada é 1:50.000 e a vertical 1:1.000, incluindo a sobrelevação necessária.

Através desses perfis foram construídas colunas litoestratigráficas locais mais completas, que posteriormente foram integradas.

4.2 Trabalhos de laboratório

Os trabalhos laboratoriais se basearam nos procedimentos básicos de análises sedimentológicas e petrográficas, que incluíram:

- Análises granulométricas de arenitos amostrados, utilizando-se principalmente granulômetro a laser e as técnicas tradicionais de pipetagem e peneiramento.
- Análises petrográficas de arenitos, confeccionando-se lâminas para estudo de porosidade e permeabilidade.

4.3 Trabalhos de campo

Os trabalhos de campo se basearam nos procedimentos básicos de levantamento geológico / estratigráfico, que incluíram:

- Levantamento de seções estratigráficas com o intuito de identificar e caracterizar as fácies aflorantes e seu empilhamento, o que possibilitou reconhecer suas associações e tratos de sistemas.

Este método clássico tem como fundamento a definição básica dos litotipos presentes, suas relações geométricas e inter-relações com outras unidades, além de suas estruturas sedimentares.

A classificação de fácies, bem como suas associações, seguiu o método e a nomenclatura utilizada por Canuto *et al.* (2001). Nesse trabalho, os autores estudaram sedimentos do Subgrupo Itararé na sua faixa de afloramentos nos estados do Paraná e Santa Catarina, e classificaram fácies de acordo com as litologias, texturas, estruturas sedimentares reconhecidas em campo.

5. ÁREA DO ESTUDO

5.1 Localização da área

A área em questão localiza-se nas cercanias das cidades de Sorocaba e Itapetininga, limitada aproximadamente entre as latitudes 23°20' e 23°40' e as longitudes 47°20' e 48°00' (Figura 3). A sucessão de rochas analisada está incluída na faixa leste de afloramentos do Subgrupo Itararé da Bacia do Paraná, centro-leste do Estado de São Paulo.

Os perfis foram levantados ao longo das rodovias Senador José Ermínio de Moraes (SP-75) e Raposo Tavares (SP-270), e apresentam, aproximadamente, 13 km e 40 km de extensão, respectivamente. O perfil da rodovia SP-75 estendeu-se do quilometro 12,5, junto a praça de pedágio, logo após o acesso à rodovia Castello Branco (SP-280), até o viaduto Luiz Bergamo, no quilometro 1, entrada da cidade de Sorocaba. Outrossim, o perfil elaborado na rodovia SP-270 iniciou-se a partir do quilômetro 119 tendo se estendido até o quilômetro 156, onde se situa o contato entre o Subgrupo Itararé e a Formação Tatuí.

5.2 Geologia regional

A unidade litoestratigráfica que abrange as rochas consideradas no presente estudo, é denominada Subgrupo Itararé (Petri 1964, Rocha-Campos 1967), unidade litoestratigráfica basal do Grupo Tubarão.

As rochas sedimentares do Subgrupo Itararé, no centro-leste do Estado de São Paulo, assentam-se discordantemente sobre o embasamento cristalino, constituído por rochas metamórficas de baixo grau do Grupo São Roque (Proterozóico Superior - Almeida *et al.* 1977, Hasui *et al.* 1969, 1981 e 1984, Schobbenhaus *et al.* 1984, Santoro 1984, CPRM 2001) e rochas granitóides intrusivas, pós-tectônicas, compreendendo, essencialmente, os maciços de Sorocaba, São Francisco e Piedade (Pires *et al.* 1990).

Rochas alcalinas, de idade juro-cretácea, ocorrem a norte de Araçoiaba da Serra, onde sustentam a serra de Araçoiaba. Ocorrem também corpos intrusivos de composição básica truncando a sucessão sedimentar paleozóica.

Sedimentos aluvionares recentes ocorrem associados aos principais cursos de água da região, destacando-se os rios Sorocaba, Sarapuí, Pirapora e Ipanema.

Figura 3: (A) Distribuição do Subgrupo Itararé na Bacia do Paraná e localização da área do estudo no Estado de São Paulo (Santos *et al.* 1996). (B) Zoom da área do trabalho (Modificado de DNIT 2002).

O pacote sedimentar que constitui o Grupo Tubarão corresponde a uma sucessão clástica, com espessura máxima de 1300 m no Estado de São Paulo, depositada e preservada na extensa Bacia do Paraná, de natureza intracratônica, contemporaneamente à ocorrência da glaciação Gondvânica durante o Neopaleozóico, no sudeste da América do Sul (Santos 1979 e 1987).

Como pode ser verificado em uma já extensa literatura, as várias tentativas de entendimento da história tectono-sedimentar do Grupo Tubarão, particularmente a do Subgrupo Itararé, são sempre enodoadas de dificuldades dada a complexidade do arranjo espacial das suas litofácies, tanto na vertical, quanto na horizontal, e o ainda precário controle bioestratigráfico disponível.

A Bacia do Paraná, como toda bacia intracratônica, teve sua sedimentação controlada por fatores inerentes à tectônica regional, traduzidos pela subsidência causada por movimentos verticais oriundos da tectônica intracratônica e sobrecarga por acúmulo sedimentar. A esses fatores somam-se, ainda, no caso do Subgrupo Itararé, fatores glácio-eustáticos e glaciotectônicos de origem glácio-isostática em virtude da natureza continental da glaciação que afetou a Bacia do Paraná (Leinz 1937, Rocha-Campos 1967, Martin 1961, Landim 1970 e 1973, Santos 1979 e 1987, Trosdorf Jr. 2002, Tomio 2004, Salvetti 2005).

As glaciações apresentam caráter cíclico, envolvendo episódios de avanço e recuo do manto gelo, que são ocasionados, respectivamente, pelo maior acúmulo de gelo sobre a crosta da continental ou pelo degelo (Hughes 1987). Dessa forma, a área afetada pela glaciação, como no caso da Bacia do Paraná durante o Permo-Carbonífero, sofreu ajustes glácio-isostáticos e glácio-eustáticos negativos e positivos (Saad 1977).

Foge do escopo deste trabalho elaborar uma discussão pormenorizada sobre a evolução tectônica-sedimentar da Bacia do Paraná, a qual já foi efetuada por Saad 1977, Santos 1979 e 1987, Fulfaro *et al.* 1982, Zalán *et al.* 1991, Milani 1997, Trosdorf Jr. 2002 e referências bibliográficas ali citadas.

Entretanto, serão dedicadas aqui algumas linhas à discussão de conceitos tectônicos gerais que norteiam a tentativa de análise que se segue.

5.2.1 Principais Elementos Tectônicos

O condicionamento geotectônico geral na evolução tectono-sedimentar do Grupo Tubarão, implica na intervenção de fatores próprios de regiões cratônicas, cujos elementos principais já são razoavelmente conhecidos na Bacia do Paraná como um todo (Sanford & Lange 1960, Northfleet *et al.* 1969, Fulfaro 1971, Landim & Fulfaro 1972, Fulfaro & Landim 1976, Soares *et al.* 1978, Fulfaro *et al.* 1982, Zalán *et al.* 1991).

Torna-se interessante, portanto resumir os dados e interpretações já disponíveis a respeito do condicionamento tectônico que influenciou a sedimentação do Grupo Tubarão, devido a intrínseca influência que tais estruturas podem ter tido na distribuição das espessuras, litologias e fácies sedimentares.

A evolução tectono-sedimentar da Bacia do Paraná foi acentuadamente controlada por lineamentos (falhamentos) nordeste e noroeste (Santos 1987). Mudanças no comportamento tectônico ao longo do tempo e do espaço, produziram regiões alternadamente deprimidas e elevadas, o que ocasionou diferentes localizações dos depocentros e dos altos estruturais dos vários intervalos estratigráficos que compõem a sucessão sedimentar da bacia (Santos 1987, Santos *et al.* 1996). Os grandes alinhamentos na cobertura sedimentar posterior são reflexos dos limites dos blocos estruturalmente altos e baixos ali instalados.

A deposição do Subgrupo Itararé ocorreu, concomitantemente, com intensa subsidência da bacia, a qual foi fortemente influenciada por movimentos diferenciais ao longo das falhas SE-NW (Santos 1987 e 1996, Zalán *et al.* 1990 e 1991). Estes eventos foram interpostos de permeio por períodos de quiessência tectônica, reconhecidos nas porções médias e superiores da unidade (Saad 1977). Todos estes elementos acabaram por influenciar, também, o fluxo de gelo para o interior da bacia, a distribuição das principais litofácies glaciogênicas e a extensão das transgressões marinhas na Bacia do Paraná (Salveti 2005).

Na Figura 4, estão representados, esquematicamente, os principais elementos tectônicos que condicionaram a evolução tectono-sedimentar da Bacia do Paraná. Segundo Santos (1987), as estruturas da Bacia do Paraná que tiveram influência na evolução tectono-sedimentar do Subgrupo Itararé / Grupo Aquidauana são as flexuras marginais e os arqueamentos, assim como os lineamentos. Dentre os elementos tectônicos que condicionaram a deposição do Subgrupo Itararé na área abrangida pela presente investigação, destacam-se os alinhamentos do Paranapanema (Fulfaro 1974) e do Tietê (Saad 1977).

O alinhamento do Paranapanema, proposto por Fulfaro (1974), caracteriza-se por ser um elemento positivo (alto) e alongado no embasamento, correspondente a uma zona de falhas orientadas, no geral de ESE-WNW, cuja atividade repetida durante o Fanerozóico teria sido responsável pela compartimentação tectônica da Bacia do Paraná, com reflexos na natureza do registro sedimentar (Santos 1979).

O alinhamento do Tietê, denominado por Saad (1977), encontra-se, adjacientemente, um pouco ao norte do alinhamento do Paranapanema e separado por estruturas menores e secundárias. Caracteriza-se por ser um elemento estrutural negativo (sulco) e alongado no embasamento. Esta feição, de caráter

essencialmente negativo, na qual depositaram-se umas das maiores espessuras de sedimentos do Grupo Tubarão, corresponde, aproximadamente, à região central do Estado de São Paulo (Santos 1979).

Figura 4: Principais elementos tectônicos da margem nordeste da Bacia do Paraná, detectados por levantamentos aeromagnéticos e geológicos. Salvetti (2005).

5.3 Geologia local

Na área do estudo, verifica-se a presença de embasamento pré-cambriano, representado pelas rochas do Domínio São Roque (metassedimentares do Grupo São Roque e rochas granitóides intrusivas), sobreposto pelos sedimentos do Paleozóico superior que compõem o Subgrupo Itararé encimado pela Formação Tatuí.

5.3.1 Grupo São Roque

O embasamento cristalino exposto na porção leste da área de estudo é representado principalmente por metarenitos, metassiltitos, metarritmitos, metargilitos e metacalcários de baixo a médio grau metamórfico, atribuídos ao Grupo São Roque (Proterozóico Superior - Almeida *et al.* 1977, Hasui *et al.* 1969, 1981 e 1984, Schobbenhaus *et al.* 1984, Santoro 1984, Pires *et al.* 1990, CPRM 2001). Localmente, estas rochas apresentam-se pouco deformadas tectonicamente, apesar de dobramentos regionais e locais serem comuns em outros pontos desta unidade (Hasui *et al.* 1984). Estes metassedimentos conformam uma topografia irregular, formando pequenos morrotes na porção leste-nordeste da área de estudo, aflorando, por vezes, no interior da área sedimentar. Níveis quartzíticos são comuns, e localmente estão deformados (Salveti 2005). Veios de quartzo comumente associam-se a estas rochas, tanto acompanhando como truncando o acamamento (Salveti 2005). Limita-se a noroeste e oeste com os sedimentos do Subgrupo Itararé, cujo contato é bastante irregular, com desenvolvimento de reentrância da borda da Bacia do Paraná (Massoli 1991). O contato sul do Grupo São Roque é tectônico, através da falha de Taxaquara, que o separa do Maciço de Piedade.

5.2.2 Rochas granitóides

Ocorrem, também, na região, rochas granitóides intrusivas, pós-tectônicas, estas compreendidas, basicamente, por dois maciços, a saber: Maciço de Sorocaba, situado nos arredores da cidade homônima e norte-noroeste de Salto de Pirapora e

Maciço São Francisco, situado nos arredores dessa cidade e norte-noroeste de Salto de Pirapora (Pires *et al.* 1990, Massoli 1991).

O Maciço de Sorocaba é composto por rochas graníticas de texturas variáveis, como: granito cinza porfiróide, de granulação grossa; granito róseo, de granulação fina, inequigranular; e granito de cor esbranquiçada, rósea ou acinzentada, de granulação média, equigranular (Pires *et al.* 1990).

O Maciço São Francisco é delimitado ao sul pela falha de Pirapora, estando intrudido em metacalcários do Grupo São Roque. É composto por granito acinzentado de granulação grossa, inequigranular, com mineralizações de fluorita e de metálicos junto às encaixantes (Pires *et al.* 1990).

5.3.3 Rochas sedimentares do Paleozóico superior

Na área do estudo, localizada na borda leste da Bacia do Paraná, centro-leste do Estado de São Paulo, afloram rochas sedimentares glacioclásticas do Subgrupo Itararé (Petri 1964, Rocha-Campos 1967), de idade Permo-Carbonífera, compostas geralmente por arenitos, argilitos, siltitos, ritmitos e diamictitos depositadas diretamente sobre o embasamento cristalino. No extremo oeste / noroeste o Subgrupo Itararé é recoberto em contato brusco pelas rochas da Formação Tatuí.

Os sedimentos da Formação Tatuí, de idade permiana, representam o início do ciclo de deposição pós-glacial, compostas predominantemente por lamitos, arenitos e calcários.

Segundo Santos (1979), o Grupo Tubarão se depositou sobre um embasamento irregular, envolvendo regiões elevadas e baixas, resultante da movimentação diferencial de lineamentos NE e NW ao longo do tempo geológico.

5.3.4 Rochas alcalinas

Corpos rochosos de idade juro-cretácea (Sonoki & Garda 1988), que localmente compõem a Serra de Araçoiaba, na Fazenda Ipanema (Pires *et al.* 1990), compreendem uma associação de rochas alcalinas, destacando-se: ortoclásio-aegirinito, ortoclásio-lusitanito, umptekito (aegirina-sienito), nordmarkito e shonkinito

pórfiro, são também registradas na área do estudo (Leinz 1940). A ocorrência de sedimentos do Subgrupo Itararé sobre o topo da Serra de Araçoiaba indica o caráter plutônico da intrusão, a qual elevou o embasamento cristalino cerca de 300 m acima da altitude média da região, que pode atingir cotas de até 950 m. De outra forma, o embasamento estaria subaflorante na altitude de aproximadamente 400 m (Massoli 1991).

5.3.5 Sedimentos aluvionares

Os sedimentos aluvionares recentes ocorrem associados aos principais cursos de água da área, tais como os rios Sorocaba, Sarapuí, Pirapora e Ipanema. Constituem-se, predominantemente, de areias mal selecionadas, que se distribuem próximo aos leitos dos rios, e por argilas que ocupam as planícies de inundação (Massoli 1991).

5.4 Geomorfologia

Segundo Santos (1952), na região do presente trabalho, destaca-se a ocorrência de quatro níveis de relevo com altitudes decrescentes de leste para oeste, a saber:

- 1º. altitude média de 900 m, correspondendo a Serra de São Francisco;
- 2º. entre 750 e 650 m, correspondendo ao Grupo São Roque, região de contato entre os sedimentos da Bacia do Paraná e o embasamento;
- 3º. de 650 a 600 m, correspondendo ao Subgrupo Itararé, região de borda de bacia;
- 4º. entre 550 e 500 m, correspondendo às várzeas dos rios Sorocaba e seus afluentes.

As formas de relevo mais comuns associadas aos dois primeiros níveis correspondem à topografia irregular, com morrotes alongados e paralelos, com topos arredondados e vertentes de perfis retilíneos a convexos, ou espigões de topos angulosos e achatados (Oda 1998).

Quanto ao terceiro nível, correspondente às litologias associadas ao Subgrupo Itararé, destaca-se o relevo colinoso, que corresponde às colinas médias com topos aplainados e vertentes de perfis convexos e retilíneos.

As várzeas do Rio Sorocaba e de seus afluentes, ao contrário dos níveis anteriores, apresenta relevo de agradação relacionado à ação da deposição fluvial recente.

5.5 Hidrogeologia

Segundo Oda (1998), as águas subterrâneas desta área correspondem exclusivamente aos sistemas aquífero Cristalino e Tubarão, cujas porosidades são dos tipos fissural e granular, respectivamente.

O Sistema Aquífero Cristalino é constituído por metassedimentos, granitos, gnaisses e quartzitos do Embasamento Cristalino. O sistema Aquífero Tubarão compreende arenitos, siltitos, lamitos, ritmitos e diamictitos do Subgrupo Itararé.

Segundo estudos do DAEE (Gobatto 2005) foi possível estabelecer para o Sistema Aquífero Cristalino, capacidade específica de 0,018 a 0,50 m³/h/m (para 70% dos poços analisados), com mediana de 0,1 m³/h/m, enquanto o sistema Aquífero Tubarão ocorrem valores de capacidade específica de 0,02 a 0,50 m³/h/m (para 70% dos poços analisados), com mediana de 0,1 m³/h/m.

6. TRABALHOS ANTERIORES SOBRE O SUBGRUPO ITARARÉ NO ESTADO DE SÃO PAULO

6.1 Nomenclatura estratigráfica

Desde os primeiros trabalhos sobre o Grupo Tubarão, que datam do final do século XIX e início do século passado (e.g. Derby 1878 e White 1908), já se evidenciam vários problemas envolvendo as tentativas de subdivisão litoestratigráfica do Itararé. Isto se deve, principalmente, à ausência de camadas guias, e a extrema variação lateral e vertical de fácies que esta unidade exhibe, dificultando, dessa maneira, o estabelecimento de correlações estratigráficas consistentes em âmbito regional.

O Subgrupo Itararé apresenta uma ampla gama de associações de fácies se comparado às demais unidades litoestratigráficas da Bacia do Paraná. Com, efeito, ambientes deposicionais diversos podem ser ali reconhecidos, abrangendo desde depósitos não glaciais terrestres (Rocha-Campos 1967, Santos *et al.* 1996, Pérez-Vieira 2003, Tomio 2004, Salvetti 2005), até depósitos de ambientes de sedimentação marinho proximal, plataformar e marinho distal (Canuto 1985, Gama Jr. *et al.* 1992, Santos *et al.* 1996, Canuto *et al.* 2001, Tomio 2004, Salvetti 2005).

Como resultado dessas dificuldades descritas acima, o Subgrupo Itararé permanece, ainda, indiviso no Estado de São Paulo, apesar das várias subdivisões propostas nos últimos anos.

O clássico trabalho de Rocha-Campos (1967) e a síntese de Saad (1977) oferecem um quadro histórico consistente das várias proposições de nomenclatura para o Grupo Tubarão. Essas proposições foram as mais variadas possíveis para diferentes áreas da Bacia, e, ao que tudo parece indicar, estão relacionadas à diversidade dos processos sedimentares e tectônicos que atuaram durante a deposição (Souza 2000), o que resultou em uma sedimentação extremamente diversificada faciologicamente e constituída por tratos de sistemas deposicionais complexos (Gama Jr. *et al.* 1992).

Andrade & Soares (1971) e Soares & Landim (1973) reconheceram e propuseram que o Subgrupo Itararé poderia ser dividido em três pacotes, com as seguintes características:

- **Pacote Inferior:** cuja parte basal é composta por folhelhos rítmicos e ritmitos, além de diamictitos, conglomerados e arenitos conglomeráticos. Na parte superior dominam arenitos texturalmente imaturos, estratificados, com teor de matriz variável, grãos brilhantes e angulares, intercalando corpos de diamictitos.
- **Pacote Intermediário:** pacote onde dominam diamictitos, siltitos e ritmitos.
- **Pacote Superior:** composto essencialmente por arenitos grossos e conglomerados, ocorrendo também diamictitos.

Entretanto, essa divisão apresenta um sério problema, pois todas as litologias são recorrentes em todos os pacotes, o que dificulta a determinação do nível estratigráfico de um determinado afloramento.

Saad (1977) propôs uma divisão informal para o Grupo Tubarão no Estado de São Paulo em cinco intervalos, os quais denominou de Conjuntos A, B, C, D e E, sendo que os quatro primeiros correspondem ao Subgrupo Itararé e o último a Formação Tatuí:

- **Conjunto A:** formado por sedimentos clásticos finos associados a diamictitos e clásticos grossos, na região centro-leste. Rumo ao sul predominam os diamictitos e sedimentos clásticos grossos.
- **Conjunto B:** predomínio de clásticos finos, com diamictitos e clásticos grossos subordinados.
- **Conjunto C:** grande quantidade de clásticos finos, associados a diamictitos e clásticos grossos, na parte centro-leste, sendo que ao sul e a nordeste voltam a predominar clásticos grossos e diamictitos.
- **Conjunto D:** mesma situação verificada no conjunto B.
- **Conjunto E (correspondente à Fm. Tatuí):** composto por siltitos variados (principalmente avermelhados e esverdeados) e arenitos finos.

Essa proposta é uma das mais abrangentes para o Subgrupo Itararé, pois engloba as porções centro e sul do Estado de São Paulo. Entretanto, como diz o próprio autor, as unidades são muito complexas e de limites pouco discerníveis.

Soares *et al.* (1977) reconheceram quatro associações litológicas com distribuição regular na metade superior do Subgrupo Itararé, às quais denominaram

I, II, III e IV. Essas associações apresentam uma distribuição regular, representando a metade superior do Subgrupo Itararé.

- **Associação I:** constituída basicamente por arenitos conglomeráticos grossos, passando a arenitos finos, muito finos, siltitos arenolamíticos, localmente com laminação rítmica, contendo restos vegetais e raramente calcário.
- **Associação II:** caracterizada pela presença de arenitos e diamictitos, sendo que os diamictitos são predominantes.
- **Associação III:** composta predominantemente pela presença de siltitos com ritmitos e/ou lamitos levemente conglomeráticos.
- **Associação IV:** caracterizada pela intercalação de camadas de arenitos com ritmitos e/ou lamitos levemente conglomeráticos.

Esta é uma classificação válida apenas localmente (região de Tietê, Ibitiruna, Porto Feliz e Laranjal Paulista), uma vez que, a ausência de camadas guia não permitiu a correlação estratigráfica dessas associações em âmbito regional.

Mais recentemente, uma proposta de divisão do Subgrupo Itararé foi apresentada por França & Potter (1988), que se basearam em dados de subsuperfície coletados pelo *Paulipetro* ao longo da Bacia. Segundo os autores, o Itararé pode ser dividido em três unidades formais, denominadas, da base para o topo:

- ❖ **Formação Lagoa Azul:** depositada apenas ao norte do Arco de Ponta Grossa, sendo composta por arenitos, siltitos e lamitos com seixos. É subdividida em dois membros: Cuiabá Paulista (arenitos) e Tarabaí (siltitos e lamitos seixosos). Entre ambas, ocorre, localmente, uma lente de folhelhos denominada Folhelho Roncador.
- ❖ **Formação Campo Mourão:** de composição arenosa, com folhelhos, siltitos e lamitos seixosos subordinados. Apresenta, em Santa Catarina, uma lente de folhelho denominada Membro Lontras.
- ❖ **Formação Taciba:** subdividida em três membros: Rio Ivaí (arenitos), Chapéu do Sol (lamitos seixosos) e Rio do Sul (sedimentos argilosos).

Essa subdivisão, tendo sido baseada predominantemente em diagrfias de poços, apresenta alguns inconvenientes, tais como a inexistência de controles bioestratigráficos, e, ainda como apontam os próprios autores, sua correlação com

intervalos aflorantes é difícil de ser estabelecida. Outrossim, as denominações “Taciba” e “Rio Ivaí” foram utilizadas inadequadamente por esses autores, pois já haviam sido utilizadas anteriormente por outros autores, porém com significados estratigráficos distintos. Soares *et al.* (1979) utilizaram o termo “Taciba” para designar uma “ fácies” da “Formação” Bauru, e Zalán *et al.* (1987) empregaram a denominação “Rio Ivaí” para representar uma “formação” por eles reconhecida na Bacia do Paraná, que teria idade siluriana.

Recentemente, o estudo da variação do nível relativo do mar em bacias glaciadas começou a ser aplicado com maior ênfase na análise da evolução da Bacia do Paraná durante os episódios de glaciação e deglaciação, refinando os modelos de evolução paleoambiental do Subgrupo Itararé (Canuto *et al.* 1997a, 1997b e 2001, Salvetti 2001 e 2005, Trosdorf Jr. 2002). Estruturas indicativas de ressedimentação, descritas nas proximidades da área de estudo, e sugestivas de influência de correntes de turbidez episódicas, são também registros importantes na caracterização de sistemas marinhos e costeiros, até agora pouco estudados e delimitados (Gama Jr. *et al.* 1992). Além disso, feições glaciais subaéreas diagnósticas de processos glaciais também são descritas na margem leste da bacia (Santos 1979 e 1987, Gravenor & Rocha-Campos 1983, Rocha-Campos & Canuto 1983, Canuto 1985 e 1993, Viviani 2001).

A partir de todos os dados acima mencionados, e, adicionalmente, da revisão da literatura pertinente, é possível notar que a história deposicional das rochas do Subgrupo Itararé ainda carece de estudos de detalhe para se chegar a um entendimento, se não completo, pelo menos mais coerente com os modelos evolutivos interpretados para a evolução tectônica e sedimentar dessa porção do Gondwana. A solução deste problema exige, portanto, a ampliação dos conhecimentos geológicos e integração estratigráfica das áreas, o que constitui o objetivo *latu senso* deste trabalho.

6.2 Estratigrafia

No Estado de São Paulo, o Subgrupo Itararé (Rocha-Campos 1967) corresponde a uma sucessão sedimentar com espessura superior a 1300 m (Santos 1987), que aflora ao longo de uma faixa contínua de aproximadamente 50 km de

largura (Saad 1977, Florêncio 2000), estendendo-se por toda borda leste da Bacia do Paraná.

Nessa parte da Bacia do Paraná, diamictitos ocorrem generalizadamente, podendo constituir a litologia predominante em algumas seções, juntamente com arenitos, folhelhos, siltitos e ritmitos irregulares, e, localmente ritmitos regulares (varvitos), além de camadas delgadas de carvão (Rocha-Campos *et al.* 1981).

As exposições do Subgrupo Itararé na região centro-leste do Estado de São Paulo estão assentadas sobre o embasamento cristalino, cuja superfície erosiva apresenta, localmente, feições de abrasão glacial provocadas pelo deslocamento do gelo, como, por exemplo, a ocorrência de superfícies polidas e estriadas glacialmente (Rocha-Campos 1967), rocha *mountonée* (Almeida 1948), pavimentos de clastos estriados e vales glaciais em “U” (Melfi & Bittencourt 1962), como os observados, por exemplo, próximo a Sorocaba (Rocha-Campos *et al.* 1988).

No sul do Estado, como, por exemplo, na região de Itapeva, o Subgrupo Itararé ocorre sobre sedimentos da Formação Furnas (Grupo Paraná).

Com relação ao contato superior, o Subgrupo Itararé é sobreposto pela Formação Rio Bonito (Schneider *et al.* 1974) ou Formação Tatuí (Soares *et al.* 1977), ambos depositados em condições pós-glaciais.

Apesar do grande interesse dos especialistas das áreas de estratigrafia em geral e estratigrafia glacial em particular (Rocha-Campos 1967, Gravenor & Rocha-Campos 1983, Canuto 1985, Saad 1977, Santos 1979 e 1987, Santos *et al.* 1996, Canuto *et al.* 1997a e 2001), assim como daqueles pesquisadores cujo interesse está voltado para prospecção mineral, particularmente do carvão, e água subterrânea (Souza Filho 1986, Souza Filho & Stevaux 1984 e 1986, Stevaux *et al.* 1985), um entendimento mais adequado da relação e gênese das diversas fácies sedimentares que compõem o Subgrupo Itararé, principalmente nas proximidades com o embasamento cristalino, ainda não foi alcançado.

Diversos trabalhos estratigráficos regionais de levantamento e/ou mapeamento geológico que incluem a proposta área do estudo ou arredores (*e.g.* Barbosa & Gomes 1958, Soares 1972, Saad 1977, Landin & Soares 1979, Fiori & Cottas 1980, Massoli 1991, CPRM 1999a), apresentam os mais diferentes pontos de vista no que tange às interpretações paleoambientais e à correlação entre as diferentes associações presentes na unidade em estudo, devido, sobretudo, à

inexistência de camadas guias, ou à continuidade lateral restrita destas para serem mapeáveis, a ponto de poderem ser consideradas como formações geológicas distintas. O concurso de tais circunstâncias colabora para que o Subgrupo Itararé permaneça ainda indiviso no setor paulista da Bacia do Paraná.

Importantes trabalhos sobre o Subgrupo Itararé no Estado de São Paulo, e na Bacia do Paraná como um todo, discutem a evolução e o condicionamento geológico da sedimentação glacial (e.g. Rocha-Campos 1967, Santos 1979 e 1996, Canuto 1985, Santos *et al.* 1996, Trosdorf Jr. 2002. Canuto *et al.* 1997a e 2001), por vezes sem explorar com o devido detalhe o comportamento destas rochas ao longo da margem da Bacia.

6.3 Paleontologia e Idade

Muito embora, as assembléias sejam pouco diversificadas e incluam muitos táxons endêmicos, várias são as ocorrências fossilíferas de fauna e flora no Estado de São Paulo. Fósseis incluindo invertebrados marinhos (principalmente bivalves, braquiópodes e foraminíferos arenáceos) ocorrem em Capivari, Araçoiaba da Serra, Hortolândia e Itaporanga (Rocha-Campos & Rösler 1978). As afinidades de algumas espécies de invertebrados fósseis (e.g. *Peruvispira delicata*, *Vacunella*, *Antomodesma*, *Attenuatella*, *Notospirifer*) têm sido interpretadas como indicativas de idade permiana, pelo menos para a parte superior do Subgrupo Itararé (Rocha-Campos & Santos 1981).

O mesmo intervalo de idade paleozóica superior para o Subgrupo Itararé deriva da identificação com esquemas bioestratigráficos disponíveis para bacias adjacentes na Argentina (Archangelsky 1971).

Mais recentemente, Bernardes-de-Oliveira *et al.* (2005) propuseram um esquema de sucessão megaflorística para o Subgrupo Itararé no Estado de São Paulo, segundo o qual podem ser reconhecidas cinco megafloras interpretadas como indicativas do intervalo de tempo Westphaliano - Asseliano - Sakmariano.

Petri & Souza (1993), ao analisarem os dados bioestratigráficos do Subgrupo Itararé, observaram a grande contribuição dada pelos macrofósseis vegetais e pelos palinomorfos, embora estes nem sempre tenham conduzido aos mesmos resultados em termos de idade. Esses autores ressaltaram, também, a

necessidade da elaboração de um zoneamento com estado formal, reconhecendo, no entanto, as dificuldades de sua elaboração, assim como os avanços conseguidos a partir do zoneamento de Daemon & Quadros (1970).

Uma revisão criteriosa das várias propostas de zoneamentos palinológicos encontradas na ampla literatura disponível, e envolvendo o Paleozóico Superior da Bacia do Paraná, a maioria delas enfatizando os vários níveis do Subgrupo Itararé no Estado de São Paulo, foi apresentada (vide Figura 5) por Souza (1996). O autor enfatizou, ainda, que, enquanto os trabalhos de Daemon (1966) e Marques-Toigo (1988, 1991) se restringem aos estados do sul do país, os de Bharadwaj *et al.* (1976), Saad (1977), Arai (1980) e Sundaram (1980 e 1987) são referentes às suas porções mais setentrionais, conquanto reconheceu também o vigor da aplicabilidade do trabalho de Daemon & Quadros (1970), o qual, sem dúvida, é o único disponível com caráter mais amplo, abrangendo, ainda hoje, todo o Paleozóico superior da Bacia.

Figura 5: Posicionamento bioestratigráfico das principais ocorrências fossilíferas do Subgrupo Itararé na Bacia do Paraná. Modificada de Souza (1996).

Daemon & Quadros (1970) propuseram a divisão do Paleozóico superior da Bacia do Paraná em seis intervalos bioestratigráficos (zonas), designados, a partir do mais antigo, pelas letras G, H, I, J, K e L, o segundo incluindo três subintervalos (H_1 , H_2 e H_3), o terceiro subdividido em quatro subintervalos (I_1 - I_4) e o último subdividido em três subintervalos (L_1 , L_2 e L_3). Constituem-se em intervalos de

concorrência de táxons caracterizados por associações palinológicas distintas nos diversos níveis bioestratigráficos estabelecidos (Santos 1987, Souza 1996). Segundo esse zoneamento, os sedimentos do Subgrupo Itararé / Grupo Aquidauana estão incluídos nos intervalos bioestratigráficos G, H e I (Santos 1987).

O zoneamento proposto por Daemon & Quadros (1970) apoiou-se, basicamente, no estudo da distribuição de 40 espécies selecionadas de grãos de pólen sacados, monoletes e monocolpados, além de representantes da ordem *Tasmanales*, em 31 poços exploratórios da *Petrobras S.A.* e 13 afloramentos (Souza 1996).

No que concerne especificamente à área de estudo da presente pesquisa, é mister que seja mencionado o trabalho de Souza (1996), que realizou ali uma análise bioestratigráfica de parte da seção basal do Subgrupo Itararé. Os resultados então obtidos por este autor foram por ele interpretados como indicativos da possibilidade de correlação dessa porção brasileira da Bacia do Paraná com palinozonas mais antigas do Carbonífero da Argentina e equivalentes da Austrália, cujas seqüências, contudo, são mais complexas.

A análise bioestratigráfica estabelecida por Souza (1996) apoiou-se, basicamente, no estudo da distribuição de 110 táxons, relacionados a 25 gêneros de esporos, nove de grãos de pólen e três de elementos microplanctônicos, verificados no poço Geomater e em quatro afloramentos da Rodovia Raposo Tavares, região de Araçoiaba da Serra, Estado de São Paulo. Os táxons permitiram posicionar a seqüência do poço Geomater e parte dos níveis aflorantes no Westphaliano. Os níveis aflorantes da Rodovia Raposo Tavares dos quilômetros 122,7, 123,7 e 125,8 foram correlacionados bioestratigraficamente entre si e com o intervalo superior do poço Geomater, enquanto os palinoformas identificados no quilômetro 118,6 demonstram idade mais jovem, contrariamente às interpretações litoestratigráficas prévias inferidas pelo mesmo autor.

Novos dados palinológicos recentemente obtidos (Marques-Toigo 1991, Souza & Marques-Toigo 2001, 2003 e 2005) têm permitido o aprimoramento do zoneamento palinoestratigráfico da Bacia do Paraná. Alguns desses resultados foram preliminarmente apresentados por Souza & Marques-Toigo (2001, 2003 e 2005) e sumariaram a sucessão palinológica do Paleozóico superior da Bacia do Paraná (Tabela 1). Segundo esses autores, o Paleozóico superior da Bacia do

Paraná pode ser subdividido em quatro intervalos (palinozonas correspondentes a intervalos de biozonas), em ordem estratigráfica, a saber: *Ahrensiporites cristatus*, *Crucisaccites monoletus*, *Vittatina costabilis* e *Lueckisporites virkkiae*. As duas primeiras palinozonas, restritas à porção nordeste da Bacia do Paraná, são de idade carbonífera (Westphaliano / Stephaniano) e, em parte, foram consideradas correlatas aos intervalos G-H₂ de Daemon & Quadros (1970). A palinozona *Vittatina costabilis*, foi correlacionada ao intervalo H₃-J de Daemon & Quadros (1970), enquanto a *Lueckisporites virkkiae*, ao intervalo K-L de Daemon & Quadros (1970), ambas reconhecidas ao longo da bacia.

Tabela 1: Variação na duração geológica da sucessão paleozóica superior da Bacia do Paraná. Modificada de Rocha-Campos et al. (2006).

A dificuldade em se datarem as rochas sedimentares permo-carboníferas da Bacia do Paraná é, freqüentemente, determinada pelo endemismo e pela relativa escassez de fósseis (fauna e flora) associados às condições de clima frio dominantes durante sua deposição. Entretanto, uma possível solução para este problema foi sugerida, recentemente, por Rocha-Campos *et al.* (2006) através de medidas radiométricas mais precisas, obtidas por meio de datação $^{206}\text{U} - ^{238}\text{Pb}$ em zircões obtidos em camadas de cinzas vulcânicas intercaladas no Paleozóico superior da Bacia do Paraná. O resultado das análises (Tabela 1) sugere novo zoneamento cronoestratigráfico no limite Permo-Carbonífero, com idades mais antigas que as conhecidas atualmente.

7. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

7.1 Fluxos gravitacionais de sedimentos

Os fluxos gravitacionais (*gravity flows* - fluxos gravitacionais de sedimentos / fluxos densos) constituem o tipo de fluxo viscoso em que a viscosidade elevada se deve à grande concentração de sedimentos no meio fluido (Giannini & Riccomini 2000). Os fluxos densos são de diversos tipos, tanto em relação aos tamanhos e naturezas dos materiais clásticos, bem como em relação às escalas temporais e espaciais em que os fenômenos se processam (Suguio 2003). A matéria-prima do transporte gravitacional é uma mistura de sólido e fluido (líquido e/ou gás), cujo comportamento não é próprio de nenhum deles. No que se refere ao aspecto físico, as forças de corpo estão aplicadas a um conjunto de grãos, unido pela ação de forças de resistência, principalmente coesão e atrito, formando uma mistura sedimento-fluido. No que tange o aspecto geológico, as três características mais comuns aos diferentes tipos de fluxos gravitacionais são (Giannini & Riccomini 2000):

- 1) Associação preferencial a declives (alto ângulo de inclinação).
- 2) Formação de depósitos, na base destes declives, com morfologia de leques e/ou lobos.
- 3) Caráter episódico, com dissipação de grande quantidade de energia e deslocamento de grande massa de sedimentos em tempo muito reduzido, de segundos a poucas horas.

Esses deslocamentos de massas podem ocorrer tanto em ambientes subaéreos, como também em ambientes subaquáticos, desde submarinos profundos até fundos lacustres relativamente rasos (Suguio 2003).

Processos marinhos costeiros e de águas profundas, responsáveis pela remobilização e ressedimentação de grandes volumes de depósitos glaciogênicos, ocorrem mais comumente no ambiente glaciomarinho. Desses, os fluxos gravitacionais são os mais importantes, uma vez que sua ocorrência é comum no registro sedimentar de sucessões glaciais antigas ou modernas, e por gerarem uma complexa gama de fácies e associações de fácies na margem continental e zonas distais (Wright *et al.* 1983, Benn & Evans 1998).

Nos ambientes glaciolacustre e glaciomarinho, fluxos gravitacionais subaquosos ocorrem devido à grande quantidade de sedimentos despejados principalmente durante o recuo da geleira, quando são depositados sobre a plataforma continental ou junto às bordas da bacia. Estes sedimentos comumente fluem bacia a dentro ao se desestabilizarem. A instabilidade do empilhamento sedimentar pode ocorrer em virtude de (Benn & Evans 1998, Canuto *et al.* 2001, Salvetti 2005):

- a) Altas taxas de deposição.
- b) Alto ângulo de inclinação.
- c) Liberação por fragmentação (*calving*) e queda de *icebergs* durante o avanço da geleira, quando esta ultrapassa a quebra do talude.
- d) Variações do nível relativo do mar.
- e) Impactos de ondas.
- f) Tremores sísmicos de pequena magnitude.

As massas de sedimentos em movimento nos fluxos densos podem apresentar três tipos básicos de regimes reológicos: o rúptil, o plástico e o fluidal (Giannini & Riccomini 2000). Entretanto, vale a pena aqui ser mencionado que essa classificação reológica destaca somente o comportamento dos fluxos gravitacionais sob o ponto de vista dos princípios mecânicos de suporte das partículas (pressão dispersiva, ascendentes, ou outros - Dott 1963), fato este que, segundo Shanmugam (2000), introduziu certo grau de incerteza ao assunto já que:

- 1) Baseiam-se somente no “produto final” existente em um depósito, sendo que um fluxo pode ter vários mecanismos diferentes de sustentação das partículas durante seu deslocamento.
- 2) Não levam em conta os mecanismos de suporte durante a deposição.
- 3) Não há critérios para reconhecer com segurança todos os mecanismos de transporte sedimentar atuantes na formação dos registros deposicionais.

No entanto, dentro de um mesmo estado reológico pode se reconhecer mais de um tipo de fluxo gravitacional, desde que se estabeleçam diferentes características sedimentológicas, tais como: mecanismo de interação entre os grãos, tipo de mistura sedimento-fluido e características de seus depósitos.

REOLOGIA	TIPO DE PROCESSO GRAVITACIONAL	SUB-TIPOS DE PROCESSO GRAVITACIONAL	MECANISMO DE INTERAÇÃO INTERGRANULAR E/OU GRÃO / FLUIDO (SUSTENTAÇÃO DO MOVIMENTO)	REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO MECANISMO DE INTERAÇÃO	ÂNGULO SUFICIENTE PARA DESENCADEAMENTO*	PRODUTO	REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DO PRODUTO
Rúptil ou disjuntiva	Queda de rocha (rockfall)		Cisalhamento ao longo de fraturas e na superfície de contato de clastos rudáceos		25 a 35	Depósitos de olistólitos (clastos rudáceos deslocados ou ressedimentados a pequena distância)
	Deslizamento / escorregamento (sliding / slumping)	Deslizamento (sliding)	Cisalhamento concentrado ao longo de superfícies planas de descontinuidade física		20 (água) a 30 (ar)	Falhas normais de alta encosta ou talude; olistólitos tabulares deslizados (slide deposits)
		Escorregamento (slumping)	Cisalhamento concentrado ao longo de superfícies curvas de descontinuidade física		20 (água) a 30 (ar)	Falhas listricas e depósitos dobrados (slump folded deposits) de baixa encosta ou talude Olistólitos deformados
Dúctil ou plástica (de massa)	Fluxo granular (grain flow ou sand flow)		Pressão dispersiva (choque entre grãos) e peneiramento cinético		18 (água) a 25 (ar) para areia média a fina	Lentes delgadas de areia (espessura máxima subdecimétrica) com graduação inversa e empacotamento aberto
	Fluxo de detritos ou de lama (debris flow ou mud flow)		Tensão interna (densidade/ viscosidade) da matriz: empuxo e/ou turbulência viscosa		5	Depósitos rudáceos com organização incipiente
Fluidal	Acomodação de sedimentos liquefeitos (quick sands)	Acomodação de sedimentos liquefeitos (liquefied flow)	Descenso (compactação) de grãos e deslocamento ascendente de fluidos intersticiais		0	Areias com aspecto maciço ou estruturas deformacionais caóticas (convoluções)
		Acomodação de sedimentos fluidificados (fluidized flow)	Escape ascendente concentrado de fluidos		0	Areias com estrutura em pires (dish), tubos de escape de fluidos (pillar) e microvulcões
	Corrente de turbidez (turbidity current)		Turbulência fluidal, sob energia e concentração declinantes		0	Turbiditas: sucessões granodrecrescentes de areia cascalhosa a argila

* Este ângulo aumenta com a fricção ou coesão entre os grãos. Depende, portanto, da granulção, do teor de água e de lama, do grau de arredondamento, da presença de superfícies prévias de fraqueza, da energia de ativação do processo (fortes correntes, tempestades, sismos) etc. Os valores fornecidos são apenas para comparação de ordens de grandeza (Giannini & Riccomini 2000).

Figura 6: Principais tipos de fluxos gravitacionais e suas características quanto a regime reológico, mecanismo de interação / fluido, declive mínimo e depósito. Giannini & Riccomini (2000).

De modo geral, seis variedades principais de fluxos gravitacionais de sedimentos podem ser distintas (Giannini & Riccomini 2000), (Figuras 6 e 7):

- a. Deslizamento (*sliding* - deslocamento de massas de sedimentos por distancias consideráveis).
- b. Escorregamento (*slumping* - deslocamento em massa ao longo de declive local).
- c. Fluxo granular (*grain flow* ou *sand flow* - detritos sustentados pela pressão dispersiva - interação direta das partículas).
- d. Fluxo de detritos coesivos ou fluxo de lama (*cohesive debris flow* ou *mud flow* - sedimentos sustentados pela resistência da matriz).
- e. Liquefação (sedimentos sustentados pelo fluxo ascendente através dos poros intergranulares):
 - Fluxo liquefeito (*liquefied flow* - parcialmente sustentados).
 - Fluxo fluidificado (*fluidized flow* - inteiramente sustentados).
- f. Corrente de turbidez (*turbidity current* - sedimentos sustentados por fluxo turbulento).

Esta classificação é semelhante à proposta de Lowe (1979 e 1982) e à de Shanmugam (1999 e 2000), no que se refere aos fluxos de reologia plástica e fluidal.

Figura 7: Tipos de fluxos e processos que atuam em águas profundas. Salvetti (2005).

Os fluxos gravitacionais de reologia plástica compreendem: fluxo granular, fluxo de detritos coesivos e de lama. Enquanto que, segundo Salvetti (2005), baseado em Lowe (1982), os fluxos liquefeitos apresentam caráter reológico intermediário entre o estado fluidal e o plástico. As correntes de turbidez e os fluxos fluidificados apresentam reologia tipicamente fluidal, ao passo que as correntes de turbidez de alta densidade, ou fluxos de detritos arenosos (*sandy debris flows* - Shanmugam 1996 e 1997), fazem parte do conjunto dos fluxos arenosos plásticos (*sandy plastic flows*). Comentários mais detalhados sobre a reologia dos fluxos, não são desenvolvidos neste trabalho. Discussões mais extensas sobre o tema podem ser encontradas em Dott (1963), Lowe (1979 e 1982), Nardin *et al.* (1979), Shanmugam (1999 e 2000), Giannini & Riccomini (2000), Suguio (2003) e Salvetti (2005).

Grande parte dos sedimentos grossos, sobretudo os mais arenosos, remobilizados das margens continentais é transportada bacia adentro na forma de fluxos gravitacionais subaquosos, sejam eles tipicamente fluidais (ou de caráter Newtoniano) ou plásticos (ou de caráter dúctil), sustentados pela matriz (Figura 8). Dentre esses processos gravitacionais, fluxos de detritos coesivos (*cohesive debris flow*) e correntes de turbidez de alta e baixa densidades, têm sido descritos na literatura como os principais mecanismos responsáveis pelo transporte e deposição do grande volume de “turbiditos” (Shanmugam 1997).

Figura 8: Classificação dos principais tipos de fluxos gravitacionais subaquosos, com base nos mecanismos de sustentação dos sedimentos. Modificada de Middleton & Hampton (1976).

Dessa forma, a compreensão dos processos que controlam o transporte e deposição de sedimentos é de grande importância para o entendimento dos processos responsáveis pelo preenchimento clástico de bacias sedimentares.

7.1.1 Transformações de fluxo

Autores como Dott (1963), Hampton (1972), Lowe (1979 e 1982) e Shanmugam (2000), analisando o comportamento reológico dos distintos fluxos gravitacionais, concluíram que cada depósito sedimentar gerado está intrinsecamente associado a um tipo particular de fluxo, refletindo diretamente o processo final responsável por sua gênese (deposição). Adicionalmente, o depósito pode, não necessariamente, mostrar qualquer relação com a história do processo de transporte sedimentar (Salveti 2005).

Conforme a desaceleração e as transformações de fluxos tomam lugar, os depósitos referentes aos estágios finais de deposição apresentarão indícios dos mecanismos de transporte de sedimentos. Assim, no caso dos fluxos fluidais, estruturas de tração e/ou suspensão serão diagnósticas. Já no caso dos fluxos plásticos, serão diagnósticas estruturas indicativas de deposição por “congelamento” das partículas, ou seja, interrupção brusca e repentina do movimento das partículas em transporte, o que gera sua deposição quase que instantânea, por vezes preservando suas principais feições de transporte (por exemplo: camadas deformadas e rompidas, e clastos flutuantes na matriz). Dessa forma, os termos utilizados para discriminar os processos (fluxos) não se referem aos mecanismos de transporte; no geral, estes se referem apenas aos mecanismos deposicionais (Salveti 2005).

As transformações pelas quais um fluxo gravitacional pode passar em sua evolução foram abordadas por Fisher (1983), que as definiu como mudanças no comportamento do fluxo entre os estados laminar e turbulento, as quais podem ocorrer várias vezes ao longo da evolução de um fluxo e de várias formas. Quatro tipos principais de transformações de fluxos gravitacionais (vide Figura 9) são sugeridos por Fisher (1983):

- a. **Transformações de corpo:** desenvolvem quando o fluxo muda entre laminar e turbulento dentro do corpo de um fluxo, sem adição ou perda significativa de fluido intersticial.
- b. **Transformações por gravidade:** ocorrem quando um fluxo de partículas, inicialmente turbulento torna-se segregado (fluxo bipartido), pela ação da gravidade, desenvolvendo um subfluxo basal, essencialmente laminar e de alta concentração, e recoberta por um fluxo turbulento diluído.
- c. **Transformações de superfície:** desenvolvem quando o fluido ambiente se mistura ou se perde nos limites do fluxo pela fricção com o topo do corpo do fluxo, ou abaixo do nariz de um fluxo de alta concentração, resultando em diluição, aumento da turbulência e separação de duas partes do fluxo, uma laminar e outra superior turbulenta.
- d. **Transformações por fluidização:** ocorrem quando fluidos ascendentes em um fluxo de alta concentração geram elutriação das partículas, de modo a reproduzir uma fase diluída e turbulenta acima da base do fluxo. O estado real de fluxo, seja ele turbulento ou laminar, é difícil de ser determinado.

Figura 9: Quatro tipos de transformações atuantes em fluxos gravitacionais de massa. Modificada de Fisher (1983), após Shanmugam (2000).

Essas transformações de fluxo, por exemplo, de fluxo plástico laminar para fluxo turbulento (Lowe 1982, Fisher 1983), ocorrem durante o seu deslocamento

talude abaixo. Apenas uma parte dessas mudanças tende a ficar registrada no depósito sedimentar. Visto que, algumas transformações são obliteradas, sobretudo, por feições erosivas, as quais podem ou não estarem associadas à deposição. Outrossim, outras transformações não deixam registro deposicional (Salveti 2005).

A turbulência, desenvolvida em diversas intensidades, está provavelmente presente na maioria dos fluxos, mesmo nos de maior coesão (Mutti 1992). As transformações ocorridas durante um fluxo gravitacional podem se repetir, e, dessa forma, embora um fluxo como um todo possa ter sido turbulento em estágios anteriores, o depósito final pode ser resultante de fluxos laminares atuantes durante os estágios finais do transporte.

Desse modo, um fluxo granular pode se transformar em um fluxo de detritos coesivos (ambos de reologia plástica e estado de fluxo laminar), pelo aumento da tensão cinética e, posteriormente, retornar a um fluxo de detritos coesivos, pelo aumento da pressão dispersiva das partículas, ocasionando peneiramento cinético (Phillips & Davies 1991, Shanmugam 1996 e 2000, Salvetti 2005). Analogamente, um fluxo de detritos coesivos pode se transformar em corrente de turbidez (reologia fluidal e estado de fluxo turbulento), pela mistura de água o que ocasiona a diluição e diminuição da viscosidade, e, posteriormente, retornar a um fluxo de detritos coesivos em seus estágios finais de deposição (Mutti 1992, Shanmugam 1996 e 2000, Salvetti 2005).

7.1.2 Fluxos de detritos coesivos ou fluxos de lama

No fluxo de detritos coesivos ou de lama (*cohesive debris flow* ou *mud flow*), a interação intergranular que garante o comportamento de fluxo gravitacional é dada pela matriz pelítica (Giannini & Riccomini 2000). A distinção entre fluxos de lama e fluxos de detritos coesivos baseia-se na relação arcabouço / matriz pelítica que estão presentes em quantidades muito variáveis em diferentes misturas. O fluxo de lama apresenta maior quantidade de matriz.

Durante o transporte gravitacional a matriz silto-argilosa, saturada em água, gera fluidos ascendentes com energia suficiente para reduzir o peso efetivo dos clastos. Este processo possibilita à matriz, normalmente de grande coesão, desempenhar as funções de componente ligante, lubrificante e de sustentação do

arcabouço, o qual é composto por seixos, calhaus ou até mesmo matacões (Rodine & Johnson 1976, Giannini & Riccomini 2000, Salvetti 2005). Adicionalmente, a existência dessa matriz pelítica diferencia os fluxos de detritos coesivos dos fluxos granulares, que correspondem a um dos mais competentes agentes de transporte, tanto em meios subaéreos quanto subaquosos (Lowe 1982).

Durante o processo gravitacional, os clastos maiores podem ser postos em suspensão pelos fluidos ascendentes de grande energia, embora estes possam também, ser transportados junto ao fundo por rolamento ou simplesmente deslizando sobre o substrato (Lowe 1982). A turbulência diminui concomitantemente com a desaceleração e, ao cessar, a deposição da fração grossa é quase que instantânea. A fase final da deposição ocorre por congelamento coesivo (imobilização) do fluxo laminar restante, mantendo, desse modo, as principais características do transporte sedimentar (Lowe 1982).

Os fluxos de detritos coesivos podem ser resultantes da evolução do movimento gravitacional para jusante de depósitos de escorregamento (*slumping*) e/ou deslizamento (*sliding*) incoerente subaquosos ou subaéreos (Mutti 1992, Shanmugam 1996 e 2000, Giannini & Riccomini 2000). Em bacias oceânicas, podem formar correntes de turbidez em algum estágio de sua evolução, sendo os clastos sustentados pela coesão da matriz ainda restante, ou por fluxos ascendentes (Enos 1977). Dessa forma, é possível distinguir três depósitos resultantes desses processos, a partir das variações que os fluxos de detritos coesivos podem sofrer durante sua evolução (Lowe 1982, Pires 2001), os quais são exemplificados na Figura 10:

Figura 10: Depósitos de fluxos coesivos: **A)** maciço, desestruturado, sustentado por matriz lamítica com seixos e depositados por fluxos coesivos, onde os clastos foram suspensos e sustentados pela matriz; **B)** maciço, desestruturado, sustentado por clastos (conglomerados com lama) e depositados por um fluxo onde os clastos foram lubrificados, porém não inteiramente sustentados ou suspensos pela matriz; **C)** depósito estratificado formado pela sedimentação de arenito grosso e seixo da parte basal de um fluxo coesivo turbulento, seguido por congelamento coesivo na parte superior. Modificada de Lowe (1982).

7.1.3 Correntes de turbidez

As correntes de turbidez são correntes densas (fluxos de reologia fluidal), constituídas de misturas de água com sedimentos, as quais se movem declive abaixo, junto ao assoalho da bacia, sob ação direta da gravidade (Shanmugam 1996). O estado de alta turbulência durante o transporte determina o mecanismo de interação entre os sedimentos e o fluido. Outrossim, a capacidade de auto-sustentação das correntes de turbidez é gerada pela turbulência e sua instável composição de forças com resultantes para cima (Giannini & Riccomini 2000). Em virtude da alta concentração de partículas em suspensão, a corrente adquire maior densidade e viscosidade em relação às águas (marinha) circundantes, o que possibilita o movimento e a manutenção da mesma junto ao assoalho da bacia, com condições claramente distintas do corpo de água circundante (Giannini & Riccomini 2000). Em virtude das características acima citadas, este tipo de fluxo gravitacional consegue percorrer distâncias de quilômetros antes de se dissipar.

Embora este tipo de fluxo denso esteja, grosso modo, associado aos depósitos de águas profundas, o processo pode ocorrer sob qualquer espessura de lâmina d'água, sendo assim necessário pouco ou nenhum retrabalhamento destes sedimentos para sua preservação (Walker 1992b). Cada turbidito é o resultado de um evento temporalmente curto, e este depósito, quando situado abaixo do nível de ondas normais, dificilmente será retrabalhado por outras correntes.

Em relação ao transporte sedimentar, a corrente de turbidez é o tipo de fluxo gravitacional que mais se semelha aos fluxos de tração e suspensão livre, devido a sua reologia fluidal e à elevada relação fluido / grãos (Giannini & Riccomini 2000).

Em 1962 Arnold Bouma, em sua tese de doutorado, propôs um esquema sedimentológico que ficou conhecido como a *Seqüência de Bouma* (Figura 11). Este esquema, que divide cada turbidito em cinco intervalos (de T_a a T_e) resultantes do contínuo decréscimo da energia da base para o topo, é o principal modelo genético utilizado para a compreensão dos depósitos originados por correntes de turbidez típicas, com reologia newtoniana, na qual os sedimentos são mantidos em suspensão pelo estado de turbulência do fluido (Salveti 2005). Os intervalos identificados por Bouma de T_a a T_e são os seguintes:

- Ta.** Intervalo inferior, depositado a partir de processo de energia mais alta, e, em consequência, o de granulometria mais grossa. Constituído por areia grossa conglomerática, com granodecrescência ascendente, depositada sobre superfície erosiva. Mesmo no caso de "turbiditos clássicos", não são desestruturados, como predito pelo modelo de Bouma. Resulta da deposição rápida a partir de correntes de alta densidade (Lowe 1982), e pode sofrer retrabalhamento por correntes de fundo (Shanmugam 1997). Correntes de baixa densidade raramente geram este tipo de intervalo. Nas correntes de turbidez de alta densidade predominam os processos de tração (com estratificações horizontais e oblíquas, ou cruzadas), enquanto nas de baixa densidade predominam decantação e suspensão (Lowe 1982).
- Tb.** Composto de areia média / grossa com estratificação plano-paralela, depositada no regime de fluxo superior. No contexto das correntes de alta densidade, este intervalo é originado a partir dos fluxos residuais de baixa densidade. Se depositado por correntes de turbidez de baixa densidade, pode corresponder ao intervalo basal da sequência de Bouma (1962).
- Tc.** Constituído de areia fina, organizada em microestratificação cruzada ascendente (*climbing ripples*), depositado em condições de regime de fluxo inferior. No contexto das correntes de alta densidade, é originado a partir dos fluxos residuais de baixa densidade. No caso de ser depositado por correntes de turbidez de baixa densidade, pode corresponder a alguns dos intervalos intermediários da sequência de Bouma (1962).
- Td.** Composto por lâminas de silte e argila, depositadas a partir de suspensão, os últimos sedimentos ainda provenientes diretamente da corrente de turbidez. No contexto das correntes de alta densidade, é originado a partir dos fluxos residuais de baixa densidade. Se depositado por correntes de turbidez de baixa densidade, corresponde a alguns dos intervalos superiores da sequência de Bouma (1962).
- Te.** Intervalo superior e de difícil identificação, é constituído de pelitos pelágicos regulares da bacia sedimentar. Segundo Lowe (1982),

equivaleria, ainda, ao produto tardio da sedimentação por suspensão de corrente de turbidez de alta densidade. A preservação desse intervalo torna-se difícil devido ao retrabalhamento por correntes de fundo e pela erosão ocasionada por fluxos gravitacionais posteriores. Deste modo, o registro preservado estaria associado mais diretamente aos estágios iniciais de deposição do que aos finais de uma corrente de turbidez de alta densidade.

Postma *et al.* (1988) propuseram um modelo de geometria geral para correntes de turbidez de alta densidade, a partir de experimentos físicos em laboratório. A subdivisão anatômica das correntes de turbidez de alta densidade compreende três porções distintas e com comportamentos hidrológicos particulares: cabeça (caracterizada pela forma bem definida e em geral mais espessa que o resto), corpo (bipartido verticalmente) e cauda residual.

Sucessão estratigráfica	Granulometria	Divisões propostas por Bouma (1962)		Interpretação hidrodinâmica		
				Bouma (1962)	Lowe (1982)	Shanmugam (1997)
Lama ↑ ↓	Te	Laminado e homogêneo	Sedimentação pelágica, decantação em águas calmas ou a partir de suspensão por correntes lentas e diluídas	Decantação de material pelágico e hemipelágico	Decantação de material pelágico e hemipelágico
	↑ Silte ↓	Td	Laminado	A partir de suspensão Leito plano	Correntes de turbidez de baixa densidade	Retrabalhamento por corrente de fundo
	Areia ↑ ↓	Tc	Laminação cruzada, ondulada ou convoluta	Regime de Fluxo Inferior "climbing ripples"		
	Areia (com grânulos na base) ↑ ↓	Tb	Laminação plano-paralela	Regime de Fluxo Superior Leito plano	Correntes de turbidez de alta densidade	Fluxo de detrito arenoso (Sandy debris flow) corrente de turbidez, se gradado
		Ta	Maciço, com gradação normal	Alta velocidade de fluxo e deposição rápida a partir de transporte por suspensão		

Figura 11: Esquema básico da *Sequência de Bouma* ideal, comumente interpretada como sendo produzida por correntes de turbidez (Bouma 1962). Lowe (1982) considera que a divisão T_a é um produto de corrente de turbidez de alta densidade e a T_b , T_c e T_d são depósitos de corrente de turbidez de baixa densidade. Shanmugam (1997) considera a divisão T_a como sendo originada por correntes de turbidez somente quando apresentam gradação normal. Modificada de Shanmugam (1997), Feijó (2004), Salvetti (2005).

Na região da cabeça, o comportamento hidrológico é caracterizado por fluxo ascendente e anterior e circular posterior, podendo ser gerados turbilhões de

escape. Na região do corpo o fluxo é quase uniforme em espessura. Na parte terminal desenvolve-se a cauda, onde a espessura diminui bruscamente e o fluido torna-se mais diluído (Figura 12).

Nas correntes de turbidez de alta densidade há, de modo geral, predominância de fluxo laminar na base, transportando sedimentos por tração; na parte superior estabelece-se o fluxo turbulento propriamente dito, transportando sedimentos por suspensão (Figura 12).

Figura 12: A. Partes componentes de uma corrente de turbidez. B. Diagrama esquemático de fluxo turbulento de alta densidade, mostrando níveis de fluxo não-turbulento (fluxo por inércia) e níveis superiores de fluxo turbulento. A. Adaptado de Suguio (2003). B. Adaptado de Postma *et al.* (1988) e Shanmugam (1996).

Correntes de turbidez de alta densidade apresentam características reológica mais plásticas, sendo a coesão da matriz mais importante do que a turbulência no transporte dos grãos. Dessa forma, não apresentam o comportamento reológico característico de correntes de turbidez (Shanmugam 1996 e 2000). Shanmugam (2000) propõem ainda que a gênese de arenitos maciços, contendo clastos dispersos na matriz, sejam registros de fluxos arenosos de detritos (*sandy debris flows*), ao invés de “corrente de turbidez de alta densidade” como é atualmente considerado. Realmente, fluxos turbidíticos são tipicamente turbulentos, e arrastam a carga de clásticos grossos junto ao leito por sobre o qual fluem, e, conseqüentemente, não têm a capacidade de sustentar clastos (Salveti 2005). Os mecanismos de suporte dos sedimentos nos fluxos arenosos de detritos compreendem: pressão dispersiva, coesão da matriz e fluxos ascendentes.

Entretanto, podem apresentar caudas tardias de material em suspensão, cujo registro sedimentar seria semelhante ao observado nos depósitos clássicos de turbiditos (Shanmugam 1996 e 2000, Salvetti 2005).

7.2 Ambientes glaciais e processos sedimentares associados

7.2.1 Introdução

O ambiente glacial é um dos mais ricos em diversidade de sistemas deposicionais associados. Tanto nos processos erosivos quanto nos de transporte e sedimentação, é o único que propicia a ação conjunta de água líquida e gelo (Ashley 1985). Uma massa de gelo em uma área continental é um poderosíssimo agente de erosão, capaz de modelar com grande energia a morfologia pré-glacial (Boulton 1974). Adicionalmente, tal elemento é um agente de transporte e deposição de sedimentos muito efetivo e com características completamente diferentes da água (Santos 1987). As geleiras constituem o agente principal nos processos geológicos que atuam no ambiente glacial.

O modelo geral da glaciação continental envolve dois grandes domínios: o terrestre e o marinho (Santos 1987 - Figura 13). O primeiro domínio compreende regiões continentais terrestres ocupadas permanentemente por geleiras, assim como as regiões vizinhas em que se nota, de maneira clara, a influência do gelo ou do degelo (regiões erroneamente chamadas de periglaciais), e o segundo pelos processos marinhos influenciados pelo ambiente glacial (*glacially-influenced marine depositional system*, no conceito de Eyles *et al.* 1985).

Uma geleira será formada sempre que um volume de neve se acumula, compacta e se transforma em gelo. Tal processo pode ocorrer em qualquer zona climática onde o ganho de neve excede a razão em que ela derrete (Bennett & Glasser 1996).

Uma vez estabilizada a geleira, sua sobrevivência dependerá do balanço entre a **acumulação (acresção)** e o **derretimento (ablação)**. Este balanço entre acumulação e ablação é conhecido como **balanço de massa da geleira** e é, em grande parte, dependente do clima.

Ganhos de massa (acumulação) para uma geleira incluem a queda de neve, granizo, ocorrências de geadas, avalanche de neve e chuva. As perdas no balanço de massa, coletivamente chamada de ablação, ocorrem por fusão do gelo, fragmentação de *icebergs* e sublimação do gelo.

Figura 13: Principais sistemas deposicionais: glacioterrestres (topo) e glaciomarinhas (base) com suas associações de fácies. Salvetti (2005).

Em termos espaciais verifica-se que a ablação predomina nas porções terminais das geleiras, onde ela pode produzir *icebergs* e onde o clima é relativamente mais quente, enquanto que a acumulação predomina nas suas regiões superiores, onde a temperatura e precipitação são adequadas para a queda de neve. Conseqüentemente, é este desequilíbrio espacial entre a acumulação e ablação que cria o declive superficial de uma geleira, que aciona o fluxo de gelo.

Em termos sazonais, a ablação tenderá a prevalecer nos meses mais quentes do verão e a acumulação nos meses de inverno. Se a quantidade de

ablação iguala a de acumulação ao longo de um ano o balanço líquido de massa da geleira será zero e seu tamanho permanecerá constante. Por outro lado, se houver mais acumulação do que ablação o balanço líquido será positivo e a geleira crescerá e se expandirá. Se houver um balanço de massa negativo a geleira recuará, podendo, eventualmente, desaparecer.

Esse caráter cíclico da movimentação (fases de avanço, estagnação e recuo) pode, portanto, referir-se ao comportamento dinâmico autocíclico das geleiras, ou, em escala de tempo maior, a uma alternância das condições climáticas de glaciais à interglaciais. Desta forma, estabelece-se a interação cíclica entre os produtos da sedimentação “normal” e as sucessões sedimentares produzidas pelo fator geológico principal que é a glaciação (Santos 1987).

Tanto a dinâmica de deslocamento do gelo (processos subglaciais, englaciais e supraglaciais), quanto as águas de degelo no interior e à frente da geleira ou em áreas adjacentes, criam uma grande variedade de sistemas deposicionais associados (por exemplo: fluvioglacial, glaciolacustre, glaciomarinho, etc. - Eyles & Eyles 1992). O grande volume de sedimentos fornecidos por geleiras, distribuídos heterogeneamente em cada um dos sistemas deposicionais associados, são afetados por uma grande diversidade de processos muitas vezes não-glaciais, e, conseqüentemente, originam produtos sedimentares distintos e inter-relacionados (Eyles & Eyles 1992, Eyles 1993).

A existência de vários processos sedimentares atuando concomitantemente, acaba por gerar sedimentos de natureza variada em íntima associação de fácies. Desta forma, uma sucessão de fácies glaciogênicas nem sempre é composta apenas por tilitos, ou seja, diamictitos, compostos por clastos de dimensões variadas e imersos em matriz, transportados e depositados diretamente pela ação do gelo (Eyles *et al.* 1983, Shaw 1985, Eyles 1993, Salvetti 2005). É comum, também, que uma sucessão de fácies glaciogênicas apresente-se associada a sedimentos fluviais, lacustres, costeiros (influenciados por maré ou não), e a fluxos gravitacionais de sedimentos (Benn & Evans 1998).

Durante as fases de avanços em direção ao interior das bacias sedimentares, o deslocamento do gelo pode erodir e transportar fragmentos do substrato. Grande parte desses detritos é depositada subglacialmente, em regiões internas irregulares e em declives marginais sob a forma de till de alojamento

(Powell 1983, Santos 1987). Os processos de erosão glacial *strictu sensu* ocorrem sob as massas de gelo e em suas margens, e, deste modo, são de franco caráter subglacial (Salveti 2005).

Em épocas de recuo e/ou estagnação, quando há disponibilidade um grande volume de água de degelo, predominam os processos sedimentares subaquáticos, estabelecendo-se uma intensa remobilização de sedimentos que atinge, inclusive, os depósitos resultantes da ação direta do próprio gelo (Santos 1987). Entretanto, fluxos gravitacionais de sedimentos podem ocorrer no domínio terrestre da glaciação, onde uma grande quantidade de material supraglacial, constituído predominantemente por till, flui ao longo dos muitos declives locais que se estabelecem na superfície da geleira em ablação (Boulton 1972).

Fenômenos de fluxos gravitacionais de sedimentos ocorrem também em condições subaquáticas em zonas adjacentes às áreas glaciadas. A ocorrência desses fluxos está condicionada à existência de desníveis do relevo do assoalho oceânico, feição esta que, sem dúvida, constitui uma das características mais marcantes das plataformas continentais glaciadas (Santos 1987).

Trabalhos relevantes sobre a Bacia do Paraná, tais como: Saad (1977), Santos (1979, 1987 e 1996), Gravenor & Rocha-Campos (1983), Rocha-Campos & Canuto (1983), Canuto (1985 e 1993), Eyles *et al.* (1993), Canuto *et al.* (2001), Salvetti (2001 e 2005), Trosdorf Jr. (2002) e Tomio (2004), elaboraram modelos potencialmente eficazes para a interpretação da sedimentação glacial do Subgrupo Itararé.

Assim, verifica-se, do acima exposto, que, para se reconhecer os sistemas deposicionais presentes no ambiente glacial, (*sistemas deposicionais glaciais* - Eyles & Eyles 1992), é necessário identificar as suas distintas assembléias de fácies geneticamente relacionadas (associação de fácies - Canuto *et al.* 2001). A comparação destas assembléias com modelos deposicionais existentes permite o reconhecimento dos processos deposicionais atuantes outrora e os principais elementos paleogeográficos de uma bacia.

Dessa forma, é necessário discutir, mesmo que sucintamente, os variados aspectos que caracterizam os elementos condicionantes dos modelos de sedimentação acima referidos.

7.2.2 Ambientes e Depósitos Glaciais Terrestres

Deposição glacial terrestre diretamente em contato com o gelo pode ocorrer sob as geleiras (deposição subglacial) ou junto às margens, a partir de material transportado sobre a superfície do gelo (deposição supraglacial - Rocha-Campos & Santos 2000). Os diversos ambientes, processos envolvidos e depósitos sedimentares resultantes serão abaixo delineados.

I. Sedimentação glacial

Um dos depósitos típicos de áreas glaciadas são os tills, e seus correspondentes litificados tilitos, cujos componentes clásticos foram transportados e depositados pela ação do gelo direta do gelo, não tendo sofrido subsequente retrabalhamento.

Os tilitos formam depósitos sedimentares bem compactados, pouco espessos e descontínuos, comumente desprovidos de seleção e de estratificação. São formados por matriz de granulometria variada (argilosa, siltosa ou arenosa) e contendo fragmentos rochosos de dimensões variadas (de grânulos a matacões) nela dispersos caoticamente. Apresentam aspecto muito semelhante à diamictitos formados através de fluxos gravitacionais de sedimentos ou brechas tectônicas (Rocha-Campos & Santos 2000, Salvetti 2005). Os grandes clastos encontrados nos tilitos são denominados de erráticos.

O termo diamictito (diamicton - Flint 1971) tem sido usualmente utilizado em trabalhos de sedimentologia glacial, para denominar rochas (sedimentos) formadas por quaisquer misturas mal selecionadas de clastos, areia e lama, independente de sua gênese e ambiente deposicional, seja glacial, paraglacial, terrestre ou subaquoso (Eyles *et al.* 1983).

Segundo Benn & Evans (1998), o principal processo formador dos tilitos (verdadeiros) é a deposição subglacial, e conseqüentemente, a sua correta identificação é de grande importância para o correto reconhecimento de ambientes glaciais, o que nem sempre é uma tarefa fácil.

Três são os principais tipos de depósitos subglaciais reconhecidos na literatura: a) till de alojamento; b) till de deformação subglacial; c) till de ablação.

Till de alojamento são formados pela deposição, agregação e compactação de detritos transportados subglacialmente durante fases de avanços de geleiras em deslizamento sobre um substrato rígido ou semi-rígido (Benn & Evans 1998).

Durante fases de avanços glaciais, o deslizamento do gelo sobre um substrato rígido ou semi-rígido, ocasiona erosão e transporte de fragmentos do substrato. Grande parte desses detritos é depositada e compactada subglacialmente, em regiões internas irregulares e em declives marginais sob a forma de **till de alojamento**.

Este processo ocorre através do retardamento friccional de detritos contidos no gelo e liberados a partir da base de geleiras em movimento. A liberação de clastos ou agregados de detritos ocorre durante o deslizamento da geleira sobre o assoalho, por derretimento sob pressão (Rocha-Campos & Santos 2000).

De modo geral, os depósitos de till de alojamento assentam-se sobre superfícies discordantes, apresentam poucos metros de espessura e sua taxa de deposição raramente atinge 10 cm por ano (Rocha-Campos & Santos 2000). O processo resulta no acúmulo de massa sedimentar supercompactada, não inteiramente maciça, muitas vezes intercalada com depósitos acanalados, e, por vezes, deformados pelas águas de degelo (Salveti 2005). É comum, nesses depósitos, a presença de clastos estriados, facetados, e no formato de ferro de engomar ou de bala (*bullet shaped*).

Tills de deformação são outros tipos de depósitos resultantes da deformação subglacial que ocorre sob geleiras em movimento, gerando uma massa sedimentar mecanicamente deformada, constituída de partículas de sedimento pré-glacial “sobrepassado” e deformado pela geleira, ou sedimento glacial, incluindo o till de alojamento, sedimentos fluvioglaciais, depositados previamente ou concomitantemente ao avanço das geleiras (Rocha-Campos & Santos 2000). O aumento da intensidade do esforço produz uma sequência de estruturas cada vez mais intensamente deformadas, podendo levar à total homogeneização da massa deformada, a qual pode se aparentar a um till maciço (Rocha-Campos & Santos 2000).

Depósitos de till de deformação podem atingir espessuras maiores em relação aos dos tilitos de alojamento, podendo atingir até várias dezenas de metros (Rocha-Campos & Santos 2000).

Tills de ablação, de degelo ou de derretimento formam-se quando as geleiras cessam o seu movimento de avanço. O degelo produz a liberação e acumulação subglacial e supraglacial de fragmentos líticos. Dessa forma, acumulam-se sob gelo estagnado, que derrete *in situ* (Rocha-Campos & Santos 2000).

Depósitos de **diamictitos de fluxos** com franca origem glacial podem ser formados em ambiente terrestre sem a intervenção direta do gelo. O degelo produz grandes acumulações de detritos e fragmentos líticos na superfície da geleira, cuja liberação pode ocorrer através de fluxos gravitacionais (Benn & Evans 1998) ou a partir da água de degelo (*meltout water*). Esse material facilmente desloca-se declive abaixo, sob a forma de fluxos de detrito coesivos ou lama (*debris release*) depositando-se em cavidades subglaciais (Rocha-Campos & Santos 2000, Salvetti 2005). Os detritos glaciais carregados pelo gelo são depositados nessas cavidades devido ao alívio da pressão na base da geleira e à maior taxa de derretimento do gelo (Salvetti 2005).

A água de degelo retrabalha os sedimentos previamente depositados *in situ* pelo colapso da geleira, desestabilizando-os e ressedimentando-os na forma de fluxos de detritos (Salvetti 2005). A água de degelo pode ser proveniente do derretimento do gelo ter origem subglacial (Rocha-Campos & Santos 2000).

II. Sedimentação fluvioglacial

Como pode ser depreendido do que foi acima comentado, as águas de degelo (*glacial meltwater*) transportam grande quantidade de sedimentos a partir das margens da geleira em direção as regiões proglaciais, onde depositam, retrabalham e redepositam sedimentos em ambientes associados, tais como: fluvioglacial, glaciolacustre e glaciomarinho (Smith 1985). É importante parte integrante de muitos sistemas glaciais onde representa o principal repositório dos produtos dos processos de ablação (Santos 1987).

Correntes de água de degelo formam-se dentro ou sobre as geleiras, porém as águas com origem subglaciais apresentam maior capacidade de remoção e deposição de sedimentos (Rocha-Campos & Santos 2000), os quais são constituídos de uma fração grossa desagregada e outra, mais fina, formada por silte fino, que empresta uma característica aparência leitosa a essas águas. Os sedimentos mais grossos são normalmente depositados à frente da geleira e formam

os depósitos fluvioglaciais (Santos 1987). A água gerada drena o substrato glaciado, erodindo, incorporando, transportando e depositando sedimentos sob ou além das margens das geleiras, em planícies de lavagem glacial (*outwash plain* ou *sandur*), onde se forma um sistema fluvioglacial tipicamente entrelaçado (*braided* - Rocha-Campos & Santos 2000, Salvetti 2005).

Os processos sedimentares que ocorrem na região proglacial, no ambiente fluvioglacial que se desenvolve, são análogos aos depósitos de sistemas fluviais entrelaçados subaéreos comuns. Entretanto, o fato da água de degelo ter caráter mais viscoso devido a sua temperatura mais baixa e densidade mais alta, associado ao controle sazonal da descarga de água e sedimentos faz com que o assentamento das partículas sedimentares seja retardado, facilitando, assim, o seu transporte (Rocha-Campos & Santos 2000).

A distância em relação a zona terminal da geleira e o aporte sedimentar são os principais fatores que condicionam as características do sistema fluvioglacial. Os sedimentos depositados em contato mais íntimo com as geleiras são, em regra, mal selecionados, ao passo que os depositados distalmente apresentam um grau de seleção melhor (Mendes 1984).

Nas zonas terminais das geleiras, muitos sedimentos fluvioglaciais podem ser acumulados como depósitos de contato de gelo (*ice-contact deposits*), os quais podem sofrer deformações pós-deposicionais quando o gelo adjacente e/ou subjacente entra em processo de fusão (Santos 1987). Na região proximal à geleira, predomina o sistema fluvial entrelaçado típico, com barras longitudinais de cascalho e canais diversificados, cujos depósitos apresentam estratificações plano-paralelas horizontais e imbricações de clastos no cascalho (Rocha-Campos & Santos 2000, Salvetti 2005). Estes depósitos podem se intercalar com níveis arenosos de menor energia formando dunas e marcas onduladas migrantes, relacionados aos períodos de final de fusão do gelo (Rocha-Campos & Santos 2000).

Em condições médias e distais, o fluxo de água concentra-se em canais com a formação esporádica de barras linguóides ou lobadas recobertas por dunas e marcas onduladas. Na carga de fundo predominam areia cascalhosa. A ação do vento, na ausência de vegetação, pode transportar as partículas finas e formar depósitos de siltitos eólicos (*loess*) e/ou arenitos (Eyles & Eyles 1992, Rocha-

Campos & Santos 2000). Nas regiões mais distais predominam o silte e o sistema de barras apresenta-se menos desenvolvido.

Os processos fluvioglaciais são muito importantes na dinâmica sedimentar proglacial, pois são eles os responsáveis pelo completo retrabalhamento dos sedimentos depositados pelas geleiras (Eyles & Eyles 1992, Rocha-Campos & Santos 2000, Salvetti 2005). Algumas vezes este retrabalhamento é tão intenso que chega a eliminar as evidências da presença e/ou influência pretérita do gelo.

III. Sedimentação glaciolacustre

Lagos glaciais são umas das feições comuns em regiões subglaciais, terminais das geleiras, como também na zona proglacial. No ambiente glaciolacustre, as águas de degelo são acumuladas em bacias que podem variar de estreitos lagos alpinos a lagos de dimensões continentais (Rocha-Campos & Santos 2000), podendo apresentar, portanto, uma grande variedade de sistemas deposicionais associados atuantes.

Um dos processos comuns na formação de lagos é o represamento da água de degelo pelos depósitos de morainas, na frente da ou lateralmente à geleira. Em maior escala, grandes lagos proglaciais podem formar-se junto à margem de mantos de gelo em recuo, preenchendo depressões causadas pelo rebaixamento isostático da crosta da Terra, em resposta ao enorme peso do gelo (Eyles & Eyles 1992, Rocha-Campos & Santos 2000). A formação de um lago também pode ser ocasionada pela topografia irregular em virtude aos processos de erosão e deposição glaciais (Flint 1971).

A sedimentação e as características dos depósitos glaciolacustres são controlados pelas propriedades físicas e químicas dos lagos, tais como: temperatura, salinidade, conteúdo dos sedimentos em suspensão e concentração de gases dissolvidos. Estes são condicionantes que influenciam a densidade da água do lago, fator primordial no controle dos processos que ali ocorrem (Rocha-Campos & Santos 2000). A densidade resultante da diferença de densidade entre as correntes de água de degelo (carregadas de sedimentos) e da água da bacia receptora que adentram (lagos), faz com que aquela que entra no corpo de água se desloque, alternativamente, junto ao fundo (corrente hiperpicnal), à superfície (hipopicnal), ou no meio da coluna d'água (homopicnal).

No âmbito da bacia lacustre, os processos sedimentares variam de acordo com a proximidade do gelo. Por exemplo, as áreas marginais dos lagos glaciais podem ser cobertas por seqüências deltaicas que, distalmente, migram para depósitos de siltitos e argilas interacamados. Lagos em contato direto com geleiras estão sujeitos a maiores influxos de sedimentos e à influência de *icebergs* na circulação das águas e na sedimentação. As correntes de degelo subaquáticas ali atuantes promovem a deposição de uma série de estruturas sedimentares constituídas, predominantemente, por sedimentos de granulação grossa, pouco selecionados (Rust & Romanelli 1975), tais como: leques deltaicos (*fan deltas* - Banerjee & McDonald 1975) e cristas de morainas paralelas à zona terminal da geleira (Barnett & Holdsworth 1974). Estes depósitos apresentam fácies representativas de ambiente de alta energia como, por exemplo, fluxos gravitacionais de massa. Em regiões de predomínio de água doce esses depósitos migram, rapidamente, para seqüência de varves, que constituem os depósitos típicos dos fundos dos lagos.

Icebergs desprendidos de margens de gelo em contato com lagos, ao se fundirem, podem liberar detritos glaciogênicos, gerando uma verdadeira “chuva de partículas” (*rain out*) de tamanho variado, sobre sedimentos do fundo do lago. O caso mais conhecido resulta na deposição de clastos caídos (*dropstones*, *rafted clasts*). Outro processo sedimentar importante neste sistema deposicional é a decantação de partículas em suspensão, que cobre homogeneamente outros sedimentos, na parte central dos lagos.

Em lagos onde não há contato com a geleira, a influência glacial é mais restrita, e os processos deposicionais são controlados, essencialmente, pelas descargas sazonais de águas de degelo (Figura 14A - Eyles 1993, Eyles & Eyles 1992, Rocha-Campos & Santos 2000, Salvetti 2005). São essas correntes de águas de degelo as responsáveis pela deposição de sedimentos rítmicos ou ritmicamente estratificados, mostrando a intercalação sucessiva de pares de argila e areia / silte, as quais são denominadas *varves*. Uma varve típica corresponde a um par de camadas sedimentares formado por uma fina camada argilosa correspondente ao inverno, e uma camada de areia e/ou silte correspondente ao verão (Rocha-Campos & Santos 2000).

Figura 14: **A.** Modelo deposicional para sedimentação em lagos afastados em relação à frente da geleira. **B.** Modelo clássico para formação de varves nessa situação e localização dos pontos numerados em A. Salvetti (2005).

As fácies arenosas, intercaladas nesse ritmo, são geradas por correntes densas de fundo e podem apresentar gradações e conter estratificações cruzadas cavalgantes ou laminação plano-paralela (Salvetti 2005). As fácies argilosas são depositadas por decantação quando a superfície do lago congela no inverno.

A sucessão de empilhamento de varves gera um depósito equivalente litificado denominado pelo termo genético varvito (Figura 14B), o qual corresponde descritivamente a ritmitos formados anualmente pelas alternâncias de diferentes

condições deposicionais existentes nos verões (degelo) e invernos (congelamento) que controlam o aporte sedimentar lacustre. Varvitos consistem na associação de fácies típica de lagos glaciais (Rocha-Campos & Santos 2000).

As varves depositadas em lagos glaciais (condições de água doce ou salinidade muito baixa) apresentam uma distinção muito evidente entre as lâminas de silte e argila, o que confere caráter rítmico aos depósitos glaciolacustres. Entretanto, esse contato não é tão evidente entre as varves originadas em ambientes salobros e, dessa forma, os depósitos glaciomarinhos não apresentam caráter rítmico (Santos 1987). Em situações em que ritmitos passam vertical e gradualmente para lamitos fossilíferos e folhelhos negros, verifica-se que a perda do caráter várvido é seguida por concomitante desenvolvimento das condições marinhas (Gadd 1971). Tais condições poderiam ter se desenvolvido em um entalhe ou embaçamento costeiro, isolado de oscilações do nível do mar e dominado pelo influxo de água doce, passando, posteriormente, por uma ingressão marinha.

7.2.3 Ambientes e Depósitos Glaciais Marinhos

A influência glacial em ambientes marinhos pode ocorrer diretamente, quando geleiras continentais alcançam o litoral e atingem o mar, podendo adentrá-lo aterradas e arrastando-se sobre o substrato, e a partir de certa altura (linha ou zona de aterramento) tornarem-se flutuantes (Rocha-Campos & Santos 2000). Neste contexto, formam-se plataformas de gelo flutuante, geleiras de maré ou paredes de gelo na orla da praia (Brodzikowski & Van Loon 1991). O fato de geleiras conseguirem atingir o nível do mar é relativamente comum, visto que, massas de gelo de dimensões continentais possuem grande peso, o qual gera um rebaixamento glácio-isostático continental, ocasionando grandes depressões e permitindo, eventualmente, que águas marinhas adentrem o continente (Rocha-Campos & Santos 2000).

Geleiras entram em contato com o mar, em costa em plataforma originando o ambiente glaciomarinho (ambiente proximal - *ice proximal*), ou na boca de entalhes costeiros, dentre os quais os mais conhecidos são os fiordes. Este último, também classificado como sistema glácio-estuarino, não é abordado neste trabalho. Para

mais informações sobre o tema, ver Syvitsky *et al.* (1987), Brodzikowski & Van Loon (1991), Eyles & Eyles (1992), Eyles (1993) e Rocha-Campos & Santos (2000).

Neste contexto, a variação de marés exerce grande influência tanto na circulação da massa de água, como também na estabilidade de geleiras em contato com o mar. A variação das marés gera flexões das frentes de geleiras, produzindo sua desintegração e a produção de *icebergs* (Rocha-Campos & Santos 2000).

A influência glacial pode, também, se manifestar de maneira indireta no ambiente marinho, dependendo da proximidade da margem da geleira em relação à linha de costa. Disso resulta a possibilidade de processos glaciais, basicamente, correntes de águas de degelo, influenciarem os processos sedimentares atuantes nos ambientes costeiros transicionais (por exemplo: planície de maré) e no ambiente marinho propriamente dito, o qual será dominado por processos marinhos típicos (ambiente distal - *ice distal*).

Variações climáticas regionais é outro fator importante que influencia a deposição de sedimentos em ambientes glaciomarinhos, uma vez que estas controlam o volume de água de degelo gerada junto às geleiras e que fluem para o ambiente marinho (Salveti 2005). Em ambientes de clima glacial severo, como nas áreas de baixas latitudes e polares, o volume de águas de degelo e sedimentos transportados para o mar é menor, enquanto o oposto é aferido para mares temperados, os quais recebem grandes volumes de águas de degelo (Eyles & Eyles 1992). Desta forma, torna-se evidente que a maior espessura de sedimentos glaciomarinhos depositados, e, conseqüentemente, com maior possibilidade de preservação no registro geológico, é nos mares temperados (Anderson & Ashley 1991, Eyles & Eyles 1992, Salvetti 2005).

I. Sedimentação glaciomarinha

Em ambientes glaciomarinhos abertos e/ou confinados, vários fatores tais como circulação marinha, força de Coriolis, entrada de sedimentos, flocculação de sedimentos finos etc., influenciam a deposição de sedimentos. Entretanto, ambos os ambientes diferem substancialmente quanto ao padrão de circulação da massa de água. Diversos outros fatores também interferem na sedimentação glaciomarinha, tais como: o regime térmico basal da geleira, as características da massa de água, a

energia das ondas, a batimetria e o relevo do fundo marinho (Rocha-Campos & Santos 2000).

A sedimentação no ambiente glaciomarinho, de modo geral, decorre da ação conjunta de vários processos deposicionais, muitos dos quais análogos aos que ocorrem nos lagos glaciais (Rocha-Campos & Santos 2000).

Do ponto de vista da deposição sedimentar, em geral, distingue-se dois subambientes glaciomarinhos distintos. O glaciomarinho proximal (incluindo a zona de contato com a margem da geleira) e o glaciomarinho distal (Figura 15). Apesar do limite entre as duas regiões ser estabelecido a partir da frente da geleira (1-100 km para proximal e mais de 100 km para o distal - Eyles & Eyles 1992, Rocha-Campos & Santos 2000), estes subambientes são melhor caracterizados pelos processos sedimentares que ocorrem tipicamente em cada um deles.

Figura 15: Processos e depósitos associados a plataforma de gelo marinho. A existência de um ponto de ancoragem permite o crescimento da plataforma. **a)** zona de acumulação de gelo e neve; **b)** zona de adição de gelo por regelamento basal; **c)** till e depósitos de leque formados durante o avanço prévio da geleira; **d)** deposição por *rain out* a partir de *icebergs*; **e)** diamictito formado por fluxo gravitacional de massa; **f)** retrabalhamento dos sedimentos por correntes marítimas. Setas horizontais indicam velocidade relativa do fluxo do gelo. Modificada de Rocha-Campos & Santos (2000).

O ambiente glaciomarinho distal é regido por processos tipicamente não-glaciais, enquanto que, o ambiente proximal é dominado essencialmente por processos de alta energia, onde a geleira é responsável pelo fornecimento e retrabalhamento de sedimentos. Devido à maior influência direta do gelo, estes sedimentos são considerados como tendo menor potencialidade de preservação (Salveti 2005).

A influência glacial no subambiente **glaciomarinho proximal** ocorre de maneira direta, com a geleira em contato com o mar podendo avançar aterrada bacia adentro e arrastando-se sobre o substrato, e, a partir de certa altura (linha ou zona de aterramento) tornar-se flutuante (vide Figura 15 - Rocha-Campos & Santos 2000). Nessas condições, a maior parte dos sedimentos transportados na base da geleira é depositada principalmente na zona de aterramento como, por exemplo, detritos englaciais e supraglaciais liberados ou “despejados” pelo degelo junto à margem das geleiras (vide Figura 15). Em direção a plataforma continental é menor e menos expressivo o aporte de detritos (Rocha-Campos & Santos 2000).

Grandes volumes de águas de degelo e fluxos gravitacionais de sedimentos, gerados a partir do ambiente glacial, adentram diretamente as regiões marinhas proximais glaciadas sem ter havido retrabalhamento prévio por processos fluvioglaciais subaéreos (Salveti 2005). Correntes subglaciais de água de degelo carregam, essencialmente, sedimentos cascalhosos e outros sedimentos grossos, os quais são depositados junto à margem da geleira (vide Figuras 13 e 17), sob a forma de fluxos de superfície ou de fundo (plumas de sedimentos - Rocha-Campos & Santos 2000). Essas correntes, dependendo da densidade da carga sedimentar, podem adentrar a bacia tanto na forma de plumas de sedimentos em suspensão, como de correntes de fundo (Figura 16). Os sedimentos dessas plumas podem ser transportados em suspensão por longas distâncias, até se depositarem por decantação, processo este que pode ser acelerado pela floculação das partículas argilosas em virtude da salinidade da água (Setti 1998, Rocha-Campos & Santos 2000, Salvetti 2005). Os processos atuantes nessas condições são análogos aos processos que ocorrem em lagos glaciais.

Um forte aporte sedimentar propiciando altas taxas de sedimentação, gera o acúmulo de grandes quantidades de sedimentos arenosos e argilosos (Molnia 1983). Nessas condições, estes depósitos glaciomarinhos, muitas vezes saturados em água, e acumulados sobre declives instáveis, são remobilizados por freqüentes fluxos gravitacionais de sedimentos, tais como deslizamentos, fluxos de detrito coesivos e/ou lama e correntes de turbidez (Brodzikowski & Van Loon 1991, Rocha-Campos & Santos 2000). Estes sedimentos podem, ainda, ser retrabalhados por correntes marinhas de fundo.

Figura 16: Depósitos, processos e feições sedimentares do ambiente glaciomarinho proximal. **a)** sedimentos marinhos deformados pelo avanço anterior da geleira; **b)** bancos de moraina de empurrão; **c)** sedimento grosso de leque de lavagem subaquosa; **d)** diamictitos grossos estratificados; **e)** lama / diamictitos de zona de iceberg; **f)** till de alojamento; **g)** arenitos de leque e conglomerados de canal; **h)** canal de água de degelo subglacial; **i)** iceberg liberando detritos; **j)** detritos supraglaciais. Rocha-Campos & Santos (2000).

Geleiras podem avançar mar adentro, formando plataformas de gelo flutuante, ou serem fortemente influenciadas pela maré local (geleira de maré - *tidewater glacier*), o que proporciona a fragmentação das mesmas, formando-se gelo flutuante (*icebergs*). Neste contexto, a ocorrência de *icebergs* nesse ambiente é muito comum, visto que a fragmentação das frentes de geleiras ocorre diretamente em contato com o mar. A liberação dos detritos retidos nos *icebergs*, a distâncias variáveis da geleira, ocorre conforme a fusão gradual das massas de gelo (Brodzikowski & Van Loon 1991, Rocha-Campos & Santos 2000). Os depósitos provenientes dos sedimentos desprendidos dessas massas de gelo flutuantes (*ice-raft*) são mais comuns no ambiente proximal do que no distal (Figuras 16 e 17). Esses depósitos compreendem clastos caídos isolados (*dropstones*) e quantidades variáveis de detritos mais finos, depositados por chuvas de detritos (*rain out*). Outrossim, os *icebergs* ao tocarem e arrastarem-se pelo fundo marinho, podem remobilizar os sedimentos ali depositados previamente (Figura 17).

Figura 17: Sedimentação glaciomarinha proximal associada a geleira de maré. **1)** Sedimentos marinhos glaciotectonizados; **2)** tills de alojamento; **3)** diamictitos estratificados; **4)** argilas pelágicas e diamictitos arenosos; **5)** *outwash* proximal; **6)** arenitos acanalados, com estratificação cruzada; **7)** fácies de ressedimentação (fluxos de detritos, escorregamentos e turbiditos); **8)** detritos supraglaciais. Pluma de sedimentos em suspensão representada pela porção hachurada. Salvetti (2005).

O subambiente **glaciomarinho distal** é dominado por processos tipicamente não-glaciais, os quais são essencialmente de menor energia. Em detrimento da menor influência direta da geleira, os sedimentos depositados nesse ambiente terão maior potencialidade de preservação. As unidades sedimentares glaciomarinhas podem ser muito extensas e apresentar geometria tabular, dependendo do aporte e dispersão dos sedimentos.

Na plataforma continental, segundo Salvetti (2005), a sedimentação será diretamente influenciada:

- a) pela quantidade de sedimentos em suspensão;
- b) pela remobilização e ressedimentação por fluxos gravitacionais de sedimentos;
- c) por variações na profundidade da bacia e no volume d'água, controlados pelo acúmulo / degelo de água pelas geleiras e dos conseqüentes efeitos glácio-isostáticos;
- d) remobilização por *icebergs*, correntes de fundo, tempestades e ondas;
- e

e) bioturbação.

O talude continental e as planícies abissais, áreas de grande potencial de preservação no registro geológico, são influenciados pelos fluxos gravitacionais de sedimentos, mais comumente constituídos por correntes de turbidez, originados ainda nos ambientes proximais, devido aos grandes volumes de sedimentos depositados pela geleira e saturados por água intersticial e facilmente instabilizados, que escorregarem talude abaixo (Salveti 2005). A remobilização de sedimentos por *icebergs* e abalos sísmicos podem também ser responsáveis pelo início de fluxos gravitacionais.

Outrossim, as variações do nível relativo do mar podem ficar registradas na plataforma continental, por exemplo (Eyles & Eyles 1992, Canuto *et al.* 2001):

- quando o nível relativo do mar está baixo (trato de sistemas de mar baixo), a plataforma continental fica exposta, criando superfícies erosivas;
- quando o nível do mar sobe rapidamente, depositam-se níveis extensos de argilas, os quais representam a superfície de inundação máxima (limite entre o trato de sistemas transgressivos e o de mar alto).

A influência glacial pode também atingir o talude continental e as planícies abissais, pois, muitas vezes, as geleiras podem alcançar a região de quebra do talude, visto que, na formação das mesmas, a retenção de água proporciona o rebaixamento do nível relativo do mar em escala global (Eyles 1987). Dessa forma, os sedimentos liberados pela geleira são diretamente lançados talude abaixo, sem haver retrabalhamento pelas correntes atuantes na plataforma continental, sendo depositados na forma de fluxos gravitacionais densos, de detritos ou de correntes de turbidez (Salveti 2005). Portanto, em épocas de glaciação severa e/ou nível relativo do mar mais baixo, a região do talude continental é dominada por espessas sucessões arenosas turbidíticas e de fluxos de detritos coesivos (Salveti 2005).

As associações de fácies presentes no subambiente glaciomarinho distal incluem as formadas a partir de plumas de sedimentos em suspensão, chuvas de detritos liberados de *icebergs* e fluxos gravitacionais de sedimentos (Rocha-Campos & Santos 2000, Salvetti 2005). Diamictitos compõem um dos depósitos

característicos desse subambiente, e podem ser formados basicamente por dois processos, a saber:

1. remobilização e ressedimentação dos detritos glaciais bacia adentro, a partir de fluxos de detritos coesivos subaquosos. Estes diamictitos depositados por fluxos gravitacionais podem se associar a sucessões turbidíticas, comuns nesse ambiente;
2. deposição de detritos liberados de *icebergs* fragmentados a partir de geleiras de maré (chuvas de detritos - *rain out*).

Os sistemas de canais, comumente entalhados nos taludes, são preenchidos progressivamente por conglomerados e depósitos turbidíticos de alta energia, decorrentes dos fluxos gravitacionais de sedimentos, os quais ocorrem, preferencialmente, confinados nestes canais (Salveti 2005). Nas áreas intercanais depositam-se grandes volumes de sedimentos finos e, por vezes, detritos provenientes da zona de quebra de talude (Salveti 2005). Os canais abandonados são preenchidos por argilas decantadas e diamictitos oriundos de chuvas de detritos (*rain out* - Eyles & Eyles 1992).

II. Sedimentação influenciada por maré

Grande parte dos registros sedimentares em bacias intracratônicas é de origem marinha, derivados de mares epicontinentais antigos. Mares epicontinentais são corpos de água isolados das condições francas de mar aberto, são extensos em área, e apresentam o assoalho da bacia em forma de rampa, com baixo ângulo de mergulho, de aproximadamente 1° (e.g. Shaw 1964, Johnson & Baldwin 1996). O registro geológico antigo sugere que vastas áreas continentais interiores foram inundadas por mares epicontinentais rasos ou mares epeiricos. No entanto, a quantidade de mares epicontinentais atuais é pequena (e.g. Mar do Norte), o que dificulta a elaboração de modelos análogos que possam ser utilizados em uma abordagem atualística do registro geológico antigo.

Conseqüentemente, essa escassez de modelos análogos atuais de mares epicontinentais cria muita discussão a respeito da caracterização das fácies e da arquitetura deposicional de bacias sedimentares, como, por exemplo, no que se refere a importância dos processos e produtos gerados por correntes de maré em mares epicontinentais antigos. Esta discussão é ainda mais controversa quando se

refere às bacias intracratônicas glaciadas, como é o caso, por exemplo, da Bacia do Paraná no Permo-Carbonífero (Paleozóico superior).

Shaw (1964) sugere que esses mares não sofreram influência de marés devido à atenuação rápida da energia das ondas de maré sobre o assoalho em rampa da bacia. No entanto, Redfield (1958) e Klein & Ryer (1978) consideram que esses mares sofreram influência de maré devido à correlação satisfatória entre a largura da plataforma e a amplitude de maré, como é observado em alguns modelos atuais.

Em bacias intracratônicas glaciadas, somam-se os efeitos glácio-eustáticos e glácio-isostáticos decorrentes do degelo das grandes massas glaciais. O efeito glácio-eustático, que, a princípio, contribui para o aumento do volume de água na bacia, é seguido, posteriormente, de soerguimento do continente em relação a bacia, devido à compensação isostática, o que ocasiona variações no nível do relativo mar, podendo dar origem a depósitos marinhos rasos, que podem ser influenciados por maré (Canuto *et al.* 2001).

As marés são classificadas conforme as variações da sua amplitude (diferença de elevação entre a maré alta e a baixa), segundo Bjørlykke (1984), Johnson & Baldwin (1996) e Suguio (2003) em: a) micromaré, com amplitude menor que 2 m; b) mesomaré, com amplitude entre 2 e 4 m; e c) macromaré, com amplitude maior que 4 m.

Mares epicontinentais e outros corpos de água isolados, como, por exemplo, Mar Mediterrâneo, golfos e lagos de grande extensão, são pouco afetados pela variação global de marés e apresentam pequena amplitude de maré (Wells *et al.* 2005). A variação de marés nesses corpos de água é, essencialmente, resultado de forças astronômicas (forças gravitacionais exercidas pela lua e pelo sol) atuando sobre eles (Wells *et al.* 2005).

Marés afetam a geomorfologia costeira, a mistura da água, a biodiversidade, e a sedimentação em vários sistemas costeiros atuais (Howarth 1982, Johnson & Baldwin 1996, Egbert & Ray 2000). A extensão da influência das marés em mares epicontinentais antigos é claramente um assunto importante, porém não totalmente compreendido.

A seguir, baseado em Van Straaten (1954b), Hayes (1975), Bjørlykke (1984) e Suguio (2003), destacam-se algumas informações relevantes sobre processos e produtos sedimentares em ambientes influenciados por maré.

O ***ambiente de planícies de maré*** (*sensu stricto*) necessita de certas condições para se formar, como, por exemplo, amplitudes de marés mensuráveis e ausência da ação direta de ondas mais fortes. Ambientes geomórficos favoráveis ao seu desenvolvimento ocorrem preferencialmente nas margens de estuários, lagunas, baías ou atrás de ilhas-barreiras.

Tanto em depósitos modernos como em pretéritos, as sucessões deposicionais, no geral, são incompletas, visto que o desenvolvimento de cada evento sedimentar depende, entre outros fatores, da disponibilidade de materiais apropriados e da potencialidade de preservação dos sedimentos depositados.

As planícies de maré, de acordo com a variação de maré (diferença de elevação entre a preamar e a baixa-mar), são genericamente subdivididas em três zonas, a saber:

- a) Inframaré: zona mais externa, que se estende mar adentro. Permanece integralmente recoberta pela lâmina d'água. Apresenta canais de maré e baixios preenchidos por areia siltosa.
- b) Intermarés: zona quase integralmente recoberta pelas águas na maré alta, e exposta na maré baixa. Apresenta, em geral, declividade baixa, porém irregular.
- c) Supramaré: zona mais interna, que se estende continente adentro. Caracteriza-se pelo desenvolvimento de ambientes de baixa energia, como por exemplo, pântanos salinos.

A zona de intermaré, comumente com maior espessura e maior diversidade deposicional, é constituída essencialmente de silte, lama e areia fina, depositados alternadamente. Apresenta canais isolados, preenchidos por lama e areia com estratificações cruzadas espinha-de-peixe (*herringbone crossbedding*). As areias dessa zona também podem apresentar bioturbações e intercalações com níveis de lamito. Lamitos e siltitos apresentam-se comumente bioturbados (Figura 18), com grandes tubos biogênicos e raízes. Entre as estruturas sedimentares conspícuas presentes, destacam-se:

- Estratificações cruzadas bidirecionais (*herringbone crossbedding*) e multidirecionais em areias, sendo estas ainda de natureza acanalada ou tabular.
- Estruturas heterolíticas resultantes da alternância de deposição de lama e areia, das quais as estratificações do tipo *flaser* são as mais comuns.
- Areias tendem a se concentrar nas porções inferiores da planície e argilas nas suas partes superiores.
- Bioturbação, essencialmente em sedimentos lamosos, ocasionada principalmente por ação de organismos bentônicos, além da ação de raízes de plantas (Figura 18).
- Gretas de contração / ressecção.

As características sedimentares mais importantes no reconhecimento de um depósito de planície de maré são: canais de maré, estratificações do tipo *flaser*, e estruturas do tipo feixe de maré (*tidal bundles*). Os *tidal bundles* são formados onde a velocidade máxima da corrente dominante é capaz de produzir dunas. Consistem de conjuntos regulares de laminações cruzadas compostas de areia fina e lama, dispostas em pares, os quais representam um ciclo de maré. Estes são as melhores características para o reconhecimento de ambientes de planície de maré antigos.

Figura 18: Icnofósseis comuns em diferentes fácies sedimentares. Modificada de Collinson & Thompson 1982.

Em muitas **plataformas marinhas rasas** modernas, correntes de maré constituem importantes mecanismos de transporte de sedimentos, freqüentemente em combinação com correntes de tempestades. Visto que a sedimentação nesse tipo de ambiente dificilmente é condicionada pela ação de correntes muito fortes, os sedimentos nesse ambiente são caracterizados, particularmente, pela transição abrupta entre areia bem selecionada e lamas bioturbadas.

Ambientes de baixa energia, com correntes de maré com velocidade variando entre 30 e 50 cm/s, são caracterizados pelo desenvolvimento de lentes de areia e lama e marcas onduladas de pequena escala (micromarcas onduladas) em sedimentos arenosos.

Em ambientes de energia mediana, com velocidades de corrente de maré variando entre 50 cm/s e 100 cm/s, é possível desenvolver barras longitudinais de areia, depositadas em paralelo às correntes.

Nos canais de maré, onde a velocidade da corrente de maré pode atingir 150 cm/s, podem se desenvolver marcas onduladas de grande escala (megamarcas onduladas) até antidunas. Estas correntes são tipicamente bipolares e freqüentemente se manifestam na forma de estratificação cruzada espinha-de-peixe. Entretanto, estratificação cruzada bipolar não é somente uma característica essencial de canais de maré. Tempestades com ventos de direção opostas também podem produzir este tipo de estrutura sedimentar.

Estruturas sedimentares do tipo *hummocky* são geradas por fluxo oscilatório decorrentes da interação da base de ondas de tempestade com o substrato arenoso. Estas são preservadas quando geradas na costa de transição (*shoreface transition*) e na costa afora (*offshore*), as quais estão compreendidas entre o nível de base de ondas de tempo bom e nível de base de ondas de tempestade.

7.3 Fácies sedimentares

O termo “fácies” (derivado do latim: face, aspecto, fisionomia, forma, aparência, característica ou condição) foi introduzido por Gressly em 1838 e, originalmente, referia-se aos aspectos litológicos e paleontológicos de uma unidade estratigráfica. Desde então, o conceito e o conseqüente emprego do termo têm sido discutidos, basicamente no contexto de se o termo fácies:

- 1) se refere apenas a partes espacialmente restritas de uma unidade estratigráfica (Moore 1949 - idéia que seria responsável pela atual confusão a respeito das diferenças entre os termos fácies e litofácies), ou, também, a corpos rochosos não confinados estratigraficamente, como originalmente utilizado por Gressly e outros pesquisadores europeus;
- 2) implica em um conjunto de características em detrimento ao corpo da rocha em si mesmo; e
- 3) deve ser exclusivamente descritivo (por exemplo, fácies de siltitos C) ou também interpretativo (por exemplo, fácies lacustre).

Atualmente, a definição mais usada é a apresentada por Middleton (1978), e corresponde a unidades distinguíveis através de aspectos litológicos, estruturais ou orgânicos, que podem apresentar designações informais ou breves descrições, que contribuam na interpretação do ambiente deposicional.

As fácies podem receber designações informais (por exemplo, fácies A, B, etc.) ou designações brevemente descritivas (por exemplo, fácies de siltito laminado); no entanto, fica aí implícito o entendimento de que elas são unidades às quais, posteriormente, será atribuída uma interpretação ambiental (Middleton 1978). Entretanto, a definição de fácies é, por si mesma, objetiva e baseada nos aspectos das próprias rochas, observados em campo.

No que se refere à descrição de fácies sedimentares glaciogênicas, em particular com referência aos diamictitos, vários autores, como por exemplo, Eyles *et al.* (1983), têm proposto a utilização de um código padrão de litofácies analogamente à descrição de fácies sedimentares fluviais proposta por Miall (1977). De acordo com Canuto (1993), a despeito das possíveis vantagens práticas desse esquema, nota-se que, em muitos casos, inclusive em relação à sucessão sedimentar aqui descrita, várias das fácies caracterizadas podem ocorrer associadas de modo intrincado, tornando difícil ou até impraticável o seu discernimento. Por outro lado, o número de fácies, distinguidas pelos autores acima, pode não cobrir todo o espectro dos tipos encontrados na área do estudo, ou então, pode conter fácies que não sejam reconhecidas nessa área.

Canuto (1993) adotou um esquema particular, fundamentado principalmente no enfoque de campo, levando em conta a caracterização básica das litofácies. Este

método tem como princípio a definição básica dos litotipos presentes, suas relações geométricas e inter-relações com outras unidades, além de suas estruturas sedimentares.

Canuto *et al.* (2001) utilizaram o termo fácies num sentido que implica em um conjunto de características descritivas essencialmente observáveis em campo e independente da posição estratigráfica. Esses autores utilizaram os seguintes critérios no reconhecimento das fácies: litologias, texturas, estruturas sedimentares e, em alguns casos, a presença de icnofósseis e microfósseis. Para sua catalogação, os autores adotaram uma nomenclatura, aprimorada relativamente àquela proposta por Canuto (1993).

Gobatto (2005) utilizou a nomenclatura proposta por Canuto *et al.* (2001), porém numa forma simplificada, e adicionou fácies que não foram incluídas por aqueles autores. Nesta oportunidade, está sendo adotada a nomenclatura de Canuto *et al.* (2001), sempre que possível em sua forma original, seguindo-se os mesmos critérios de definição, acrescida de possíveis novas fácies definidas na área do estudo.

7.4 Estratigrafia de Seqüências

7.4.1 *Bacias de margem passiva*

A Estratigrafia de Seqüências é definida como “*o estudo das interações de rochas, num arcabouço cronoestratigráfico de estratos geneticamente relacionados e repetitivos, limitados por superfícies de erosão ou não deposição, ou suas conformidades correlativas*” (Van Wagoner *et al.* 1988).

Os conceitos gerais da Estratigrafia de Seqüências baseiam-se em padrões estratais observados em cenários de margem continental passiva (Vail *et al.* 1977, Jervy 1988, Posamentier & Vail 1988, Posamentier *et al.* 1988, Haq 1991). Considerando-se este fato, há ainda a necessidade de adaptações consistentes do modelo a outros tipos de bacias incluídas em diferentes contextos tectônicos e climáticos.

I. Fisiografia de uma bacia de margem passiva

Em bacias de margem passiva, os padrões estratais desenvolvem-se em cenários fisiográficos caracterizados por plataforma continental com pequena declividade. Em seu limite externo uma mudança sensível da declividade, denominada quebra da plataforma, marca a passagem para o talude continental com declividade acentuada, mergulhando da margem continental para o oceano.

Geralmente as bacias sedimentares costeiras de margem passiva apresentam as seguintes características: formato quadrangular; grandes dimensões (área de 100.000 km² a 200.000 km²); maior espessura do preenchimento sedimentar em detrimento da maior declividade da plataforma continental e, principalmente, do talude continental; contatos litológicos diacrônicos.

II. Seqüências e tratos de sistemas clássicos

A **configuração ideal** de uma seqüência do tipo 1 compõe-se de tratos de sistemas de mar baixo, transgressivo e de mar alto. Nas seqüências do tipo 2, o trato de sistemas de mar baixo é substituído pelo trato de sistemas de margem de plataforma (Figura 19).

Figura 19: Modelo deposicional esquemático completo. Modificada de Severiano Ribeiro (2001).

7.4.2 Bacias intracratônicas

As diferenças básicas na aplicação dos conceitos e técnicas da Estratigrafia de Seqüências em bacias intracratônicas são decorrentes da diferença de magnitude entre estas e as bacias de margem continental passiva (Sloss 1996). Segundo Posamentier & Weimer (1993) e Sloss (1996), o problema da magnitude inclui os fatores listados na tabela 2. Dessa forma, é recomendável que, antes de se aplicar os conceitos de Estratigrafia de Seqüências às bacias sedimentares intracratônicas, as condições locais relacionadas à tectônica, ao fluxo sedimentar e à fisiografia devem ser avaliadas (Posamentier & James 1993). A situação torna-se mais complexa no caso de bacias que foram afetadas por glaciação, uma vez que os eventos sucessivos de avanço e recuo de geleiras, associados aos efeitos glácio-eustáticos e glácio-isostáticos decorrentes, afetam a variação do nível do mar e as condições deposicionais (Canuto *et al.* 2001).

Fatores	Bacias intracratônicas	Bacias marginais
Variação lateral da taxa subsidência, da borda às regiões distais e/ou depocentro (por quilometro em extensão)	centímetros	metros ou dezenas de metros
Medidas de hipsometria / batimetria	metros a dezenas de metros	centenas ou milhares de metros
Criação de espaço de acomodação (por milhões de anos)	metros	dezenas de metros
Proporção de tempo representado pelo registro geológico preservado	aproximadamente 10%	de 50% a 100%

Tabela 2: Diferenças relevantes entre a aplicação da Estratigrafia de Sequências em bacias intracratônicas e bacias de margem passiva (Segundo critérios de Posamentier & Weimer 1993 e Sloss 1996).

I. Fisiografia (margem “em rampa”)

No caso das bacias intracratônicas, os padrões estratiais desenvolvem-se em cenários fisiográficos caracterizados por assoalho de bacias em forma de rampa, mergulhando da margem para as regiões centrais (Figura 20).

Figura 20: Tratos de sistemas siliciclásticos em plataforma rasa. TST: Trato de Sistemas Transgressivos, TSMA: Trato de Sistemas de Mar Alto.

De acordo com Della Fávera (1995), geralmente as bacias sedimentares em rampa apresentam as seguintes características: dimensões extremamente grandes (áreas superiores a 1.000.000 km²); rampas com mergulho muito suave (geralmente inferiores a um grau); linhas de tempo praticamente horizontais; e história evolutiva compreendendo longos períodos de lenta acumulação de sedimentos, intercalados com períodos igualmente longos de soerguimento e erosão. Essas condições resultam em sucessões sedimentares com características distintas das reconhecidas em bacia de margem passiva. Dessa forma, são necessários alguns ajustes para que a teoria possa ser aplicada.

Margens em rampa caracterizam-se por lâminas de água relativamente rasas, onde tempestades e processos dominados por correntes podem operar na maior parte da área deposicional. Na linha de praia, o gradiente fluvial passa, bacia adentro, para o de plataforma levemente mais inclinada ou de frente deltaica (Canuto *et al.* 2001).

II. Evolução tectônica

A evolução tectônica das bacias intracratônicas nem sempre ocorre de maneira lenta, gradual e tectonicamente estável. Em muitas bacias, a ocorrência de erosão do registro geológico em larga escala e/ou grandes falhamentos demonstra que a evolução tectônica ocorreu em fases distintas. A análise de curvas de subsidência corrobora esta idéia, uma vez que demonstram aumento da taxa de subsidência em curtos períodos, alternados com longos períodos de baixas taxas (Sloss 1996, Einsele 2000).

Segundo Einsele (2000), a taxa média de subsidência em bacias intracratônicas, incluindo períodos de não-deposição e erosão, varia de menos de 10 a 25 m / Ma. Entretanto, a evolução da subsidência, assim como a subsidência máxima, podem ser distintas em bacias intracratônicas adjacentes (Einsele 2000).

A Bacia do Paraná subsidiu aproximadamente 5 km desde o Siluriano em três fases distintas (Zalán 1990). A subsidência no Permo-Carbonífero pode ter sido acelerada devido ao peso exercido pela massa de gelo continental (Einsele 2000). Posteriormente, outro pulso de subsidência ocorreria, provavelmente, devido ao peso exercido pelas rochas basálticas oriundas da extensa extrusão magmática (Einsele 2000).

III. Tectônica localizada

A partir do início da década de 80, tem havido um debate contínuo a respeito dos possíveis mecanismos causadores de desenvolvimento de ciclos de 3ª ordem, relativos à variação do nível do mar, conforme documentado em Bally (1980).

Cloetingh *et al.* (1985) propuseram um novo mecanismo tectônico para explicar esse fenômeno, no qual a interação entre os esforços intraplacas e as irregularidades da litosfera causadas por sobrecarga sedimentar, pode produzir variações do nível relativo do mar da ordem de 1-10 cm / 1000 anos, ou até mesmo

variações superiores a 100 m durante poucos milhões de anos, observadas nas margens das bacias sedimentares. Este modelo tectônico pode explicar a ocorrência de variações do nível relativo do mar, na forma de ciclos de 3ª ordem, baseado na presença de esforços horizontais na litosfera em virtude de mudanças nos campos geradores desses esforços em escalas de tempo de poucos milhões de anos e maiores.

Cloetingh (1988) interpretou que as variações do nível relativo do mar são expressões decorrentes de processos tectônicos regionais e possivelmente globais, e não necessariamente resultantes de variações eustáticas. No entanto, reconheceu ele que as variações eustáticas sempre estiveram atuantes, e que uma separação dos dois processos pode não ser possível sem que as respectivas evidências independentes sejam destrinchadas.

Segundo Canuto *et al.* (2001), a ação de esforços horizontais variáveis não se restringe às bacias sedimentares de margem passivas, mas atua também, em bacias intracratônicas e *foreland*, nas quais causa, igualmente, modificações nos movimentos tectônicos verticais.

IV. Estratigrafia de Seqüências em bacias “em rampa”

Lindsay *et al.* (1993), tendo em conta as diferenças existentes, bem como as dificuldades de adaptação, dos modelos propostos pelo grupo da EXXON, referentes a margens continentais passivas, exploraram a utilização dos conceitos de seqüências em bacias intracratônicas, através do estudo de sucessões sedimentares do Proterozóico superior e Paleozóico inferior da bacia Amadeus, na Austrália central. De acordo com esses autores, o problema encontrado em cenários intracratônicos não se refere à não existência das seqüências, ou ao fato que a eustasia não afeta a sedimentação; segundo eles, o problema resume-se na expressão geométrica das seqüências, como estas se apresentam, afirmando que o trato de sistemas de mar baixo é de difícil reconhecimento (Figura 21). Sendo assim, as sucessões sedimentares intracratônicas normalmente compreendem tratos de sistema transgressivo e de mar alto, limitados por superfícies planas de discordância, ou paraconformidades; isto significa que as superfícies de máxima inundação (Galloway 1989) comumente coincidem com os limites das seqüências.

Apesar dessas dificuldades, ao que tudo indica, os referidos autores foram bem sucedidos na aplicação dos conceitos da Estratigrafia de Sequências.

Proust & Deinoux (1994) realizaram uma tentativa semelhante, na Bacia Taoudeni, na África ocidental, também de caráter intracratônico. Através da análise estratigráfica em termos de unidades genéticas cronoestratigraficamente significativas, os autores identificaram quatro hierarquias de ciclos, propondo que, a partir desse esquema, torna-se possível obter um controle estratigráfico de sedimentos não datados e não fossilíferos (tais como depósitos glaciais do Proterozóico), e reconstruir fluxos sedimentares antigos a partir de análises desse registro estratigráfico.

Figura 21: Sucessão de tratos x posição em bacia intracratônica. TMB: Trato de Sistemas de Mar Baixo, TT: Trato de Sistemas Transgressivos, TMA: Trato de Sistemas de Mar Alto. Modificada de Cainelli & Feijó (2005).

7.4.3 Bacias intracratônicas glaciadas

No que tange à aplicação dos conceitos da Estratigrafia de Sequências a bacias intracratônicas e glaciadas, além dos fatores anteriormente discutidos (contexto fisiográfico e padrões estratigráficos, condições locais relacionadas à tectônica e aporte sedimentar), adicionam-se, ainda, as condições climáticas, pois a deposição da pilha sedimentar num cenário glacial, associada aos avanços e recuos sucessivos de geleiras, afeta grandemente a variação do nível do mar (glácio-eustasia) numa dada região, incluindo os efeitos glácio-isostáticos e aporte sedimentar diferenciado devido ao degelo.

I. Aporte sedimentar, glácio-eustasia e glácio-isostasia

Diferentemente do caso da Bacia Amadeus, para a Bacia do Paraná, glaciada durante o Neopaleozóico, verifica-se grande quantidade de sedimentos ligados a tratos de sistemas de mar baixo. Segundo Canuto *et al.* (2001), tal se deve à grande quantidade e diversidade de sedimentos liberados pelo degelo das calotas glaciais gondvânicas (Figura 16), o que vem mostrar a importância de se considerar, também, o cenário climático nas bacias sedimentares quando da aplicação de modelos de estratigrafia de seqüências.

Nas sucessões sedimentares identificadas por Canuto *et al.* (1997a) foi analisado primeiramente somente o controle climático, envolvendo variações glácio-eustáticas e glácio-isostáticas do nível do mar, associadas aos avanços e recuos do manto de gelo de Windhoek (Santos *et al.* 1996). No entanto, a espessura relativamente grande de cada ciclo (entre 50 m e 180 m) e, principalmente, a espessura cumulativa do empilhamento sedimentar constituído, representaram um contra-senso devido a evolução da subsidência da Bacia do Paraná, durante o Paleozóico superior (Canuto *et al.* 2001).

Entretanto, a provável criação de espaço estratigráfico para acomodação de sucessões glacioclásticas (Figura 22) não pode ser explicada apenas com base no controle climático, envolvendo repetidas mudanças glácio-eustáticas e glácio-isostáticas do nível do mar. Deve-se considerar também a ação do tectonismo localizado, visto que, como em alguns casos reconhecidos na literatura, a espessura das sucessões glaciogênicas é maior do que a variação do nível relativo do mar, como tem sido reconhecido, por exemplo, no crescimento dos mantos de gelo pleistocênicos (Eyles 1993). Dessa forma, a acumulação e preservação de sucessões glacioclásticas tornam-se impossíveis simplesmente em virtude de variações do relativo nível do mar.

Além disso, evidências das glaciações do Pleistoceno indicam que a subsidência de origem glácio-isostática tem breve duração, sendo em seguida reajustada ao término do ciclo glacial, concomitantemente com a retirada do peso do gelo (Figura 23). Assim, vastas superfícies erosivas são criadas devido a elevação isostática pós-glacial (Canuto *et al.* 2001).

Figura 22: Formação de ciclos tectônico-estratigráficos ao longo de uma bacia de margem em rampa e glaciada. Cada ciclo inicia-se com o avanço da geleira e deposição de till de alojamento. Modificada de Eyles (1993).

Figura 23: Efeitos do peso exercido pela geleira sobre a crosta. Modificada de Ruhle (2005).

II. Subsidência controlada por tectônica localizada

Cloetingh *et al.* (1985) argumentaram que as flutuações glaciais não são o único mecanismo capaz de produzir ciclos de 3ª ordem com uma magnitude e velocidade comparáveis às aquelas reconhecidas no registro estratigráfico. A criação de espaço estratigráfico para acomodação de sucessões glacioclásticas também não pode ser atribuída somente a repetidas mudanças glácio-eustáticas e glácio-isostáticas do nível do mar. Dessa forma, a ação do tectonismo localizado deve ser também considerada.

No caso da Bacia do Paraná, a evolução tectono-sedimentar foi acentuadamente controlada por reativação de falhas e estruturas antigas do

embasamento com direção nordeste e noroeste (Santos 1987, Zalán *et al.* 1990, Eyles 1993, Santos *et al.* 1996). Mudanças no comportamento tectônico ao longo do tempo e do espaço, produziram regiões alternadamente deprimidas e elevadas, o que ocasionou diferentes localizações dos depocentros e dos altos estruturais dos vários intervalos estratigráficos que compõem a sucessão sedimentar da bacia (Santos 1987, Santos *et al.* 1996). Os grandes alinhamentos na cobertura sedimentar posterior são reflexos dos limites dos blocos estruturalmente altos e baixos ali instalados.

A deposição do Subgrupo Itararé ocorreu simultaneamente com intensa subsidência da bacia, a qual foi fortemente influenciada por movimentos diferenciais ao longo das falhas SE-NW (Santos 1987 e 1996, Zalán *et al.* 1990 e 1991). Taxas de subsidência calculadas com base em curvas de retrodenudação (*backstripping*) indicam nítida aceleração da subsidência tectônica e total da bacia coincidindo com o início da deposição do Subgrupo Itararé (Canuto *et al.* 2001). Estes eventos foram interpostos de permeio por períodos de quiessência tectônica, reconhecidos nas porções médias e superiores da unidade (Saad 1977). Todos estes elementos acabaram por influenciar, também, o fluxo de gelo para o interior da bacia, a distribuição das principais litofácies glaciogênicas e a extensão das transgressões marinhas na Bacia do Paraná (Salvetti 2005).

A constância desses movimentos tectônicos durante a evolução estratigráfica em discussão criou espaços para acomodar o empilhamento sedimentar desenvolvido durante o Paleozóico superior, contribuindo, portanto, grandemente como forma de controle tectônico na formação das seqüências (Canuto *et al.* 2001).

Desse modo, a acumulação e preservação de sucessões glacioclásticas marinhas espessas em bacias intracratônicas dependem, portanto, de contínua subsidência, provavelmente controlada tectonicamente.

7.4.4 Discussão

Tendo em vista o acima comentado, torna-se lícito considerar que a deposição sedimentar em bacias intracratônicas glaciadas, tal como a Bacia do Paraná, envolve mudanças complexas do nível do mar (efeitos glácio-isostáticos e

glácio-eustáticos) e do suprimento sedimentar gerados pela variação no volume das massas de gelo, e tectonismo mais localizado, cujos efeitos individuais são de difícil desentranhamento a partir do registro geológico (Figura 24). Deste modo, é possível que os ciclos estratigráficos nas sucessões glacioclásticas da bacia do Paraná venham corroborar os exemplos reconhecidos na literatura, nos quais as variações climáticas (glácio-eustática e/ou glácio-isostática) de curta duração e as taxas de subsidência ocorrem concomitantemente durante a subsidência tectônica contínua da bacia glaciada.

7.4.5 Tratos de sistemas reconhecidos no Subgrupo Itararé

O termo “trato de sistemas” foi introduzido pela primeira vez na literatura por Brown & Fisher (1977), que definiram-no como sendo o conjunto de sistemas deposicionais contíguos e contemporâneos.

Posteriormente, o termo foi revisto por Posamentier *et al.* (1988), que passaram a considerar, também, a espessura vertical do registro sedimentar, indicativa do tempo geológico. O sentido do termo foi, então, ampliado a “conjunto de sistemas deposicionais, geograficamente interligados, cuja migração de fácies no tempo compreendido entre duas superfícies-chave produz um empilhamento estratigráfico típico”. O padrão estratal da deposição e a distribuição de litofácies seriam controlados pelas variações eustáticas, de modo que cada trato de sistemas estaria relacionado a um determinado segmento da curva eustática (Vail 1987).

A curva eustática de uma determinada bacia sedimentar é função de diversos fatores, alguns deles externos à própria bacia, como, por exemplo, as condições tectônicas regionais, a intensidade do aporte sedimentar e sua distribuição espacial, a fisiografia e o clima (Posamentier & James 1993, Canuto *et al.* 2001, Salvetti 2005). Assim sendo, estes fatores não podem ser ignorados no momento de se aplicar os conceitos de Estratigrafia de Sequências a uma bacia sedimentar glaciada.

A partir das associações de fácies identificadas no Subgrupo Itararé, Canuto *et al.* (2001) propuseram quatro tipos de tratos de sistemas associados à curva eustática, tectônica local e clima (aporte sedimentar diferenciado, efeitos glácio-eustáticos e glácio-isostáticos).

Figura 24: Modelo evolutivo esquemático de sedimentação em uma bacia intracratônica glaciada.

A seguir, baseado em Canuto *et al.* (2001), destacam-se algumas informações relevantes sobre os tratos de sistemas identificados no Subgrupo Itararé.

Trato de sistemas de mar baixo (TSMB)

O avanço da geleira até a margem do corpo de água, em área equivalente à plataforma interna (Gravenor *et al.* 1984, Canuto 1985), gera, por abrasão, erosão e estriamento do substrato, discordância erosiva, sendo este o limite inferior da seqüência então iniciada.

Durante o avanço da geleira, tills de alojamento são depositados sobre a superfície estriada e em irregularidades do substrato. Quando a geleira cessa o seu movimento de avanço, e posteriormente recua, são formados, por fusão, espessos depósitos de till de ablação e de diamictitos de fluxos de detritos coesivos. O degelo produz a liberação e acumulação subglacial e supraglacial de fragmentos líticos em condição de total encharcamento, que apesar de despejados em áreas com baixa inclinação, deslizam declive abaixo na forma de fluxos de gravitacionais de sedimentos (fluxo de detritos coesivos e corrente de turbidez), os quais formam depósitos de dimensões variáveis de diamictito tabulares e/ou canalizados.

A água de degelo em áreas proglaciais proporciona o lixiviamento dos detritos ali depositados, formando canais fluviais com alta carga sedimentar (sistema fluvioglacial entrelaçado), o qual pode evoluir para o sistema fluviodeltaico, a medida que a sedimentação prograda em direção à borda da bacia, despejando nesta grandes volumes de sedimentos.

Esses sedimentos encharcados, apresentando no geral pouca estabilidade, deslizam declive abaixo, por sobrepassagem (*bypass*), da mesma maneira que os diamictitos, entretanto com menor coesão. Esse processo gera leques submarinos compostos de arenitos tabulares e/ou canalizados, fluidificados, e turbiditos, que correspondem aos leques de talude e de fundo de bacia.

Trato de sistemas transgressivos (TST)

Após seu ulterior avanço sobre a plataforma interna, a desagregação da geleira pode perdurar por longo período. O grande volume de água liberado pelo degelo provoca a rápida elevação do nível do mar, que desloca a linha de costa

rumo ao continente (transgressão marinha), instalando-se assim o trato de sistemas transgressivo, que tem como característica a máxima aceleração da velocidade de elevação do nível relativo do mar. *Icebergs* desprendidos de margens da geleira podem atingir a região de *offshore* e, ao se fundirem, podem liberar detritos glaciogênicos, de tamanhos variados, na forma de “chuva de partículas” (*rain out*), sobre os sedimentos previamente depositados (Eyles 1993).

O trato de sistemas transgressivos tem como características a deposição de areias, siltes e argilas com clastos caídos, sobrepostos aos sedimentos do trato de sistemas de mar baixo. O contínuo recuo glacial na área terrestre, que coloca as frentes das geleiras em posições cada vez mais afastadas da borda do corpo de água, associado ao deslocamento da linha de costa rumo ao continente, permite ainda, que os sistemas fluviodeltaicos estabelecidos continuem ativos, porém recuando conforme a dinâmica litorânea. Os sedimentos dos sistemas fluviodeltaicos podem se intercalar com os depósitos glaciomarinheiros, visto que fluxos gravitacionais de sedimentos provenientes da margem da bacia, compostos de areias fluviodeltaicas e diamictitos, são desestabilizados por encharcamento causado pela elevação do nível do mar, resultando na intercalação desses sedimentos com folhelhos, siltitos e arenitos costeiros.

Trato de sistemas de mar alto (TSMA)

O trato de sistemas de mar alto normalmente caracteriza-se pela desaceleração da velocidade de elevação do nível relativo do mar após a instalação da superfície de máxima inundação. Em virtude desse processo, e até ser alcançada relativa estabilidade, a deposição sedimentar ocorre com arquitetura inicialmente agradacional e, posteriormente, progradacional (Myers & Milton 1998), quando passa a predominar os sedimentos fluviodeltaicos.

Na Bacia do Paraná, glaciada durante a época de deposição do Subgrupo Itararé, os sistemas deposicionais formados a partir da instalação do TSMA, em sua fase agradacional, raramente apresentam clastos caídos observados nos sedimentos do TST. Isto ocorre visto que, nesse período, as geleiras estão mais afastadas da margem da bacia, podendo, eventualmente, avançar ou recuar, alternadamente, numa escala temporal menor. Deste modo, *icebergs* são raramente liberados. Entretanto, gelos flutuantes podem se deslocar através de rios, que

desembocam no corpo de água marinha, mesmo sem a geleira ter atingido a plataforma interna (Canuto 1985). Por outro lado, grandes volumes de areias fluviodeltaicas e diamictitos acomodados na margem da bacia se desestabilizam e escorregam declive abaixo na forma de fluxos gravitacionais de sedimentos, como ocorre no TST. Outro processo sedimentar importante é a decantação de partículas em suspensão nas partes distais da bacia, que ocasiona depósitos homogêneos de silte / argila, comumente intercalados com areias, turbiditos e diamictitos de fluxos densos.

Trato de sistemas regressivos glácio-isostáticos (TSRGi)

O trato de sistemas regressivos glácio-isostáticos (TSRGi) caracteriza-se pelo soerguimento continental, em bacias intracratônicas glaciadas, ocasionado por glácio-isostasia positiva. Este efeito adicional ocorre devido ao recuo do manto de gelo, que causa expressivo alívio de peso sobre o continente. O soerguimento glácio-isostático provoca o desenvolvimento de taxa adicional no abaixamento do nível relativo do mar, que cria uma situação sedimentar com características diferentes daquelas observadas no TSMA em bacias não glaciadas.

O contato entre o TSMA e o TSRGi é considerado como transicional, visto que o TSMA, em bacias não glaciadas, apresenta arquitetura sedimentar progradacional em sua fase tardia. Em bacias intracratônicas glaciadas, a arquitetura sedimentar progradacional é acentuada pela glácio-isostasia, fato observado nos sedimentos do Subgrupo Itararé, devido a presença de fácies características de fluxos gravitacionais de sedimentos.

Em virtude de o declive da plataforma ser pouco acentuado em bacias intracratônicas, o desenvolvimento da fase regressiva ocorre de maneira relativamente suave. Dessa forma, a desestabilização de sedimentos não ocorre de forma tão intensa, a ponto de formar quantidades expressivas de fluxos gravitacionais. No entanto, localmente, ocorrem grandes volumes de sedimentos associados a fluxos gravitacionais, normalmente intercalados aos demais sedimentos do TSRGi, que provavelmente representam componente da assinatura de litofácies associadas a compensação isostática (*rebound*).

8. O SUBGRUPO ITARARÉ NA ÁREA DO ESTUDO COM BASE NOS RESULTADOS OBTIDOS

8.1 Descrição do perfil 1: Rodovia Raposo Tavares (SP-270), do km 113 ao 156

No trecho inicial deste perfil, entre os quilômetros 99 (entroncamento com a SP-75) e 101, afloram rochas do embasamento cristalino (Grupo São Roque). Em continuidade, até o km 119, não são observados afloramentos.

O contato basal das rochas do Subgrupo Itararé com o embasamento Cristalino local não foi observado, enquanto que o contato superior com as rochas da Formação Tatuí ocorre nas proximidades do quilômetro 156.

Ponto SP-270-01 - (0231324 / 7395073) km 119

Afloramento no lado esquerdo da estrada, rumo à Itapetininga, com aproximadamente 500 m de extensão por até 5 m de altura.

Intercalações de níveis de arenito fino e siltitos argilosos / folhelhos. Os arenitos apresentam aspecto macroscopicamente maciço, com insipiente granodecrescência ascendente, que formam camadas tabulares decimétricas a métricas de grande continuidade lateral. Os siltitos argilosos / folhelhos exibem fissibilidade horizontal, que formam camadas com espessura centimétrica a decimétrica.

Ponto SP-270-02 - (0230071 / 7394249)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 150 m de extensão por até 4 m de altura.

Diamictito de matriz silto-arenosa, de coloração bege acinzentada, com clastos dispersos milimétricos a centimétricos (3 a 4 cm) de composição, no geral, granítica e quartizítica, com aspecto geral estratificado. Apresenta-se em forma de camadas lenticulares centimétricas a decimétricas, podendo também, exibir estruturas em forma de canais de dimensões centimétricas a métricas. Alternâncias silto-argilosas, provavelmente correspondentes a lobos de fluxo gravitacionais, ocorrem associadas e apresentam superfície deposicional com direção N320° e mergulho para NW.

Ponto SP-270-03 - (0229534 / 7393922)

Afloramento no lado esquerdo da estrada rumo à Itapetininga, com aproximadamente 100 m de extensão por até 4 m de altura.

A base da sucessão aflorante é composta por diamictito silto-argiloso, de coloração esverdeada, de aspecto geral maciço a lenticular, porém com fissibilidade horizontal (empastilhado) e com raros clastos, de dimensão até decimétricas.

A porção superior é composta por diamictito de matriz silto-arenosa, disposto em forma de camadas lenticulares centimétricas a decimétricas, de cor amarelada, com clastos milimétricos a métricos (matacão de composição granítica), porém em menor quantidade que o diamictito observado no ponto anterior (SP-270-02). No entanto, observa-se uma zona de cerca de 30 a 40 cm acima do contato, no diamictito superior, na qual fragmentos do diamictito inferior estão dispostos caoticamente e irregularmente em meio ao diamictito superior, associados à fraturas inclinadas com baixo ângulo. Lascas da matriz do diamictito inferior, com espessuras até centimétricas e comprimentos de até 1 m são encontradas preenchendo algumas dessas fraturas às vezes até de forma semelhante a intercalações.

As feições descritas na base do diamictito superior, sugerem que as fraturas, possivelmente, correspondam a falhas inversas, e que as manchas e as lascas esverdeadas englobadas dentro das fraturas, correspondam a fragmentos do diamictito inferior incorporados à base do diamictito superior, através de cisalhamento.

Ponto SP-270-04 - (0229017 / 7393764) km 122

Afloramento no lado esquerdo da estrada, rumo à Itapetininga, com aproximadamente 150 m de extensão por até 5 m de altura.

Este afloramento é constituído, da base para o topo, por siltito maciço (~1 m), recoberto, em contato brusco, por siltito arenoso, lenticular (~1,5 m). Acima deste, ocorre um intervalo de aproximadamente 3 m de espessura, composto por siltito argiloso com marcante fissibilidade horizontal, contendo concreções fossilíferas centimétricas com forma oval (Figuras 26 e 27, Cap. 10), recoberto por siltito arenoso, de aspecto geral maciço, porém com tênue fissibilidade horizontal (~3 m).

Ponto SP-270-05 - (0229017 / 7393764) km 122,5

Afloramento de aproximadamente 500 m após o anterior, com aproximadamente 100 m de extensão por até 5 m de altura.

Siltito argiloso, de aspecto geral maciço, porém com fissibilidade horizontal (empastilhado). Apresenta níveis cimentados com continuidade lateral decimétrica. Foraminíferos arenáceos ocorrem dispersos em meio ao siltito argiloso.

Ponto SP-270-06 - (0228166 / 7393624) km 123

Afloramento aproximadamente 500 m a após o anterior, com aproximadamente 300 m de extensão por até 4 m de altura.

Siltito argiloso, de aspecto geral maciço, porém com fissibilidade horizontal (empastilhado), de coloração amarela esverdeada. Apresenta algumas intercalações centimétricas mais argilosas de coloração esverdeada.

Ponto SP-270-07 - (0227763 / 7393572)

Afloramento no lado esquerdo da estrada, rumo à Itapetininga, com aproximadamente 300 m de extensão por até 4 m de altura.

Diamictito de matriz siltosa, coloração bege, disposto em forma de camadas lenticulares centimétricas a decimétricas, com raros clastos centimétricos dispersos na matriz e com sistemas de juntas verticais e subverticais.

Ponto SP-270-08 - (0227088 / 7393417) km 124

Afloramento no lado esquerdo da estrada rumo à Itapetininga, com aproximadamente 100 m de extensão com até 5 m de altura.

Diamictito de matriz silto-argilosa, de aspecto macroscopicamente maciço, de cor acinzentada, com clastos milimétricos a decimétricos. Observa-se bolas de areia com diâmetros de até 1 m.

Ponto SP-270-09 - (0226301 / 7393555)

Afloramento no lado direito da estrada rumo à Itapetininga, com aproximadamente 700 m de extensão por até 3 m de altura. O afloramento se estende até o km 125.

Diamictito de matriz silto-arenosa, com estratificação em forma lenticular e coloração amarelada. Estruturas em forma de canais decimétricos, preenchidos por diamictito semelhante ao anterior, porém de coloração acinzentada. Em meio à matriz do diamictito ocorrem clastos centimétricos a decimétricos constituídos de material do embasamento (no geral graníticos e quartizíticos) e intrabacia (siltito), com orientação do eixo maior paralelo a estratificação.

Ponto SP-270-10 - (0225868 / 7393606)

Afloramento ao lado da estrada.

O levantamento de um pequeno perfil permitiu a construção da coluna estratigráfica local, descrita a seguir, do topo (A) para a base (D):

- A. Diamictito siltico / lamito, com estratificação lenticular, com clastos decimétricos dispersos (~4 m).
- B. Arenito médio a grosso, mal selecionado, com estratificação cruzada e camadas centimétricas que se truncam. Pode variar lateralmente para níveis mais siltosos (~1 m).
- C. Diamictito de matriz silto-arenosa, com estratificação em forma lenticular, de coloração amarelada (~1 m).

Ponto SP-270-11 - (0225121 / 7393709) km 126

Afloramento em ambos os lados da estrada, com aproximadamente 200 m de extensão por até 6 m de altura.

A parte basal do afloramento é composta por alternância de siltito e arenito muito fino, de cor cinza, com estratificação cruzada de baixo ângulo e horizontal descontínua, levemente irregular, que formam leitos que se truncam. Observa-se incremento de argila para o topo, sob a forma de níveis milimétricos a centimétricos de folhelho, coloração cinza escura.

A parte superior do afloramento é constituída por uma sucessão de ciclos que, quando completos, incluem arenito fino (contato basal brusco) bege, siltito (contato basal gradacional) bege a esbranquiçado e argilito cinza esverdeado (contato basal gradacional).

Na base dos arenitos finos são observadas estruturas sedimentares, tais como, maciça, laminação horizontal contínua não regular, às vezes com

adelgaçamentos e espessamentos, às vezes descontínuas. Essas feições são substituídas por laminações cruzadas, gradualmente para cima, o que é acompanhado por granodecrescência ascendente. Os siltitos normalmente apresentam laminação horizontal insipiente a estrutura maciça e granodecrescência ascendente, tornando-se argilitos, que normalmente são maciços a laminados horizontalmente de forma ondulada.

Dentro dos conjuntos litológicos basal e superior são observadas ondulações decimétricas a métricas, que se truncam com baixo ângulo, com características semelhantes às de estratificação cruzada *hummocky*, e intervalos locais, argilosos, com maior espessura.

A espessura desses conjuntos sedimentares varia, predominantemente, de centimétrica a decimétrica.

Ocorrem, também, lentes métricas do arenito, separadas de camadas contínuas da mesma litologia, por intercalações centimétricas do argilito já descrito, com contatos formados pelas ondulações truncantes.

O contato entre os dois conjuntos sedimentares, basal e superior, é brusco e irregular.

Ponto SP-270-12 - (0223441 / 7394018) km 128

Afloramento no lado esquerdo da estrada rumo à Itapetininga, com aproximadamente 300 m de extensão por até 8 m de altura.

Arenito grosso, maciço na base (~1 m), que passa, por transição, para cima, a arenito fino a médio (~0,5 m), sobreposto por diamictito de matriz arenosa, com forma lenticular e com clastos decimétricos (~4 m), o qual é cortado por canal de dimensão decamétrica, preenchido também por diamictito de matriz arenosa. Acima, observa-se nível de lamito com fragmentos englobados de diamictito (1,5 m), que é recoberto por outro nível de diamictito de matriz silto-arenosa, com clastos centimétricos a decimétricos (~2 m).

Ponto SP-270-13 - (0223441 / 7394018) km 128,5

Afloramento, 500 m adiante do afloramento anterior, em ambos os lados da estrada, com aproximadamente 200 m de extensão por até 6 m de altura.

Diamictito de matriz arenosa, com forma lenticular, com intercalações de camadas decimétricas e descontínuas de arenito, lenticular, recoberto, por contato brusco, por conjunto de camadas centimétricas de diamictito de matriz siltosa, e com forma lenticular.

Ponto SP-270-14 - (0222161 / 7394600) km 128,7

Afloramento próximo ao entroncamento das rodovias SP-270 e SP-141, com aproximadamente 1 m de altura por 100 m de extensão. A rocha apresenta-se semi-interperizada.

Ocorre diamictito de matriz silto-arenosa, cor bege-alaranjada, lenticular, com estratificação interna irregular nas lentes, que exibem variação de cor. Clastos centimétricos são raros, enquanto que os de tamanho milimétricos são abundantes. Observa-se ainda, pequenas dobras direcionadas para NW. Alternam-se, localmente, com camadas centimétricas mais arenosas e argilosas.

Ponto SP-270-15 km 129

Ponto de controle.

Ponto SP-270-16 km 130

Afloramento com extensão aproximada de 500 m por até 6 m de altura.

Diamictito de matriz arenosa, marrom claro, disposto sob a forma de camadas tabulares, com clastos do embasamento (graníticos e quartzíticos) de tamanho milimétrico a centimétricos, subarredondados. Apresenta aspecto macroscopicamente maciço, porém localmente exhibe estratificação irregular, resultante de intercalação de corpos de arenito deformados, de formas irregulares de dimensões métricas.

O arenito das intercalações apresenta estratificação irregular e descontínua, localmente com clastos, orientados segundo seu eixo maior paralelamente à estratificação.

Ponto SP-270-17 km 131

Afloramento ao lado da estrada rumo à Itapetininga, com aproximadamente 150 m de extensão por até 5 m de altura.

Arenito médio a grosso, aspecto maciço, com gradação insipiente para cima, mineralogicamente imaturo, de cor acinzentada, sobre folhelho maciço a laminado, de cor esverdeada a marrom, em forma de diápiro, com aproximadamente 1 m de espessura.

Ponto SP-270-18

km 131,6

Afloramento no chão, ao lado direito da estrada rumo à Itapetininga.

Arenito fino a médio, aspecto maciço, mineralogicamente imaturo, intemperizado, de cor esbranquiçada.

Ponto SP-270-19

km 132

Ponto de controle.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-20

km 132,3

Ponto de controle.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-21

km 133

Ponto de controle.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-22

km 133,4

Ponto de controle no entroncamento para Distrito do Porto.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-23

km 134

Ponto de controle.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-24

km 134,3

Ponto de controle na ponte sobre o Rio Sarapuí.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-25

km 135

Ponto de controle.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-26

km 131,6

Ponto de controle próximo ao pedágio no sentido capital.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-27

km 135,7

Afloramento ao lado da estrada, com cerca de 150 m de extensão por 8 m de altura.

Arenito grosso a médio, aspecto ora maciço, ora com estratificação horizontal irregular ou cruzada, incluindo pedaços de camadas e fragmentos irregulares, arredondados, de argila, paralelos à estratificação horizontal. Embora não tenha sido observado nenhum contato entre possíveis diferentes corpos, cujas relações são, de resto, difusas e difíceis de serem caracterizadas, chama a atenção uma tênue tendência de alternância entre corpos decimétricos de arenito maciço, imaturo, esbranquiçado, com arenito avermelhado estratificado. A cor avermelhada do arenito talvez seja resultante da inclusão de fragmentos de folhelho vermelho, possivelmente erodidos de posições estratigráficas subjacentes.

Ponto SP-270-28

km 136

Ponto de controle próximo da ponte sobre o Córrego da Divisa.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-29

km 136,6

Ponto de controle.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-30

km 137

Ponto de controle.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-31

km 138

Afloramento no lado esquerdo da estrada rumo à Itapetininga, próximo a Fazenda Aroeira.

Siltito argiloso disposto em camadas de 60 a 80 cm de espessura, com intercalações de arenito muito fino, disposto em camadas de aproximadamente 10 cm de espessura. Em direção ao topo verifica-se uma tendência de incremento da fração areia sob a forma de freqüentes camadas de arenito até mais espessas que 1 m e siltito com espessura de 20 cm, após o que, para cima, retorna a situação anterior.

Ponto SP-270-32

km 138,5

Afloramento longo, com cerca de 500 m de extensão por 6 a 15 m de altura, porém em grande parte encoberto pela vegetação.

No início do afloramento ocorrem intercalações de arenito fino e siltito, com laminação horizontal e cruzada *hummocky*. O arenito fino apresenta cor cinza clara a esbranquiçado e o siltito é cinza escuro, mas em horizontes mais intemperizados, tornam-se amarelados a marrom claro. Em alguns locais as laminações horizontais são truncadas, sugerindo desenvolvimento de estratificação cruzada *hummocky*. Na base do afloramento o arenito parece ser um pouco mais grosso, talvez médio.

Ponto SP-270-32a

km 138,6

Continuidade do ponto anterior (SP-270-32), em outro segmento não encoberto, cerca de 100 m adiante.

Na base do afloramento ocorrem intercalações milimétricas de arenito fino e siltito com laminação horizontal e cruzada *hummocky*, mencionadas no afloramento anterior, que passam, para cima, por contato brusco, para arenito fino a médio, com estratificação horizontal irregular, estratificação cruzada e marcas onduladas e contém menos intercalações de siltito que o conjunto sedimentar inferior. O contato é caracterizado por horizonte onde se desenvolvem marcas onduladas.

Ponto SP-270-32b

km 138,65

Continuidade do ponto anterior (SP-270-32a), em outro segmento descoberto do afloramento, cerca de 50 m adiante.

Ciclos formados por camadas tabulares de arenito com cerca de 1 m de espessura, alternadas com camadas tabulares de arenito fino / siltito arenoso, com espessura de 10 a 20 cm, em média. As sucessões cíclicas observadas apresentam similaridade com as sucessões de Bouma do tipo T_{bcd} .

Ponto SP-270-33

km 138,8

Ciclos formados por camadas tabulares de arenito com cerca de 20 a 30 cm de espessura, alternadas com camadas tabulares de folhelho a folhelho siltico, de aproximadamente 40 a 50 cm de espessura. As sucessões cíclicas observadas apresentam similaridade com as sucessões de Bouma do tipo T_{cde} .

Ponto SP-270-34

Continuidade do ponto anterior, após intervalo encoberto de alguns metros.

Arenito imaturo, aspecto macroscopicamente maciço ou com estratificação horizontal insipiente, de coloração amarelo a marrom claro, intemperizado.

Ponto SP-270-35

km 139

Arenito intemperizado semelhante ao do ponto anterior (SP-270-34).

Ponto SP-270-36

km 139,8

Ponto de controle próximo a posto de gasolina no lado esquerdo da estrada rumo à Itapetininga. Observação: região alta.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-37

km 140

Ponto de controle.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-38

km 140,7

Ponto de controle.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-39

km 141

Ponto de controle.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-40

km 141,7

Ponto de controle próximo ao Córrego Água do Tucunduva.

Arenitos terciários, nos flancos do canal do córrego.

Ponto SP-270-41

km 142

Ponto de controle.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-42

km 142,6

Afloramento com aproximadamente 2 m de espessura, no lado esquerdo da estrada, sentido interior, próximo ao entroncamento para Sarapuí.

Na base do afloramento ocorre arenito médio, de coloração amarelada, feldspático, com estratificação cruzada acanalada, sobreposto por arenito fino, de coloração amarelada, com estratificação cruzada acanalada, centimétrica a decimétrica, intercalada a horizontal. No topo, ocorre interlaminações centimétricas compostas de siltito maciço.

Ponto SP-270-43

km 142,7

Afloramento com aproximadamente 2 m de espessura por cerca de 150 m de extensão, localizado ao lado da estrada, em esquina com via secundária direcionada somente para a esquerda.

Arenito fino, de aspecto geral maciço, de coloração amarelada, sobreposto por intercalações de siltito com laminação horizontal a maciço e arenito muito fino, com laminação cruzada, de coloração amarelada. Ocorrem icnofósseis representados por tubos subverticais, possivelmente atribuíveis a skolitos.

Ponto SP-270-44

km 143

Ponto de controle.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-45

km 143,2

Afloramento com 200 m de extensão por 3 m de altura, em média.

Arenito fino a médio, bem selecionado, de coloração branca acinzentada, com vários horizontes contendo estruturas sugestivas de estratificação cruzada *hummocky*.

Ponto SP-270-46

km 144

Ponto de controle.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-47

km 145

Ponto de controle.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-48

Ponto de controle no entroncamento de acesso para Alambari.

Solo arenoso.

Ponto SP-270-49

km 146

Afloramento com cerca de 50 m de extensão por até 2 m de espessura.

Arenito fino, de coloração amarelada, mineralogicamente imaturo (feldspático) e intemperizado.

Ponto SP-270-50

Ponto de controle próximo ao Córrego da Estiva.

Solo arenoso

Ponto SP-270-51

km 146,9

Afloramento em área de exploração de areia, situada no lado esquerdo da estrada rumo à Itapetininga, mostrando-se parte no corte de estrada e parte no próprio chão.

Na parte estratigraficamente mais alta, observa-se arenito grosso, mineralogicamente imaturo, com estratificações cruzadas tabulares, de dimensões

métricas. Abaixo ocorre, em contato brusco, arenito fino a médio, mineralogicamente imaturo, com estratificação cruzada bimodal, de porte decimétrico.

Ponto SP-270-52

km 148

Afloramento no lado direito da estrada rumo à Itapetininga, com cerca de 50 m de extensão e até 1 m de altura.

Arenito fino a médio, bem selecionado, quartzoso, de aspecto geral maciço a mosqueado, de coloração vermelha, rosa e branco.

Ponto SP-270-53

km 148,5

Afloramento com cerca de 200 m de extensão e até 8 m de altura.

Na base do afloramento ocorre siltito maciço de cor cinza, sobreposto por arenitos finos, de coloração acinzentada / esbranquiçada, apresentando ondulações, com espessamentos e adelgaçamentos laterais de camadas, que localmente se truncam, e novamente volta a ocorrer o siltito maciço. A granulometria na parte superior do siltito é mais fina, talvez um folhelho siltico.

Ponto SP-270-54

km 149

Afloramento com cerca de 200 m de extensão e até 8 m de altura.

Basicamente, são observados três tipos de litologias, que se dispõem de forma irregular, descritas, a seguir, da base para o topo:

- (~2 m) Siltito argiloso, de coloração bege, sem nenhum acamamento evidente, porém fragmentado de forma empastilhada (fratura conchoidal). O topo desse nível apresenta enriquecimento de areia muito fina a fina ou de argila, sob a forma de interlaminações irregulares e descontínuas.
- (~0,5 m) Diamictito, matriz silto-arenosa, bem coeso (duro), de coloração esverdeada, com clastos milimétricos a decimétricos de composição predominantemente quartizítica. Aspecto macroscopicamente maciço e compactado, porém exibindo em sua base uma zona de aproximadamente 20 cm com estruturas subhorizontais (fraturas inclinadas e falhas inversas), que

possivelmente, representa uma zona cisalhada. As falhas no diamictito contêm lascas do siltito subjacente.

- (~4 m) Diamictito, matriz silto-arenosa, de coloração esverdeada. Aspecto geral maciço, não compactado e mais homogêneo que o diamictito subjacente.

Localmente ocorrem deformações tanto no diamictito maciço compactado como no siltito a ele subjacente.

Ponto SP-270-55 - (0202960 / 7390000) km 149,3

Afloramento no lado esquerdo da estrada rumo à Itapetininga, com aproximadamente 50 m de extensão, por aproximadamente 4 m de altura.

Basicamente, são observados quatro tipos de litologias, que se dispõem de forma irregular, descritos, a seguir, da base para o topo:

1. Arenito médio / grosso, mal selecionado, mineralogicamente imaturo, de coloração bege amarelada.
2. Brechas localizadas, de matriz arenosa grossa, mal selecionada, mineralogicamente imatura, com clastos centimétricos, compostos, principalmente, por material intrabacia (argila) e do embasamento (graníticos e quartzíticos), dispostas com formas irregulares de dimensões decimétricas a métrica. Os clastos são subarredondados a arredondados, de esfericidade baixa a mediana.
3. Arenito fino a muito fino, mal selecionado, mineralogicamente imaturo, de coloração bege amarelada, disposto em forma de camadas tabulares, centimétricas a decimétricas, com estratificação plano-paralela, levemente ondulada. No topo da seção apresenta-se sob a forma de camadas lenticulares.

Os contatos entre as litologias são irregulares e bruscos.

Ponto SP-270-56 - (0201930 / 7389617)

Afloramento ao lado da estrada.

Arenito fino, mal selecionado (grande quantidade de matriz), mineralogicamente imaturo, disposto em forma de camadas tabulares de dimensões decimétricas.

Ponto SP-270-57 - (0201543 / 7389467)

Afloramento ao lado da estrada.

Ocorre arenito fino a muito fino, mal selecionado (grande quantidade de matriz), mineralogicamente imaturo, de coloração bege amarelada, disposto em forma de camadas tabulares, centimétricas a decimétricas, com estratificação plano-paralela incipiente.

São observadas alternâncias com siltitos argilosos, intercalados com arenito muito fino, com laminação plano-paralela e cruzada.

Ponto SP-270-58 - (0201122 / 7389328)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 100 m de extensão, por aproximadamente 15 m de altura.

Observam-se três níveis separados por contatos bruscos e planares.

No nível basal observa-se diamictito matriz siltosa / lamítica, de aspecto maciço, disposto sob a forma de camadas tabulares, e com poucos clastos centimétricos, subarredondados a arredondados, de esfericidade mediana, na sua maioria de composição granítica e quartizítica.

O nível intermediário é composto por arenito fino, mal selecionado, mineralogicamente imaturo, disposto em camadas com estratificação cruzada de baixo ângulo, semelhante a *hummocky*. Localmente, na base do arenito, ocorrem estruturas em forma de canais, de dimensão decimétrica, preenchidos por brecha de matriz arenosa.

O nível superior é composto por diamictito de matriz silto-arenosa, tabular, com aspecto maciço, porém, localmente, estratificado e com clastos milimétricos a decimétricos.

Ponto SP-270-59 - (0200470 / 7389089)

Afloramento no lado esquerdo da estrada rumo à Itapetininga, com aproximadamente 200 m de extensão, por aproximadamente 15 m de altura.

Basicamente, observam-se seis tipos de litologias, que se apresentam com formas irregulares, e por vezes deformadas, descritas, a seguir, do topo para a base:

- (~3 m) Arenito fino, mal selecionado, mineralogicamente imaturo, de coloração acinzentada, sob a forma de camadas tabulares decimétricas, com estratificação cruzada de baixo ângulo.
- (~0,5 m) Argilito de aspecto geral maciço, de coloração preta, sem clastos, localmente deformado (camadas dobradas).
- (~2 m) Diamictito, matriz silto-arenosa, de coloração acinzentada a azulada, contendo clastos centimétricos de composição granítica e quartizítica, dispostos sob a forma de camadas tabulares.
- (~3 m) Argilito de coloração preta, de aspecto geral maciço e arenito fino, de coloração acinzentada, intercalados e sob a forma de camadas dobradas, que sugerem deformação por fluxos gravitacionais de sedimentos com direção para SW.
- (~2 m) Diamictito, matriz silto-arenosa, de cor cinza, de aspecto geral maciço, com clastos milimétricos a centimétricos de composição granítica e quartizítica. Dispõem-se em forma de camadas tabulares centimétricas a decimétricas, com estratificação horizontal dada também por intercalações de camadas mais arenosas. O conjunto apresenta deformações em forma de dobras, que sugerem deformação por fluxos gravitacionais de sedimentos com direção para SW. Foi coletada amostra (amostra 9.2i).
- (~4 m) Argilito de aspecto geral maciço, com clastos de até 10 cm dispersos, de coloração preta. Estruturas de deformação, possivelmente lutocinese (estruturas “em chama”), desenvolvem-se localmente. Foi coletada amostra nos níveis mais argilosos (amostra 9.1i).

Ponto SP-270-60 - (0199761 / 7389007)

Afloramento no lado esquerdo da estrada rumo à Itapetininga, com aproximadamente 150 m de extensão, por aproximadamente 12 m de altura.

Alternância de níveis mais arenosos (amarelados) com níveis mais argilosos / siltosos (cinzas), que exibem discreto incremento de argila da base para o topo, e estratificação plano-paralela na base. Foi coletada amostra no topo do perfil descrito (amostra 8i).

As observações feitas em campo, tais como a presença de gradação e caracterização como conjuntos T_b e T_c de Bouma (1962), permitem interpretar esta litologia como possível turbidito.

Ponto SP-270-61 - (0199302 / 7388894) km 153

Afloramento no lado esquerdo da estrada rumo à Itapetininga, com aproximadamente 100 m de extensão, por 4 a 5 m de altura.

Na base ocorre arenito fino, mal selecionado, mineralogicamente imaturo, disposto em forma de camadas tabulares de dimensões decimétricas, com estratificação plano-paralela, contendo clastos de até aproximadamente 1 mm. Na parte superior, principalmente próximo ao contato, e internamente, mais abaixo ocorrem, de forma mais esparsa, níveis arenosos com intervalos granulométricos mais grossos (arenito médio). Observa-se, ainda, próximo ao contato, fraturas inclinadas, em padrão irregular, às vezes se cortando.

A cima do arenito, por contato brusco, liso, plano, pouco ondulado passa a ocorrer diamictito, de matriz silto-arenosa, de aspecto maciço e compactado, de coloração esverdeada, contendo clastos milimétricos até centimétricos, e fragmentos de camadas de material argiloso, esbranquiçado, encaixado ao longo de fraturas inclinadas com características de falhas inversas. A espessura desse diamictito é de 15 a 20 cm, com extensão lateral de alguns metros.

Sobrepõem-se a esse, diamictito de aspecto maciço, não compactado, esverdeado, mais homogêneo, porém exibindo alternância de camadas centimétricas a decimétricas de diamictito mais argiloso, cinza, através de contatos aparentemente transicionais. O diamictito inclui fragmentos de camadas e lâminas subhorizontais de arenito fino. Foi coletada amostra nos níveis mais argilosos (amostra 7i).

Ponto SP-270-62 - (0198992 / 7388506) km 153,6

Afloramento no lado direito da estrada rumo à Itapetininga, com aproximadamente 70 m de extensão, por 4 a 5 m de altura.

Neste afloramento foi levantado um pequeno perfil, que permitiu a construção da coluna estratigráfica, descrita a seguir, do topo (a) para a base (b):

- a. (~3 m) Arenito muito fino, siltoso, sob a forma de camadas tabulares de dimensões centimétricas, com laminações cruzadas de baixo ângulo e truncamentos oblíquos (semelhantes a estratificação cruzada *hummocky*).
- b. (~0,5 m) Interlaminações de dimensões milimétricas de siltito (bege) e argilito (cinza), com estratificações cruzadas de baixo ângulo e horizontal descontínua, levemente irregular, que formam leitos que se truncam, pelo menos na base. Níveis centimétricos subhorizontais apresentam estruturas heterolíticas de argila, enquanto que outros níveis apresentam-se mais argilosos e maciços.
- c. (~1,5 m) Argilito siltoso, maciço, porém empastilhado (folhelho), com raros clastos centimétricos (encontrado somente 1 clasto), com predomínio de argilito na base, gradando para siltito no topo. Estruturas de deformação, possivelmente lutocinese (estruturas “em chama”), desenvolvem-se localmente. Foi coletada amostra em nível mais argiloso (amostra 6i).

O contato entre os níveis basal e intermediário é transicional, enquanto que o contato entre o nível intermediário e o superior é brusco e irregular.

Ponto SP-270-63 - (0198773 / 7388085)

Afloramento no lado direito da estrada rumo à Itapetininga, com aproximadamente 150 a 200 m de extensão.

Neste afloramento foi levantado um pequeno perfil, que permitiu a construção da coluna estratigráfica, descrita a seguir, do topo (a) para a base (b):

- a. Nível composto por interlaminações de dimensões milimétricas de siltito arenoso e siltito argiloso, intemperizado, com laminações

cruzadas tabulares e plano-paralelas na base, e plano-paralelas e cruzadas tangenciais na parte superior.

- b. Nível composto por argilito, de aspecto geral maciço, muito intemperizado.

O contato entre as duas litologias é brusco e irregular.

Ponto SP-270-64 - (0198693 / 7387845)

Afloramento no lado esquerdo da estrada rumo à Itapetininga.

Neste afloramento foi levantado um pequeno perfil, que permitiu a construção da coluna estratigráfica local, descrita a seguir, do topo (1) para a base (3):

1. Alternância de camadas milimétricas de argilito e siltito / arenito muito fino de. Os níveis argilosos, de coloração cinza escuro, são mais abundantes e espessos que os de siltito (cinza claro a bege). Foi coletado amostra nos níveis mais argilosos (amostra 4.2i).
2. Nível composto de siltitos / arenitos muito finos, com intercalações de argilito (folhelho), em menor frequência e espessura. A camada apresenta estratificação plano-paralela descontínua. Localmente ocorre estrutura de bioturbação.
3. Nível composto por argilito, com intercalações de camadas centimétricas de siltito / arenito muito fino. O argilito apresenta fissibilidade horizontal, adquirindo, por vezes, aspecto de folhelho. Foi coletado amostra nos níveis mais argilosos (amostra 4.1i).

Concreções carbonáticas são encontradas nos 3 níveis.

Ponto SP-270-65 - (0198264 / 7387476)

Afloramento no lado esquerdo da estrada rumo à Itapetininga, com aproximadamente 200 m de extensão por 6 m de altura.

A partir do início do afloramento a litologia que predomina é composta por diamictito de cor acinzentada, matriz silto-arenosa, com aspecto maciço e com clastos milimétricos (mais abundantes) a decimétricos, dispersos na matriz. Os clastos são polimíticos, subarredondados e com baixa esfericidade. Esse diamictito é recoberto, em contato brusco, por cerca de 3 m de diamictito estratificado, com

camadas lenticulares, de coloração esverdeada, com clastos centimétricos a decimétricos. Os clastos são polimíticos, subarredondados e com baixa esfericidade.

Na extremidade do afloramento, em corte ortogonal à estrada, afloram litologias que não aparecem no corte paralelo. O levantamento de um pequeno perfil permitiu a construção da coluna estratigráfica, descrita a seguir, do topo (A) para a base (D):

- A. Diamictito, matriz silto-arenosa, estratificado em camadas lenticulares, de coloração esverdeada, com clastos centimétricos a decimétricos.
- B. Diamictito, matriz silto-arenosa, com aspecto maciço, descrito anteriormente.
- C. Paraconglomerado, matriz arenosa, de coloração amarelada a marrom claro, com estratificação horizontal, localmente cruzada insipiente, com clastos centimétricos a decimétricos, de esfericidade mediana e subarredondados a arredondados. Os clastos são na sua maioria feldspáticos e sedimentares.
- D. Paraconglomerado, matriz arenosa, maciço, de coloração amarelada a marrom claro, com clastos milimétricos a centimétricos, de esfericidade mediana e subarredondados a arredondados. Os clastos são na sua maioria feldspáticos e sedimentares.
- E. Arenito fino a muito fino, mal selecionado, mineralogicamente imaturo, com estratificação plano-paralela, contendo clastos subcentimétricos, de composição feldspática.
- F. Arenito fino a muito fino, mal selecionado, mineralogicamente imaturo, com estratificação plano-paralela, localmente cruzada, com clastos subcentimétricos, de composição feldspática (friáveis).

Os contatos entre os níveis B, C, D e E são bruscos, irregulares e inclinados, enquanto que o contato entre o nível A e B não foi observado.

Do outro lado da estrada ocorre arenito médio a grosso, mal selecionado, com estratificação cruzada acanalada.

Ponto SP-270-66 - (0197645 / 7387352) km 155,7

300 m à frente (rumo à Sorocaba), final do afloramento descrito no ponto anterior.

Na base do afloramento ocorre um pacote de diamictito maciço, com matriz silto-arenosa, contendo clastos milimétricos a subcentimétricos, com baixa esfericidade e arredondamento. A cerca de 4 m do nível da rodovia, observa-se mistura de diamictito com solo avermelhado. O topo do afloramento é recoberto por litologia arenosa, friável, cor avermelhada, porém diferente da rocha observada no ponto anterior.

Da base para o topo, a litologia torna-se mais arenosa e mais avermelhada até torna-se solo arenoso.

Este ponto possivelmente corresponde ao contato entre o Subgrupo Itararé (diamictitos) e a Formação Tatuí (arenitos).

Ponto SP-270-67 - (0197292 / 7387470) km 156

Ponto de controle no lado esquerdo da estrada rumo à Itapetininga.

Rocha alterada, de cor vermelha, friável (silte e argila), sem estruturas observáveis. Possivelmente rocha básica alterada (sill ou dique?). Pela localização, provavelmente deve situar-se acima do contato Itararé / Tatuí.

Pontos adicionais utilizados para compor o perfil**Ponto Boa Vista 1 - (0245708 / 7395073)**

Ponto de controle próximo ao acesso para a rodovia SP-264, rumo Pilar do Sul.

Ponto Boa Vista 2 - (0241792 / 7389736)

Ponto de controle no acesso à direita para o Jardim Primavera.

Ponto Boa Vista 3 - (0239841 / 7390669)

Ponto de controle próximo à bifurcação. Observação: área plana e alta.

Ponto Boa Vista 4 - (0238426 / 7390416)

Ponto de controle próximo à bifurcação. Observação: área plana e alta.

Ponto Boa Vista 5 - (0233924 / 7390436)

Ponto de controle próximo à bifurcação.

Ponto Boa Vista 6 - (0232859 / 7390628)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 150 m de extensão por até 1 m de espessura.

Siltito argiloso, de coloração bege, sem nenhum acamamento evidente, porém empastilhado (fratura conchoidal). Localmente apresenta enriquecimento de areia muito fina a fina ou de argila, sob a forma de níveis irregulares e descontínuos.

Ponto Boa Vista 7 - (0232349 / 7390730)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 100 m de extensão por até 1,5 m de espessura.

Siltito argiloso, de coloração bege, sem nenhum acamamento evidente, porém empastilhado (fratura conchoidal). Localmente apresenta enriquecimento de argila, sob a forma de níveis irregulares e descontínuos. Aparenta ser a continuação do ponto anterior.

Ponto Boa Vista 8 - (0232117 / 7390940)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 100 m de extensão por até 5 m de espessura.

Neste afloramento foi levantado um pequeno perfil, que permitiu a construção da coluna estratigráfica local, descrita a seguir, do topo (a) para a base (c):

- a. (~2 m) Diamictito, matriz silto-arenosa, em forma lenticular e com estratificação interna irregular, com clastos dispersos de dimensões milimétricas a decimétricas de arenito silicificado (metarenito?), quartzitos e folhelho. Clastos de dimensões centimétricas são mais abundantes, enquanto que a fração decimétrica é subsidiária ou rara.

- b. (~0,3m) Diamictito, matriz silto-arenosa, bem coeso (duro), com clastos milimétricos a decimétricos de composição predominantemente quartizítica. Aspecto macroscopicamente maciço e compactado, porém observa-se em sua base zona de aproximadamente 20 cm com estruturas subhorizontais (fraturas inclinadas e falhas inversas), que possivelmente representa uma zona cisalhada.
- c. (~3 m) Siltito arenoso / arenito fino a muito fino com fração silto-argilosa, de aspecto macroscopicamente maciço. Em seu topo observa-se uma zona de aproximadamente 10 cm com estruturas subhorizontais (fraturas inclinadas e falhas inversas), que possivelmente, representa uma zona cisalhada, semelhante a que ocorre na base da litologia sobreposta. Exibe concentrações de intervalos granulométricos mais grossos, sob a forma de níveis irregulares e descontínuos. Possivelmente trata-se da mesma litologia observada desde o ponto 6.

O contato entre o diamictito intermediário e o siltito arenoso sobreposto é brusco, liso, irregular e aplainado, enquanto que o contato entre os dois diamictitos é brusco.

Ponto Boa Vista 9 - (0231258 / 7391416)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 70 m de extensão por até 1,5 m de espessura.

Diamictito, matriz silto-arenosa, coloração amarelada a marrom clara, com clastos dispersos de dimensões milimétricas a decimétricas, de composição granítica, quartizítica e sedimentar (folhelho). O aspecto geral estratificado do afloramento resulta do fato da rocha se dispor em forma de camadas lenticulares, centimétricas a decimétricas, as quais, provavelmente, correspondem a lobos de fluxos gravitacionais de sedimentos, que apresentam superfície deposicional com direção NW.

Ponto Boa Vista 10 - (0229429 / 7391904)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 100 m de extensão por até 1,5 m de espessura.

Diamictito, matriz arenosa, coloração amarelada a marrom clara, com clastos dispersos de dimensões milimétricas (abundantes) a decimétricas (raros), de composição granítica e quartizítica, com aspecto geral estratificado. Apresenta-se em forma de camadas lenticulares centimétricas a decimétricas, com estratificação interna incipiente. Presença de canal de dimensão métrica, preenchido por arenito muito fino, com estratificação cruzada e plano-paralela.

Ponto Boa Vista 11 - (0229152 / 7391913)

Ponto de controle.

Ponto Boa Vista 12 - (0228851 / 7391801)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 100 m de extensão por até 2 m de espessura.

O topo do intervalo é constituído por aproximadamente 1,5 m de diamictito de matriz silto-arenosa, com clastos dispersos de dimensões milimétricas (abundantes) a decimétricas (raros), de composição granítica e quartizítica. O fato dessa litologia se dispor sob a forma de camadas lenticulares centimétricas a decimétricas, com estratificação interna incipiente, empresta um aspecto geral estratificado a essa parte do afloramento. Essa litologia aparenta ser a mesma do ponto anterior, porém com quantidade menor de clastos.

Na base, em contato brusco com o diamictito superposto, afloram aproximadamente 2 m de arenito fino siltoso, coloração amarelada, com aspecto geral estratificado, sob a forma de camadas lenticulares centimétricas a decimétricas, com estratificação interna irregular. Níveis de dimensão decimétrica de ritmitos de arenito siltoso e siltito argiloso, com laminação irregular ocorrem localmente.

Ponto Boa Vista 13 - (0228557 / 7392003)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 100 m de extensão por até 4 m de espessura.

Neste afloramento foi levantado um pequeno perfil, que permitiu a construção da coluna estratigráfica local, descrita a seguir, do topo (a) para a base (e):

- a. (0,4 m) Argilito siltoso, de aspecto maciço, de coloração avermelhada quando alterado.
- b. (0,5 m) Arenito fino, com estratificação cruzada planar, de coloração bege. Presença de estruturas de deformação por sobrecarga junto a base.
- c. (~0,5 m) Argilito siltoso, de coloração avermelhada quando alterado, de aspecto maciço, porém com estruturas de deformação por sobrecarga sob a forma de diápiros e “em chama” introduzidos no arenito sobrejacente.
- d. (~1,5 m) Arenito fino, mal selecionado, de coloração bege a castanha, intercalado com níveis silto-arenosos, disposto sob a forma de camadas tabulares centimétricas a decimétricas, com laminação horizontal irregular, que varia, localmente, para laminação cruzada *hummocky*. Raríssimos clastos subcentimétricos, tendo sido observado apenas um.
- e. (>1,5 m) Diamictito, matriz silto-arenosa, coloração amarelada, com raros clastos de dimensões milimétricas a decimétricas, de composição granítica e quartizítica, com aspecto geral estratificado. Apresenta-se em forma de camadas lenticulares centimétricas a decimétricas, com estratificação interna incipiente.

Os contatos entre as litologias são bruscos e irregulares.

Ponto Boa Vista 14 - (0228242 / 7392303)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 60 m de extensão por até 10 m de espessura.

Siltito argiloso, por vezes maciço, ora empastilhado, sem clastos, de coloração bege a castanho, disposto em camadas de até 10 cm de espessura, intercalado com argilito, de aspecto maciço, localmente laminado e empastilhado, sem clastos, de coloração avermelhada a castanho.

Ponto Boa Vista 15 - (0228366 / 7392608)

Ponto de controle

Ponto Boa Vista 16 - (0228578 / 7392740)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 300 m de extensão por até 20 m de espessura.

A parte superior do afloramento é constituída por mais de 6 m de arenito fino, siltoso, mal selecionado, mineralogicamente imaturo, sob a forma de camadas lenticulares centimétricas a decimétricas, com estratificação interna incipiente, contendo fragmentos de folhelho e exibindo um incremento de argila em direção a base.

300 m à frente, e descendo na estratigrafia, observa-se, na base do conjunto, um siltito (diamictito de matriz argilosa ou lamito seixoso?), de coloração cinza, com clastos milimétricos a decimétricos de composição granítica e quartizítica, de aspecto geral maciço (~2 m). Deformações na base dos clastos podem ser observadas. Esta litologia possivelmente teve contribuição de chuva de detritos (*rain out*) em sua gênese.

O contato entre as duas litologias é brusco e irregular.

Ponto Boa Vista 17 - (0228742 / 7393348)

Ponto de controle.

Ponto Boa Vista 18 - (0228712 / 7393624)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 50 m de extensão por até 2 m de espessura.

Siltito de aspecto geral maciço e sem clastos.

Ponto Boa Vista 19 - (0237158 / 7397205)

Ponto de controle no início da Avenida Itália próximo a SP-270.

Solo silto-argiloso, de cor vermelha escuro.

Ponto Boa Vista 20 - (0237791 / 7395553)

Ponto de controle próximo a uma drenagem.

Solo silto-arenoso, de cor marrom.

Ponto Boa Vista 21 - (0237406 / 7396607)

Afloramento próximo ao Ribeirão do Lajeado.

Neste afloramento foi levantado um pequeno perfil, que permitiu a construção da coluna estratigráfica local, descrita a seguir, do topo (a) para a base (c):

- a. (~2 m) Argilito, de aspecto geral maciço, porém observam-se níveis centimétricos horizontalizados irregulares.
- b. (~1 m) Diamictito, matriz silto-argilosa, bem coeso (duro), com clastos dispersos de dimensões milimétricas a decimétricas de metassedimentos (quartzitos, filito), xistos, granito (granito de Itu?). Aspecto geral estratificado e compactado, conferido por estruturas inclinadas com mergulho para SE (fraturas inclinadas e falhas inversas com vergência para NW), que possivelmente representam uma zona cisalhada.
- c. (~1 m) Diamictito, matriz silto-argilosa, bem coeso (duro), com clastos dispersos de dimensões milimétricas a decimétricas de metassedimentos (quartzitos, filitos), graníticos (Granito de Itu?). Aspecto geral maciço e compactado, porém observam-se blocos decimétricos subhorizontais separados por estruturas irregulares (fraturas inclinadas e falhas inversas), que possivelmente representam uma zona cisalhada.

Os contatos entre as litologias não foram observados. As litologias apresentam continuidade lateral de poucos metros.

Ponto Boa Vista 22 - (0232562 / 7392449)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 50 m de extensão por até 3 m de espessura.

Siltito argiloso, de coloração bege, sem nenhum acamamento evidente, porém empastilhado (fratura conchoidal). Localmente apresenta enriquecimento de areia muito fina a fina ou de argila, sob a forma de níveis irregulares e descontínuos.

Presença de tubos milimétricos (possíveis icnofósseis?) em nível de aproximadamente 20 cm.

Ponto Boa Vista 23 - (0232950 / 7393110)

Afloramento ao lado da estrada, cerca de 400 m a frente do anterior, com aproximadamente 50 m de extensão por até 2 m de espessura.

Siltito argiloso, de coloração bege, sem nenhum acamamento evidente, porém empastilhado (fratura conchoidal). Localmente apresenta enriquecimento de areia muito fina a fina ou de argila, sob a forma de níveis irregulares e descontínuos.

Ponto Boa Vista 24 - (0233396 / 7393517)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 50 m de extensão por até 2 m de espessura.

Siltito argiloso, de coloração bege, sem nenhum acamamento evidente, porém empastilhado (fratura conchoidal). Localmente apresenta enriquecimento de areia muito fina a fina ou de argila, sob a forma de níveis irregulares e descontínuos.

Ponto Boa Vista 25 - (0233562 / 7393905)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 50 m de extensão por até 1 m de espessura.

O siltito argiloso descrito anteriormente, ocorre até as proximidades desse ponto, no entanto este aqui torna-se mais arenoso e coeso. Apresenta coloração bege, maciço, porém com acamamento insipiente. Localmente apresenta camadas centimétricas (menores que 3 cm) de argilito siltoso, de aspecto maciço, de cor cinza.

O contato entre as duas litologias é gradativo (zona de poucos milímetros), e acima do contato, a base do siltito arenoso apresenta-se tenuemente ondulada.

Ponto Boa Vista 26 - (0233869 / 7393888)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 50 m de extensão por até 2 m de espessura.

Siltito argiloso, de coloração bege, sem nenhum acamamento evidente, porém empastilhado (fratura conchoidal). Localmente apresenta enriquecimento de areia muito fina a fina ou de argila, sob a forma de níveis irregulares e descontínuos.

Ponto Boa Vista 27 - (0234233 / 7393794)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 50 m de extensão por até 2 m de espessura.

Siltito argiloso, de coloração bege, sem nenhum acamamento evidente, porém empastilhado (fratura conchoidal). Localmente apresenta enriquecimento de areia muito fina a fina ou de argila, sob a forma de níveis irregulares e descontínuos.

Ponto Boa Vista 28 - (0234024 / 7393577)

Afloramento ao lado da estrada, com aproximadamente 60 m de extensão por até 2 m de espessura.

Siltito argiloso, de coloração bege, sem nenhum acamamento evidente, porém empastilhado (fratura conchoidal). Localmente apresenta enriquecimento de areia muito fina a fina ou de argila, sob a forma de níveis irregulares e descontínuos.

Ponto Boa Vista 29 - (0235280 / 7396136)

Ponto de controle ao lado de rua de terra, próximo ao Córrego do Lajeado.

Possivelmente rocha alcalina alterada.

Ponto Boa Vista 30 - (0234806 / 7395347)

Afloramento ao lado de rua de terra, próximo ao Córrego do Agrião, com aproximadamente 50 m de extensão por até 5 m de espessura.

Na base, siltito argiloso, de coloração bege, sem nenhum acamamento evidente, porém empastilhado (fratura conchoidal). Localmente apresenta enriquecimento de areia muito fina a fina ou de argila, sob a forma de níveis irregulares e descontínuos.

No topo do intervalo aflora arenito fino, com laminação cruzada e horizontal, formando estruturas semelhantes a estratificação cruzada *hummocky*. O contato entre as litologias não foi observado.

Ponto Boa Vista 31 - (0234753 / 7395591)

Afloramento ao lado de rua de terra, próximo ao Córrego do Agrião, com aproximadamente 30 m de extensão por até 5 m de espessura.

Argilito, de coloração avermelhada, com aspecto geral maciço, localmente laminado.

A cima do intervalo de argilito observa-se, aproximadamente 2 m de siltito argiloso, de coloração bege, sem nenhum acamamento evidente, porém empastilhado (fratura conchoidal). O contato entre as litologias não foi observado.

Ponto Boa Vista 32 - (0236043 / 7395638)

Afloramento ao lado da rua, próximo ao Córrego do Agrião, com aproximadamente 50 m de extensão por até 30 cm de espessura.

Argilito, intemperizado, de coloração avermelhada, com aspecto geral maciço.

Ponto Boa Vista 33 - (0236487 / 7391580)

Afloramento ao lado de estrada de terra, próximo ao Ribeirão do Lajeado, com aproximadamente 50 m de extensão por até 5 m de espessura.

Argilito, de coloração avermelhada, com aspecto geral maciço, localmente com laminação horizontal. Exibe níveis mais sílticos para o topo.

Ponto Boa Vista 34 - (0236651 / 7391428)

Afloramento cerca de 300 m a frente do anterior, com aproximadamente 50 m de extensão por até 5 m de espessura.

Argilito, de coloração avermelhada, com aspecto geral maciço, localmente com laminação horizontal. Exibe níveis mais sílticos para o topo.

Ponto Alambari 1 - (0211490 / 7389285)

Afloramento ao lado da estrada de acesso da SP-270 para Sarapuí, com aproximadamente 100 m de extensão por até 3 m de altura.

Siltito argiloso, de coloração bege, maciço, empastilhado, localmente com laminações cruzada e plano-paralela irregular, intercalado com níveis de dimensão

milimétricas a centimétricas de folhelho, de coloração cinza. Por vezes as intercalações apresentam-se com maior ritmicidade.

Ponto Alambari 2 - (0211490 / 7389285)

Ponto de controle próximo ao Córrego da Estiva.

Observa-se solo arenoso e afloramentos em forma de bancos de areia, possivelmente de idade Cenozóica, em todo o encaminhamento, desde o acesso da SP-270 para Alambari, até este ponto.

Ponto Capela do Alto 1 - (0213478 / 7399351)

Afloramento no chão ao lado de estrada de terra, próximo ao Rio Sarapuí.

Alternâncias de arenito muito fino siltoso com siltito argiloso, com estruturas plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo. O afloramento apresenta-se muito alterado, o que dificulta a visualização das estruturas e litologia.

Ponto Capela do Alto 2 - (0215561 / 7400528)

Afloramento ao lado de estrada de terra, com aproximadamente 100 m de extensão por até 3 m de altura.

Basicamente, são observados três tipos de litologias, descritos, a seguir, da base para o topo:

- a) (~1 m) Argilito siltoso, maciço, porém empastilhado (folhelho), com alternâncias mais siltosas.
- b) (~0,5 m) Siltito / arenito muito fino, com laminações plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo, intercalado com níveis centimétricos de argilito siltoso.
- c) (~2 m) Siltito argiloso, maciço, porém empastilhado, de cor cinza claro a bege.

O afloramento apresenta continuidade lateral por mais de 500 m.

O contato entre o intervalo basal e intermediário é transicional, enquanto que o contato superior não foi observado.

Ponto Capela do Alto 3 - (0215942 / 7400268)

Afloramento ao lado de estrada de terra, com aproximadamente 100 m de extensão por até 2 m de altura.

Continuação lateral do ponto anterior. Siltito argiloso, maciço, porém empastilhado, de cor bege, com estruturas decimétricas a métrica, sob a forma de ondulações horizontais e irregulares, semelhantes a estratificação cruzada *hummocky*.

Ponto Capela do Alto 4 - (0218275 / 7400234)

Ponto de controle próximo a Capela do Alto.

Ponto Capela do Alto 5 - (0218563 / 7400247)

Ponto de controle próximo a Capela do Alto.

Ponto Capela do Alto 6 - (0220808 / 7396005)

Afloramento no lado esquerdo da Rodovia Laurindo Dias Minhoto, rumo à Capela do Alto, com aproximadamente 100 m de extensão por até 2 m de altura.

Diamictito, matriz silto-arenosa, de coloração bege amarelada, de aspecto geral maciço, porém disposto sob a forma lenticular, contendo clastos milimétricos a decimétricos, subarredondados a arredondados, de composição granítica e quartizítica e “bolas” métricas de diâmetro, de arenito fino a médio, bem coeso, mineralogicamente imaturo.

8.2 Descrição do perfil 2: Rodovia Senador José Ermírio de Moraes (SP-75), do km 8 ao 1**Ponto SP-75-01 (0257500 / 7406250)**

km 8

Afloramento no lado esquerdo da estrada, rumo à Sorocaba, com aproximadamente 200 m de extensão por até 12 m de altura.

Neste ponto são observados dois vales, paralelos, em forma de “V”, encaixados em filitos do embasamento cristalino (Grupo São Roque) de idade Pré-Cambriana.

A sucessão aflorante dentro dos vales é composta, da base (a) para o topo (e), por:

- a. (~1 m) Diamictito, matriz siltosa, de aspecto maciço e compactado, de coloração avermelhada, contendo clastos milimétricos até decimétricos, subarredondados a arredondados, de composição granítica e quartizítica. O diamictito apresenta fraturas paralelas a pouco inclinadas, em relação ao contato como o substrato. Exibe fragmentos de camadas de material argiloso, esbranquiçado, encaixado ao longo de fraturas inclinadas com características de falhas inversas. O diamictito aparenta estar emplastrado contra a parede do vale (embasamento). A superfície do contato com o embasamento é lisa e polida. Estrias glaciais não foram aí identificadas, possivelmente em razão do estado de alteração dessas rochas. São observadas, também, zonas que exibem pseudo-estratificação paralela ao contato basal, com fragmentos esbranquiçados, que sugerem trituração de clastos (*crushing*).
- b. (~3 m) Diamictito, matriz silto-arenosa, de coloração avermelhada, de aspecto geral maciço, porém disposto sob a forma lenticular, contendo clastos milimétricos a decimétricos, subarredondados a arredondados, de composição granítica e quartizítica. Exibe níveis decimétricos, irregulares mais arenosos. O contato com a litologia subjacente é brusco e irregular. As feições observadas sugerem tratar-se de zona de transição entre o diamictito acima descrito e o argilito sobreposto.
- c. (~0,5 m) Faixa estratificada, com argilito e diamictito arenoso, contendo clastos centimétricos, subarredondados, de composição granítica e quartizítica.
- d. (~4 m) Argilito, de aspecto geral maciço, localmente estratificado, de coloração avermelhada. O contato com a litologia subjacente é transicional.
- e. (~2 m) Arenito, fino a médio, de coloração bege esbranquiçado, mineralogicamente imaturo, de aspecto geral maciço. O contato

com a litologia subjacente é brusco e irregular, localmente transicional.

Ponto SP-75-02 (0257027 / 7405932)

km 7

Embasamento Cristalino (Grupo São Roque).

Ponto SP-75-03 (0256203 / 7405197)

Afloramento em ambos os lados da estrada, próximo ao Viaduto Tereza C. G. de Luca, com aproximadamente 500 m de extensão por até 15 m de altura.

Arenito fino a muito fino, coloração bege esbranquiçado, mal selecionado, mineralogicamente imaturo, de aspecto geral maciço e com clastos centimétricos a subcentimétricos, de composição sedimentar (argilito / siltito), dispersos e sustentados pela matriz, além de concreções centimétricas a decimétricas.

Megascopicamente observa-se que o corpo arenítico é disposto em camadas decimétricas a métricas, as quais são delimitadas por contatos bruscos, que exibem marcas onduladas assimétricas de dimensões decimétricas e estruturas de escape de fluidos, tais como, estruturas em prato (*dish*) e tubos inclinados, subverticais, de dimensões milimétricas. Essas estruturas possivelmente delimitam pulsos de fluxos gravitacionais de sedimentos.

Ponto SP-75-04 (0253829 / 7403421)

Afloramento no lado direito da estrada, rumo Sorocaba, com aproximadamente 250 m de extensão por até 5 m de altura.

Intercalações de arenito fino com laminação cruzada de baixo ângulo e argilito com laminação horizontal. O afloramento apresenta coloração avermelhada. São observados icnofósseis em forma de “tubos” inclinados, subverticais, de dimensões centimétricas.

8.3 Seções geológicas & Colunas estratigráficas

Com base nas análises dos afloramentos descritos, foram confeccionados perfis geológicos e suas respectivas colunas estratigráficas, correspondentes às

seções estudadas ao longo das rodovias SP-270 (Seção geológica e Coluna estratigráfica 1) e SP-75 (Seção geológica e Coluna estratigráfica 2).

Como explicado no Capítulo 4, os perfis geológicos / topográficos foram construídos utilizando-se o método de Smith (1925), já aplicado com sucesso em Saad (1977), Santos (1979), Canuto (1985 e 1993), Canuto *et al.* (2001), Chaves Jr. (2002), Araújo (2002), Gobatto (2005) e Madeira (2006).

Em anexo encontram-se os perfis geológicos (Anexos 2 e 3), colunas estratigráficas (Anexos 4 e 5), mapas de pontos (Anexos 6 e 7), assim como a legenda dos símbolos litológicos, fossilíferos e estruturais utilizados (Anexo 1).

9. PETROGRAFIA SEDIMENTAR & POTENCIAL HIDROGEOLÓGICO

9.1 Análise microscópica

Tendo em vista a oportunidade de avaliar o potencial hidrogeológico dos sedimentos do Subgrupo Itararé, principalmente no que se refere aos arenitos, foi realizado o estudo da petrografia sedimentar de quatro amostras de diferentes níveis estratigráficos (1, 3, 7 e 10 m) do mesmo corpo rochoso, localizado na rodovia Senador José Ermínio de Moraes (SP-75 - UTM: 0256203 / 7405197).

O arenito amostrado nos níveis 1, 3 e 7 m (Figura 25) é, basicamente, composto de quartzo (~70%), feldspato (~20%), fragmentos líticos (muscovita-biotita xisto, granitóides, quartzito e quartzo de veio) e opacos (<10%), contendo ainda, em quantidade menor que 2%, outros minerais, tais como biotita, muscovita, granada, zircão, estaurolita, sillimanita e rutilo. No geral, a rocha apresenta aproximadamente 90% de arcabouço, 8% de matriz terrígena criptocristalina (filossilicatos, quartzo e feldspato) e 2%, ou menos, de cimento composto essencialmente por calcedônia, óxido de ferro e filossilicatos. Texturalmente, exibe seleção granulométrica pobre, com os grãos do arcabouço alcançando dimensões superiores a 1 mm. No geral, os grãos são subangulares e pouco esféricos a subesféricos.

Entretanto, o arenito amostrado no nível 10 m (Figura 25) apresenta melhor maturidade granulométrica, textural e mineralógica. É composto de quartzo (~85%), feldspato (~10%), fragmentos líticos (muscovita-biotita xisto, granitóides, quartzito e quartzo de veio) e opacos (<5%), contendo ainda, em quantidade menor que 2%, outros minerais, tais como biotita, muscovita, granada, zircão, estaurolita, sillimanita e rutilo. A rocha apresenta, aproximadamente, 97% de arcabouço, 2% de matriz terrígena criptocristalina (filossilicatos, quartzo e feldspato) e 1%, ou menos, de cimento composto essencialmente por calcedônia, óxido de ferro e filossilicatos. Texturalmente, exibe boa seleção granulométrica, com os grãos com moda de 0,125 mm (areia fina), subangulares a subarredondados e subesféricos.

Outro parâmetro observado nessas lâminas foi a porosidade. Foram analisados uma população de 100, 200 e 300 pontos por lâmina, em cinco seções transversais (Tabela 3), que possibilitaram calcular a porosidade em aproximadamente 10%.

amostra	pontos	poros	não poros	porosidade	média
SP-75 (1m)	100	8	92	8,0%	8,2%
	200	17	183	8,5%	
	300	25	275	8,3%	
SP-75 (3m)	100	9	91	9,0%	8,5%
	200	15	185	7,5%	
	300	27	273	9,0%	
SP-75 (7m)	100	13	87	13,0%	10,7%
	200	18	182	9,0%	
	300	31	269	10,3%	
SP-75 (10m)	100	13	87	13,0%	12,8%
	200	25	175	12,5%	
	300	39	261	13,0%	

Tabela 3: Resultados obtidos na contagem de poros.

Segundo o diagrama triangular de Folk (1968), as amostras podem ser classificadas como subarcósio a arcósio lítico, uma vez que uma pequena variação no teor de um dos três componentes pode mudar a classificação.

Figura 25: Fotomicrografias (A - B) das amostras SP-75 (1, 3, 7 e 10 m).

C. Amostra SP-75 (3 m), arenito médio a grosso, aspecto geral da amostra. Objetiva: 2,5x, nicóis cruzados.

D. Amostra SP-75 (3 m), arenito médio a grosso, detalhe do arcabouço, notar clastos de quartzo que formam a rocha. Objetiva: 5x, nicóis cruzados.

E. Amostra SP-75 (7 m), arenito médio a grosso, aspecto geral da amostra. Objetiva: 2,5x, nicóis cruzados.

F. Amostra SP-75 (7 m), arenito médio a grosso, detalhe do arcabouço, notar clastos de quartzo que formam a rocha. Objetiva: 5x, nicóis cruzados.

G. Amostra SP-75 (10 m), arenito fino, aspecto geral da amostra. Objetiva: 2,5x, nicóis cruzados.

H. Amostra SP-75 (10 m), arenito fino, detalhe do arcabouço, notar clastos de quartzo que formam a rocha. Objetiva: 5x, nicóis cruzados.

Figura 25 (cont.): Fotomicrografias (C - H) das amostras SP-75 (1, 3, 7 e 10 m).

9.2 Potencial hidrogeológico

Segundo análise feita por Gobatto (2005) dos 24 poços estudados, cadastrados no Departamento de Águas e Energia Elétrica de São Paulo (DAEE), localizados na área de estudo, sete cortaram inteiramente o Cristalino, sete foram perfurados somente no Aquífero Tubarão, oito encontraram a interface entre Grupo Tubarão e Cristalino, além de dois outros poços cacimba inteiramente escavados no aluvião (Gráfico 1).

Segundo Gobatto (2005), os poços que captam água somente do aquífero Tubarão, ou em conjunto com outra unidade, alcançam vazão média de 10 m³/h. No entanto, em alguns destes poços, como no caso dos de propriedade da *SABESP* (Companhia de Saneamento Básico do Estado de São Paulo), estas informações não são encontradas disponíveis.

Gráfico 1: Distribuição dos 24 poços cadastrados no DAEE na área de estudo. Modificado de Gobatto (2005).

No que se refere ao estudo preliminar do potencial hidrogeológico tendo por base as amostras de arenitos da área do estudo, as análises petrográficas demonstram baixa porosidade, variando de 8 e 13%. No entanto, apesar da baixa porosidade, não se descarta a possibilidade desses arenitos poderem constituir bons aquíferos, já que existem poços produtores presentes na área o que torna possível considerar que o Aquífero Tubarão, nesta região, poderá vir a constituir fonte alternativa para obtenção de água, principalmente nas pequenas propriedades. O

reduzido número de poços na região pode, ao que parece, ser conseqüência da extrema variabilidade faciológica lateral e horizontal que caracteriza o Subgrupo Itararé.

10. INFORMAÇÕES PALEONTOLÓGICAS

10.1 Palinologia

10.1.1 Descrição e análise das amostras

Foram processadas sete amostras, denominadas de 4.1i e 4.2i (ponto SP-270-64), 6i (ponto SP-270-62), 7i (ponto SP-270-61), 8i (ponto SP-270-60), 9.1i e 9.2i (ponto SP-270-59). A docente e pesquisadora da Universidade Estadual do Rio de Janeiro (UERJ), Luzia Antonioli, contribuiu na análise das amostras. Das sete amostras analisadas, duas se apresentaram estéreis (6i e 7i), e as cinco amostras restantes se mostraram bastante férteis, apesar da amostra 4.2i conter resíduo carbonizado. Os resultados das análises palinológicas das amostras férteis são mostrados abaixo:

Amostra 4.1i

a. Palinomorfos presentes:

- **in situ:** *Calamospora hartugiana*, *Punctatisporites gretensis*, *Lophotriletes novicus*, *Brevitriletes cornutus*, *Horriditriletes ramosus*, *Granulatisporites austroamericanus*, *Verrucosisporites morulatus*, *Vallatisporites vallatus*, *Vallatisporites* sp., *Cristatisporites inconstans*, *Laevigatosporites vulgaris*, *Caheniasaccites ovatus*, *Potonieisporites novicus*, *Canannoropollis korbaensis*, *Plicatipollenites malabarensis*, *Limitisporites rectus*, *Protohaploxypinus bharadwaj*, *Protohaploxypinus hartii*, *Protohaploxypinus* sp., *Illinites unicus*, *Vittatina costabilis*, *Vittatina vittifera*, *Vittatina subsaccata*, *Cycadopites follicularis*, *Cycadopites cymbatus*, *Portalites* spp., *Tasmanites* spp. e *Botriococcus* spp.
- **retrabalhados:** sem retrabalhamento.

b. Resíduo orgânico: matéria orgânica lenhosa.

- c. **Ambiente:** a associação palinológica sugere ambiente predominantemente continental, porém com forte evidência de influência marinha, dada a presença de *Tasmanites*. A presença igualmente de *Botriococcus* sugere ambiente lacustre ou marinho raso e costeiro, com baixa salinidade.
- d. **Bioestratigrafia e idade:** a presença de espécies do gênero *Vittatina*, associada a baixa frequência de grãos de polens taeniados, indica que a amostra pode ser posicionada cronoestratigraficamente no Permiano inferior, possivelmente entre o Asseliano e o Sakmario, palinozonas H₃-I₁ de Daemon & Quadros (1970).

Amostra 4.2i

- a. **Palinomorfos presentes:**
- **in situ:** *Calamospora hartugiana*, *Punctatisporites gretensis*, *Deltoidospora* sp., *Granulatisporites austroamericanus*, *Brevitriletes levis*, *Verrucosisporites morulatus*, *Vallatisporites* sp., *Horriditriletes ramosus*, *Caheniasaccites ovatus*, *Potonieisporites novicus*, *Potonieisporites* sp., *Canannoropollis korbaensis*, *Plicatipollenites malabarensis*, *Limitisporites rectus*, *Protohaploxypinus* sp., *Vittatina costabilis*, *Cycadopites follicularis*, *Tasmanites* spp. e *Botriococcus* spp.
 - **retrabalhados:** sem retrabalhamento.
- b. **Resíduo orgânico:** matéria orgânica lenhosa, um tanto carbonizada com palinomorfos levemente corroídos.
- c. **Ambiente:** a associação palinológica sugere ambiente predominantemente continental, porém com forte evidência de influência marinha, dada a presença de *Tasmanites*. A presença igualmente de *Botriococcus* sugere ambiente lacustre ou marinho raso e costeiro, com baixa salinidade.
- d. **Bioestratigrafia e idade:** a presença de espécies do gênero *Vittatina*, associada a baixa frequência de grãos de polens taeniados, indica que a amostra pode ser posicionada cronoestratigraficamente no Permiano

inferior, possivelmente entre o Asseliano e o Sakmariano, palinozonas H₃ de Daemon & Quadros (1970).

Amostra 8i

a. **Palinomorfos presentes:**

- **in situ:** *Calamospora hartugiana*, *Punctatisporites gretensis*, *Lophotriletes novicus*, *Brevitriletes cornutus*, *Horriditriletes ramosus*, *Horriditriletes curvibaculosus*, *Granulatisporites austroamericanus*, *Granulatisporites confluens*, *Verrucosisporites morulatus*, *Vallatisporites ciliaris*, *Vallatisporites vallatus*, *Vallatisporites* sp., *Cristatisporites inconstans*, *Laevigatosporites vulgaris*, *Laevigatosporites minimus*, *Caheniasaccites ovatus*, *Potonieisporites novicus*, *Potonieisporites brasiliensis*, *Canannoropollis densus*, *Canannoropollis korbaensis*, *Plicatipollenites trigonalis*, *Plicatipollenites malabarensis*, *Limitisporites rectus*, *Chordasporites* sp., *Protohaploxypinus bharadwaj*, *Protohaploxypinus hartii*, *Protohaploxypinus* sp., *Striatoabieites multistriatus*, *Illinites unicus*, *Vittatina costabilis*, *Vittatina vittifera*, *Vittatina subsaccata*, *Cycadopites follicularis*, *Cycadopites cymbatus* e *Botriococcus* spp.
- **retrabalhados:** sem retrabalhamento.

b. **Resíduo orgânico:** matéria orgânica lenhosa, bem preservada.

c. **Ambiente:** a associação palinológica sugere ambiente predominantemente continental. A presença igualmente de *Botriococcus* sugere ambiente lacustre ou marinho raso, costeiro e com baixa salinidade.

d. **Bioestratigrafia e idade:** a presença de espécies do gênero *Vittatina*, associada a baixa frequência de grãos de polens taeniados, indica que a amostra pode ser posicionada cronoestratigraficamente no Permiano inferior, possivelmente entre o Asseliano e o Sakmariano, palinozonas H₃-I₁ de Daemon & Quadros (1970).

Amostra 9.1i

a. Palinomorfos presentes:

- **in situ:** *Calamospora hartugiana*, *Punctatisporites gretensis*, *Granulatisporites austroamericanus*, *Granulatisporites confluens*, *Horriditriteles ramosus*, *Verrucosisporites morulatus*, *Vallatisporites vallatus*, *Vallatisporites* sp., *Cristatisporites inconstans*, *Cristatisporites* sp., *Caheniasaccites ovatus*, *Potonieisporites novicus*, *Potonieisporites brasiliensis*, *Canannoropollis densus*, *Canannoropollis korbaensis*, *Scheuringipollenites ovatus*, *Plicatipollenites* sp., *Plicatipollenites malabarensis*, *Striomonosaccites ovatus*, *Limitisporites rectus*, *Protohaploxypinus* sp., *Illinites unicus*, *Vittatina costabilis*, *Vittatina vittifera*, *Vittatina subsaccata*, *Marsupipollenites triradiatus*, *Cycadopites follicularis*, *Cycadopites cymbatus*, *Tasmanites* spp. e *Botriococcus* spp.
- **retrabalhados:** sem retrabalhamento.

b. **Resíduo orgânico:** matéria orgânica lenhosa, bem preservada.

c. **Ambiente:** a associação palinológica sugere ambiente predominantemente continental, porém com forte evidência de influência marinha, dada a presença de *Tasmanites*. A presença igualmente de *Botriococcus* sugere ambiente lacustre ou marinho raso e costeiro, com baixa salinidade.

d. **Bioestratigrafia e idade:** a presença de espécies do gênero *Vittatina* e da espécie *Marsupipollenites triradiatus*, associada a baixa frequência de grãos de polens taeniados, indica que a amostra pode ser posicionada cronoestratigraficamente no Permiano inferior, possivelmente entre o Asseliano e o Sakmario, palinozonas H₃-I₁ de Daemon & Quadros (1970).

Amostra 9.2i

a. Palinomorfos presentes:

- **in situ:** *Calamospora hartugiana*, *Punctatisporites gretensis*, *Brevitriteles cornutus*, *Horriditriteles ramosus*, *Granulatisporites*

austroamericanus, *Granulatisporites confluens*,
Verrucosisporites morulatus, *Vallatisporites ciliaris*,
Vallatisporites vallatus, *Vallatisporites* sp., *Cristatisporites*
inconstans, *Spelaeotriletes ybertii*, *Laevigatosporites vulgaris*,
Caheniasaccites ovatus, *Potonieisporites novicus*,
Potonieisporites brasiliensis, *Canannoropollis densus*,
Canannoropollis korbaensis, *Plicatipollenites malabarensis*,
Scheuringipollenites ovatus, *Limitisporites rectus*,
Chordasporites sp., *Protohaploxylinus hartii*,
Protohaploxylinus sp., *Illinites unicus*, *Vittatina costabilis*,
Cycadopites follicularis, *Cycadopites cymbatus*, *Tasmanites*
 spp., *Deusilites tenuistriatus* e *Botriococcus* spp.

- **retrabalhados:** sem retrabalhamento.
- b. **Resíduo orgânico:** matéria orgânica lenhosa.
- c. **Ambiente:** a associação palinológica sugere ambiente predominantemente continental, porém com forte evidência de influência marinha, dada a presença de *Tasmanites* e *Deusilites tenuistriatus*. A presença igualmente de *Botriococcus* sugere ambiente lacustre ou marinho raso e costeiro, com baixa salinidade.
- d. **Bioestratigrafia e idade:** com base na amplitude estratigráfica da espécie *Spelaeotriletes ybertii*, associada à presença de baixas frequências de *Vittatina* e formas bissecadas teniadas, sugere-se que a amostra pode ser posicionada cronoestratigraficamente a partir do Carbonífero Superior até o Permiano Inferior, palinozonas H₂-H₃ de Daemon & Quadros (1970).

10.1.2 Comentários

As amostras analisadas indicam que os 20% superiores da coluna sedimentar do Subgrupo Itararé na área do estudo correspondem a sedimentos com idades entre o Asseliano e Kunguriano, portanto incluídos entre o Carbonífero superior e Permiano inferior.

Conforme se observa na descrição e análise, com exceção da amostra 9.2i, no geral, as amostras apresentam resíduo orgânico, palinoflora e até mesmo ambiente muito semelhantes (marinho raso, costeiro) àqueles dos sedimentos característicos da parte superior do Subgrupo Itararé nas regiões ao sul do Arco de Ponta Grossa (Canuto 2001).

10.2 Microfósseis e megafósseis

A ocorrência fossilífera localiza-se no quilometro 122 da rodovia Raposo Tavares (SP-270), e estratigraficamente, situa-se no terço inferior da sucessão sedimentar do Subgrupo Itararé (Saad 1977).

O afloramento (UTM: 0229017 / 7393764) é constituído, da base para o topo, por siltito maciço (~1 m), recoberto, em contato brusco, por arenito fino lenticular (~1,5 m). Acima deste, ocorre um intervalo de aproximadamente 3 m de espessura, composto por interlaminações siltico-argilosas, contendo concreções fossilíferas centimétricas com forma oval (Figuras 26 e 27), recoberto por siltito arenoso maciço (~3 m). O afloramento, grosso modo, foi descrito por Saad (1977) como correspondente a um lamito.

Figura 26: Concreções fossilíferas centimétricas de composição cálcio-fosfática.

Segundo Saad (1977), as concreções inclusas neste nível estratigráfico, são de composição cálcio-fosfática, em cujo interior está preservada diversificada fauna marinha fóssil, composta de foraminíferos arenáceos e restos de peixes, dentre os quais se destacam escamas, dentes, espinhos, escamas de peixes e, principalmente, coprólitos espirais, os quais constituem o núcleo da maioria das concreções.

Figura 27: Concreção fossilífera em detalhe.

Esses coprólitos de peixe são semelhantes às formas descritas como *Enterospyron*, comuns em concreções de idade carbonífera, descritas em várias regiões da América do Norte, Europa e África (Saad 1977).

Segundo Saad (1977), o lamito apresenta associação de foraminíferos arenáceos, dentre os quais incluem as espécies *Hyperammina*, *Ammodiscus*, *Brunsiella*, *Textularia* e *Reophax*.

A existência de estratificação incipiente interna, aliada à associação idêntica de microfósseis encontradas tanto nas concreções, como na matriz que as contém, sugere um caráter epigenético para as mesmas (Lima *et al.* 1976). A fixação do carbonato de cálcio ocorreu possivelmente devido ao desprendimento de amônia

proveniente da decomposição dos restos orgânicos de peixe (e.g. coprólito, escamas ou espinhos - Lima *et al.* 1976).

A análise dos foraminíferos realizada por Lima *et al.* (1976), indica origem marinha para os lamitos em questão, o que, de acordo com outros dados disponíveis, confere ao ambiente um caráter de fase transgressiva ao mar.

11. FÁCIES SEDIMENTARES

11.1 Critérios utilizados para o reconhecimento de fácies

As seções SP-270, “Raposo Tavares” (Anexo 2) e SP-75, “Castelinho” (Anexo 3), respectivamente longitudinal e transversal ao rumo do mergulho das camadas, exibem a distribuição espacial de fácies sedimentares reconhecidas e suas relações estratigráficas.

O procedimento adotado no reconhecimento de fácies foi fundamentado principalmente no enfoque de campo, levando-se em conta a caracterização básica das litofácies. Este método tem como princípio a definição básica dos litotipos presentes, suas relações geométricas e inter-relações com outras unidades, além de suas estruturas sedimentares. A Tabela 4 sintetiza as principais litofácies reconhecidas para o Subgrupo Itararé na área do estudo.

Litologia	Nomenclatura faciológica	Sigla
Diamictito	1. Diamictito maciço compactado	Dm ₁
	2. Diamictito maciço não compactado	Dm ₂
	3. Diamictito maciço compactado deformado	Dm ₃
	4. Diamictito tabular	Dm ₄
	5. Diamictito lenticular	Dm ₅
Arenito	6. Arenito maciço tabular	Ar ₁
	7. Arenito maciço lenticular	Ar ₂
	8. Arenito com estratificação gradacional	Ar ₃
	9. Arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente	Ar ₄
	10. Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo e truncamentos	Ar ₅
Siltito	11. Siltito maciço	St ₁
	12. Siltito maciço com clastos dispersos	St ₂
Argilito	13. Folhelho ou argilito maciço	Fh ₁
	14. Folhelho ou argilito maciço, com clastos dispersos	Fh ₂
Interlaminação de argilito / siltito e arenito muito fino	15. Interlaminado	II

Tabela 4: Fácies sedimentares do Subgrupo Itararé na região de Sorocaba / Itapetininga.

A conceituação de fácies e nomenclatura, adotadas neste trabalho, seguem aquelas propostas por Canuto *et al.* (2001), como sendo o conjunto das características litológicas, sedimentares e orgânicas reconhecidas no campo. As fácies agrupadas em associações e comparadas aos modelos faciográficos existentes caracterizam processos sedimentares próprios e intercambiáveis, e, conseqüentemente, sistemas deposicionais.

Como tem sido usual em trabalhos de sedimentologia glacial, o termo diamicton e seu equivalente litificado, diamictito (Flint 1971), são utilizados, também nesta oportunidade, para denominar rochas formadas por quaisquer misturas mal selecionadas de seixos, areia e lama, independente do ambiente deposicional, quer seja glacial, proglacial, com influência glacial mais remota ou mesmo não-glacial, terrestre ou subaquoso (Eyles *et al.* 1983).

11.2 Fácies compostas por diamictito

1) *Diamictito maciço compactado*

Esta fácies é constituída de diamictito compacto, de aspecto maciço, com clastos milimétricos a decimétricos dispersos caoticamente na matriz silto-argilosa e apresentando tênue fissilidade horizontal. No geral, os clastos são subarredondados a arredondados, facetados, ocasionalmente apresentando estrias, e se concentram, comumente, no contato com o embasamento, embora possam ocorrer também dispersos homogeneamente na matriz. Sua composição varia desde rochas metamórficas (filitos, gnaisses, quartzitos e metassedimentos) a rochas plutônicas (granitos) do embasamento próximo.

Forma corpos delgados e descontínuos, com espessura variando de 2 a 60 cm, raramente excedendo 1 m. Comumente ocorre preenchendo irregularidades e depressões do embasamento cristalino de superfície plana, polida, estriada e glacioteconizada.

Próximo à base pode desenvolver-se foliação fina, ondulada e descontínua subparalela. Também ocorre pseudo-estratificação por cisalhamento, que é realçada por alinhamento de clastos. Pode ocorrer ainda *slickensides*, microfalhas inversas oblíquas e subverticais, inclusões de fragmentos de rocha do substrato, ao longo de espaços desenvolvidos em planos de falha (Figuras 28 e 29).

Figura 28: Fácies diamictito maciço compactado (Dm_1) no ponto Boa Vista 21. Em detalhe, tênue fissibilidade horizontal.

Figura 29: Fácies diamictito maciço compactado (Dm_1) no ponto Boa Vista 21, apresentando clastos dispersos caoticamente na matriz e tênue fissibilidade horizontal.

Esta fácies possui pequena expressão geográfica, visto que os corpos rochosos podem alcançar somente algumas dezenas de metros de extensão lateral. Exemplo: Diamictito, matriz silto-argilosa, bem coeso (duro), aspecto geral maciço e

compactado, com clastos dispersos de dimensões milimétricas a decimétricas, exposto no ponto Boa Vista 21.

Interpretação:

Durante o deslocamento da massa de gelo, os detritos nela incluídos normalmente se deslocam por gravidade para a base da geleira, e entram em contato com o substrato rochoso. Estes detritos, em processo de tração, provocam abrasão e erosão do embasamento local, dando origem a superfícies polidas e estriadas (Eyles *et al.* 1993, Canuto *et al.* 2001, Tomio 2004). Quando o arrasto de fricção entre os detritos e o embasamento é maior do que a tensão de cisalhamento imposta pelo gelo em movimento e, portanto, suficiente para inibir futuros movimentos dos detritos, ocorre a sua deposição por processo de alojamento. Tal processo pode ocorrer tanto para uma partícula como para uma massa de gelo basal rico em detrito (Boulton 1975 e 1982, Boulton & Deinoux 1981, Benn & Evans 1998).

Dessa forma, o depósito resultante, denominado till de alojamento, corresponde a depósitos formados por agregação subglacial de detritos liberados a partir da base de geleiras em movimento, os quais são depositados em irregularidades do substrato, cujo comportamento é rígido durante o avanço da massa de gelo (Boulton 1971, 1979 e 1982, Rocha-Campos & Canuto 1983, Canuto 1985, Eyles 1993, Rocha-Campos & Santos 2000, Tomio 2004, Salvetti 2005).

Este processo resulta no acúmulo de massa sedimentar sob a forma de corpos delgados e descontínuos, extremamente compactados, e não inteiramente maciços, os quais podem intercalar-se com delgados depósitos acanalados rasos de águas de degelo (Rocha-Campos & Santos 2000, Viviani 2001, Salvetti 2005). A alta compacidade desses depósitos é acompanhada por maior densidade, maior velocidade sísmica, maior resistência a cisalhamento, e baixas porosidade e razão de vazios (Dreimanis 1976).

Evidência de cisalhamento, tais como falhas inversas e estruturas tipo *slickensides* são comuns neste tipo de depósitos. Estruturas tipo *slickensides* são desenvolvidas sobre lâminas e/ou escamas de foliação do diamictito, junto ao contato deste com o substrato. A coincidência entre a direção dessas estruturas e a das estrias de abrasão glacial permite atribuí-las a esforços causados pela movimentação da geleira sobre o substrato (Ehlers & Stephan 1979).

Tendo em conta as informações e discussão acima, então, as ocorrências de diamictito maciço, compactado, foram consideradas como tilitos de alojamento.

2) *Diamictito maciço não compactado*

Esta fácies é constituída de diamictitos, não compactados, de aspecto geral maciço, porém com estratificação e deformação localizadas, com clastos milimétricos a decimétricos dispersos caoticamente na matriz silto-arenosa, podendo ou não conter lentes descontínuas de areia e silte, e de detritos mal selecionados. Esses sedimentos podem apresentar contatos difusos, devidos a sua origem englacial. Localmente, os clastos apresentam incipiente orientação preferencial (Figuras 30 e 31).

Estes diamictitos normalmente formam corpos tabulares extensos de espessuras até decamétricas, os quais muitas vezes são sobrepostos, em contato transicional, por ritmitos, diamictitos de aspecto laminado e folhelhos com clastos caídos.

O diamictito maciço não compactado, normalmente ocorre sobreposto ao tilito de alojamento, embora, localmente, possa também ocorrer assentado diretamente sobre pavimentos estriados ou com caneluras. Pode ainda, ocorrer em posição intraformacional, porém neste caso, não são observados pavimentos estriados intraformacionais. Exemplo: Diamictito, matriz silto-arenosa, de aspecto maciço, com e com clastos milimétricos (mais abundantes) a decimétricos, dispersos na matriz, exposto no topo do ponto SP-270-65.

Interpretação:

Quando as geleiras interrompem seu movimento de avanço, o degelo produz liberação e acumulação subglacial e supraglacial de fragmentos líticos. Dessa forma, estes diamictitos acumulam-se *in situ* sob gelo estagnado, retendo algumas das feições dos detritos englaciais, dos quais são derivados (Boulton 1970a, Rocha-Campos & Santos 2000). Esse processo, denominado *melt-out*, é uma acumulação grão a grão, à medida que cada partícula ou agregado de partículas libera-se do gelo (Paul & Eyles 1990).

Figura 30: Aspecto geral maciço e geometria tabular da fácies diamictito maciço não compactado (Dm_2) no ponto SP-270-65.

Figura 31: Fácies diamictito maciço não compactado (Dm_2) no ponto SP-270-65, apresentando clastos dispersos caoticamente na matriz.

Estes diamictitos podem apresentar características tais como: composição, textura e/ou cor distintas dos diamictitos circundantes, orientação preferencial de clastos paralela ao fluxo do gelo, e presença de lentes descontínuas de sedimentos pobremente selecionados (Lawson 1981). Essas lentes podem envolver ou se

acomodarem ao redor de clastos maiores, como resultado da compactação diferencial (Shaw 1982).

O diamictito maciço não compactado é normalmente recoberto por sedimentação de outras unidades, visto que, normalmente após um evento glacial (avanço e recuo), ocorre elevação do nível do mar, que ocasiona transgressão marinha e a deposição de sedimentos marinhos pelágicos e de fluxos gravitacionais glaciogênicos por desestabilização de sedimentos acumulados na margem da bacia local. Esses podem ser ainda sobrepostos por folhelhos depositados em fase de mar alto. Sendo assim, os diamictitos maciços não compactados têm grande possibilidade de serem preservados, sob a carga sedimentar acima referida.

Tendo em vista os comentários acima, no que concerne às características e conceitos teóricos, considera-se aqui que os diamictitos maciços não compactados devem corresponder a tilitos de ablação (*melt-out*) subglacial.

Quando comparados aos tills de alojamento, os tills de ablação podem apresentar quantidades menores de sedimentos pelágicos (silticos), o que pode ser explicado pela menor abrasão sofrida pelos detritos englaciais (Haldorsen 1983).

3) *Diamictito maciço compactado deformado*

Esta fácies é composta por diamictito de matriz silto-arenosa com aspecto macroscopicamente maciço. Entretanto, são observadas fraturas inclinadas com baixo ângulo, associadas, acima e abaixo, a zonas misturadas, ou mosqueadas, contendo fragmentos da rocha do substrato circundados irregularmente pelo diamictito, através de contatos difusos (Figura 32). Ocorrem, também, lascas do sedimento subjacente ao diamictito, com espessuras até centimétricas e comprimentos de até quase um metro, preenchendo algumas dessas fraturas, às vezes até de forma semelhante a intercalações (Figura 33). Exemplo: Diamictito silto-arenoso sobreposto a diamictito silto-argiloso, maciço a lenticular, expostos no ponto SP-270-03.

Interpretação:

Sedimentos formados e deformados na base da geleira, associados a sedimentos inconsolidados do substrato, também deformados pela sobrepassagem

da geleira, processo esse que pode causar mistura das litologias, originando tills de deformação.

Figura 32: Contanto entre as fácies diamictito lenticular (Dm_5) recoberto por diamictito maciço compactado deformado (Dm_3) no ponto SP-270-03. Notar fraturas na base do diamictito superior indicativas de cisalhamento. Caneta como escala.

Figura 33: Fácies diamictito maciço compactado deformado (Dm_3), cisalhado e com fragmentos em forma de lasca de diamictito silto-argiloso (Ponto SP-270-03).

No caso, tem-se um tilito de deformação (Bennett & Glasser 1996, Canuto & Santos, no prelo).

4) *Diamictito tabular*

Esta fácies é constituída de diamictito, de aspecto geral maciço, com clastos centimétricos a decimétricos, arredondados a subangulares, alguns deles facetados e/ou estriados, dispersos caoticamente na matriz silto-argilosa (Figuras 34 e 35). Os clastos mostram-se normalmente sem orientação preferencial, a não ser nas camadas pouco espessas próximas à base e na interface das camadas do diamictito, onde alguns clastos tornam-se emergentes e dispostos paralelamente à superfície de contato.

A rocha forma corpos tabulares decimétricos a decamétricos, que podem conter camadas de arenito pouco a bastante deformadas, por vezes dobradas, estiradas, rompidas e falhadas, até mesmo em forma de "bolas".

O contato inferior é sempre brusco, enquanto o contato superior, eventualmente, pode ser transicional para folhelho negro. Exemplo: Diamictito de matriz silto-argilosa, tabular, de aspecto macroscopicamente maciço, com clastos milimétricos a decimétricos, exposto no ponto SP-270-08.

Figura 34: Aspecto geral da fácies diamictito tabular (Dm₄), apresentando clastos dispersos caoticamente na matriz e tênue estratificação (Ponto SP-270-08).

Figura 35: Aspecto geral maciço da fácies diamictito tabular (Dm₄) no ponto SP-270-16. Notar clastos dispersos caoticamente na matriz.

Interpretação:

As características acima descritas coincidem com numerosas descrições sobre depósitos de fluxo de detritos coesivos encontradas na literatura (e.g. Fisher 1971, Anderson *et al.* 1979, Lewis *et al.* 1980, Stow 1986, Eyles 1987 e 1990, Einsele 1991, Shanmungam 2000, Canuto *et al.* 2001, Salvetti 2005).

Os fluxos de detritos coesivos que originam estes diamictitos se desenvolvem na parte proximal do talude ou plataforma, onde a inclinação é mais suave e relativamente regular, e fluem livremente declive abaixo, em condições não-canalizadas (não-confinadas).

O aspecto geral maciço, que aparenta homogeneidade textural, com clastos “flutuando” na matriz, corresponde a uma das feições características dos depósitos formados por fluxos de detritos coesivos (Lowe 1982, Shanmungam 2000), a qual implica em mistura e perda mínima, ou nula, de qualquer fração de sedimento, durante o movimento da massa sedimentar.

Durante o processo gravitacional, que apresenta reologia plástica e estado de fluxo laminar, os clastos maiores podem ser postos em suspensão pela coesão da matriz e/ou por fluidos ascendentes de grande energia, embora estes possam, também, ser transportados junto ao fundo por rolamento ou simplesmente

deslizando sobre o substrato (Lowe 1982). No entanto, na base e nas margens, a maior deformação por cisalhamento (Walker 1986, Shanmugam 2000), ocasiona deslocamento mais lento do material e o alinhamento / imbricamento de clastos.

No geral, os sedimentos da parte interior se deslocam como um *êmbolo móvel* (Giannini & Riccomini 2000), com maior velocidade na zona central, e pouca deformação ocasionada por cisalhamento. Entretanto, deformações internas podem ocorrer devido aos fluidos ascendentes de grande energia que sustentam os clastos em meio a matriz (Lowe 1982).

A fase final da deposição ocorre por “congelamento coesivo” (imobilização) do fluxo laminar restante, mantendo, desse modo, as principais características do transporte sedimentar (Lowe 1982).

Essas características permitem identificar em afloramento as diferentes zonas do depósito de fluxo coesivo de detritos, visto que o depósito constituído acima da base não apresenta gradação aparente, estratificação ou alinhamento preferencial de clastos.

Os clastos emergentes, paralelos à superfície de contato, observados na interface das camadas do diamictito, sugerem seu rearranjo na massa sedimentar plástica pelo fluxo sobrejacente, através de cisalhamento. O contato superior transicional demonstra que os fluxos são subaquáticos.

Os fluxos de detritos coesivos podem ser resultantes da evolução do movimento gravitacional para jusante de depósitos de escorregamento (*slumping*) e/ou deslizamento (*sliding*) incoerente subaquosos ou subaéreos (Mutti 1992, Shanmugam 1996 e 2000, Giannini & Riccomini 2000). Isso pode explicar a ocorrência das poucas camadas de arenito intercaladas que se apresentam deformadas, dobradas, rompidas, estiradas (*boudinage*) e falhadas. Possivelmente esses arenitos se deformaram durante o processo gravitacional, visto que transformações de fluxo podem ocorrer inúmeras vezes, fazendo com que este varie sua reologia e estado de fluxo. Assim, as feições em “bolas” de arenito representam a situação extrema de deformação das camadas de areia.

Dessa forma, os diamictitos dessa fácies são interpretados como produtos de fluxos de detritos coesivos (Lowe 1979 e 1982, Postma 1986, Visser 1983, Canuto 1993, Canuto *et al.* 2001), os quais também são denominados debritos (Stow 1986, Einsele 1991).

5) *Diamictito lenticular*

Diamictito maciço similar ao diamictito maciço tabular, diferenciando-se deste apenas pela geometria dos corpos preservados, a qual se apresenta em forma de canais amalgamados e superpostos (Figuras 36 e 37). Pode ocorrer orientação preferencial de clastos.

A rocha forma lobos de seção lenticular e aspecto acanalado, centimétrico a decimétrico, neste último caso, superpostos e coalescidos. Esses podem ou não ocorrer orientados paralelamente aos planos de acamamento.

O contato inferior é sempre brusco, enquanto o contato superior, pode eventualmente, ser transicional para folhelho negro. Exemplo: Diamictito de matriz siltosa, disposto em forma de camadas lenticulares centimétricas a decimétricas, com raros clastos centimétricos dispersos na matriz, exposto no ponto SP-270-07.

Figura 36: Aspecto geral da fácies diamictito lenticular (Dm₅) no ponto Boa Vista 12. Notar camadas em forma de lobos / lentes.

Interpretação:

Os diamictitos dessa fácies também são interpretados como produtos de fluxos de detritos coesivos (Lowe 1979 e 1982, Visser 1983, Postma 1986, Canuto 1993, Canuto *et al.* 2001). Apresentam as mesmas características descritas para os

diamictitos maciços tabulares, deles distinguindo-se pela geometria dos depósitos, neste caso lobos acanalados.

Figura 37: Detalhe das camadas em forma lentes da fácies diamictito lenticular (Dm_5) no ponto Boa Vista 12.

Os fluxos de detritos coesivos, que geram esses diamictitos, podem manter seu curso ou mudá-lo lateralmente, de acordo com possíveis irregularidades do talude ou rampa, o que resulta na sobreposição e colmatação dos depósitos (Lowe 1982, Canuto 1993, Canuto *et al.* 2001). Em relação ao diamictito tabular, o diamictito lenticular é depositado em partes mais distais da parte superior dos leques submarinos, onde a declividade do talude geralmente é mais acentuada.

11.3 Fácies compostas por arenito

6) Arenito maciço tabular

Fácies composta por arenito de granulometria fina a média, raramente atingindo a fração areia grossa, e com matriz essencialmente silto-argilosa. Apresenta-se geralmente com aspecto maciço, porém internamente, pode exibir estratificações dos tipos plano-paralela, cruzada tabular e cruzada acanalada, de dimensões centimétricas a decimétricas, que podem ser irregulares, interrompidas ou deformadas (Figuras 38 e 39).

Figura 38: Aspecto geral maciço e geometria tabular da fácies arenito maciço tabular (Ar_1) no ponto SP-75-03.

Figura 39: Detalhe da fácies arenito maciço tabular (Ar_1) no ponto SP-75-03.

Podem conter intercalações de argilitos, siltitos ou diamictitos, cujos contatos com os arenitos são normalmente bruscos e planos, e podem exibir turboglifos (*flute marks*) em sua base. Localmente pode apresentar estruturas de escape de água, tais como, estrutura “em prato” (*dish structure*), e outras com forma de condutos

irregulares com orientação verticalizada. Pode, ainda, exibir intervalos de canais entrecortados em contato erosivo sobre camadas já depositadas, preenchidos por areia granulometricamente um pouco mais grossa, principalmente no topo desta unidade.

Clastos milimétricos a centimétricos, geralmente de argilito ou siltito ocorrem isoladamente “flutuando” na matriz silto-argilosa desta unidade, porém sem deformar sua estrutura interna. Concreções de dimensão centimétrica a decimétrica são comuns e ocorrem isoladamente. Esta fácies forma espessos pacotes tabulares, com espessura métrica a decimétrica. Exemplo: Arenito fino, mal selecionado, mineralogicamente imaturo, de aspecto geral maciço e com clastos centimétricos a subcentimétricos sustentados pela matriz, exposto no ponto SP-75-03.

Interpretação:

Os arenitos dessa fácies apresentam-se com aspecto geral maciço, contendo clastos suspensos, sem gradação aparente, e com estruturas de escape de água no topo das camadas, características estas típicas de fluxos liquefeitos ou fluidizados (Lowe 1976 e 1982, Canuto *et al.* 2001). Segundo Lowe (1976 e 1979), o caráter intergranular ascensional dos fluxos liquefeitos, responsáveis pela deposição de arenitos finos e siltitos arenosos, com aspecto maciço, ou mostrando estruturas de escape de água, torna-os potencialmente móveis por longas distâncias. Todavia, esta capacidade de deslocamento no espaço físico é, em parte, discutível, como comentou Mutti (1992). Embora conceitualmente importantes, os fluxos liquefeitos e fluidizados não são aparentemente eficazes no transporte de quantidades significativas de sedimento através de grandes distâncias (Mutti 1992, Salvetti 2005).

Entretanto, para sustentar clastos em sua matriz, são necessárias pressão dispersiva e resistência da matriz. Assim, fluxos liquefeitos e fluxos turbidíticos, caracteristicamente turbulentos, não apresentam condições necessárias para manter clastos em suspensão, visto que, nesses tipos de fluxos, a carga de clásticos grossos é transportada por arrasto junto ao substrato por sobre o qual fluem (Salvetti 2005). Desta forma, interpreta-se que estes arenitos foram depositados por fluxos de detritos arenosos (*sandy debris flow* - Shanmungam 1996), em que a resistência da matriz é suficiente para sustentar partículas de dimensões diversas, inclusive clastos centimétricos.

Esses fluxos de detritos arenosos se localizariam, preferencialmente, na parte intermediária de leques submarinos (*middle-fan* ou *suprafan*) distribuídos ao longo da borda da bacia, os quais eram alimentados pelas águas de degelo (Mastalerz 1995, Canuto *et al.* 2001, Salvetti 2005).

A ausência generalizada de estruturas sedimentares resultantes de transporte e deposição através de mecanismos de tração ou correntes subaquáticas, a espessura regular e a geometria das camadas sedimentares, e a superposição direta de unidades areníticas bem selecionadas, sem gradação, alternando-se com camadas lamíticas, corroboram a hipótese de gênese por fluxos de detritos arenosos (*sandy debris flow* - Shanmugam 1996).

Estruturas internas, tais como lâminas sub-horizontais, irregulares, interrompidas lateralmente, deformadas, que formam, às vezes, dobras estiradas e recumbentes, resultam de cisalhamento sindeposicional (Nardin *et al.* 1979), ou deformação hidroplástica, seguida ou acompanhada de liquefação parcial, e afundamento de camadas superiores devido a instabilidade de densidade e escape de água na vertical (Lowe 1976).

A ocorrência de estruturas “em prato” (*dish structures*) e outras estruturas de escape de água sob a forma de canais irregulares verticalizados, preenchidos por arenito possivelmente fluidificado (*pillars* - Lowe 1975 e 1976), indicam estado de liquefação nos estágios finais da deposição por fluxos de detritos arenosos.

7) Arenito maciço lenticular

Fácies composta por arenito de granulometria fina a média, que ocorrem na forma de lobos lenticulares canalizados, coalescidos e superpostos, com largura de seção transversal métrica e espessura decimétrica (Figuras 40 e 41). Os contatos entre os lobos canalizados são normalmente bruscos e acompanham a geometria das camadas. Estes podem conter turboglifos (*flute marks*) em sua base, que podem apresentar também estruturas de escape de água, tais como, estrutura “em prato” (*dish structure*), e outras com forma de canais irregulares com orientação verticalizada.

O arenito apresenta aspecto geral maciço, porém internamente pode exibir estratificações de dimensões centimétricas a decimétricas, dos tipos plano-paralelas,

cruzadas tabulares e cruzadas acanaladas, que podem ser irregulares, interrompidas ou deformadas (Figura 41).

Figura 40: Aspecto geral da fácies arenito maciço lenticular (Ar_2) no ponto Boa Vista 16. Em destaque camadas em forma lenticular.

Figura 41: Detalhe da fácies arenito maciço lenticular (Ar_2) no ponto Boa Vista 16.

Exemplo: Arenito fino, siltoso, mal selecionado, mineralogicamente imaturo, sob a forma de camadas lenticulares centimétricas a decimétricas, com estratificação interna incipiente, contendo fragmentos de folhelho, exposto no topo do ponto Boa Vista 16.

Interpretação:

De modo geral, estes arenitos apresentam as mesmas características descritas para os arenitos maciços tabulares, deles diferenciando-se pela geometria dos corpos. Dessa forma, também são interpretados como produtos de fluxos de detritos arenosos (*sandy debris flow* - Shanmugam 1996). Os processos responsáveis pela deposição destes arenitos, da mesma maneira que os diamictitos lenticulares, podem manter o curso de seu deslocamento ou modificá-lo lateralmente, de acordo com possíveis irregularidades da superfície do talude ou rampa, o que resulta na sobreposição e colmatção dos depósitos (Lowe 1982, Canuto 1993, Canuto *et al.* 2001).

Em relação ao arenito tabular, o arenito lenticular é aqui interpretado como depositado em partes mais distais da parte superior de leques submarinos, onde a declividade do talude pode ser mais acentuada e o substrato mais irregular (Canuto 1993, Canuto *et al.* 2001).

8) Arenito com estratificação gradacional

Esta fácies é formada por camadas tabulares, decimétricas a métricas, com grande continuidade lateral, e com aparente divisão em intervalos granulometricamente e estruturalmente distintos (Figura 42). Esses horizontes sedimentares, com visível granodecrescência ascendente, podem corresponder à *Seqüência de Bouma* (Bouma 1962 e 1985) completa ou não.

A sucessão é constituída na base por arenitos de granulometria grossa a conglomerática, com granodecrescência ascendente para termos de granulação grossa (*coarse tail*), depositados sobre superfície erosiva, e sobreposto pelo intervalo composto de areia média / grossa com estratificação plano-paralela, seguido do intervalo constituído de areia fina, organizada em laminação cruzada ascendente (*climbing ripples*).

Figura 42: Aspecto geral da fácies arenito com estratificação gradacional (Ar_3) no ponto SP-270-01.

Figura 43: Fácies arenito com estratificação gradacional (Ar_3) no ponto SP-270-01. Notar alternância de camadas de arenito e folhelho.

Essa sucessão é sobreposta por lâminas compostas de silte e argila, depositadas a partir de suspensão, e representam a deposição dos últimos sedimentos ainda provenientes diretamente da corrente de turbidez (Figura 43). O conjunto é recoberto pelo intervalo constituído de pelitos pelágicos relativos à

deposição que caracteriza o dia-a-dia da região mais profunda e distal da bacia sedimentar. Exemplo: Sucessão de arenitos, expostos nos pontos SP-270-27, 32b, 33, 34 e 35.

Interpretação:

As características do arenito com estratificação gradacional, coincidem com as da definição original de turbiditos, conforme os modelos originalmente desenvolvidos por Bouma (1962) e Walker (1965). Equivalem, também, aos turbiditos clássicos definidos por Kuenen & Migliorini (1950), cujo modelo hidrodinâmico foi elaborado por Middleton (1967 e 1970). A estratificação gradacional e ausência de clastos “flutuando” na matriz são características típicas de transporte por fluxos turbulentos. Em relação ao mecanismo de transporte sedimentar, a corrente de turbidez é o tipo de fluxo gravitacional que mais se semelha aos fluxos de tração e suspensão livre, devido a sua reologia fluidal e à elevada relação fluido / grãos (Giannini & Riccomini 2000). Isto pode explicar a ocorrência de estruturas, tais como, estratificações plano-paralelas e cruzadas.

Mutti & Ricci Lucchi (1978) e Ricci Lucchi (1985) descreveram depósitos miocênicos semelhantes na região dos Apeninos setentrionais na Itália, os quais foram considerados semelhantes aos turbiditos proximais de Walker (1967), e característicos da parte inferior de leque submarino.

Dessa forma, os arenitos com estratificação gradacional são considerados como turbiditos (Bouma 1962, Walker 1992b, Shanmungam *et al.* 1995, Shanmungam 1996).

9) Arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente

Os arenitos correspondentes a esta fácies apresentam granulometria fina, média, grossa, e até conglomerática. Exibem estratificações dos tipos plano-paralela horizontal, cruzada planar e cruzada tangencial na base, além de granodecrescência ascendente e marcas onduladas associadas (Figuras 44 e 45). Quando associados a diamictito, podem apresentar superfícies intra-estratais múltiplas estriadas, de direções semelhantes.

Figura 44: Fácies arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente (Ar_4) no ponto SP-270-65.

Figura 45: Fácies arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente (Ar_4) no ponto SP-270-65. Ponta do martelo como escala.

Estes arenitos podem ocorrer sobre diamictito, sobre folhelho e siltito com clastos caídos, e também sobre folhelho ou siltito sem clastos, sempre através de contato brusco erosivo. Podem ser sobrepostos por folhelho ou siltito com clastos

caídos, diamictito, folhelho ou siltito sem clastos, e arenito fino, bem selecionado, com laminação cruzada, normalmente por contato brusco. Exemplo: Arenito fino a médio, mal selecionado, com estratificação cruzada, localmente conglomerático, exposto no topo do ponto SP-270-32a e na base do ponto SP-270-65.

Interpretação:

Os arenitos dessa fácies podem ocorrer associados a outras litologias, refletindo, assim, diferentes ambientes de sedimentação. Em situações nas quais ocorrem associados a diamictito, observam-se superfícies estriadas intra-estratais múltiplas interpretadas como ocasionadas por arrasto de *icebergs*. Assim, os arenitos são interpretados como originados em ambiente proglacial subaquoso, os quais formam depósitos de lavagem (*outwash*) subaquática. Os *icebergs*, que provocam estriação do sedimento, estariam flutuando e seguindo as correntes das águas de degelo, em área proglacial subaquosa (Trosdorf Jr. *et al.* 2005).

Estes arenitos também podem ser interpretados como originados em ambiente fluviodeltaico, quando associados (intercalados) a folhelhos ou siltitos, ambos com clastos caídos, depositados em vales incisos, durante elevação do nível do mar, ou transgressão marinha (Canuto *et al.* 2001). Tal processo, no caso de bacias glaciadas, ocorre diretamente associado ao de recuo de geleiras, com a liberação de *icebergs*. Estes deltas, que se desenvolvem em épocas de instalação de tratos transgressivos, correspondem a deltas de plataforma, os quais se desenvolvem no contexto de bacias “em rampa” (Myers & Milton 1998).

Alternativamente estes arenitos são, também, interpretados como depósitos fluviodeltaicos, quando associados (interdigitados) a argilito ou siltito, ambos sem clastos, depositados durante fase tardia de época de mar alto (Posamentier & Vail 1988, Haq 1991, Vail *et al.* 1991, Myers & Milton 1998, Canuto *et al.* 2001).

10) Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo e truncamentos

Esta fácies é constituída de arenito fino, esbranquiçado, bem selecionado, com geometria tabular, que ocorre sob a forma de bancos decimétricos a métricos. Apresenta estratificação cruzada sob a forma de truncamentos oblíquos sucessivos, de baixo ângulo, de estratos de dimensões decimétricas a métricas (Figuras 46, 47 e 48). Exemplo: Arenito muito fino, siltoso, sob a forma de camadas tabulares de

dimensões centimétricas, com laminações cruzadas de baixo ângulo e truncamentos oblíquos (semelhantes a estratificação cruzada *hummocky*), exposto no topo do ponto SP-270-62.

Figura 46: Fácies arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo e truncamentos (Ar_5) no ponto SP-270-62.

Figura 47: Fácies arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo e truncamentos (Ar_5) no ponto SP-270-62.

Figura 48: Fácies arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo e truncamentos (Ar₅) no ponto SP-270-62.

Interpretação:

As estratificações cruzadas, exibidas pelos arenitos desta fácies, são análogas às descritas originalmente por Harms *et al.* (1975), que se caracterizam por laminações quase paralelas às superfícies limitantes inferiores erosivas dos estratos, sendo que ambas mergulham com ângulos usualmente menores do que 10°. As lâminas podem se espessar lateralmente numa camada, e a direção de mergulho das superfícies erosivas das camadas e das lâminas subjacentes podem apresentar direções dispersas.

Em planta esta fácies exibe irregularidades sob a forma de pequenos montículos (*hummockys*) e depressões rasas (*swales*). Essas feições sedimentares, que, usualmente, se desenvolvem em arenitos finos, são interpretadas como geradas por fluxo oscilatório decorrentes da interação da base de ondas de tempestade com o substrato arenoso (Duke 1985 e 1990). Estas são preservadas quando geradas na zona de transição da face de praia (*shoreface transition*) e no âmbito da plataforma continental (*offshore*), ambas compreendidas entre o nível de base de ondas de tempo bom e nível de base de ondas de tempestade. Harms *et al.* (1975) denominou estas estruturas sedimentares como “estratificação cruzada hummocky” (*hummocky cross-stratification*), as quais, tendo em vista suas

associações faciológicas, são interpretadas como associadas à ação de ondas de tempestade (Okasaki & Matsuda 1995, Walker 1992a, Canuto *et al.* 2001).

11.4 Fácies compostas por siltito

11) Siltito maciço

Esta fácies é caracterizada por siltitos, com pouco ou nenhuma argila (lamitos). No geral, são homogêneos, com aspecto maciço ou com laminação plano-paralela horizontal incipiente, de coloração cinza claro a bege quando frescos, sem ou com raríssimos clastos dispersos (Figuras 49 e 50). Podem apresentar localmente corpos centimétricos de arenito fino, em forma de canais ou camadas. Em corte podem exibir estruturas em forma de tubos verticais a subverticais, que cortam a estratificação, representativas de icnofósseis (Figuras 51 e 52).

Esta fácies pode ocorrer em contato brusco ou gradacional com as demais litologias circundantes, sendo que, sobreposto a esta unidade, pode ocorrer folhelho, ou diamictito de fluxo, ou ainda, siltito maciço com clastos dispersos. Exemplo: Siltito argiloso, sem nenhum acamamento evidente, porém empastilhado (fratura conchoidal), exposto nos pontos Boa Vista 6, 22 a 28.

Figura 49: Fácies siltito maciço (St₁) no ponto SP-270-05.

Figura 50: Fácies siltito maciço (St_1) no ponto Capela do Alto 3.

Figura 51: Icnofósseis em forma de tubo (seta) na fácies siltito maciço (St_1) no ponto Boa Vista 22.

Interpretação:

Esta fácies é interpretada como correspondente a sedimentos depositados por decantação de material em suspensão, em região de transição entre a antepraia inferior (*shoreface*) e planície de lama (*offshore* - Reineck & Singh 1980).

Figura 52: Icnofósseis em forma de tubo (seta) na fácies siltito maciço (St₁) no ponto Boa Vista 22.

A associação de icnofósseis do icnogênero *Cruziana* (Figura 18, Cap. 7) pode ocorrer em ambientes deposicionais que incluem desde a zona de transição da antepraia inferior (*shoreface transition*) até a costa afora inferior (*offshore*), ambas compreendidas entre o nível de base de ondas de tempo bom e nível de base de ondas de tempestade (Collinson & Thompson 1982, Pemberton *et al.* 1992, Walker & Plint 1992).

12) Siltito maciço com clastos dispersos

Esta fácies é litologicamente semelhante à anterior, com aspecto maciço ou com laminação plano-paralela horizontal incipiente, de coloração cinza claro a bege quando frescos, porém dela difere pela presença de clastos isolados e dispersos, desde milimétricos a decimétricos, eventualmente métricos, às vezes em grande quantidade (Figuras 53 e 54).

Os clastos, centimétricos a decimétricos, geralmente ocorrem com maior abundância nas partes basais e proximais (em relação ao embasamento cristalino) desta unidade, sendo gradacionalmente mais raros tanto para o topo da unidade quanto nas porções distais. São compostos normalmente por rochas metamórficas (xistos, gnaisses e quartzitos) ou rochas graníticas, provenientes do embasamento. Geralmente são subarredondados, às vezes facetados, apresentam alto grau de alteração e deformam as camadas sobre as quais foram depositados.

Figura 53: Aspecto geral da fácies siltito maciço com clastos dispersos (St_2) no ponto Boa Vista 16.

Figura 54: Fácies siltito maciço com clastos dispersos (St_2) no ponto Boa Vista 16. Notar clasto na matriz.

Esta fácies pode ocorrer em contato brusco ou gradacional com as litologias sobrepostas ou subjacentes. Exemplo: Siltito argiloso, com clastos dispersos, empastilhado (fratura conchoidal), exposto na base do ponto Boa Vista 16.

Interpretação:

Da mesma forma que no caso anterior, esta fácies corresponde a sedimentos depositados por decantação de material em suspensão, em região de transição entre a antepraia inferior (*shoreface*) e a planície de lama (*offshore* - Reineck & Singh 1980). No entanto, demonstra influência glacial indireta, dada a presença de clastos caídos de *icebergs*. Pode se associar, abaixo, a arenitos marinhos costeiros e, acima, a folhelhos com clastos caídos, o que caracteriza, desta forma, fase de recuo de geleiras, seguida de transgressão marinha.

11.5 Fácies compostas por argilito**13) Folhelho ou argilito maciço**

Esta fácies é constituída de folhelho / argilito, com pouco ou nenhum silte. No geral, os argilitos são homogêneos, com aspecto maciço ou com laminação submilimétrica a milimétrica, plano-paralela horizontal incipiente ou rítmica, de coloração cinza escura ou vermelha acastanhada quando frescos, sem ou com raríssimos clastos dispersos (Figuras 55 e 56). Localmente podem apresentar concentrações planares de grãos milimétricos, que se ressaltam na matriz.

Concreções carbonáticas epigenéticas, silicificadas, centimétricas a decimétricas ocorrem esporadicamente. Esta fácies pode ocorrer em contato com qualquer tipo de rocha da sucessão estratigráfica em questão. Exemplo: Argilito, de coloração avermelhada, com aspecto geral maciço, localmente com laminação horizontal, exposto nos pontos Boa Vista 32, 33 e 34.

Interpretação:

Os folhelhos / argilitos dessa unidade faciológica, tem como característica a rara presença de estruturas de marcas onduladas e outras estruturas sedimentares de tração, o que pode indicar que sua deposição ocorreu, no geral, abaixo do nível de base das ondas normais.

Dessa forma, o principal processo sedimentar atuante na gênese desta fácies, foi a deposição por decantação de carga em suspensão, provavelmente em ambiente marinho, com o nível relativo do mar mais alto que nos casos relativos à fácies até então descritas, onde sedimentos mais grossos normalmente são

depositados (Selley 1985, Canuto *et al.* 2001, Salvetti 2005). Esse processo, provavelmente, deve ter atuado também na deposição dos níveis areno-siltosos existentes, visto que esses não apresentam estruturas indicativas de corrente (Salvetti 2005).

Figura 55: Fácies folhelho ou argilito maciço (Fh₁) no ponto SP-270-64.

Figura 56: Detalhe da fácies folhelho ou argilito maciço (Fh₁) no ponto SP-270-64.

Em termos da sedimentação marinha atual, o folhelho corresponderia aos depósitos da região de plataforma de lama, de ambiente de costa afora (*offshore*) (Reineck & Singh 1980, Canuto 1993, Canuto *et al.* 2001). Nessas condições, apenas interferências catastróficas poderiam ser responsáveis pelo fornecimento de sedimentos silto-arenosos para essa região da bacia (Salveti 2005).

No que tange à coloração, os argilitos vermelhos acastanhados provavelmente adquiriram essa cor por terem sido depositados em ambiente oxidante. Entretanto, existem casos em que a coloração apresentada não é primária, visto que em alguns locais, ao se escavar afloramento adentro, esses argilitos acastanhados apresentam certa gradação de cor para acinzentado (Canuto *et al.* 2001). Quanto aos folhelhos escuros, a cor negra ou cinza escura apresentada, deve-se ao conteúdo de matéria orgânica normalmente excedendo 0,2 a 0,5%, e/ou a presença de sulfetos de ferro finamente dispersos (Wetzel 1991).

14) Folhelho ou argilito maciço, com clastos dispersos

Esta fácies é litologicamente análoga à anterior, com aspecto maciço ou com laminação submilimétrica a milimétrica, plano-paralela horizontal incipiente ou rítmica, de coloração cinza escura ou vermelha acastanhada quando frescos, porém difere pela presença de clastos isolados e dispersos, desde milimétricos a decimétricos, eventualmente métricos, às vezes em grande quantidade (Figuras 57 e 58).

Os clastos, centimétricos a decimétricos, geralmente ocorrem com maior abundância nas partes basais e proximais (em relação ao embasamento cristalino) desta unidade, sendo gradacionalmente mais raros tanto para o topo da unidade quanto nas porções distais. São compostos normalmente por rochas metamórficas (xistos, gnaisses e quartzitos) ou rochas graníticas, provenientes do embasamento local. Geralmente são subarredondados, às vezes facetados, podendo apresentar alto grau de alteração e deformar as camadas sobre as quais foram depositados.

Concreções carbonáticas epigenéticas, silicificadas, centimétricas a decimétricas ocorrem esporadicamente.

Esta unidade, que pode alcançar alguns metros de espessura, é delimitada na base por contato brusco com as fácies compostas por diamictito, passando gradacionalmente à fácies *folhelho ou argilito maciço*. Exemplo: Folhelho siltoso,

empastilhado, com raros clastos centimétricos, exposto na base do ponto SP-270-62.

Figura 57: Fácies folhelho ou argilito maciço, com clastos dispersos (Fh_2) no ponto SP-270-62.

Figura 58: Fácies folhelho ou argilito maciço, com clastos dispersos (Fh_2) no ponto SP-270-62. Notar clasto (seta) disperso na matriz.

Interpretação:

Os sedimentos desta fácies, da mesma forma que a anterior, correspondem a depósitos subaquáticos de decantação de carga em suspensão, provavelmente em ambiente marinho, porém neste caso, associados à queda de detritos liberados por *icebergs* (Selley 1985, Canuto *et al.* 2001, Salvetti 2005).

Basicamente, a diferença entre esta fácies e a anterior é a presença de clastos caídos, cuja presença é interpretada como evidência de influência glacial indireta, indicando distanciamento menor da frente glacial em recuo. Esta fácies corresponde à “associação sedimentar glaciomarinha distal” definida por Boulton & Deinoux (1981), ou ainda, ao “ambiente glaciomarinho distal”, em fase de recuo glacial, conforme denominado por Eyles *et al.* (1985).

A grande quantidade de água de degelo liberada pelas geleiras, na fase de recuo glacial, ocasiona a elevação do nível relativo do mar, o que possibilita a instalação de fase marinha transgressiva.

11.6 Fácies compostas por interlaminação de siltito ou argilito siltico e arenito muito fino**15) Interlaminado**

A fácies interlaminado caracteriza-se pela alternância cíclica de siltito e arenito fino dispostos em lâminas plano-paralelas horizontais (Figura 59). Esse par litológico usualmente não ultrapassa um centímetro de espessura, sendo o estrato arenoso, de cor cinza claro, geralmente o mais espesso. O contato inferior das lâminas arenosas sobre a siltosas comumente é brusco, enquanto o contato superior tende a ser gradacional.

Quando observadas em detalhe verifica-se que as interlaminações siltosas apresentam-se plano-paralelas horizontais e com aspecto listrado, ao passo que as interlaminações arenosas exibem estruturas sedimentares indicativas de ambiente mais energético, tais como, estratificação cruzada, lenticular, cruzada sigmoidal e ondulada. Essas evidências sugerem alternância de processos sedimentares de suspensão e tração.

Figura 59: Fácies interlaminado (II). Foto cedida por Graziani Gobatto.

Figura 60: Fácies interlaminado (II) no ponto SP-75-04. Notar icnofósseis em forma de tubo (seta) e detalhe a direita.

Dentre as estruturas sedimentares observadas incluem-se: alternância ou ciclisto de sedimentos mais finos (siltito) e mais grossos (arenito fino), laminações plano-paralela horizontal, cruzada, lenticular, cruzada sigmoidal e ondulada; unidirecionalidade de correntes, raros clastos caídos e icnofósseis (Figura 60).

Exemplo: Alternância de siltito e arenito muito fino, com estratificação cruzada de baixo ângulo e horizontal descontínua, levemente irregular, que formam leitos que se truncam, exposta na base do ponto SP-270-11.

Interpretação:

Esta fácies é semelhante à fácies *Interlaminado intermediário* descrita por Canuto (1993) para o topo da Formação Rio do Sul, na região de Rio do Sul em Santa Catarina.

A ciclicidade de litologias e as estruturas sedimentares do interlaminado, que evidenciam alternância de processos sedimentares por tração e suspensão, assemelham-se aos acamamentos de maré (*tidal bedding* - Reineck & Singh 1980, entre outros), típicos de zonas inferiores de planícies de marés (Canuto 1993, Canuto *et al.* 2001).

A ocorrência de estruturas, tais como, estratificações cruzadas, lenticulares e onduladas, além de laminação plano-paralela horizontal, conferida pela interlaminação de arenito muito fino e siltito, são de particular importância na caracterização de um ambiente sedimentar influenciado por marés (Canuto 1993). Klein (1971 e 1972) considera que sedimentos que contenham essas feições sejam, possivelmente, originados em planície de maré intermediária.

Como tem sido demonstrado na literatura a bimodalidade vetorial de correntes de transporte sedimentar, exibida nas laminações e estratificações cruzadas, é uma feição diagnóstica importante de depósitos de planícies de marés (Raaf & Boersma 1971). No entanto, ao se analisar partes isoladas do registro sedimentar de ambientes influenciados por maré, pode existir unimodalidade vetorial, e no caso de existir bimodalidade, sua frequência pode ser totalmente variável (Raaf & Boersma 1971). Deste modo, conforme argumentou Canuto (1993), intervalos unimodais e bimodais podem ocorrer superpostos em qualquer ordem, tornando-se difícil estabelecer os limites relativos à magnitude de intervalos com um ou outro tipo de estrutura, seja bimodal ou unimodal.

A unimodalidade vetorial de fluxo de corrente de maré está relacionada à fase construcional em ambiente dominado por inundação (avanço da maré) ou vazante (reco da maré), ou seja, refere-se à migração de formas de leito durante apenas uma das fases do ciclo de maré (Klein 1970).

As associações de icnofósseis do icnogênero *Skolithos* e do icnogênero *Glossifungites* (Figura 18, Cap. 7) podem ocorrer em fácies sedimentares associadas à zona de maré, que incluem desde a antepraia superior (*foreshore*) até a antepraia inferior (*shoreface* - Collinson & Thompson 1982, Walker & Plint 1992).

Visto o que acima foi argumentado, interpreta-se que esta fácies tem a gênese relacionada à alternância de processos de tração e suspensão, depositados em ambiente marinho costeiro influenciado por maré.

12. ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES PROPOSTAS

Com base no estudo da sucessão vertical das litologias reconhecidas, observada na coluna litoestratigráfica (Anexo 4), e na análise de fácies efetuada através da interpretação das relações entre as fácies identificadas, foram verificadas quatro associações distintas de fácies, que foram denominadas AF₁, AF₂, AF₃ e AF₄, consideradas como ocorrendo em ordem estratigráfica e recorrentes, na mesma ordem, no tempo.

Dessa forma, observa-se que, ao longo da coluna litoestratigráfica construída, ocorrem litofácies diagnósticas que permitem caracterizar diferentes associações de fácies. Por outro lado, algumas litofácies podem estar presentes em mais de uma associação, não sendo, portanto, diagnósticas, formadas pelos mesmos processos sedimentares.

Uma terceira situação refere-se ao fato de fácies poderem ser diagnósticas de duas associações distintas. Neste caso, essas associações são distinguíveis por suas posições na coluna litoestratigráfica, e pelas suas relações com as fácies que formam outras associações. Tais considerações serão discutidas em maior detalhe quando da leitura das interpretações das associações.

A seguir, são apresentadas as associações de fácies aqui definidas, incluindo as fácies diagnósticas (nome da fácies adicionado do símbolo *), bem como as não diagnósticas.

12.1 Associação de fácies AF₁

A associação de fácies AF₁ é composta pelo conjunto de litofácies apresentado abaixo:

- 1) Diamictito maciço compactado (Dm₁) (*)
- 2) Diamictito maciço compactado deformado (Dm₃) (*)
- 3) Diamictito maciço não compactado (Dm₂) (*)
- 4) Diamictito tabular (Dm₄)
- 5) Diamictito lenticular (Dm₅)
- 6) Arenito com estratificação gradacional (Ar₃)

- 7) Arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente (Ar₄)

Interpretação:

As fácies diagnósticas pertencentes a esta associação relacionam-se a fases de avanço glacial (Dm₁ e Dm₃), ou então, a fases de estagnação da geleira (Dm₂) indicando a presença de mantos de gelo, que se desenvolvem simultaneamente com épocas de queda do nível relativo do mar.

Por outro lado, fácies não diagnósticas presentes referem-se as demais compostas por diamictitos (Dm₄ e Dm₅) e arenitos (Ar₃), que foram depositados através de fluxos gravitacionais de sedimentos, que podem se desenvolver em ambiente terrestre, supraglacialmente, ou em leques submarinos, também devido a queda do nível relativo do mar.

Os arenitos com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente (Ar₄) correspondem a sedimentos depositados em planícies de lavagem proglaciais, e/ou a depósitos fluviodeltaicos acumulados em corpos de água, provavelmente marinhos, através de vales incisos, formados em épocas de **mar baixo**.

12.2 Associação de fácies AF₂

A associação de fácies AF₂ é composta pelo conjunto de litofácies apresentado abaixo:

- 1) Arenito tabular com estratificação cruzada de baixo ângulo e truncamentos (Ar₅) (*)
- 2) Interlaminado (II) (*)
- 3) Siltito maciço, com clastos dispersos (St₂) (*)
- 4) Folhelho ou argilito maciço, com clastos dispersos (Fh₂) (*)
- 5) Diamictito tabular (Dm₄)
- 6) Diamictito lenticular (Dm₅)
- 7) Arenito tabular (Ar₁)
- 8) Arenito com estratificação gradacional (Ar₃)
- 9) Arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente (Ar₄)

Interpretação:

Essa associação é caracterizada pela fácies arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, associada a truncamentos por ondas (Ar_5) e pela fácies interlaminado (II).

Os arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, associada a truncamentos por ondas, são interpretados como depositados em ambiente de mar raso, costeiro, em região de antepraia, provavelmente tendo sua sedimentação influenciada por ondas de tempestade. Já a fácies interlaminado corresponde a sedimentos com estruturas sedimentares que indicam a alternância de processos de tração e suspensão, característicos de ambientes influenciados por marés.

Os arenitos com estratificação gradacional (Ar_3) teriam sido depositados através do processo de correntes de turbidez, conseqüentes à elevação do relativo nível do mar, cujas águas teriam encharcado areias de frente deltaica, depositadas na borda do corpo de água, que se tornaram instáveis, fluindo talude abaixo, formando turbiditos.

Os diamictitos / arenitos maciços, tabulares e lenticulares (Dm_4 , Dm_5 , Ar_1 e Ar_2), fluidificados, estão geneticamente associados a processos de fluxos gravitacionais de sedimentos, aos quais estão também relacionados os arenitos com estratificação gradacional. Diferem destes quanto a reologia do fluxo e a área geográfica de deposição no corpo dos leques submarinos.

Igualmente, ou mais importantes para a definição de fase de transgressão marinha, são as fácies folhelho ou argilito maciço e siltito maciço, ambas com clastos caídos (Fh_2 e St_2). Essas fácies, as quais normalmente se sobrepõem às fácies de arenitos acima mencionadas, são originadas em ambientes glaciomarinhos e características de fase de degelo ou de recuo glacial. Devido ao derretimento do gelo há a liberação de grande quantidade de água, que ocasiona a elevação do nível do mar e a fragmentação da geleira, com o conseqüente desprendimento de *icebergs*. Esses *icebergs* flutuam ao largo ou costa afora (*offshore*) e liberam clastos, que caem no fundo do corpo d'água marinho, testemunhando a evolução de uma fase de recuo glacial.

A posição estratigráfica da associação de fácies AF_2 , sobreposta à associação de fácies AF_1 , e adicionalmente, tendo esta última evoluído num contexto de geleiras assentadas sobre substrato terrestre e de subambientes

proglaciais, em condições correspondentes a nível relativo de mar baixo, reforça a idéia de que a associação de fácies AF₂ corresponde a uma fase de deposição em época de **mar transgressivo**.

12.3 Associação de fácies AF₃

A associação de fácies AF₃ é composta pelo conjunto de litofácies apresentado abaixo:

- 1) Folhelho ou argilito maciço (Fh₁) (*)
- 2) Siltito maciço (St₁) (*)
- 3) Diamictito tabular (Dm₄)
- 4) Diamictito lenticular (Dm₅)
- 5) Arenito lenticular (Ar₂)
- 6) Arenito com estratificação gradacional (Ar₃)
- 7) Arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente (Ar₄)

Interpretação:

As fácies diagnósticas, características desta associação, são constituídas por folhelho ou argilito maciço (Fh₁) e siltito maciço (St₁), correspondentes a sedimentos depositados em região de transição entre a base da antepraia e a plataforma de lama, e a própria plataforma de lama, costa afora (*offshore*), sugerindo deposição em águas relativamente mais profundas.

Os siltitos, correspondendo a sedimentos depositados em região de transição entre a parte inferior de antepraia e a planície de lama, são característicos de zona de transição entre águas mais rasas e águas relativamente mais profundas, onde são depositados os folhelhos.

Os folhelhos contendo turbiditos de franja de leque submarino, também são característicos de águas mais profundas, sendo os turbiditos depositados em partes mais distais do leque.

Os arenitos com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente (Ar₄), interpretados como representantes de depósitos fluviodeltaicos acumulados em corpo de água marinho.

Os diamictitos presentes correspondem a fluxos gravitacionais de sedimentos dos tipos tabulares e lenticulares (Dm_4 e Dm_5), que se desenvolveram pela desestabilização de pilha sedimentar acomodada na margem do corpo d'água marinho, provavelmente devido ao encharcamento sofrido através da elevação do nível relativo do mar.

A posição estratigráfica dos sedimentos componentes desta associação de fácies, sobrejacente à posição ocupada pela associação descrita anteriormente, típica de época de transgressão marinha, classifica a associação de fácies AF_3 como representativa de época de **mar alto**.

12.4 Associação de fácies AF_4

A associação de fácies AF_4 apresenta, como componentes, as litofácies listadas abaixo:

- 1) Interlaminado (II) (*)
- 2) Arenito tabular com estratificação cruzada de baixo ângulo e truncamentos (Ar_5) (*)
- 3) Diamictito lenticular (Dm_5)
- 4) Arenito tabular (Ar_1)
- 5) Arenito com estratificação gradacional (Ar_3)
- 6) Arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente (Ar_4)
- 7) Siltito maciço (St_1)

Interpretação:

A fácies interlaminado (II), diagnóstica desta associação, corresponde a sedimentos com estruturas sedimentares que indicam a alternância de processos de tração e suspensão, característicos de ambientes influenciados por marés.

Igualmente importante para a definição dessa associação, é a fácies arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo e truncamentos (Ar_5), que se insere no contexto dos ambientes marinhos rasos, mais propriamente a antepiraia.

Os arenitos da fácies arenito com estratificação cruzada e granodecrescência ascendente (Ar_4) constituem sedimentos fluviodeltaicos,

depositados na borda de corpo d'água marinho, portanto, também associado a ambientes marinhos costeiros.

A fácies siltito maciço (St_1) integra-se, também, ao esquema de sedimentação marinha costeira, considerando-se o fato de que deposita-se em região de transição entre parte inferior de antepraia e planície de lama.

Os arenitos que atualmente correspondem às fácies arenito tabular (Ar_1), fácies arenito com estratificação gradacional (Ar_3) e fácies diamictito lenticular (Dm_5), originalmente foram depositados em ambientes marinhos rasos, costeiros, em região equivalente a plataforma. Por desestabilização, que pode ter sido disparada pela queda do nível relativo do mar, esses escorregaram para região de águas mais profundas e foram ressedimentados em cenário de leque submarino, nas formas de turbiditos e fluxos lenticulares, sobrepostos, estratigraficamente, às fácies componentes da associação de fácies descrita anteriormente, AF_3 , que representa cenário de águas mais profundas. Assim sendo, caracteriza-se uma fase de queda do nível relativo do mar, ou seja, uma **regressão marinha**.

13. ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS NA ÁREA DO ESTUDO

13.1 Tratos de sistemas deposicionais reconhecidos

A interpretação aqui apresentada baseia-se nos parâmetros definidos por Canuto *et al.* (2001) para o relacionamento entre associações de fácies e tratos de sistemas deposicionais do Subgrupo Itararé.

São apresentados, a seguir, os tratos de sistemas reconhecidos para o Subgrupo Itararé, na área do estudo.

13.1.1 Trato de sistemas de mar baixo (TSMB)

A associação de fácies AF₁ caracteriza um cenário dominado pela presença de manto glacial, normalmente aterrado sobre área continental, atingindo região de plataforma marinha interna e externa (Canuto 1985), em época de mar baixo.

O contato inferior desta associação é caracterizado por superfície erosiva regional, causada por processo de abrasão glacial, devido ao avanço da geleira, preferencialmente para NW.

O contato superior pode ser observado em alguns locais, como, por exemplo, no Ponto 21 do Bairro da Boa Vista, próximo a Araçoiaba da Serra, onde a associação de fácies AF₂ se sobrepõe à associação de fácies AF₁, através de contato brusco. Quando observado, em detalhe, verifica-se que este é definido por uma superfície que, normalmente, separa arenitos marinhos costeiros da base da Associação de fácies AF₂ sobreposta, de diamictitos do topo da Associação de fácies AF₁, caracterizando-se, então, uma superfície transgressiva entre as duas associações.

Tendo em vista os dados acima, considera-se que a **associação de fácies AF₁** represente um **trato de sistemas de mar baixo**.

13.1.2 Trato de sistemas transgressivos (TST)

A associação de fácies AF₂ é composta predominantemente por sedimentos depositados em ambientes marinhos rasos, costeiros, e glaciomarinhos, situada estratigraficamente acima da associação de fácies AF₁.

Seu contato inferior, com a associação de fácies AF₁, já foi definido acima. O contato superior desta associação é, normalmente, considerado onde surgem os primeiros folhelhos ou siltitos marinhos sem clastos, sendo essa base considerada como uma superfície de inundação máxima (Galloway 1989).

A **associação de fácies AF₂** relaciona-se a eventos dominados por elevação do nível relativo do mar em épocas de mar transgressivo, caracterizando, assim, um **trato de sistemas transgressivos**.

13.1.3 Trato de sistemas de mar alto (TSMA)

A associação de fácies AF₃ é composta por sedimentos que, em conjunto, caracterizam uma época de nível do mar relativamente estabilizado. Desenvolve-se após uma época de máxima inundação, ocasião na qual forma-se uma superfície de inundação máxima na área correspondente ao que seria a plataforma, no esquema original de margem continental passiva, e é marcada pela presença de parassequências empilhadas agradacionalmente. A associação de fácies AF₃ é limitada, na base, pela superfície de inundação máxima (Galloway 1989).

O contato superior desta associação é convencionalmente situado a partir do primeiro aparecimento da fácies interlaminado.

Na ausência da fácies interlaminado, ou ainda, se ocorrerem subjacentemente fácies arenosas indicativas de ambiente marinho costeiro, o contato pode ser considerado como a base desse conjunto de fácies, colocados estratigraficamente acima dos folhelhos da associação de fácies AF₃.

A **associação de fácies AF₃**, sendo representativa de fases de nível do mar relativamente estabilizado, representa desse modo, um **trato de sistemas de mar alto**.

13.1.4 Trato de sistemas regressivos glácio-isostáticos (TSRGI)

A associação de fácies AF₄ mostra uma sucessão sedimentar característica de rebaixamento gradativo do nível relativo do mar, que incluem siltitos maciços, arenitos finos com estratificação cruzada planar de baixo ângulo, decimétrica, e arenitos com estratificação cruzada de baixo ângulo, associada a truncamentos e a fácies interlaminado. Estes sedimentos, que caracterizam ambientes desde a transição entre a região correspondente à plataforma de lama, passando por antepraia, incluem também, ambientes influenciados por marés, além de, eventualmente, conter alguns depósitos fluviodeltaicos.

O contato inferior da associação de fácies AF₄ equivale ao próprio contato superior da associação de fácies AF₃. Outrossim, o contato superior dessa associação, corresponde a uma nova superfície estriada, que forma um nível limítrofe entre esta associação e a associação de fácies AF₁, a qual recorre sobreposta a associação de fácies AF₄.

Os sedimentos do topo da associação de fácies AF₄, próximo ao contato superior, podem se apresentar deformados, devido à possibilidade da ocorrência de glacioteconismo provocado por novo avanço do gelo, o qual forma, por abrasão e pressão cisalhante, uma nova superfície estriada, que corresponde ao limite entre 2 (dois) ciclos completos de variação do nível relativo do mar.

A recorrência da associação de fácies AF₁ em nível estratigráfico mais alto demonstra o retorno do contexto dominado por glaciação, configurando um cenário de novo rebaixamento do nível relativo do mar. Estas considerações permitem estimar que a **associação de fácies AF₄** corresponde ao **trato de sistemas regressivos glácio-isostáticos** (Canuto *et al.* 2001), o qual encerra um ciclo de variação do nível relativo do mar, em bacia intracratônica glaciada.

Esse trato de sistemas regressivos não é observado no esquema original proposto pelo método da Estratigrafia de Sequências. No caso das bacias intracratônicas glaciadas, considerando-se comparativamente a fase correspondente ao TSMA das bacias intracratônicas não-glaciadas, verifica-se que, na primeira, ocorre uma taxa adicional na queda do nível relativo do mar, provocada por soerguimento continental glácio-isostático, devido ao efeito provocado pelo recuo do manto glacial, que causa alívio de carga sobre o continente com a retirada do peso

das geleiras. Este fato leva ao desenvolvimento do trato de sistemas regressivos glácio-isostáticos (TSRGi), caracterizado pelos sedimentos contidos na associação de fácies AF₄ (Canuto *et al.* 2001).

Como já discutido anteriormente, o contato entre o TSMA e o TSRGi é considerado como transicional, visto que, o TSMA apresenta, em sua fase tardia, uma situação progradacional (Haq 1991). Adicionalmente, este contexto progradacional é ainda acentuado pela atuação do efeito glácio-isostático que, possivelmente, estaria se iniciando nesta altura do ciclo de variação do nível relativo do mar, fato que se evidencia também pela presença de sedimentos característicos de fluxos gravitacionais de sedimentos, formados devido à sua desestabilização pela queda do nível relativo do mar.

13.2 Seqüências de 3ª ordem

A análise estratigráfica realizada, incluindo fácies e associações de fácies reconhecidas, e a sucessão dos tratos de sistemas deposicionais identificados e suas recorrências, levaram ao reconhecimento, de 9 (nove) ciclos sedimentares na sucessão sedimentar do Subgrupo Itararé com espessuras variando de 50 a 120 m.

Os ciclos mostram a atuação de eventos de transgressões e regressões, provavelmente controlados por tectônica de bacias intracratônicas (Cloetingh *et al.* 1985) e efeitos glácio-isostáticos (Canuto 2001, Canuto *et al.* 2001), associados à glaciação neopaleozóica, que promoveram diversos avanços e recuos do manto glacial atingindo a área do estudo, caracterizando nove seqüências de 3ª ordem.

13.3 Arcabouço cronoestratigráfico da área do estudo

Os ciclos identificados na área do estudo, ao longo da rodovia SP-270, são compostos por associações de fácies que receberam denominações informais, da base para o topo, de AF₁, AF₂, AF₃ e AF₄, as quais correspondem, respectivamente, aos tratos de sistemas de mar baixo (TSMB), transgressivos (TST), de mar alto (TSMA) e regressivo glácio-isostático (TSRGi).

Da mesma forma que nos estados do Paraná e Santa Catarina (Canuto 2001, Canuto *et al.* 2001), também foram observadas, na área do estudo, superfícies

erosivas sobre embasamento Pré-Cambriano e sobre sedimentos intraformacionais, que representam avanços glaciais sucessivos de geleiras aterradas na Bacia do Paraná, através de margem de maré, geralmente cobertas por tilito subglacial. Essas superfícies de erosão, formadas por abrasão glacial, correspondem a discordâncias e/ou **limites de seqüência do tipo 1** (Haq 1991, Posamentier *et al.* 1988, Van Wagoner *et al.* 1988, Vail *et al.* 1991, Canuto *et al.* 2001). O limite de seqüência do tipo 1 caracteriza-se pela exposição subaérea, erosão e incisão da plataforma, associado ao rejuvenescimento fluvial, deslocamento do *onlap* costeiro e migração de fácies rumo à bacia, que geram deposição de cunha clástica nas partes mais distais da bacia.

Outro fato interessante, diz respeito à grande quantidade de fluxos gravitacionais de sedimentos, observados nos sentidos de leste / sudeste para oeste / noroeste. Em grande parte, essas feições, conforme a localização na sucessão sedimentar, com relação a outros tipos sedimentares, são característicos de tratos de sistemas de mar baixo, associados a leques de assoalho de bacia. Este fato indica que os leques submarinos devem ter evoluído de leste / sudeste para oeste / noroeste.

Da mesma forma que na região localizada ao sul do Arco de Ponta Grossa (Canuto 2001, Canuto *et al.* 2001), as seqüências de 3ª ordem identificadas apresentam, no geral, uma tendência a tornarem-se cada vez mais espessas, da base para o topo da coluna estratigráfica. Segundo Canuto *et al.* (2001), tal fato ocorre, provavelmente, porque a Bacia do Paraná, nessa época, assumiu gradativamente a fase de subsidência tectônica, a qual se instalou durante a fase transgressiva da seqüência permocarbonífera de 2ª ordem (Vail *et al.* 1991), que se observa sincronicamente nas quatro bacias intracratônicas brasileiras. Assim sendo, ainda segundo Canuto *et al.* (2001), há uma tendência crescente de se desenvolver um espaço maior de acomodação sedimentar, com o passar do tempo, nas épocas correspondentes a cada ciclo, nas seqüências de 3ª ordem.

Embora a Bacia do Paraná se encontrasse em época de franca subsidência, na qual se desenvolvia fase transgressiva de seqüência de 2ª ordem, equivalente a uma seqüência de Sloss (Sloss 1963), durante o Carbonífero superior ao Permiano inferior, ocorreu uma força resultante do balanço subsidência tectônica / soerguimento glácio-isostático (devido ao afastamento definitivo das

geleiras) provocando, durante algum tempo, o desenvolvimento de processo de soerguimento continental, favorecendo a deposição continental dos sedimentos fluviodeltaicos da Formação Rio Bonito. Algum tempo depois, torna a prevalecer o caráter normalmente subsidente da bacia, e dá-se a continuidade da fase de transgressão marinha, depositando-se os sedimentos da Formação Palermo (Canuto 2001, Canuto *et al.* 2001).

Outra hipótese (Canuto 2001, Canuto *et al.* 2001), que atuaria paralelamente à primeira, considera que no início da Glaciação Neopaleozóica, os avanços glaciais deveriam se repetir com maior frequência, pela maior tendência de prevalecer o clima glacial, devido à maior proximidade do pólo, e assim, os ciclos da parte inferior da coluna se apresentam com menor espessura e com a ausência, no geral, do TSRGi.

O modelo aqui utilizado (Canuto 2001, Canuto *et al.* 2001), relativo à arquitetura estratigráfica caracterizada acima, aplica os conceitos da Estratigrafia de Seqüências, com a elaboração dos devidos ajustes, levando-se em conta que a temática está sendo desenvolvida em uma bacia intracratônica e, sobretudo, sob influência glacial.

Segundo a idéia acima, cada vez que a geleira avança sobre o assoalho da margem da bacia, causa erosão do substrato, deposição subglacial, sedimentação proglacial na planície de lavagem, deslocamento de sedimentos para a margem da bacia, ou região costeira. Conseqüentemente, aumenta a atividade dos sistemas deposicionais fluvioglaciais, e rumo ao mar mais profundo, correspondentes aos leques de assoalho de bacia e às cunhas de nível de mar baixo, que se sobrepõem aos primeiros.

Os sedimentos e feições acima descritos correspondem à associação de fácies AF₁, e equivalem ao trato de sistemas de mar baixo.

Com o recuo da geleira, passa a ocorrer uma fase transgressiva iniciada por superfície transgressiva, seguida de arenitos, siltitos e folhelhos com clastos caídos, e diamictitos, tendo em seu topo uma superfície de inundação máxima (Galloway 1989). Esta atua como importante elemento de correlação cronoestratigráfica, conjunto este de feições que representa a associação de fácies AF₂, a qual equivale ao trato de sistemas de mar transgressivo.

Segue-se à fase transgressiva uma fase de mar alto, com folhelhos, argilitos e siltitos marinhos, além de arenitos e diamictitos associados, que caracterizam a associação de fácies AF₃, correspondente ao trato de sistemas de mar alto.

A seguir, ocorre nova fase de queda do nível relativo do mar, associada a reajuste glácio-isostático, que favorece a progradação de sedimentos marinhos rasos. Leques originados pela deposição de sedimentos fluviodeltaicos nas margens da bacia, associados a sedimentos depositados em ambientes marinhos costeiros e rasos, influenciados por marés e ondas de tempestades, formam a associação de fácies AF₄, que representa o trato de sistemas regressivo glácio-isostático.

Considerando-se um intervalo de tempo de 15 a 36 Ma. para a deposição dos sedimentos do Subgrupo Itararé (Santos 1987), na região, a duração média de cada ciclo reconhecido seria em torno de 1,6 a 4 Ma., valores estes compatíveis com aqueles obtidos de 2 a 5 Ma. para a região ao sul do Arco de Ponta Grossa (Canuto *et al.* 1996, 1997 e 2001). Esta duração equivale à das seqüências de 3ª ordem (Vail *et al.* 1977) e, portanto, reforça a validade do arcabouço cronoestratigráfico aqui proposto.

A figura inclusa no anexo 4 apresenta um conjunto de cinco colunas paralelas e acopladas, as quais representam a evolução, da base para o topo, de cada um dos elementos constituintes do arcabouço cronoestratigráfico construído para a área do estudo. Da esquerda para a direita, as colunas expõem, respectivamente, as seguintes sucessões verticais: sedimentar, de fácies, de associações de fácies, de tratos de sistemas deposicionais e das seqüências de 3ª ordem identificadas.

Como pode ser observado nessa figura, as associações de fácies e os tratos de sistemas recorrem por nove vezes, caracterizando, em sua maioria, ciclos completos representativos das seqüências de 3ª ordem, **S**₁ a **S**₉. A exceção ocorre apenas com relação à seqüência **S**₂, na qual não foi identificado o trato de sistemas de mar baixo.

Variações na espessura nos tratos de sistemas deposicionais identificados, podem estar relacionadas a alternâncias na duração de fases de subsidência na bacia (a Bacia do Paraná, ao que tudo indica, encontrava-se em fase de franca subsidência, no contexto das seqüências de Sloss e de 2ª ordem de Vail *et al.* 1977), bem como na própria velocidade de subsidência dessas fases. Além disso, os

próprios eventos de avanço e recuo glacial, inclusive de 4ª ordem, poderiam ter influenciado, causando essas irregularidades de maior amplitude. É muito difícil estabelecer-se uma análise a esse nível de detalhe, principalmente em sedimentos de idade paleozóica.

A nona seqüência (**S₉**) inicia-se no topo do Subgrupo Itararé, com influências glaciais, e completa-se, já, na Formação Tatuí, a partir da qual ocorre um contexto de bacia não glaciada. Desta forma, de acordo com a literatura especializada, a preservação de sedimentos do trato de sistemas de mar baixo é mais restrita, principalmente em se tratando de bacias com margem em rampa, como é o caso da Bacia do Paraná.

A seqüência **S₉** encontra-se, portanto, numa situação bastante distinta do caso das seqüências a ela subjacentes, glaciadas, apresentando características mais complexas por estar ocorrendo, ao longo do curso de sua evolução, uma mudança de contexto glacial para pós-glacial. Entretanto, diferentemente do que pode ser verificado nos perfis analisados na região ao sul do Arco de Ponta Grossa (Canuto 2001), onde o registro sedimentar apresenta maior continuidade vertical, no perfil analisado, representativo da área do estudo, não foi possível a observação da evolução da seqüência passando do contexto glacial para o pós-glacial. Isto possivelmente ocorre em virtude da existência de uma lacuna vertical de cerca de 20 m de espessura, ao longo da qual podem ter sido registradas, originalmente, as feições demonstrativas dessa passagem, visto que, acima dela ocorre um corpo de diamictito que passa diretamente para arenitos considerados como da Formação Tatuí. Estes diamictitos, por não fazerem parte de fácies diagnósticas, poderiam fazer parte de qualquer um dos tratos de sistemas considerados, inclusive, ainda, do próprio trato de sistemas de mar baixo.

Entretanto, sabe-se que (Canuto *et al.* 2001), na passagem da fase glacial para a fase pós-glacial, ocorrida durante o Neopaleozóico da Bacia do Paraná, observa-se um cenário correspondente ao resultado da atuação de várias componentes, já mencionadas anteriormente (subsidência tectônica, glácio-isostasia, etc).

Desta forma, ficaram caracterizadas, então, nove seqüências de 3ª ordem, que compõem o arcabouço cronoestratigráfico da área do estudo.

13.4 Aspectos pendentes

Rodovia SP-270

Pendências ainda existem, no que concerne a alguns problemas estratigráficos a serem solucionados. Apesar dos trabalhos já realizados, persistem algumas dúvidas relacionadas a trechos sem registros, ao longo do perfil selecionado. Em oportunidade futura deverá haver progresso no trabalho, através da realização, nessa área, de detalhamento utilizando-se mais perfis paralelos ao longo de estradas secundárias, correspondentes aos trechos incompletos.

É notório que num contexto glacial, os sedimentos demonstram grandes variações laterais, mesmo considerando-se distâncias relativamente pequenas. No entanto, a sucessão de eventos de maior escala, como avanços glaciais e transgressões marinhas de 3ª ordem, no geral persiste e apresenta associações de fácies características e diagnósticas, as quais permitem a obtenção de conclusões a partir de dados que devem mostrar-se equivalentes no conjunto. São verificados, também, alguns tratos de sistemas incompletos e sem limites definidos adequadamente, o que pode, eventualmente, impedir uma representação mais precisa do arcabouço cronoestratigráfico definido.

Outro problema a ser melhor estudado, refere-se à base da coluna sedimentar construída para a SP-270 (vide Anexo 4). Dada a distância geográfica que ocorre entre o afloramento situado na base da coluna, posição mais baixa estratigraficamente, dotado de melhores condições de observação, ou seja, sem que tenha sido afetado por intemperismo intenso, e o primeiro afloramento também de boa qualidade composto por rochas do embasamento Pré-Cambriano (cerca de oito quilômetros), é adequado supor-se que deve haver, ainda, continuidade da coluna litoestratigráfica sedimentar para baixo, até o contato com as rochas do embasamento, o qual não foi observado.

Além disso, foram verificados alguns afloramentos ao longo desse trecho na SP-270, que contêm sedimentos do Subgrupo Itararé, mas que se encontram em péssimo estado de conservação e observação, praticamente com características de solo e, assim sendo, seria arriscado, para a qualidade das interpretações, descrevê-los como sedimentos e incluí-los na base da coluna sedimentar como tal.

13.5 Relações estratigráficas e seqüenciais entre a SP-270 e a SP-75

A seção geológica medida ao longo da rodovia SP-75 não foi descrita em detalhe, pois não fazia parte do objetivo principal do trabalho, que corresponde ao estudo do Subgrupo Itararé ao longo da rodovia SP-270. A seção da SP-75 acabou por ser descrita, pelo menos parcialmente, para que se pudesse conhecer, mesmo que preliminarmente, as suas relações geológicas com a seção da SP-270, devido a proximidade entre ambas. Adicionalmente, considerou-se que ela poderia contribuir, mesmo que em menor escala, para o conhecimento da geologia das proximidades da área do estudo, tendo em vista o fato de que, durante sua travessia para alcançar a SP-270, foi possível observar que a mesma apresenta alguns bons afloramentos.

Dentre esses afloramentos, destaca-se o ponto SP-75-01, onde é observado o contato entre tilitos, sucedidos por arenitos e folhelhos com raros clastos dispersos, do Subgrupo Itararé e o embasamento Pré-Cambriano. Outras boas exposições localizam-se no ponto SP-75-03 (km 6,2), composto por espesso corpo de arenito com características de fluxos gravitacionais de sedimentos, que se prestaram para análises petrográficas; e no afloramento do ponto SP-75-04 (km 3), onde são observados sedimentos caracterizados por influência de ambientes de marés.

A coluna sedimentar incompleta, levantada ao longo da SP-75, no entanto, mostra fácies diagnósticas para interpretação de tratos de sistemas deposicionais, e, portanto, para a identificação de seqüências de 3ª ordem, pelo menos em dois dos três afloramentos visitados. A espessura observada ao longo do percurso da SP-75 encaixa-se na faixa compatível com as espessuras de seqüências de 3ª ordem. Além disso, conforme mencionado acima, podem ser diagnosticados tratos de sistemas da seguinte forma, com ausência unicamente do trato de sistemas de mar alto:

- a) O afloramento do ponto SP-75-01 (km 8), composto de tilitos, arenitos e folhelhos com clastos dispersos sobre o embasamento, apresenta uma sucessão sedimentar característica de *trato de sistemas de mar baixo* (tilitos e arenitos, talvez de planície de lavagem), sobreposto por *trato de sistemas transgressivos* formado por folhelhos contendo raros clastos dispersos.

- b) No afloramento do ponto SP-75-04 (km 3), os sedimentos com características de influência por marés, correspondem a um *trato de sistemas regressivo glácio-isostáticos*.

Os três tratos de sistemas identificados acima, associados à espessura compatível observada, permitem sugerir a presença de uma seqüência de 3ª ordem, instalada ao longo desse trecho da SP-75. Esta idéia corrobora os dados obtidos por Gobatto (2005).

Considera-se, também, que esta seqüência, preliminarmente definida na SP-75, a qual se encontra perfeitamente estabelecida sobre o embasamento Pré-Cambriano, pode até corresponder à seqüência que, possivelmente, ainda exista abaixo do primeiro tilito registrado na coluna litoestratigráfica da SP-270, e se assim for, o arcabouço cronoestratigráfico da área do estudo pode ser composto, então, por 10 (dez) seqüências de 3ª ordem.

14. COMPARAÇÃO COM O SUL DO ARCO DE PONTA GROSSA

Um dos objetivos desta dissertação de mestrado diz respeito à tentativa de efetuar correlação, ainda que preliminar, entre sedimentos e/ou eventos sedimentares identificados, no Subgrupo Itararé, na área do estudo e na região localizada ao sul do Arco de Ponta Grossa, neste último caso, mais propriamente, nos estados do Paraná e Santa Catarina. Para tanto, seriam utilizados, no caso da área do estudo, incluída no Estado de São Paulo, os dados obtidos regularmente durante os trabalhos de campo e, posteriormente, as análises de laboratório e na região ao sul do Arco de Ponta Grossa, os dados disponíveis na literatura.

14.1 Determinação de um *datum* seguro

O desenvolvimento do trabalho relativo à correlação entre as áreas mencionadas se defrontou, de início, na necessidade de determinação de um *datum* estratigráfico seguro. Duas possibilidades foram, então, vislumbradas. Uma fundamentada em parâmetros físicos e outra em parâmetros biológicos.

Com relação a parâmetros físicos para a definição de *datum*, optou-se pela utilização de limite mais evidente entre unidades sedimentares, como, por exemplo, uma superfície separando litologias distintas e persistentes lateralmente, caracterizando contato entre diferentes unidades litoestratigráficas, ou uma superfície transgressiva mais importante, mesmo se considerando o diacronismo que possa ocorrer (Santos 1987, Santos *et al.* 1996).

Canuto (1985 e 2001) utilizou como *datum* para correlação entre quatro seções geológicas no sul do Estado do Paraná e norte do Estado de Santa Catarina, a base da Formação Rio Bonito (unidade inferior do Subgrupo Guatá), considerando que o diacronismo, provavelmente existente, não afetaria o objetivo numa escala a inviabilizar a correlação entre as seções.

Mais recentemente, Canuto & Santos (no prelo), em continuidade a Canuto *et al.* (2001), também utilizaram o mesmo *datum* para efetuar correlação entre sedimentos do Subgrupo Itararé, ao longo da região entre Capão Bonito e Rechã, no Estado de São Paulo, e sedimentos do Subgrupo Itararé nos estados do Paraná e Santa Catarina. Os referidos autores identificaram sucessões sedimentares

compatíveis com as Formações Mafra e Rio do Sul, no Estado de São Paulo, e seqüências de 3ª ordem, correlacionáveis entre as duas regiões. Os resultados obtidos demonstraram a viabilidade do procedimento, mesmo fundamentado puramente em parâmetros físicos.

Segundo Santos (1979 e 1987), também do ponto de vista bioestratigráfico, verifica-se um comportamento relativamente regular do horizonte escolhido, conforme a correlação de poços estudada por Daemon & Quadros (1970). O *datum* utilizado por esses autores representa a base do intervalo bioestratigráfico K+J, o qual, embora não possa ser subdividido e reconhecido como correspondente a dois intervalos bioestratigráficos distintos em toda a bacia (Daemon *et al.* 1983), na área abrangida pelo presente estudo equivale ao limite Subgrupo Itararé / Formação Tatuí.

14.2 Adoção de datuns estratigráfico e bioestratigráfico

Tendo-se em conta os bons resultados observados nos casos acima mencionados, o mesmo *datum* físico mencionado acima foi utilizado na correlação entre o perfil objeto deste trabalho, seção Sorocaba - Itapetininga, e os perfis referentes à região localizada ao sul do Arco de Ponta Grossa (Canuto 1985 e 2001). Esse *datum* corresponde, então, respectivamente, à base da Formação Tatuí (correspondente ao Conjunto E, Saad 1977; Santos 1979 e 1987), no Estado de São Paulo, e base da Formação Rio Bonito, unidade inferior do Subgrupo Guatá, nos estados do Paraná e Santa Catarina. A sua adoção apresenta algumas vantagens de ordem prática, tendo em vista a identificação relativamente fácil no campo, dos sedimentos pertencentes à base do Subgrupo Guatá, seja a Formação Tatuí, em São Paulo, ou a Formação Rio Bonito, no Paraná e Santa Catarina.

Outro *datum* que pode ser utilizado, resultante dos dados obtidos diretamente através das análises palinológicas realizadas neste trabalho, é um *datum* bioestratigráfico.

Com exceção da amostra 9.2i, verifica-se que o conteúdo palinológico das amostras analisadas são compatíveis com formas encontradas na Formação Rio do Sul, nos estados do Paraná e Santa Catarina (Canuto 1985) e, portanto, de idade eopermiana (Asseliano a Kunguriano). As amostras da área do estudo apresentam

correspondência com as amostras RN27/31/33 do Perfil Q-CT-I (Quitandinha - Campo do Tenente - Itaiópolis - Canuto 1985, Canuto *et al.* 2001). O resíduo orgânico é quase idêntico, assim como a palinoflora e até mesmo o ambiente, que é marinho (raso e costeiro), dada a presença de *Tasmanites*, que são algas prasinofíceas indubitavelmente marinhas.

Duas amostras foram selecionadas para demonstrar melhor essa relação, denominadas 4.1i e 4.2i, cuja localização estratigráfica pode ser visualizada na parte superior da coluna litoestratigráfica, mostrada no Anexo 4.

O resultado da análise palinológica efetuada nestas duas amostras indicou forte influência marinha, provavelmente em ambiente marinho raso e costeiro, conforme descrição apresentada no item 10.1.

14.3 Significado em termos de correlação

Como pode ser observado na coluna litoestratigráfica construída para a área do estudo (Anexo 4), os sedimentos dos quais foram coletadas as amostras, foram depositados, realmente, em ambiente marinho raso, costeiro, fato demonstrado por sua faciologia diagnóstica associada ao trato de sistemas regressivos glácio-isostáticos (Canuto *et al.* 2001), que completa o último ciclo transgressivo-regressivo de 3ª ordem totalmente incluso no Subgrupo Itararé (S_8). O ciclo S_9 já se formou em contexto distinto, iniciando-se no Subgrupo Itararé, sob influência glacial, mas terminando, já, no Subgrupo Guatá, pós-glacial.

Fato semelhante ocorre na região localizada ao sul do Arco de Ponta Grossa, no que diz respeito às amostras de sedimentos analisados daquela região, contendo palinomorfos equivalentes aos da área do estudo, correspondentes, também, a sedimentos marinhos rasos, costeiros, de trato de sistemas regressivos glácio-isostáticos da Formação Rio do Sul, no norte do Estado de Santa Catarina.

Por outro lado, o horizonte relativo ao último trato de sistemas regressivos glácio-isostáticos, que completa a seqüência S_8 , corresponde a um outro *datum* seguro para a correlação necessária aos objetivos deste trabalho, que pode ser considerado como *datum* físico, além do próprio contato entre o Subgrupo Itararé e o Subgrupo Guatá, e corrobora as demais informações acima mencionadas.

15. CONCLUSÕES

A definição e a análise de fácies, bem como seu agrupamento em associações diagnósticas (AF₁, AF₂, AF₃ e AF₄), ao longo do perfil selecionado na área do estudo, permitiu o reconhecimento de tratos de sistemas deposicionais, TSMB, TST, TSMA e TSRGi, os quais, por sua vez, levaram à identificação de 9 (nove) seqüências de 3ª ordem, criando-se, assim, um arcabouço cronoestratigráfico para os sedimentos do Subgrupo Itararé, para a área do estudo.

Da mesma forma que nos estados do Paraná e Santa Catarina, foram observadas na área do estudo, superfícies erosivas sobre embasamento pré-Cambriano e sobre sedimentos intraformacionais, geralmente cobertas por tilito subglacial. Tais feições foram interpretadas como registros de avanços glaciais sucessivos de geleiras aterradas que adentraram a Bacia do Paraná, através de margem de maré, que correspondem a discordâncias e/ou limites de seqüência do tipo 1.

Variações na espessura nos tratos de sistemas deposicionais identificados podem corresponder a variações na duração de fases de subsidência na Bacia do Paraná (que se encontrava em fase de subsidência de acordo com o modelo de seqüências de Sloss), e da própria velocidade de subsidência dessas fases. Avanços e recuos glaciais, inclusive de 4ª ordem, também podem ser considerados como causa dessas irregularidades de maior amplitude.

A última seqüência (S₉) do arcabouço cronoestratigráfico construído inicia-se no topo do Subgrupo Itararé, com influências glaciais, e completa-se na sobrejacente Formação Tatuí, em contexto de bacia não glaciada.

Embora não tenha havido tempo hábil para o desenvolvimento de trabalhos de subsuperfície através da análise de perfis de poços, como originalmente proposto para reforçar a confiabilidade dos dados de correlação entre a área do estudo e a região ao sul do Arco de Ponta Grossa, os objetivos e resultados do trabalho não foram prejudicados, pois os resultados das análises palinológicas demonstraram a viabilidade da correlação. Além disso, os próprios dados físicos de superfície se mostraram confiáveis, corroborando com os dados bioestratigráficos.

Foram então identificados datuns tanto litoestratigráficos como bioestratigráficos para a realização da correlação pretendida nos objetivos do trabalho, com boa margem de segurança.

Deste modo, a correlação pleiteada entre os sedimentos da área do estudo e a região localizada ao sul do Arco de Ponta Grossa, pode ser efetuada tanto através de parâmetros físicos, como biológicos. No caso de parâmetros físicos, como primeira possibilidade de correlação, pode ser utilizado o próprio contato entre o Subgrupo Itararé e o Subgrupo Guatá. Além disso, como segunda possibilidade, podem ser utilizados os sedimentos correspondentes ao último trato de sistemas deposicionais regressivos glácio-isostáticos, do topo do Subgrupo Itararé, o qual pode ser reconhecido em ambas as regiões.

Todavia, os sedimentos desse trato de sistemas, utilizável como parâmetro físico de correlação, também apresentam palinomorfos equivalentes tanto na área do estudo, quanto na região localizada ao sul do Arco de Ponta Grossa, mais propriamente no norte de Santa Catarina (Canuto 2001). Portanto, tal fato fornece o parâmetro biológico que igualmente pode ser utilizado como documento para correlação entre as regiões.

Assim sendo, os dados acima apresentados e discutidos indicam que os sedimentos do Subgrupo Itararé encontrados na área do estudo, inclusa na faixa de afloramentos do Estado de São Paulo, são correlacionáveis com os sedimentos do Subgrupo Itararé, localizados na região ao sul do Arco de Ponta Grossa, nos estados do Paraná e Santa Catarina.

A análise petrográfica efetuada em quatro amostras de arenitos pertencentes ao Subgrupo Itararé, em afloramentos da rodovia SP-75, revelou porosidades da ordem de 8 a 13%, o que caracteriza esses sedimentos como potencialmente bons para reservatórios ou para aquíferos. Entretanto, ao longo dessa rodovia, não foram observadas relações de contato do arenito com sedimentos subjacentes ou sobrejacentes para que pudessem ser definidas estruturas compatíveis com essas finalidades.

Por outro lado, próximo à região do entroncamento entre a SP-75 e a SP-280, ocorrem arenitos correlacionáveis aos arenitos acima mencionados, em contato brusco sobre folhelho siltico com clastos dispersos, o qual pode atuar como nível impermeabilizante subjacente, fazendo com que a água possa permanecer

armazenada no interior do corpo arenítico, se o tratarmos como possível aquífero. Adicionalmente, um arranjo estratigráfico adequado do arenito poderia, em termos de estrutura acumuladora, atribuir-lhe uma potencialidade de reservatório para hidrocarbonetos, enquanto que o folhelho siltico subjacente poderia também ser considerado como rocha geradora. Ao longo da rodovia Castello Branco observa-se que o arenito, correlacionável ao arenito que aflora na SP-75, é sobreposto por folhelho siltico sem clastos observáveis, conforme descrito por Madeira (2006).

Considerando-se a porosidade relativamente adequada do arenito (entre 8 e 13%), associada a suas relações estratigráficas com folhelhos subjacentes e sobrejacentes, sugere-se que esses arenitos podem constituir bons aquíferos ou boa rocha reservatório. Nesse caso é necessário que haja continuidade do corpo arenítico em subsuperfície, com isolamentos laterais por falhas, por exemplo, que também o coloque em contato lateral com folhelhos ou outros sedimentos selantes. Evidentemente, também deveria haver teor de matéria orgânica de boa qualidade compatível com a geração de hidrocarbonetos nas possíveis rochas geradoras, bem como maturação suficiente.

16. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M. 1948. A "Roche Moutonnée" de Salto, Estado de São Paulo. *Geologia e Metalurgia*, 5:112-118.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, 8, Atas..., pp.: 363-391.
- Anderson J.B., Kurtz D.D., Weaver F.M. 1979. Sedimentation on the Antarctic continental slope. In: L.S. Doyle & O.H. Pilkey (eds.) *Geology of continental slopes*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, Special Publication, 27, pp.: 265-283.
- Anderson J.W. & Ashley G.M. 1991. *Glacial marine sedimentation: paleoclimatic significance*. Geological Society of America, Special Paper 261, 232 p.
- Andrade S.M. & Soares P.C. 1971. *Geologia de semi-detálhe do centro leste de São Paulo*. PETROBRÁS / DESUL, (Relatório Interno n. 400), 33 pp.
- Arai M. 1980. Contribuição dos pólenes estriados na bioestratigrafia neopaleozóica da parte nordeste da Bacia do Paraná. *Bol. IGc-USP*, São Paulo, 11:98-105.
- Araújo M.R. de 2002. *Análise estratigráfica do Subgrupo Itararé (Paleozóico superior), na região entre Indaibatuba e o Ribeirão Monjolo Grande, e estudo preliminar do potencial hidrogeológico dos arenitos presentes, Bacia do Paraná, Brasil*. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Archangelsky S. 1971. Las taofloras del Sistema Paganzo en la Republica Argentina. *An Acad Bras Cienc.*, 48:67-88.
- Ashley G.M. 1985. Introduction (to glacial sedimentary environments). In: G.M. Ashley, J. Shaw, N. Smith (eds.) *Glacial Sedimentary Environments*, SEPM Short Course 16, Tulsa, pp.: 1-6.
- Bally A.W. 1980. Basins and subsidence - summary. In: A.W. Bally (ed.) *Dynamics of Plate Interiors*. American Geophysical Union Geodynamics Series, 1:1-20.
- Banerjee I. & McDonald B.C. 1975. Nature of esker sedimentation. In: A.V. Jopling & B.C. McDonald (eds.) *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, SEPM Spec. Publ., 23, pp.: 132-154.
- Barbosa O. & Gomes F.A. 1958. *Pesquisa de petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo*. DNPM, Div. Geol. Miner., Bol. 171.
- Barnett D.M. & Holdsworth G. 1974. Origin, morphology, and chronology of sublacustrine moraines, Generator Lake, Baffin Island, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences.*, 11(3):380-408.
- Benn D.I. & Evans D.J.A. 1998. *Glaciers and glaciation*. Great Britain, Arnold Publishers, 734 pp.
- Bennet M.R. & Glasser N.F. 1996. *Glacial geology: ice sheets and landforms*. John Willey & Sons, England, 364 pp.
- Bernardes-de-Oliveira M.E., Rohn R., Ricardi-Branco F., Zampirolli A.P., Mune S.E., Amaral P.G.C. do, Longhim M.E., Castro-Fernandes M.C., Lages L. 2005. Late Carboniferous to Early Permian glacial related paleofloras from northeastern Paraná Basin, Brazil. In: Gondwana 12. "Geological and Biological Heritage of Gondwana". Academia Nacional de Ciencias. Mendoza, Argentina. *Abstracts*, p. 70.
- Bharadwaj D.C., Kar R.K. & Navale G.K.B. 1976. Palynostratigraphy of the Lower Gondwana deposits in Paraná and Maranhão basins, Brazil. *Biological Memoirs*, Paleopalynology Series - 3, Lucknow, 1(1-2):53-108.
- Bjørlykke K. 1984. *Sedimentology and Petroleum Geology*. Springer-Verlag. 363 pp.
- Boulton G.S. 1970a. On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. *Journal of Glaciology*, 9(56):213-229.
- Boulton G.S. 1971. Till genesis and fabric in Svalbard Spitsbergen. In: R.P. Goldthwait (ed.) *Till: a Symposium*. Ohio State University Press, pp.: 41-72.

- Boulton G.S. 1972. The role of thermal regime in glacial sedimentation. *In*: R.J. Price & D.E. Sugden (eds.) *Polar Geomorphology*. Institute of British Geographers. 4, Special Publications, pp.: 1-19.
- Boulton G.S. 1974. Processes and patterns of glacial erosion. *In*: D.R. Coates (ed.) *Glacial Geomorphology*. Binghamton, State University of New York, pp.: 41-87.
- Boulton G.S. 1975. Processes and patterns of glacial erosion, in glacial geomorphology. *Geomorphology*, Bing-Hampton, pp.: 41-87.
- Boulton G.S. 1979. Processes of glacial erosion on different substrata. *Journal of Glaciology*, **23**:15-38.
- Boulton G.S. 1982. Subglacial processes and the development of glacial bedforms. *In*: R. Davidson-Arnott et al. (eds.) *Glacial, Glaciofluvial and Glaciolacustrine Systems*, Norwich: Norwich Geo-Books, pp.: 1-31.
- Boulton G.S. & Deinoux M. 1981. Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. *Precambrian Research*, **15**(3):397-422.
- Bouma A.H. 1962. *Sedimentology of some flysh deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Bouma A.H. 1985. Introduction to submarine fans and related turbidite systems. *In*: A.H. Bouma, W.H. Normark, N.E. Barnes (eds.) *Submarine fans and related turbidite systems*. Frontiers in Sedimentary Geology. New Your, Springer-Verlag, pp.: 3-5.
- Brodzikowski K. & Van Loon A.J. 1991. *Glacigenic sediments. Developments in Sedimentology*, **49**, Elsevier, Amsterdam, 674 pp.
- Brown L.F. Jr. & Fisher W.L. 1977. Seismic-Stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull-apart basins. *In*: C.E. Payton (ed.) *Seismic Stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., **26**: 213-248.
- Cainelli C. & Feijó F.J. 2005. *Estratigrafia de Seqüências*. Apostila do Curso Estratigrafia de Seqüências. Universidade Petrobras, Rio de Janeiro (Inédito).
- Canuto J.R. 1985. *Origem dos diamictitos e de rochas associadas do Subgrupo Itararé no sul do Estado do Paraná e norte do Estado de Santa Catarina*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 187 p.
- Canuto J.R. 1993. *Fácies e ambientes de sedimentação da Formação Rio do Sul (Permiano), Bacia do Paraná, na Região de Rio do Sul, Estado de Santa Catarina*. Dissertação de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 164 p.
- Canuto J.R. 2001. *Estratigrafia de seqüências da sucessão glaciogênica neopaleozóica da Bacia do Paraná: parte I*. Relatório Final de Projeto FAPESP, Processo No 97/13973-2. Inédito, 419 p.
- Canuto J.R. & Santos P.R. dos (no prelo). Formações Mafra e Rio do Sul, Subgrupo Itararé, no Estado de São Paulo - Identificação e correlação entre os sedimentos do Estado de São Paulo, e dos estados do Paraná e Santa Catarina, através de seqüências de 3ª ordem. (Submetido ao 10º Simpósio de Geologia do Sudeste, SBG, Diamantina, MG).
- Canuto J.R. & Santos P.R. dos (no prelo). Fácies de diamictitos do Subgrupo Itararé (Paleozóico superior) no norte de Santa Catarina e sul do Paraná, Bacia do Paraná, Brasil. (Submetido à *Revista Brasileira de Geociências*).
- Canuto J.R. & Santos P.R. dos 2000. *Tópicos fundamentais da Estratigrafia de Seqüências*. Apostila para aula, 34 pp.
- Canuto J.R., Rocha-Campos A.C., Santos P.R. dos 1997a. Sequence stratigraphy of Itararé Subgroup (Late Paleozoic), Paraná Basin, in southern Paraná and northern Santa Catarina, Brazil. *In*: 3rd Simpósio de Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, Barra do Garças, Atas, *Abstract Volume*, pp.: 18-19.
- Canuto J.R., Rocha-Campos A.C., Santos P.R. dos, Sato P.E.S. 1997b. The Late Paleozoic Lapa Sandstone (Itararé Subgroup), Paraná basin, Brazil: a possible tunnel-valley fill?. *In*: 3rd

- Simpósio de Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, Barra do Garça, Atas, *Abstract Volume*, pp.: 22-23.
- Canuto J.R., Santos P.R. dos, Rocha-Campos A.C. 2001. Estratigrafia de seqüências do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico) no leste da Bacia do Paraná, nas regiões sul do Paraná e norte de Santa Catarina, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(1):107-116.
- Canuto J.R., Rocha-Campos A.C., Santos P.R. dos 2001. Tectono-sedimentary evolution of the Itararé Subgroup (Late Paleozoic) in the southern Ponta Grossa Arch, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **73**(3):466.
- Castro J.C. 1988. Stratigraphic framework of Rio do Sul / Rio Bonito Formations. In: 7th International Gondwana Symposium, São Paulo, Brazil, *Guide Book*, Excursion A₂. Petrobras S.A., Rio de Janeiro, 2, p. 1-8.
- Chaves Jr. A.M. 2002. *Análise estratigráfica do Subgrupo Itararé (Paleozóico superior), na região entre Monte Mor e o Ribeirão Monjolo Grande, e estudo preliminar do potencial hidrogeológico dos arenitos presentes, Bacia do Paraná, Brasil*. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Cloetingh S. 1988. Interplate stresses: a new element in basin analysis. In: K. Kleinspehn & C. Paola (eds.) *New Perspective in Basin Analysis*. Heidelberg, New York, Springer-Verlag, pp.: 205-230.
- Cloetingh S., McQueen H., Lambeck K. 1985. On a tectonic mechanism for regional sea-level variations. *Earth Planetary Science Letters*, **75**:157-166.
- Collinson J.D. & Thompson D.B. 1982. *Sedimentary Structures*. George Allen and Unwin, London, 194 pp.
- CPRM 1999a. *Projeto integração geológico-metalogenética - Folha Rio de Janeiro SF.23*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, CPRM, São Paulo, 1999, 26 p.
- CPRM 2001. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Sistema de Informações Geográficas - SIG e Mapas na escala 1:2.500.000 = Geology, Tectonics and Mineral Resources of Brazil: Geographic Information System - GIS and Maps at the 1:2.500.000 scale / Luiz Augusto Bizzi, Carlos Schobbenhaus, João Henrique Gonçalves, Franciscus Jacobus Baars, Inácio de Medeiros Delgado, Maisa Bastos Abram, Reginaldo Leão Neto, Gerson Manoel Muniz de Matos, João Orestes Schneider Santos - Brasília : CPRM, 2001. 4 CD-Roms
- Crimes T.P. & Crossley J.D. 1991. A diverse ichnofauna from Silurian flysch of the Aberystwyth Grits Formation, Wales. *Geological Journal*, **26**:26-64.
- Crimes T.P., Goldring R., Homewood P., van Stuijvenberg J., Winkler W. 1981. Trace fossil assemblages of deep-sea fan deposits, Grunigel and Schlieren flysch (Cretaceous-Eocene, Switzerland). *Eclogae Geologicae Helveticae*, **74**:953-95.
- Crowell J.C. & Frakes L.A. 1975. The Paleozoic glaciation. In: K.W.W. Campbell (ed.) *Gondwana Geology*, pp.: 313-331.
- Daemon R.F. 1966. Ensaio sobre a distribuição e zoneamento dos esporomorfos do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, **9**(2):211-218.
- Daemon R.F. 1974. Integração dos resultados palinológicos aos de fauna e flora de camadas fossilíferas do Neopaleozóico da Bacia do Paraná - implicações estratigráficas e paleogeográficas. *Revista UNIMAR*, **1**:25-41.
- Daemon R.F. & Quadros L.P. 1970. Bioestratigrafia do neopaleozóico na Bacia do Paraná. In: 24 Congr. Bras. Geol., Brasília. *Na. Soc. Bras. Geol.*, p. 359-414.
- Daemon R.F., Rösler O., Campanha V.A., Carvalho W.S. 1983. Refinamento do zoneamento bioestratigráfico do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. *PAULIPETRO*, RT. 458/83.
- Della Fávera J.C. 1995. *Fundamentos da Estratigrafia Moderna*. Notas de aula, 2ª edição - Departamento de Geologia / Geofísica / UERJ. 165 pp.
- Della Fávera J.C. 2001. *Fundamentos de Estratigrafia Moderna*. Ed. UERJ, 263 pp.

- Derby O.A. 1878. The geology of the diamantiferous region of the Province of Paraná, Brazil. *Proc. Amer. Phyt. Soc.*, St. Paul, **18**(102):251-258.
- DNIT - Departamento Nacional de Infra-Estrutura. 2002. Mapa Rodoviário do Estado de São Paulo.
- Dott Jr. R.H. 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, **47**:104-128.
- Dreimanis A. 1976. Tills: Their origin and properties. In: R.F. Leggett (ed.) *Glacial Till: An Interdisciplinary Study*. Royal Society of Canada, Special Publication, 12, pp.: 11-49.
- Duke W.L. 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, **32**:167-94.
- Duke W.L. 1990. Geostrophic circulation or shallow marine turbidity currents? The dilemma of paleoflow patterns in storm-induced prograding shoreline systems. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**:870-83.
- Egbert G.D. & Ray R.D. 2000. Significant dissipation of tidal energy in the deep ocean inferred from satellite altimeter data. *Nature*, **405**:775-778.
- Ehlers J. & Stephan H.J. 1979. Forms at the base of till strata as indicators of ice movement. *Journal of Glaciology*, **22**(87):345-355.
- Einsele G. 1991. Submarine mass flow deposits and turbidites. In: G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher (eds.) *Cycles and events in stratigraphy*. New York, Springer-Verlag, pp: 313-339.
- Einsele G. 2000. *Sedimentary Basins*. 2nd Edition, Springer-Verlag, 792 pp.
- Ekdale A.A., Bromley R.G., Pemberton S.G. 1984. *Ichnology - the use of trace fossils in Sedimentology and Stratigraphy*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course, 15, Tulsa, 317 pp.
- Enos P. 1977. Flow regimes in debris flow. *Sedimentology*, **24**:133-142.
- Eyles N. 1987. Glacially influenced submarine-channel sedimentation in the Yakataga Formation, Middleton Island, Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**(6):1004-1017.
- Eyles N. 1990. Marine debris flows: Late Precambrian "tillites" of the Avalonian-Cadomian orogenic belt. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **79**:73-98.
- Eyles N. 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. *Earth Science Review*, **35**(1/2):1-248.
- Eyles N. & Eyles C.H. 1992. Glacial depositional systems. In: Roger G. Walker & N.P. James (eds.) *Facies models: response to sea level change*. Love Printing Service Ltd., Ontário, pp.: 73-100.
- Eyles N., Eyles C.H., Miall A.D. 1983. Lithofacies types and vertical profiles modes: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamictite sequence. *Sedimentology*, **30**:393-410.
- Eyles C.H., Eyles N., Miall A.D. 1985. Models of glaciomarine deposition and their implications to ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **51**:15-84.
- Eyles C.H., Eyles N., França A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology*, **40**:1-25.
- Feijó F.J. 2004. *Geologia do Petróleo*. Apostila do Curso Geologia do Petróleo. Universidade Petrobras, Rio de Janeiro, 181 pp (Inédito).
- Fiori A.P. & Cottas L.R. 1980. Divisão faciológica do Grupo Itararé no nordeste do Estado de São Paulo. In: SBG, An. XXXI Congr. Bras. Geologia, Camboriu, *Bol. 2 (resumos)*, p. 360.
- Fisher R.V. 1971. Features of coarse-grained, high concentration fluids and their deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, **41**:916-927.
- Fisher R.V. 1983. Flow transformations in sediment gravity flows. *Geology*, **11**(5):273-274.
- Flint R.F. 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. John Wiley & Sons New York, 892 pp.

- Florêncio R.V.S. 2000. *As argilas do subgrupo Itararé: potencialidades como matérias primas cerâmicas e como inertizadoras de resíduos industriais*. Dissertação de Mestrado. Instituto Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 179 p.
- França A.B. & Potter P.R. 1988. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **2**(2/4):147-191.
- Fulfaro V.J. 1971. A evolução tectônica e paleogeográfica da Bacia Sedimentar do Paraná pelo "Trend Surface Analysis". *Bol. Esc. Eng. de São Carlos: Geologia*, EESC-USP, (14):1-112.
- Fulfaro V.J. 1974. Tectônica do alinhamento estrutural do Paranapanema. *Bol. IGc-USP*, **5**:129-138.
- Fulfaro V.J. & Landim P.M.B. 1976. Stratigraphic Sequences of the intracratonic Paraná Basin. *Newsl. Stratigr.*, **4**(3):150-168.
- Fulfaro V.J., Saad A.R., Santos M.V., Vianna R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**(4):590-610.
- Gadd N.R. 1971. *Pleistocene geology of the central St. Lawrence Lowland, with selected passages from an unpublished manuscript: The St. Lawrence Lowland*, by J.W. Goldthwait. Geological Survey of Canada, Memoir 359, 153 p.
- Galloway W.E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis 1: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **73**:125-142.
- Gama Jr. E.G., Perinotto J.A.J., Ribeiro H.J.P.S., Padula E.K. 1992. Contribuição ao estudo da ressedimentação no Subgrupo Itararé: um guia temático de campo. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(2):237-247.
- Giannini P.C.F. & Riccomini C. 2000. Sedimentos e processos sedimentares. In: W. Teixeira, M.C.M. Toledo, T.R. Fairchild, F. Taioli (eds.) *Decifrando a Terra*. Oficina de Textos, pp.: 167-190.
- Gobatto G. 2005. *Análise estratigráfica do Subgrupo Itararé (Paleozóico superior) entre Sorocaba e Tatuí, e caracterização preliminar do potencial hidrogeológico dos arenitos incluídos na área do estudo, Bacia do Paraná, Brasil*. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 50 p.
- Gravenor C.P. & Rocha-Campos A.C. 1983. Patterns of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of the Paraná Basin. Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **43**:1-39.
- Gravenor C.P., Von Brunn V., Dreimanis A. 1984: Nature and classification of waterlain glaciogenic sediments, exemplified by Pleistocene, late Paleozoic and late Precambrian deposits. *Earth-Science Reviews*, Amsterdam, **20**:105-166.
- Gressly A. 1838. *Observations géologiques sur le Jura soleurois*. Nouveaux mémoires de la Société Helvetique des Sciences Naturelles, Neuchâtel, v. 2, 14 pl, 349 pp.
- Haldorsen S. 1983. Mineralogy and geochemistry of basal till and their relationship to till-forming processes. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, **63**:15-25.
- Hampton M.A. 1972. The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**:775-793.
- Haq B.U., 1991. Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. In: D.I.M. MacDonald (ed.) *Sedimentation, Tectonics and Eustasy*. Intern. Assoc. Sedimentol., 12, Spec. Publ., pp.: 3-39.
- Harms J.C., Southard I.B., Spenging D.R., Walker R.G. 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*. Short course 2, Tulsa, 161 pp.
- Hasui Y. 1981. *Mapa de Jazidas e Ocorrências Minerais do Estado de São Paulo - Texto Explicativo*. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, 349 p.
- Hasui Y., Penalva F., Hennies W.T. 1969. Geologia do Grupo São Roque. In: XXIII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, 1969. *Anais...* Salvador, SBG, 1, pp.: 101-134.

- Hasui Y., Fonseca M.J.G., Ramalho R. 1984. A parte central da Região de dobramentos sudeste e o maciço mediano de Guaxupé. In: C. Schobbenhaus, D. de A. Campos, G.R. Derze, H.E. Asmus (eds.) *Geologia do Brasil*, MME / DNPM, pp.: 307-355.
- Hayes M.O. 1975. Morphology of Sand Accumulations in estuaries. In: E. Cronin (ed) *Estuarine research*. Geology and Civil Engineering. Vol. 2, New York. Academic Press, pp.: 3-22.
- Howarth M.J. 1982. Tidal currents of the continental shelf. In: A.H. Stride (ed.) *Offshore Tidal Sands: Processes and Deposits*. Chapman and Hall, UK, pp.: 10-19.
- Hughes T. 1987. Ice dynamics and deglaciation models when ice sheets collapsed. In: W.F. Ruddiman & H.E. Wright Jr. (eds.) *North America and Adjacent Oceans During the Last Deglaciation*. Decade of North American Geology K-3. Geol. Soc. Am. Boulder, Colorado, pp.: 183-220.
- Jervey M.T., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequence and their seismic expression. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (eds.) *Sea-level changes - an Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 42, Spec. Publ., pp.: 47-69.
- Johnson H.D. & Baldwin C.T. 1996. Shallow clastic seas. In: H.G. Reading (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, 3rd edn., Oxford, pp.: 232-280.
- Klein G. de V. 1970. Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *Journal of Sedimentary Petrology*, **40**:1095-1127.
- Klein G. de V. 1971. A sedimentary model for determining paleotidal range. *Geological Society of America Bulletin*, **82**:2585-2592.
- Klein G. de V. 1972. Determination of Paleotidal range in clastic sedimentary rocks. In: International Geological Congress, 24, Quebec, Harpell's Press, **6**:397-405.
- Klein G. de V. & Ryer T.A. 1978. Tidal circulation patterns in Precambrian, Paleozoic, and Cretaceous epeiric and mioclinal shelf seas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**:1050-1058.
- Kuenen P.H. & Migliorini C.I. 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *Journal of Geology*, **58**:91-127.
- Landim P.M.B. 1970. *Contribuição ao estudo dos mistitos do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo*. Tese de Livre-Docência, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, Rio Claro.
- Landim P.M.B. 1973. Contribuição ao estudo dos mistitos do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. *Bol. Esc. Eng. São Carlos: Geologia*, EESC-USP, (17):1-98.
- Landim P.M.B. & Fulfaro V.J. 1972. Trend-surface analysis of Carboniferous and Permian thickness data from Paraná Basin. *An. Acad. Bras. Ciên.*, **44**(Supl.):187-196.
- Landim P.M.B. & Soares P.C. 1979. *Mapeamento geológico do Subgrupo Tubarão*. Convênio DAEE-UNESP, Rel. Final.
- Lawson D.E. 1981. Sedimentologic characteristics and classification of depositional processes and deposits in the glacial environment. *CRREL Report*, **16**:81-27.
- Leinz V. 1937. Estudos sobre a glaciação permo-carbonífera do sul do Brasil. *Bol. Div. Fom. Prod. Miner.*, DNPM, (21):1-47.
- Leinz V. 1940. Petrologia das jazidas de apatita de Ipanema (Estado de São Paulo, Brasil). *Bol. Div. Fom. Prod. Miner.*, DNPM, (40):1-52.
- Lewis D.W., Laird M.G., Powell R.D. 1980. Debris flow deposits of early Miocene age, Deadman Stream, Maelborough, New Zealand. *Sedimentary Geology*, **27**:37-59.
- Lima M.R. de, Saad A.R., Carvalho R.G. de, Santos P.R. dos 1976. Foraminíferos arenáceos e outros fósseis do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico), Bacia do Paraná, São Paulo, Brasil. In: SBG, XXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, 1976. *Anais...*, 2, pp.: 49-65.
- Lindsay J.F., Kennard J.M. & Southgate P.N. 1993. Application of sequence stratigraphy in an intracratonic setting, Amadeus basin, Central Australia. In: H.W. Posamentier, C.P.

- Summerhayes, B.U. Haq, G.P. Allen (eds.) *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Spec. Public., Internat. Assoc. Sediment. **18**:605-632.
- Lowe D.R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22**(2):157-204.
- Lowe D.R. 1976. Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology*, **23**:285-308.
- Lowe D.R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *Society Economic Paleontologists Mineralogists*, Special Publication, **27**:75-82.
- Lowe D.R. 1982. Sediment gravity flows: depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**(1):279-297.
- Madeira F.A. 2006. *Análise estratigráfica da sucessão sedimentar glaciogênica gondvânica (Subgrupo Itararé, Grupo Tubarão) e estudo preliminar da variação relativa do nível do mar incluindo possíveis níveis estruturais característicos de reservatórios para hidrocarbonetos e aquíferos, ao longo da rodovia Castello Branco (SP), Bacia do Paraná, Brasil*. Monografia de Trabalho de Formatura, 66 p. e anexos.
- Marques-Toigo M. 1988. *Palinologia, bioestratigrafia e paleoecologia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná nos estados do Rio Grande do sul e Santa Catarina, Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 259 p., (9 est., inédito).
- Marques-Toigo M. 1991. Palynobiostratigraphy of the southern Brazilian Neopaleozoic Gondwana sequence. In: International Gondwana Symposium, 7th, São Paulo, 1988. *Proceedings*, p. 503-515.
- Martin H. 1961. The hypothesis of continental drift in the light of recent advances of geological knowledge in Brazil and South West Africa. *Geol. Soc. South Africa*, **64**:1-47.
- Massoli M. 1991. *Relação entre o embasamento cristalino e os sedimentos basais do Subgrupo Itararé na região de Sorocaba-Salto de Pirapora, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 94 p.
- Mastalerz K. 1995. Deposits of high-density turbidity currents on fan-delta slopes: an example from the Upper Visean Szczawno Formation, Intracratonic Basin, Poland. *Sedimentary Geology*, **98**:121-146.
- McCann T. & Pickerill R.K. 1988. Flysch trace fossils from the Cretaceous Kodiak Formation of Alaska. *Journal of Paleontology*, **62**:330-348.
- Melfi A.J. & Bittencourt I. 1962. Geologia e pedologia na bacia glacial no distrito de Sousas, Campinas, SP. *Bragantia*, Campinas **21**(46).
- Mendes J.C. 1984. *Elementos de Estratigrafia*. T.A. Queiroz, Ed. da Universidade de São Paulo, São Paulo. 566 pp.
- Middleton G.V. 1967. Experiments on density and turbidity currents: III. Deposition of sediments. *Canadian Journal of Earth Science*, **4**:475-505.
- Middleton G.V. 1970. Experimental studies related to problems of Flysch sedimentation. In: J. Lajoie (ed.) *Flysch Sedimentology in North America*. Geological Association of Canada, Special Paper, 7, pp.: 253-272.
- Milani E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 255 p.
- Miall A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Sci. Rev.*, **13**:1-62.
- Middleton G.V. & Hampton M.A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: D.J. Stanley & D.J.P. Swift (eds.) *Marine sediment transport and environmental management*. New York, Wiley, pp.: 197-218.

- Middleton G.V. 1978. Facies. In: R.W. Fairbridge & J. Bourgeois (eds.) *Encyclopedia for sedimentology*. Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson & Ross, pp.: 323-325.
- Milani E.J. & Zalán P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior Basins of South America. *Episodes*, **22**(3):199-205.
- Molnia B.F. 1983. Subarctic glacial-marine sedimentation: a model. In: B.F. Molnia (ed.) *Glacial-marine sedimentation*. Plenum Press, New York and London: pp.: 95-144.
- Moore R.C. 1949. Meaning of facies. *Geological Society of America*. Memoir, **39**:1-34.
- Mutti E. 1992. *Turbidite sandstone*. Milan, Italy, AGIP Special Publication, 275 p.
- Mutti E. & Ricci Lucchi F. 1978. Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis. *American Geological Institute*, Reprint Series, **3**:27-166.
- Myers K.J. & Milton N.J. 1998. Concepts and Principles of Sequence Stratigraphy. In: D. Emery & K.J. Myers (eds.) *Sequence Stratigraphy*, Blackwell Science.
- Nardin T.R., Hein F.J., Gorsline D.S., Edwards B.D. 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrast in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor system. In: L.J. Doyle & O.H. Pilkey *Geology of continental slopes*, SEPM, Special Publication, **2**:61-73.
- Northfleet A.A., Medeiros R.A. & Mülhmann H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Bol. Tecn. Petrobrás*, **12**(3):291-346.
- Oda G.H. 1998. *Contribuição a Hidrogeologia da região entre Salto de Pirapora e Itu (SP), Análise da produtividade, ocorrências e circulação das águas subterrâneas dos sistemas aquíferos Tubarão e Cristalino*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 100 p.
- Okasaki H. & Matsuda F. 1995. Sequence stratigraphy of the late Pleistocene Palaeo-Tokyo Bay: barrier islands and associated tidal delta and inlet. In: B.W. Flemming & A. Bartholomä (eds.) *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments*. Special Publication, 24, International Association of Sedimentologists, Blackwell Science, pp.: 275-288.
- Paul M.A. & Eyles N. 1990. Constraints of the preservation of diamict facies (melt-out tills) at the margins of stagnant glaciers. *Quaternary Science Review*, **9**:51-69.
- Pemberton S.G., MacEachen J.A., Frey R.W. 1992. Trace Fossil Facies Models: Environmental and Allostratigraphic Significance. In: R.G. Walker & N.P. James (eds.) *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, 4, Love Printing Service Ltd., Ontario, pp.: 47-72.
- Pérez-Vieira G.L. 2003. *Feições periglaciais e fácies glácio-terrestres associadas do Subgrupo Itararé, no centro leste do Estado de São Paulo*. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 45 p.
- Petri S. 1964. Grupo Tubarão. In: Geologia do Estado de São Paulo, Instituto Geográfico e Geológico, São Paulo, *Boletim*, (41): 56-63.
- Petri S. & Souza P.A. 1993. Síntese dos conhecimentos e novas concepções sobre a bioestratigrafia do Subgrupo Itararé, bacia do Paraná, Brasil. *Revista IG*, São Paulo, **14**(2):7-18.
- Phillips C.J. & Davies T.R.H. 1991. Determining rheological parameters of debris flow material. *Geomorphology*, **4**:101-110.
- Pickerill R.K., Harland T.L. 1988. Trace fossils from Silurian slope deposits, North Greenland. *Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapport*, **137**:119-133.
- Pires F.A. 2001. *Análise paleoambiental e estratigráfica do Subgrupo Itararé na região do Médio Tietê, Estado de São Paulo*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 113 p.
- Pires F.A., Fernandes A.J., Teixeira A.L., Boggiani P.C., Massoli M. 1990. Mapeamento geológico da folha de Salto de Pirapora (SP), na escala 1:50.000. Instituto geológico - SMA, relatório interno, 76 p.

- Posamentier H.W. & Vail P.R. 1988. Eustatic control on clastic deposition, II - Sequence and systems tract models. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendal, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (eds.) *Sea-level Changes: An integrated Approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 42, Spec. Publ., Tulsa, pp.: 125-154.
- Posamentier H.W. & James D.P. 1993. An overview of sequences-stratigraphic concepts: uses and abuses. In: H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq, G.P. Allen (eds.) *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, **18**:3-18.
- Posamentier H.W. & Weimer P. 1993. Siliciclastic sequence stratigraphy and petroleum geology - where to from here? *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **77**:731-742.
- Posamentier H.W., Jervey M.T., Vail P.R. 1988. Eustatic controls on clastic deposition, I - Conceptual framework. In: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendal, H.W. Posamentier C.A., Ross, J.C. Van Wagoner (eds.) *Sea-level Changes: an Integrated Approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., 42, Spec. Publ., Tulsa, pp.: 109-124.
- Postma G. 1986. Classification for sediment gravity-flow deposits based on flow conditions during sedimentation. *Geology*, **14**(4):291-294.
- Postma G., Nemec W., Kleinspehn K.I. 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. *Sediment. Geol.*, **58**:47-61.
- Powell R.D. 1983. Glacial-marine sedimentation processes and lithofacies of temperate tidewater glaciers, Glacier Bay, Alaska. In: B.F. Molnia (ed.) *Glacial-Marine Sedimentation*. Plenum Press, New York, pp.: 185-232.
- Proust J.N. & Deinoux M. 1994. Marine to non-marine sequence architecture of an intracratonic glacially related basin. Late Proterozoic of the West African platform in western Mali. In: M. Deinoux, M.M.G. Miller, E.W. Domack, N. Eyles, I.J. Fairchild, G.M. Young (eds.) *Earth's Glacial Record*. Cambridge University Press, pp.: 121-145.
- Raaf J.F.M. & Boersma J.R. 1971. Tidal deposits and their sedimentary structures (seven examples from Western Europe). *Geologie en Mijnbouw*, **50**:479-504.
- Redfield A.C. 1958. The influence of the continental shelf on the tides of the Atlantic Coast of the United States. *J. Mar. Res.*, **17**:432-448.
- Reineck H.E. & Singh I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. 2nd Ed., New York, Springer-Verlag, 549 pp.
- Ricci Lucchi F. 1985. Marnoso-Arenacea Turbidite System, Italy. In: A.H. Bouma, W.R. Normark, N.E. Barnes (eds.) *Submarine fans and related turbidites systems: frontiers in sedimentary geology*. New York, Springer-Verlag, pp.: 209-216.
- Rocha-Campos A.C. 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: J.J. Bigarella et al. (eds.) *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba, pp.: 27-102.
- Rocha-Campos A.C. & Rösler O. 1978. Late Paleozoic faunal and floral successions in the Paraná basin, southeastern Brazil. *Bol. IGc-USP*, São Paulo, **9**:1-15.
- Rocha-Campos A.C. & Santos P.R. dos 1981. The Itararé Subgroup, Aquidauana Group and San Gregório Formation, Paraná Basin, southeastern South America. In: W.J. Hambrey & W.B. Harland (eds.) *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*, Cambridge Univ Press, pp.: 842-852.
- Rocha-Campos A.C. & Canuto J.R. 1983. Facies and sedimentary environments of Late Paleozoic diamictites and associated rocks in Southern Paraná and Northern Santa Catarina, Brazil. *Anais da Academia brasileira de Ciências*, **55**(1):138.
- Rocha-Campos A.C. & Santos P.R. dos 2000. Ação Geológica do Gelo. In: W. Teixeira, M.C.M. Toledo, T.R. Fairchild, F. Taioli (eds.) *Decifrando a Terra*. Oficina de Textos, pp.: 215-246.
- Rocha-Campos A.C., Santos P.R. dos, Canuto J.R. 1988. Sedimentology and stratigraphy of the Gondwana sequence in São Paulo State. In: 7th Gondwana Symposium, São Paulo / SP, Brazil. July 1988, *Guide Book*, Excursion B2, 65 pp. (não public.).

- Rocha-Campos A.C., Basei M.A.S., Nutman A.P., Santos P.R. dos 2006. SHRIMP U-Pb zircon geochronological calibration of the late paleozoic supersequence of the Paraná Basin, Brazil. *In: Simposio Sulamericano de Geologia Isotopica*, Punta del este, Uruguay, Abril 2006, *Resumos*, pp.: 322-325.
- Rodine J.D. & Johnson A.M. 1976. The ability of debris, heavily freighted with coarse clastic material to flow on gentle slopes. *Sedimentology*, **23**:213-234.
- Ruhle J. Glacier Effects on Earth's Crust. Introduction to Geology Telecourse, Distance Learning Department, Coastline Community College. Disponível em: <<http://dl.ccc.cccd.edu/classes/telecourses/geology100/IntroLecture2.htm>> Acesso em: updated June 10, 2005.
- Rust B.R. & Romanelli R. 1975. Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada. *In: A.V. Jopling & B.C. McDonald (ed.) Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*. Tulsa. Society of Economic Paleontologists. pp.: 177-192.
- Saad A.R. 1977. *Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 107 p.
- Salveti R.A.P. 2001. *Litofácies do Subgrupo Itararé no centro-leste do Estado de São Paulo*. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 46 p.
- Salveti R.A.P. 2005. *Sistemas deposicionais e paleogeografia do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico da Bacia do Paraná), na região entre Itu e Indaiatuba, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 110 p.
- Sanford R.M. & Lange F.W. 1960. Basin study approach to oil evacuation of Paraná miogeosyncline South Brazil. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **44**(8):1316-1370.
- Santoro E. 1984. *Geologia da Folha de Cabreúva, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 114 p.
- Santos E.A. 1952. A Geomorfologia da região de Sorocaba e alguns dos seus problemas. *Boletim Paulista de Geografia*. São Paulo, **12**:3-29.
- Santos P.R. dos 1979. *Distribuição estratigráfica, características e fácies de diamictitos e rochas associadas do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 135 p.
- Santos P.R. dos 1987. *Fácies e evolução paleogeográfica do Subgrupo Itararé / Grupo Aquidauana (Neopaleozóico) na Bacia do Paraná, Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 128 p.
- Santos P.R. dos 1996. *Condicionamento geológico da sedimentação glacial: o neopaleozóico da Bacia do Paraná e o Terciário da Antártida*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 111 p.
- Santos P.R. dos, 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., Mühlmann H., Tommasi E., Medeiros R.A., Daemon R.F., Nogueira A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 28, Porto Alegre, *Anais*, **1**:41-65.
- Schobbenhaus C., Campos D. A., Derze G. R., Asmus H.E. 1984. Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:250.000. DNPM, Brasília, 501 p.
- Selley R.C. 1985. *Ancient Sedimentary Environments and their subsurfaces diagnosis*. 3rd Ed., London, Chapman & Hall, 317 pp.
- Setti G.C.X. 1998. *Fácies e ambientes sedimentares do varvito e rochas associadas de Itu (Subgrupo Itararé, neopaleozóico)*. Monografia de Trabalho de Formatura. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 29 p.

- Severiano Ribeiro H.J.P. 2001. Fundamentos de Estratigrafia de Seqüências. In: H.J.P. Severiano Ribeiro (ed.) *Estratigrafia de Seqüências - Fundamentos e aplicações*. Editora Unisinos, 6:99-134.
- Shanmugam G. 1996. High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? *Journal of Sedimentary Research*, **66**(1):2-10.
- Shanmugam G. 1997. The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth Science Reviews*, **42**:201-229.
- Shanmugam G. 1999. Deep-water processes and facies models: a paradigm shift for the 21st century. Gulf Coast Section of SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists). Extraído do site www.gcssepm.org/pubs/1999_ab_05.htm em 28/05/2006.
- Shanmugam G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, **17**:285-342.
- Shanmugam G., Bloch R.B., Mitchell S.M., Beamish G.W.J., Hodgkinson R.J., Damuth J.E., Straume T., Syvertsen S.E., Shields K.E. 1995. Basin floor fans in the North Sea: Sequence Stratigraphic models vs Sedimentary facies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **79**:477-512.
- Shaw A.B. 1964. *Time in Stratigraphy*. McGraw-Hill, New York, 365 pp.
- Shaw J. 1982. Melt-out till in the Edmonton area, Alberta, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **19**:1548-1569.
- Shaw J. 1985. Subglacial and ice marginal environments. In: G.M. Ashley, J. Shaw, N. Smith (eds.) *Glacial Sedimentary Environments*. SEPM Short Course, 16, Tulsa, 1985, pp.: 7-84.
- Sloss L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, **74**:93-114.
- Sloss L.L. 1979. Global sea level changes: a view from the craton. In: J.S. Watkins, I. Montadert, P.W. Dickerson (eds.) *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, **29**:461-468.
- Sloss L.L. 1996. Sequence stratigraphy on the craton: caveat emptor. *Geological Society of America*, Special Paper 306, pp.: 425-434.
- Sloss L.L., Krumbein W.C., Dapples E.C. 1949. Integrated facies analysis. In: C.R. Longwell *Sedimentary facies in geologic history*, Memoir - Geological Society of America, pp.: 91-123.
- Smith W.S.T. 1825. An Apparent - Dip. Protractor. *Econ. Geol.*, **20**:181-184.
- Soares P.C. 1972. O limite glacial - pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. *An. Acad. Bras. Cienc.*, **44**(supl.):333-341.
- Soares P.C. & Landim P.M.B. 1973. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. In: An. XXVII Congr. Bras. Geol., vol. 1, p. 243-256.
- Soares P.C., Landim P.M.B., Sinelli O., Wernick E., WU F.T., Fiori A.P. 1977. Associação litológica do Subgrupo Itararé e sua interpretação ambiental. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**(2):131-149.
- 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.*, vol. 89, nº 2, pp. 181-191.
- Soares P.C., Landim P.M.B., Fulfaro V.J., Sobreiro Neto A.F. 1979. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo. In: Simpósio Regional de Geologia, 2, Rio Claro, 1979. *Boletim de Resumos...* Rio Claro, SBG. p. 30-31.
- Sonoki I.K. & Garda G.M. 1988. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. *Bol. IGc-USP*, **19**:63-85.
- Souza P.A. 1996. *Palinologia e bioestratigrafia do Subgrupo Itararé em Araçoiaba da Serra (Westphaliano, Bacia do Paraná), Estado de São Paulo, Brasil*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 192 p.

- Souza P.A. 2000. *Palinobioestratigrafia do Subgrupo Itararé, Carbonífero / Permiano, na porção Nordeste da Bacia do Paraná (SP/PR, Brasil)*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 199 p.
- Souza P.A. & Marques-Toigo M. 2001. Zona Vittatina: marco palinobioestratigráfico do Permiano Inferior da Bacia do Paraná. *Ciência-Técnica-Petróleo*, **20**:153-159.
- Souza P.A. & Marques-Toigo M. 2003. An overview on the palynostratigraphy of the Upper Paleozoic Brazilian Paraná Basin. *Rev. Mus. Argent. Cienc. Nat.*, **5**:205-214.
- Souza P.A. & Marques-Toigo M. 2005. Progress on the palynostratigraphy of the Permian strata in Rio Grande do Sul State, Paraná Basin, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, Rio de Janeiro, **77**(2):353-365.
- Souza Filho E.E. 1986. *Mapeamento faciológico do Subgrupo Itararé na quadrícula de Campinas (SP)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 121 p.
- Souza Filho E.E. & Stevaux J.C. 1984. *Estudo hidrogeológico do Grupo Tubarão na bacia hidrográfica do Rio Capivari*. Geologia 2ª. Reunião de Avaliação de Resultados do Programa para Água Subterrânea. FAPESP.
- Souza Filho E.E. & Stevaux J.C. 1986. *Estudo hidrogeológico do Grupo Tubarão na bacia hidrográfica do Rio Capivari*. Geologia e Estratigrafia. FAPESP.
- Stevaux J.C., Souza Filho E.E., Perinotto J.A.J., Wu F.T. 1985. Descrição de testemunhos e análise paleogeográfica da ocorrência de carvão de Bairro Aliança, Cerquilho (SP). In: SBG/SP, 5º Simpósio Reg. Geologia, Atas.
- Stow D.A.V. 1986. Deep Clastic Seas. In: H.G. Reading (ed.) *Sedimentary environments and facies*. 2nd Ed., Oxford, Blackwell Scientific Publications, pp.: 399-444.
- Suguio K. 2003. *Geologia Sedimentar*. Edgard Blucher Ltda, 1º Ed., São Paulo, 400 pp.
- Sundaram D. 1980. Observações palinológicas sobre alguns sedimentos do Gondwana Inferior da Bacia do Paraná, Brasil. *Bol. IGc-USP*, São Paulo, **11**:161-189.
- Sundaram D. 1987. *Palinologia do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico da Bacia do Paraná) no Estado de São Paulo, Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 311 p., (10 est., inédito).
- Syvitsky J.P.M., Burrell D.C., Skei J.M. 1987. *Fjords: processes and products*. Springer-Verlag, 379 pp.
- Tomio A. 2004. *Estilos de deformações subglaciais no Subgrupo Itararé, Neopaleozóico da Bacia do Paraná*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 140 p.
- Trosdorf Jr. I. 2002. *Interação com o substrato e processos sub-glaciais em geleiras neopaleozóicas, no flanco sul do Arco de Ponta Grossa, PR*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Trosdorf Jr. I., Rocha-Campos A.C., Santos P.R. dos, Tomio A. 2005. Origin of Late Paleozoic, multiple, glacially striated surfaces in northern Paraná Basin (Brazil): Some implications for the dynamics of Paraná glacial lobe. *Sedimentary Geology*, **181**:59-71.
- Vail P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure. In: A.W. Bally (ed.) *Atlas of seismic Stratigraphy*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Stud. Geol., **27**(1):1-10.
- Vail P.R., Mitchum Jr. R.M., Thompson S. III. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of the sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. In: C.E. Payton (ed.) *Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbon Exploration*. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir 26, pp.: 63-81.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S. III, Sangree J.B., Bubbs J.N., Hatlelid W.G. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. In: C.E. Payton (ed) *Seismic*

- stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. Am. Assoc. Petr. Geol., 26, Memoir, pp.: 49-212.
- Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N., Perez-Cruz C. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. In: G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher (eds.) *Cycles and Events in Stratigraphy*. Berlin. Springer-Verlag, pp.:617-659.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum Jr. R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Hardenbol I. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: C.K. Wilgus, B.S. Hasting, C.G.St.C. Kendal, H.W. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (eds.) *Sea-level Changes: An Integrated Approach*. Special Publication, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa, **42**:39-45.
- Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M., Rahmanian V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops. *Am. Assoc. Petr. Geol., Methods in Exploration Series*, **7**:1-55.
- Van Straaten L.M.J.U. 1954b. Sedimentology of Recent tidal flat deposits and the psammities du Condroz (Devonian). *Geol. Mijnb.*, **16**:25-47.
- Visser J.N.J. 1983. Glacial-marine sedimentation in the Late Paleozoic Karoo Basin, southern Africa. In: B.F. Molnia (ed.) *Glacial-marine Sedimentation*. New York, Plenum Press, pp.: 667-701.
- Viviani J.B. 2001. *Feições glaciais de abrasão e deposicionais do Subgrupo Itararé, em Salto, SP*. Trabalho de Iniciação Científica - FAPESP, 67 p.
- Walker R.G. 1965. The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, **35**:1-32.
- Walker R.G. 1967. Turbidite Sedimentary structures and their relation ship to proximal and distal depositional environment. *Journal of Sedimentology Petrology*, **37**:25-43.
- Walker R.G. 1978. Deep-water sandstones facies and ancient submarine fans: model for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, **62**:932-966.
- Walker R.G. 1986. Turbidites and turbidites systems. *American Association of Petroleum Geologists, Deep Water Clastics School*, Santa Barbara, 256 pp.
- Walker R.G. (1992a). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: R.G. Walker & N.P. James (eds.) *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, 1, Love Printing Service Ltd., Ontario, pp.: 1-14.
- Walker R.G. 1992b. Turbidites and submarine fans. In: R.G. Walker & N.P. James (eds.) *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, 13, Love Printing Service Ltd., Ontario, pp.: 239-263.
- Walker R.G. & Plint A.G. 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: R.G. Walker & N.P. James (eds.) *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, 12, Love Printing Service Ltd., Ontario, pp.: 219-238.
- Wells M.R., Allison P.A., Hampson G.J., Piggott M.D., Pain C.C. 2005. Modelling ancient tides: the Upper Carboniferous epi-continental seaway of Northwest Europe. *Sedimentology*. **52**:715-735.
- Wetzel A. 1991. Stratification in black shales: depositional models and timing - an overview. In: G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher (eds.) *Cycles and Events in Stratigraphy*. Heidelberg, Springer-Verlag, pp.: 508-523.
- White I. C. 1908. Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, Rio de Janeiro.
- Wright R., Anderson J.B., Fisco P.P. 1983. Distribution and association of sediment gravity flow deposits and glacial / glacial-marine sediments around the continental margin of Antarctica. In: B.F. Molnia (ed) *Glacial-marine sedimentation*. Plenum Press, New York and London, pp.: 265-300.

- Zalán P.V., Wolff S., Conceição J.C.J., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O.A. 1987. Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. *In: III Simp. Sul-Brasileiro Geol.*, 3, Curitiba, Atas, 1:441-473.
- Zalán P.V., Wolff S., Conceição C.J., Astolfi A.M., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O., Marques A. 1990. Bacia do Paraná. *In: G.P. Raja Gabaglia & E.J. Milani (eds.) Origem e evolução de bacias sedimentares*. PETROBRÁS / SEREC / CEN-SUD, Rio de Janeiro, pp.: 135-168.
- Zalán P.V., Wolff S., Astolfi M.A.M., Vieira I.S., Conceição J.C.J., Neto E.V.S., Marques A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. *In: M.W. Leighton, D.R. Kolata, D.F. Oltz (eds.) Interior Cratonic Basins*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 51:681-708.
- Zalán P.V., Wolff S., Conceição C.J., Astolfi A.M., Vieira I.S., Appi V.T., Zanotto O., Marques A. 1991. Tectonics and sedimentation of the Paraná basin. *In: H. Ulbrich & A.C. Rocha-Campos (eds.) Gondwana Seven Proceedings*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, pp.: 83-118.

ANEXOS

Anexo 1 - Legenda dos símbolos litológicos utilizados nas seções geológicas e colunares

A seguir, legenda dos símbolos litológicos, fossilíferos e estruturais utilizados nos perfis geológicos e colunas estratigráficas.

Diamictito, matriz silto-argilosa a siltosa, de aspecto geral maciço e compactado, com clastos milimétricos a decimétricos. Geralmente, exibe em sua base zona com estruturas subhorizontais (fraturas inclinadas e falhas inversas). Pode exibir deformações (vide *informações adicionais*).

Diamictito, matriz siltosa a silto-arenosa, de aspecto geral maciço, sob a forma tabular ou lenticular (vide *informações adicionais*), de dimensões decimétricas a decamétricas e podendo ou não conter lentes descontínuas de areia e silte, e de detritos mal selecionados. Pode conter clastos dispersos caoticamente na matriz.

Conglomerado, matriz sustentado, matriz arenosa, maciço ou com estratificação horizontal, com clastos centimétricos a decimétricos, de esfericidade mediana, subarredondados a arredondados, de composição variada (graníticos, sedimentares, metamórficos e metassedimentares).

Arenito fino a médio, matriz essencialmente silto-argilosa, mineralogicamente e texturalmente imaturo, em camadas tabulares ou lenticulares (vide *informações adicionais*), decimétricas a métricas. Exibe aspecto maciço, podendo exibir estratificações plano-paralelas, cruzadas tabulares e acanaladas, centimétricas a decimétricas, por vezes irregulares, interrompidas ou deformadas.

Sucessão de arenito grosso / conglomerático à argilito, em camadas tabulares, decimétricas a métricas, com grande continuidade lateral e aparente divisão em intervalos granulométrica e estruturalmente distintos e com visível granodecrescência ascendente. Sucessão composta da base para o topo por arenitos de granulometria grossa a conglomerática, com granodecrescência ascendente para termos de granulação grossa, sobreposto por areia média / grossa com estratificação plano-paralela, seguido de areia fina, organizada em microestratificação cruzada ascendente. Essa sucessão é sobreposta por lâminas de silte e argila. O conjunto é recoberto por argilito, maciço ou com laminação plano-paralela incipiente, milimétrica a submilimétrica. Intercalações de lâminas e camadas centimétricas de siltitos, arenitos finos podem ocorrer em meio ao argilito. O aumento gradual e ascendente da frequência das intercalações resulta no aspecto rítmico da rocha.

Arenito fino a muito fino, com bom grau de seleção granulométrica, com camadas dispostas sob a forma tabular ou lenticular, de dimensões decimétricas a métricas. Apresenta estratificação cruzada de baixo ângulo, associada a truncamentos oblíquos.

Arenitos com granulometria fina, média, grossa, e até conglomerática. Exibem estratificações dos tipos plano-paralela horizontal, cruzada planar e cruzada tangencial na base, além de granodecrescência ascendente e marcas onduladas associadas.

Siltito arenoso a siltito argiloso, de aspecto geral maciço, por vezes empastilhado, com ou sem clastos dispersos (vide *informações adicionais*).

Argilito, de aspecto geral maciço ou laminado, usualmente de coloração avermelhada ou preta, com ou sem clastos dispersos (vide *informações adicionais*).

Arenito fino a muito fino, com estratificações cruzadas de baixo ângulo, alternado com siltito argiloso, formando interlaminações de dimensões milimétricas.

Embasamento Cristalino

Informações adicionais

Camadas tabulares

Camadas lenticulares

Laminação cruzada de baixo ângulo

Estratificações cruzadas

Truncamentos por ondas

Marcas onduladas

Clastos

Deformações

Foraminíferos / microfósseis

Concreções fossilíferas

Amostras coletadas

Icnofósseis (tubos)

Pontos aferidos

- 23 ● Raposo Tavares (SP-270)
- 23 ● Boa Vista
- 23 ● Capela do Alto
- 23 ● Alambari
- 23 ● Castelinho (SP-75)

Anexo 2 - Seção geológica 1: Rodovia Raposo Tavares (SP-270)

Anexo 3 - Seção geológica 2: Rodovia Senador José Ermírio de Moraes (SP-75)

* Vide legenda dos símbolos litológicos no Anexo 1.

Anexo 4 - Coluna estratigráfica 1: Rodovia Raposo Tavares (SP-270)

Anexo 5 - Coluna estratigráfica 2: Rodovia Senador José Ermírio de Moraes (SP-75)

* Vide legenda dos símbolos litológicos no Anexo 1.

Anexo 6 - Mapa de pontos do Perfil 2 (SP-75)

Folha topográfica escala 1:50.000 parcialmente utilizada: Itu

Anexo 7 - Mapa de pontos do Perfil 1 (SP-270)

* Mapa construído através da montagem de Folhas Topográficas na Escala 1:50 000