UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900004810

ANÁLISE AMBIENTAL E ESTRATIGRÁFICA DO SUBGRUPO
ITARARÉ (PC) NO SUDOESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO

Maria Rita Caetano Chang

Orientador: Prof. Dr. Paulo Milton Barbosa Landim

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>Dr. P.M.B.Landim</u>	<u>[Signature]</u>
Examinadores:	<u>Dr. E.G.Gama Junior</u>	<u>[Signature]</u>
	<u>Prof. R.A.Medeiros</u>	<u>[Signature]</u>
	<u>Dr. K.Suguio</u>	<u>[Signature]</u>
	<u>Dr. A.M.Coimbra</u>	<u>[Signature]</u>

São Paulo
1984

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ANÁLISE AMBIENTAL E ESTRATIGRÁFICA DO SUBGRUPO
ITARARÉ (PC) NO SUDOESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO

Maria Rita Caetano Chang

Orientador: Prof. Dr. Paulo Milton Barbosa Landim

TESE DE DOUTORAMENTO

Área de Concentração: Paleontologia e Estratigrafia

São Paulo
1984

RESUMO

O presente trabalho constitui uma contribuição à análise ambiental dos sedimentos do Subgrupo Itararé (Bacia do Paraná, P-C) no Estado de São Paulo. A área de estudo, localizada no sudoeste deste Estado, na divisa com o Paraná e incluindo as cidades de Itararé, Itaporanga e Taquarituba, foi escolhida por ser ainda pouco conhecida geologicamente e dispor de boas secções aflorantes.

O levantamento faciológico sistemático em secções de superfície permitiu a definição de vários modelos deposicionais que predominaram em intervalos específicos na evolução da sedimentação Itararé na área. Da base para o topo, sucedem-se os seguintes sistemas deposicionais: fluvial anastomosado; supraglacial marginal; planícies de *outwash* glacial; frente deltaica do tipo *flysch*; plataforma rasa; deltaico caracterizado por rápida progradação; glácio-fluvial, glácio-marinho raso e deltaico costeiro.

Além do estudo de superfície, foram utilizados os dados de perfilagens geofísicas (raios gama e potencial espontâneo) e de testemunhos de quatro poços perfurados nas vizinhanças da área (poços JT-1-PR, J-1-PR, SA-1-SP e PN-1-SP). A conjunção destes dados com a análise ambiental em superfície possibilitou a proposição de uma subdivisão estratigráfica informal do Subgrupo Itararé para a área, composta por quatro unidades principais e uma, basal, de caráter mais restrito.

A unidade I, inferior, é composta por arenitos fluviais, anteriores à descida dos glaciares para esta área da Bacia. A uni

dade II é caracterizada pela presença de diamictitos que, juntamente com arenitos, compõem a associação dominante neste intervalo. Nas unidades III e IV dominam os arenitos sobre as demais litologias, embora nesta última ocorra um aumento na porcentagem de sedimentos finos e diamictitos com relação à unidade III. A unidade V é caracterizada pelo predomínio de sedimentos finos e diamictitos que se intercalam com arenitos desde finos a grosseiros, compondo corpos pouco espessos.

Finalizando, a subdivisão estratigráfica dos sedimentos Itararé em superfície, a exemplo da presente pesquisa, deve partir do estudo sistemático em secções principalmente contínuas, buscando o entendimento de sua gênese e da evolução ambiental dentro de um contexto estratigráfico conhecido. Este procedimento deve ser efetuado em áreas pequenas, onde seja possível o entendimento das variações laterais das unidades mapeáveis, com a gradual ampliação dos conhecimentos através do detalhamento de áreas vizinhas.

ABSTRACT

The present work is a contribution to the sedimentary facies analysis of the Itararé Subgroup (Permo-Carboniferous) in the Paraná Basin. The study area, located in the southwestern portion of São Paulo state, next to the Paraná state border line and including the counties of Itararé, Itaporanga and Taquaritiba, was chosen for its poorly known geology and for the excellent outcrop exposures.

The systematic facies study in surface sections resulted in the definition of several depositional models that predominated in specific intervals during the sedimentary evolution of the Itararé Subgroup in the area. From the bottom to the top, the following depositional systems have been defined: braided fluvial; supraglacial to ice-contact proglacial; outwash plain; flysch-like delta front; shallow shelf; deltaic; glaciofluvial to shallow glaciomarine and deltaic.

In addition to the surface study, geophysical logs (gamma-ray and spontaneous potential) and cores from four wells (JT-1-PR, J-1-PR, SA-1-SP, PN-1-SP) were used. These subsurface data together with surface facies analysis made possible an informal stratigraphic subdivision of the Itararé Subgroup in the study area. Altogether, five units have been defined.

Unit I, lowermost, is composed of fluvial sandstones, prior to the glaciers reaching the basin. Unit II is characterized by the presence of diamictites, which together with sandstones

constitute the dominant association in this interval. In both units III and IV, sandstone is the dominant lithology. The latter is richer in fine grained sediments and diamictites. Unit V is characterized by the predominance of fine grained sediments and diamictites thinly interbedded with sandstones.

Finally, basinwide surface stratigraphic subdivision of the Itararé sediments should be defined through a systematic study in continuous sections, similar to that performed in the present research, looking into their genesis and the environmental evolution of a known stratigraphic setting. This analysis should be executed in a small area, where lateral variations of the mappable units can be followed, with its gradual enlargement through detailed works in the neighboring areas.

ÍNDICE

	Página
RESUMO.....	ii
ABSTRACT.....	iv
LISTA DE FIGURAS.....	ix
LISTA DE PRANCHAS FOTOGRÁFICAS.....	xi
AGRADECIMENTOS.....	xiii
CAPÍTULO	
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. GEOLOGIA DA ÁREA.....	5
1. Localização da Área de Estudo.....	5
2. Mapeamento Geológico.....	6
3. Arcabouço Estrutural e Tectônico.....	6
4. Estratigrafia da Área.....	7
3. O SUBGRUPO ITARARÉ NO ESTADO DE SÃO PAULO.....	11
1. Introdução.....	11
2. Tentativas de Subdivisão do Subgrupo Itararé no Estado de São Paulo.....	19
3. A Complexidade Ambiental do Subgrupo Itararé.....	23
4. O Enfoque das Associações Litológicas para o Estudo Estratigráfico do Subgrupo Itararé.....	28
4. AMBIENTE DE DEPOSIÇÃO GLACIAL E FÁCIES ASSOCIADAS.....	35
1. Introdução.....	35
2. Ambientes Glaciais.....	36
3. Depósitos Glaciais.....	38
3.1. Ambiente Glacial <i>Sensu Stricto</i>	38
Seqüência de Fácies	
3.2. Ambiente Glácio-Fluvial.....	43
Depósitos de Planície de <i>Outwash</i>	
3.3. Ambiente Glácio-Lacustre.....	45
3.4. Ambiente Glácio-Marinho.....	49
5. DADOS OBTIDOS NO LEVANTAMENTO DE SUPERFÍCIE.....	54
1. Introdução.....	54
2. Secção Itararé-Itaporanga.....	58
2.1. Principais Litologias.....	58
2.2. Descrição das Fácies e Ambientes de Deposição	60
Fácies II-1	
Fácies II-2	
Fácies II-3	
Fácies II-4, II-5, II-6 e II-7	
Interpretação Ambiental para as Fácies II-4, II-5, II-6 e II-7	

CAPÍTULO

Página

2.3. Secção Riversul.....	75
Fácies R-1	
Fácies R-2 a R-3	
Interpretação Ambiental para as Fácies R-2 e R-3	
3. Secção Itaporanga-Taquarituba.....	84
3.1. Principais Litologias.....	85
3.2. Descrição das Fácies e Ambientes de Deposição	86
Fácies IT-1	
Fácies IT-2	
Fácies IT-3	
Fácies IT-4	
Fácies IT-5	
Fácies IT-6	
Fácies IT-7	
4. Secção Serra dos Pais.....	110
4.1. Principais Litologias.....	111
4.2. Descrição das Fácies e Ambientes de Deposição	111
Fácies SP-1	
Fácies SP-2	
Fácies SP-3	
Fácies SP-4	
Fácies SP-5	
4.3. Secção D.....	119
4.4. Secção S2.....	121
4.5. Secção S3.....	123
4.6. Secção S4.....	125
4.7. Secção S5.....	128
6. DADOS DE SUBSUPERFÍCIE.....	130
1. Introdução.....	130
2. Descrição dos Testemunhos.....	131
2.1. Poço JT-1-PR.....	131
2.2. Poço J-1-PR.....	134
2.3. Poço PN-1-SP.....	141
3. Dados Paleontológicos.....	143
Poço SA-1-SP	
Poço PN-1-SP	
4. Dados de Perfilagens Geofísicas.....	146
4.1. Introdução.....	146
4.2. Perfis Litológicos.....	148
7. CORRELAÇÃO ENTRE OS POÇOS E COM AS SECÇÕES DE SUPERFÍCIE	149
1. Introdução.....	149
2. As Unidades Estratigráficas Informais e suas Características.....	150
Unidade II	
Unidade III	
Unidade IV	
Unidade V	
8. EVOLUÇÃO AMBIENTAL DO SUBGRUPO ITARARÉ NA ÁREA DE ESTUDO.....	160
1. Introdução.....	160

CAPÍTULO	Página
2. O Início da Sedimentação Itararé.....	162
3. Secção Itararé-Itaporanga (Inclusive Secção River sul).....	163
4. Secção Itaporanga-Taquarituba.....	170
5. Secção Serra dos Pais.....	171
6. Modelos Depositionais para as Fases Evolutivas Diag nósticas em Superfície.....	174
6.1. Leque Aluvial Distal-Fluvial Anastomosado....	174
6.2. Supraglacial a Proglacial de <i>Ice-Contact</i>	175
6.3. Planície de <i>Outwash</i>	176
6.4. Frente Deltaica do Tipo <i>Flysch</i>	176
6.5. Sistema Deltaico Itaporanga.....	176
6.6. Sistema Deltaico Serra dos Pais.....	177
9. CONCLUSÕES.....	178
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	187
ANEXO DE FIGURAS.....	195
ANEXO DE PRANCHAS FOTOGRÁFICAS.....	233

 * * * * *
 * * * * *
 * * * * *
 * * * * *
 * * * * *
 * * * * *

LISTA DE FIGURAS

FIGURA	Página
1. Localização da Área de Estudo e dos Poços.....	197
2. Localização das Secções e Principais Afloramentos....	198
3. Mapa Geológico da Área de Estudo.....	199
4. Zonas do Ambiente Glacial.....	200
5. Sistema Supraglacial.....	200
6. Variação de Fácies e Estruturas Sedimentares em Depósitos de Rios Anastomosados de Leques de <i>Outwash</i>	201
7. Ambiente Glácio-Marinho Proximal.....	201
8. Modelo de Sedimentação Glaciogênica Subaquática.....	202
9. Perfil Litológico do Subgrupo Itararé na Área.....	203
10. Secções Diagramáticas em Sedimentos das Fácies II-2, II-6 e IT-5.....	204
11. Secção Diagramática em Sedimentos da Fácies II-3.....	206
12. Diagrama do Principal Trecho de Afloramentos da Secção Riversul.....	208
13. Perfis Típicos das Fácies II-3, R-2 e R-3.....	210
14. Correlação entre Perfis das Secções Itaporanga-Taquarituba, Antiga Estrada Itaporanga-Taquarituba e S1....	211
15. Perfis Verticais das Fácies IT-2 e It-5.....	212
16. Perfis Mostrando a Sucessão de Fácies em Secções na Serra dos Pais.....	213
17. Perfis Mostrando a Sucessão de Fácies nas Secções S2, S3, S4 e S5.....	214
18. Perfis Relativos aos Testemunhos dos Poços JT-1-PR, J-1-PR e PN-1-SP, para a Unidade V.....	215
19. Perfis Relativos aos Testemunhos dos Poços JT-1-PR, J-1-PR e PN-1-SP, para a Unidade IV.....	216
20. Perfis Relativos aos Testemunhos dos Poços JT-1-PR e J-1-PR para a Unidade III.....	217
21. Perfis Relativos aos Testemunhos dos Poços JT-1-PR e J-1-PR para a Unidade II.....	218
22. Correlação Bioestratigráfica do Subgrupo Itararé entre os Poços SA-1-SP e PN-1-SP.....	219
23. Perfis Litológicos para o Intervalo Estratigráfico referente à Unidade II.....	220

FIGURA

Página

24. Perfis Litológicos para o Intervalo Estratigráfico Re ferente à Unidade III.....	222
25. Perfis Litológicos para o Intervalo Estratigráfico Re ferente à Unidade IV.....	224
26. Perfis Litológicos para o Intervalo Estratigráfico Re ferente à Unidade V.....	226
27. Correlação Estratigráfica entre os Perfis de Poços e de Superfície.....	228
28. Representação Esquemática de Leques Aluviais.....	229
29. Representação Esquemática, em Planta, de um Leque Alu vial.....	229
30. Representação Esquemática dos Subambientes na Zona Su praglacial Marginal.....	230
31. Representação Esquemática dos Subambientes numa Planí cie de <i>Outwash</i>	230
32. Representação Esquemática de um delta do tipo <i>Flysch</i> ...	231
33. Representação Esquemática de um Sistema Deltaico.....	232
34. Representação Esquemática de um Sistema Deltaico com Frequente Avulsão de Distributários.....	232

LISTA DE PRANCHAS FOTOGRÁFICAS

PRANCHA	Página
1. Estratificações Cruzadas em Sedimentos das Fácies II-1 e II-2.....	234
2. Estratificações Cruzadas em Canais de Arenitos e em Diamictitos da Fácies II-2.....	236
3. Arenitos Deformados em Diamictitos da Fácies II-2; <i>Climbing ripples</i> em Siltitos da Fácies II-6; Ritmitos da Fácies R-1; Lamitos da Fácies IT-1.....	238
4. Arenitos Diamictíticos da Fácies R-2, maciços ou exibindo estratos deformados.....	240
5. Conglomerados da Fácies R-2 e Estruturas em Arenitos Finos da Fácies R-3.....	242
6. Sedimentos da Fácies IT-2 mostrando Pistas Fósseis, Gradação e "Seixos Pingados" em Laminitos e <i>Ripple-Drifts</i> em siltitos.....	244
7. Ritmitos da Fácies IT-2 mostrando "Seixos Pingados", Bioturbações e <i>Climbing-Ripples</i>	246
8. <i>Climbing-Ripples</i> em Arenitos da Fácies IT-3; Arenitos Fácies IT-4 Apresentando Injeções Diapíricas e de Diques Clásticos.....	248
9. Corpos Siltitos Intercalados em Arenitos da Fácies IT-4; Estratificações Cruzadas em Arenitos da Fácies IT-5.....	250
10. Estratificações Acanaladas em Sedimentos da Fácies IT-5; <i>Ripple-Drifts</i> em Arenitos Muito Finos da Fácies SP-3; Diamictitos da Fácies SP-2.....	252
11. Arenitos Fluviais da Fácies SP-4; Canais de Arenitos Conglomeráticos em Sedimentos da Fácies SP-5; Vista Geral da Secção S3.....	254
12. Sedimentos da Secção S3 Mostrando Marcas Onduladas, Estratificações Cruzadas e Plano-Paralelas.....	256
13. <i>Flasers</i> em Sedimentos da Secção S3; Diamictitos na Secção S4; Diápiro e Bioturbação em Sedimentos da Secção S5.....	258
14. Diamictitos da Fácies II-2; Contato entre Diamictitos das Fácies II-2 e II-3.....	260
15. Sedimentos da Fácies II-3, Mostrando Feições de Diapirismo e de Sobrecarga e Pequeno Falhamento.....	262
16. Sedimentos da Fácies R-1 e Escorregamentos em Arenitos da Fácies R-2.....	265

PRANCHA

Página

17. Corpo de Conglomerados em Arenitos da Fácies R-2.....	267
18. Estraificação Plano-Paralela em Arenitos da Fácies R-3	269
19. Arenitos da Fácies R-3 Mostrando Porções Maciças e com Estratificações Plano-Paralelas Incipientes.....	271
20. Formas Sigmóides em Arenitos da Fácies R-3.....	273
21. Lamitos da Fácies IT-2 com Intercalações Delgadas de Diamictitos.....	275
22. Arenitos da Fácies IT-3 Interdigitados com Lamitos da Fácies IT-2.....	277
23. Arenito Tabular da Fácies IT-3 Intercalado em Siltitos da Fácies IT-1; Arenitos da Secção S3 com Estratificações Cruzadas.....	279
24. Arenitos da Fácies IT-4 Interdigitados com Sedimentos da Fácies IT-2.....	281
25. Arenitos da Fácies IT-5 Mostrando Porções Maciças....	283
26. Intercalação de Sedimentos das Fácies IT-4 e IT-2; Sedimentos das Fácies IT-6 e IT-7.....	285
27. Folhelhos da Secção S4.....	287
28. Intercalação de Fácies na Secção S5.....	289
29. Testemunhos Pertencentes à Unidade V.....	291
30. Testemunhos Pertencentes à Unidade V.....	293
31. Testemunhos Pertencentes à Unidade V.....	295
32. Testemunhos Pertencentes à Unidade IV.....	297
33. Testemunhos Pertencentes à Unidade IV.....	299
34. Testemunhos Pertencentes à Unidade III.....	301
35. Testemunhos Pertencentes à Unidade III.....	303
36. Testemunhos Pertencentes à Unidade III.....	305
37. Testemunhos Pertencentes à Unidade II.....	307
38. Testemunhos Pertencentes à Unidade II.....	309

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho contou com a colaboração de diversas pessoas e entidades, às quais desejo aqui externar os meus agradecimentos.

Ao Prof^o Dr. Paulo M.B. Landim, pela amizade e correta orientação no desenvolvimento e composição desta tese.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico, CNPq, pelas bolsas de doutorado concedidas e que muito auxiliaram na elaboração deste trabalho.

À PETROBRÁS, pelo acesso aos testemunhos e perfis de poços gentilmente cedidos a minha consulta.

Ao IPT, quando participante do Consórcio PAULIPETRO, pelos relatórios e perfis de poços que me foram gentilmente cedidos.

Ao PROMINÉRIO, pela colaboração financeira durante a fase inicial do trabalho de campo.

À Prof^a Dr^a Maria Antonieta Rodrigues, pela colaboração e análise micropaleontológica em diversas amostras.

Ao geólogo Silvio Barrocas, pela colaboração e atencioso acompanhamento durante o manuseio dos testemunhos de poços.

Aos geólogos Joel C. Castro e Dr. H. K. Chang, pelo incentivo e profícuas discussões durante o desenvolvimento deste trabalho.

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O presente trabalho tem por objetivo maior o estudo fa
ciológico dos sedimentos pertencentes ao Subgrupo Itararé, numa
área geologicamente ainda pouco conhecida e localizada no sudoeste
do Estado de São Paulo, adjacente à divisa com o Estado do Paraná,
na região das cidades de Itararé, Itaporanga e Taquarituba (Figu
ra 1). Tal estudo ateve-se principalmente aos dados de superfí
cie, tendo sido complementado pela análise de perfilagens geofísi
cas de raios gama, potencial espontâneo, densidade e neutrons e
de testemunhos de quatro poços perfurados para petróleo nas adja
cências da área.

Um dos primeiros resultados desta pesquisa atesta que a
diversidade litofaciológica dos sedimentos Itararé deve-se essen
cialmente a dois fatores: a variedade de ambientes associados à de
posição desses sedimentos, modificados periodicamente por glacia
ções e deglaciações, e à extrema heterogeneidade do suprimento de
trítico, predominantemente de origem glacial. Assim, diagnostica
das as causas principais, a interpretação do registro sedimentar
torna-se menos complexa.

A influência glacial, direta ou indireta, é reconhecida
de há muito na sedimentação Itararé, graças às evidências encontra
das em todos níveis desses depósitos, tais como rochas moutonnée,
pavimentos estriados, eskers fósseis, seixos estriados e faceta

dos em quantidade, grande diversidade litológica dos mesmos, sedimentos vârvicos com seixos "pingados" e outros. Associado ao ambiente glacial *sensu stricto*, ocorre o ambiente proglacial, onde processos de *outwash* atuam sobre os sedimentos recém-depositados, retrabalhando-os ativamente nas fases interglaciais. Dessa forma, a distinção entre depósitos tipicamente glaciais e de *outwash* tem sido tarefa exaustiva e, por vezes, contraditória entre os diversos autores.

No entanto, é principalmente a metodologia empregada no estudo desses sedimentos que leva freqüentemente a posições antagônicas na interpretação dos mesmos. De um lado, colocam-se os trabalhos calcados principalmente na interpretação de sistemas deposicionais comuns na superfície do globo, cujos processos e características genéticas se encontram atualmente em estágio evoluído no conhecimento geológico, considerando os fenômenos glaciais basicamente do ponto de vista climático. De outro lado, colocam-se os trabalhos que levam em conta essencialmente a presença e atuação dos glaciares na deposição dos sedimentos Itararé, fato agravado pelo enfoque clássico do ambiente glacial.

Obviamente, nem um extremo nem outro são desejáveis no estudo desses sedimentos, de tal sorte que o presente trabalho procura compor estas duas linhas metodológicas, tentando encontrar um bom termo na interpretação desses sedimentos.

O levantamento de campo, para um trabalho de faciologia, ao contrário de um mapeamento geológico rotineiro em que é feita uma "amostragem pontual" de afloramentos, procura por secções em que seja possível uma interpretação genética dos sedimentos. Para tanto, é preciso que estas secções apresentem boa continuidade lateral e vertical, o que nem sempre ocorre.

Do levantamento faciológico e sua composição vertical (seqüência de fácies), desde a base (no contato com os arenitos Furnas) até o topo (sotopondo-se à Formação Tatui) do Subgrupo Itararé, resulta a história da evolução ambiental dessa sedimentação. Primeiramente, foram identificadas e separadas as diversas fácies em secções de superfície que, incorporadas em pequenos agrupamentos, permitiram a caracterização do ambiente fisiográfico a que pertenceram. Finalmente, o entendimento de sua sucessão na coluna sedimentar possibilitou a integração da história evolutiva desses sedimentos.

Essa evolução ambiental foi subdividida em diversas fases, para as quais foram elaborados diferentes modelos ambientais. Rapidamente, da base para o topo, sucedem-se os seguintes sistemas: leques aluviais anteriores à descida dos glaciares para a região da Bacia; sistemas supraglaciais marginais; sistemas de planícies de *outwash* bem desenvolvidos; depósitos de frente deltaica do tipo *flysch* (*flysch-like delta front*), formados durante uma ampla fase interglacial que culmina com a deposição de sedimentos finos de plataforma, caracterizando o máximo da ingressão marinha; sistema deltaico progradante durante novo avanço glacial; sistema costeiro heterogêneo, caracterizado por diversas fases de avanço e recuo do gelo, onde se identificam fácies deltaicas e marginais ao delta (praias), depósitos glácio-marinhos rasos e outros.

Tal sucessão de ambientes sedimentares, entretanto, não deve ser esperada para extensões regionais, mas apenas os eventos maiores, especialmente os relativos às glaciações e interglaciações bem marcadas.

Baseado nesta premissa e de posse da coluna sedimentar levantada em superfície e dos perfis de poços adjacentes à área

de estudo, foi feita uma correlação de pacotes sedimentares, onde supõe-se a conjugação de eventos ambientais contemporâneos.

A subdivisão estratigráfica aqui proposta (Figura 27), embora de boa reprodutibilidade nos poços utilizados nesta correlação, carece ser levada a cabo em mapeamento de superfície. Obviamente, trabalhos calcados em maior número de poços e de seções de superfície, abrangendo áreas maiores, podem conduzir a um aprimoramento de tais subdivisões, no sentido de ampliá-las ou restringi-las, ajustando-as melhor à variabilidade desses sedimentos. Tal acerto, entretanto, só poderá obter resultados satisfatórios se realizados por indivíduos com razoável experiência na intrincada história sedimentar do Subgrupo Itararé e, principalmente, se for utilizada a composição de metodologias de análise ambiental como acima especificada.

Finalizando, parece evidente, e fica aqui demonstrado, que o estudo e interpretação faciológica é, apesar de intrincado, porque conta com diversos fatores complicantes inerentes a esta unidade estratigráfica, perfeitamente viável nos sedimentos Itararé, constituindo a forma mais adequada de trabalho, tanto com da dos de superfície quanto de subsuperfície, e talvez a única a permitir a compreensão de tão complexa história sedimentar. Por isso mesmo, parece constituir a forma mais apropriada para se chegar a sua subdivisão e assim contribuir para solucionar o problema estratigráfico dessa unidade para a porção nordeste da Bacia do Paraná.

CAPÍTULO 2

GEOLOGIA DA ÁREA

1. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área escolhida para o presente estudo localiza-se entre os paralelos $23^{\circ}30' S$ e $24^{\circ}10' S$ e entre $49^{\circ}05' W$ e o Rio Itararé que divisa os Estados de São Paulo e Paraná (Figura 1).

As principais rodovias que cortam a área são a SP-249, SP-281, SP-255 e SP-258 (Figura 2). Não apenas estas rodovias, mas também a maioria das estradas vicinais abrangendo a área de afloramentos do Subgrupo Itararé foram percorridas, buscando selecionar as melhores secções e exposições para o estudo faciológico. Para tanto foram utilizados mapas-base do IBGE em escala 1:50000 e fotografias aéreas 1:60000.

Afloram, na área, os sedimentos devonianos da Formação Furnas, ao sul, e os sedimentos permianos das Formações Tatuí e Irati, ao norte, respectivamente sotopostos e sobrepostos ao Subgrupo Itararé, e que não pertencem ao âmbito deste trabalho. Grande quantidade de diques de diabásio (K) cortam esses sedimentos, enfatizando aqui a ocorrência de um extenso sill de diabásio que recobre amplamente a porção nordeste da área.

Quanto aos dados de subsuperfície, foram utilizados os poços mais próximos à área, perfurados pela PETROBRÁS, J-1-PR (Jacarezinho) e JT-1-PR (Joaquim Távora), e pelo PAULIPETRO (Consórcio

CESP-IPT), PN-1-SP (Paranapanema) e SA-1-SP (Sarutaiã) (Figura 1).

2. MAPEAMENTO GEOLÓGICO

O mapa geológico (Figura 3) aqui apresentado é o resultado da compilação de dois mapeamentos que abrangeram a área e de modificações constatadas durante o trabalho de campo e definidas com o auxílio de interpretação de fotos-aéreas (1:60000).

Os trabalhos citados referem-se aos resultados obtidos do mapeamento (escala 1:100000) realizado pela CPRM para o Consórcio CESP-IPT (Relatório final de mapeamento sistemático do bloco SF.22.W - ACS 48, 1981) e do mapeamento (escala 1:50000) realizado pelo Departamento de Geologia Geral e Aplicada da Universidade Estadual Paulista, "Campus" de Rio Claro, em convênio com o DAEE do Estado de São Paulo (Mapeamento faciológico do Supergrupo Tubarão no Estado de São Paulo, 1979).

3. ARCABOUÇO ESTRUTURAL E TECTÔNICO

A área de estudo apresenta diversos lineamentos e falhamentos predominantemente na direção NW (aproximadamente $N45^{\circ}W$), comumente preenchidos por diques de diabásio; também são comuns falhamentos na direção NE. Estes últimos refletem a direção estrutural do embasamento cristalino pré-cambriano à época da deposição permocarbonífera, enquanto a direção proeminente é o resultado de evento distensional relacionado com a abertura do Atlântico Sul, no limite Juro-Cretáceo. A essa época, a cobertura sedimentar da Bacia do Paraná e seu embasamento foram tracionados na direção NE, abrindo fraturas NW, por onde penetrou o magma básico gerado nesse processo.

Parte dos lineamentos NW, especialmente no norte e leste da área estudada, pertencem ao alinhamento estrutural do Guapira, caracterizado por denso enxame de diques de direção geral N45°W. Esse alinhamento representa, segundo FERREIRA (1982), o limite setentrional do Arco de Ponta Grossa, cuja atividade tectônica se manifestou durante a reativação Wealdeniana.

A estrutura regional, denominada por SOARES (1974) Homoclinal do Paranapanema, mostra mergulho regional da ordem de 1° a 1°30'. Os mergulhos locais, entretanto, podem ser bastante variáveis graças a deformações adiastróficas ou ao intenso tectonismo de ruptura, falhamento e intrusão básica no Mesozóico.

A sedimentação Itararé foi precedida por um intenso diastrorfismo ocorrido durante o final do Devoniano e o Carbonífero inferior, provocando extensa erosão dos sedimentos do Grupo Paraná (D), fenômeno este ligado à junção das placas do Supercontinente Pangea. Foi somente a partir do Carbonífero superior, portanto, que se iniciou o estabelecimento do arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, com os limites estruturais ora conhecidos (FULFARO et alii, 1982). A esta época, o depocentro da Bacia migrou em direção ao norte, estabelecendo-se entre os alinhamentos de São Jerônimo-Curitiba e do Rio Tietê (Figura 3 de FERREIRA, 1982), justamente onde se acha embutida a área de estudo.

4. ESTRATIGRAFIA DA ÁREA

A estratigrafia da área exhibe desde sedimentos devonianos depositados diretamente sobre o embasamento cristalino Prê-Cambriano, até os depósitos permianos da Formação Irati, podendo ser assim sumariada:

A Formação Furnas, de idade do Devoniano inferior, é composta predominantemente por arenitos feldspáticos, de granulometria fina a média e também grosseira, regular a mal selecionados, com freqüentes fragmentos de argila. No geral ocorrem acamados, exibindo freqüentes estratificações cruzadas tabulares e acanaldas de médio porte. Podem ser arenitos finos, exibindo abundantes laminações cruzadas. Localmente aparecem silicificados. A interpretação ambiental genérica desses sedimentos coloca-os como depositados principalmente por um sistema fluvial anastomosado, exibindo ainda fácies costeiras de retrabalhamento por ondas (praias).

O Grupo Paraná ocorre restrito à Formação Furnas na área, não comportando a Formação Ponta Grossa, que aparece apenas mais a oeste, no Estado do Paraná, e mais a leste, no Estado de São Paulo, como uma pequena mancha que se sobrepõe aos arenitos Furnas em contato interdigitado.

O contato dos sedimentos Furnas com o Subgrupo Itararé é discordante, incluindo um longo período de erosão que vai desde o início do Devoniano superior até o final do Carbonífero inferior, intervalo em que os folhelhos Ponta Grossa devem ter sido totalmente eliminados na área.

A unidade Itararé, alvo do presente trabalho, terá seus aspectos estratigráficos, internos e externos, assim como algumas características sedimentológicas gerais discutidos no capítulo seguinte. Os capítulos subseqüentes tratam das características sedimentológicas e ambientais desses sedimentos na área de estudo, com sua história evolutiva narrada no capítulo 8. Rapidamente, entretanto, este Subgrupo é ainda indiviso na porção nordeste da Bacia do Paraná, especificamente no Estado de São Paulo, onde atinge espessuras da ordem de 1300m. São caracterizados por um amplo espectro de litologias, desde diamictitos até folhelhos, laminitos, arenitos de diversas texturas e composições. Constituem depósitos marcados por fases glaciais que se alternam com períodos interglaciais, imprimindo feições peculiares a esses sedimentos.

O contato dos sedimentos do Subgrupo Itararé com a Formação Tatui no Estado de São Paulo foi, durante muito tempo, considerado como sendo discordante (SOARES, 1972; SOARES & LANDIM, 1973; SCHNEIDER et alii, 1974). Trabalhos mais recentes (GAMA JR. et alii, 1982) falam em caráter de interdigitamento entre esses sedimentos; na área de estudos a passagem de uma unidade para outra é nitidamente interdigitada, com o afastamento gradual das geleiras e a mudança ambiental gradativa.

A Formação Tatui, na área, é composta essencialmente por arenitos finos a muito finos, formando comumente camadas decimétricas a métricas, que se intercalam com siltitos e arenitos muito finos, sílticos. As cores variam de branca a marrom-chocolate (predominantemente) e esverdeadas, localmente mosqueados, evidenciando bioturbações, localmente exibindo laminações paralelas e cruzadas ou mesmo aparentemente maciços. A idade desses sedimentos é considerada como pertencente ao Permiano superior (DAEMON & QUADROS, 1970).

Sua origem está relacionada a uma ampla transgressão marinha, formando depósitos costeiros rasos, em planícies de maré, barreiras e lagunas associadas.

O Grupo Tubarão (Subgrupo Itararé + Formação Tatui) é sobreposto concordantemente pela Formação Irati (Grupo Passa Dois, P).

A Formação Irati, na área, pode ser subdividida numa porção inferior (Membro Taquaral), composta essencialmente por siltitos cinza-claros, com característica partição em pastilhas finas, folhelhóide, na maior parte sem estruturas evidentes, localmente exibindo microlaminações convolutas e cruzadas; raras lentes delgadas de calcário podem ocorrer nesses sedimentos. Acima, transicionam para uma seqüência de siltitos cinza-claros, calcíferos, intercalados com folhelhos negros e calcários cinza, mostrando microlaminações paralelas e cruzadas. Esses sedimentos superiores, pertencentes ao Membro Assistência, exibem restos de ossos de répteis (Stereosternum tumidum). Os sedimentos da Formação Irati formaram-se em ambiente marinho relativamente raso e de águas calmas; condições de restrição influíram na não-oxidação da matéria orgânica, permitindo a formação de folhelhos betuminosos; condições de ampla evaporação propiciaram a precipitação de calcários.

CAPÍTULO 3

O SUBGRUPO ITARARÉ NO ESTADO DE SÃO PAULO

1. INTRODUÇÃO

A subdivisão do Subgrupo Itararé, pertencente ao Grupo Tubarão (PC), em unidades com características diagnósticas que permitam seu eficaz reconhecimento no campo ou em subsuperfície constitui, ainda hoje, matéria de amplo debate, sendo que inúmeras proposições são apresentadas e seguidamente rejeitadas em trabalhos subseqüentes.

Desde os primeiros trabalhos sobre o Grupo Tubarão, envolvendo tentativas de subdivisão do Itararé, todos se deparam com vários problemas. Destes, os que mais se sobressaem referem-se à inexistência de continuidade lateral dos pacotes rochosos e de camadas-guia nesta unidade. Tal situação, obviamente, está em parte condicionada à variabilidade dos ambientes de sedimentação que presidiram a deposição desse conjunto de rochas. Nesse sentido, o ainda principiante estágio de conhecimento da paleogeografia e dos sistemas deposicionais associados, da grande maioria dos sedimentos Itararé, constitui o fator principal de sua inalcançada subdivisão.

Tal fato fica evidente, por exemplo, quando se verifica a subdivisão adotada por SCHNEIDER et alii (1974) para os Estados de Santa Catarina e sul do Paraná, e desde então amplamente utili

zada em trabalho de campo e subsuperfície. Trabalhos como os de THOMAZ FILHO & MEDEIROS (1968), GUAZELLI & FEIJÓ (1970), GONÇALVES & TOMMASI (1974), de mapeamento de detalhe e estudos dos ambientes envolvidos na deposição dos sedimentos Itararé, efetuados naquela área, permitiram tal subdivisão. A mesma separação, no entanto, não é possível no Estado de São Paulo, onde estudos de superfície e subsuperfície no Subgrupo Itararé não identificam as mesmas unidades dos estados sulinos. Aqui, a falta de mapeamentos e estudos ambientais de detalhe não permitiu a individualização de unidades possivelmente mapeáveis neste espesso pacote de sedimentos. Por outro lado, ainda, constatada a inexistência das unidades separadas nos Estados do Paraná e Santa Catarina, praticamente nada se sabe sobre a passagem lateral das mesmas para os sedimentos Itararé na porção nordeste da Bacia.

Embora não seja pretensão desta introdução fazer um extenso levantamento bibliográfico, uma vez que revisões abrangentes foram feitas em trabalhos anteriores (ROCHA-CAMPOS, 1967; SOARES, 1972; LANDIM, 1973; SAAD, 1977; SANTOS, 1979), faz-se aqui necessária a apresentação do pensamento e resultados obtidos por diversos autores sobre a estratigrafia e ambientes de deposição no Itararé, para que melhor possa ser percebida a singularidade desta sedimentação, subsídio à metodologia aqui empregada e às conclusões tiradas do presente estudo.

O interesse pelos sedimentos do Grupo Tubarão residiu inicialmente na ocorrência de depósitos de carvão economicamente exploráveis nesta unidade, assim como na presença de flora Neopaleozóica de Glossopteris, associada a uma glaciação permocarbonífera, cujos registros revelam ampla similaridade com seqüências do Paleozóico superior da África e Austrália (FRAKES & CROWELL, 1969).

Atualmente, sua importância decorre principalmente do controle estrutural e estratigráfico imposto à possível migração e acumulação de hidrocarbonetos gerados no pacote sotoposto de folhelhos da Formação Ponta Grossa (GAMA JR. et alii, 1982).

A idade permocarbonífera e a origem glacial dos sedimentos pertencentes ao Grupo Tubarão foram inicialmente aventadas por DERBY (1883, 1888 e 1889, in ROCHA-CAMPOS, 1967).

Em 1908, WHITE introduziu o termo "Série" Tubarão para denominar uma seqüência incluindo sedimentos glaciais e camadas de carvão, diretamente assentada sobre o embasamento granítico e sobreposta por rochas da "Série" Passa Dois no Estado de Santa Catarina. A subdivisão por ele proposta coloca arenitos e folhelhos na parte inferior da seqüência, sobrepostos por conglomerados aos quais atribuiu origem glacial, denominando-os Conglomerado Orleans; aos arenitos feldspáticos amarelados e acinzentados associados a folhelhos cinzentos e camadas de carvão, com flora de Glossopteris, que se assentam sobre os conglomerados, denominou-os Folhelhos e Arenitos Rio Bonito; aos folhelhos sobrepostos, formando o topo da seqüência, chamou-os Palermo.

Em São Paulo, PACHECO (1927) introduziu os termos "Série Glacial" para os sedimentos com unidades glaciais, na base da seqüência, e Arenito Tatui para a seqüência pós-glacial do topo.

O termo Itararé surgiu com OLIVEIRA (1927), ao desmembrar a "Série" Tubarão de WHITE (1908) em duas seqüências: uma inferior, incluindo as rochas glaciais ("Série" Itararé), e uma superior, pós-glacial, contendo carvão e flora de Glossopteris ("Série" Tubarão).

Esta classificação foi contestada por diversos autores, dentre eles GORDON JR. (1947), alegando evidências de interdigita

mento entre as fácies glaciais e não-glaciais da unidade, além do uso inadequado do termo Tubarão. PAIVA TEIXEIRA & DUTRA (1934) já haviam descrito a ocorrência de "tilitos" sobre camadas de carvão no norte do Paraná; também LEINZ (1937) havia abordado a natureza cíclica das glaciações, colocando a possibilidade de formação de carvões entre depósitos glaciais.

GORDON JR. (1947), defendendo a volta à proposição inicial de WHITE (1908), apresentou a seguinte classificação para os estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e sul do Paraná:

O Grupo Itararé, conservando o mesmo nome introduzido por OLIVEIRA (1927), porém agora caracterizado pelo conceito litoestratigráfico de grupo, incluiria todos sedimentos glaciêgenos e também os depósitos fluviais, lacustres, paludais, marinhos e costeiros neles intercalados; o Grupo Guatá, sobreposto, incluiria os sedimentos com restos vegetais fósseis e camadas de carvão, conservando os nomes propostos por WHITE (1908). O autor sugeriu, ainda, um tratamento local para a nomenclatura na parte norte da Bacia, onde os carvões se intercalam com depósitos glaciais, de forma que fossem incluídos no Grupo Itararé ou, ainda, incluir toda seqüência sob o nome de Grupo Tubarão não-diferenciado.

BARBOSA & ALMEIDA (1949), baseados essencialmente em dados obtidos do poço de Araquã (SP), e seguindo a sugestão de GORDON JR. (1947), propuseram uma subdivisão da "Série" Tubarão para a área da Bacia do Rio Tietê (SP), posteriormente modificada por BARBOSA & GOMES (1958), a qual pode ser resumida como segue:

Formação Itapetininga:

- Membro Tatui: arenitos finos; siltitos micáceos; sílex; cor verde.
- Membro Tupi: arenitos e siltitos argilosos com estratificações cruzadas; seixos e blocos; cor vermelho-chocolate.

Formação Tietê: arenitos grosseiros a finos; siltitos e folhelhos; localmente conglomerados; lentes de calcários e camadas de carvão; diamictito próximo ao topo.

Formação Gramadinho: dois conjuntos de tilitos separados por arenitos, folhelhos e varvitos; seixos "pingados".

Formação Capivari: arenitos e siltitos; intercalações de folhelhos; conglomerados locais; seixos "pingados".

Formação Elias Fausto: tilitos; arenitos.

Formação Itu: arenitos grosseiros a finos, conglomeráticos; varvitos, folhelhos e siltitos; diamictitos próximo à base.

Tal subdivisão, entretanto, caiu rapidamente em desuso, uma vez que a inexistência de continuidade lateral dos pacotes rochosos e a ausência de limites definidos entre um e outro levaram à impraticabilidade de sua utilização em trabalhos de mapeamento.

BUERLEN (1955), utilizando como critério os diversos horizontes de "tilito" no Estado do Paraná, subdividiu o Grupo Itararé em quatro unidades glaciais separadas por sedimentos considera

dos interglaciais. Correlacionou, ainda, apesar da longa distância pouco recomendável a tal procedimento, as camadas de "tilito" a outras descritas nos Estados de São Paulo e Santa Catarina.

MAACK (1946) e LANGE (1954), utilizando-se de horizontes marinhos correlacionáveis paleontologicamente e considerando sua possível extensão regional, subdividiram o Grupo Itararé em diferentes formações, distinguindo sedimentos glácio-marinhos e glácio-continentais. DE LOCY (1964), baseado na presença de camadas marinhas (Passinho e Taió), subdividiu a "Série" Tubarão em:

Grupo Guatá	[	Formação Palermo
		Formação Taió (2. ^a ingressão marinha)
		Fácies Rio Bonito
Grupo Itararé	[	Fácies Glacial Continental Superior
		Formação Passinho (1. ^a ingressão marinha)
		Fácies Glacial Continental Inferior

Todos esses trabalhos, no entanto, foram abandonados por não se comprovar a continuidade lateral das camadas-guia marinhas propostas por tais subdivisões.

PETRI (1964) e ROCHA-CAMPOS (1967) substituíram o termo cronoestratigráfico "Série" Tubarão pela designação litoestratigráfica de Grupo, no mesmo sentido de GORDON JR. (1947). Segundo ROCHA-CAMPOS (1967), o Subgrupo Itararé incluiria sedimentos tipicamente glaciais e aqueles de alguma maneira relacionados à glaciação. Esta seqüência inferior glacial e os sedimentos pós-glaciais — Subgrupo Guatá para os Estados de Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná — são por ele considerados essencialmente sincrônicos. Estes sedimentos pós-glaciais, no sul subdivididos nas Formações Rio Bonito e Palermo, são agrupados numa única formação no Estado de São

Paulo: Formação Tatui. ROCHA-CAMPOS (1967), entretanto, agrupa sob esta nomenclatura também o Membro Taquaral da Formação Irati (Grupo Passa Dois, P), sobreposta.

NORTHFLEET et alii (1969) separaram, dentro do Grupo Tubarão, a Formação Itararé, sobreposta pelas Formações Rio Bonito e Palermo. Como critério operacional para definir a base da Formação Rio Bonito, colocaram o contato na base do primeiro banco de arenito, acima do mais alto diamictito do Itararé.

SOARES (1972), enfocando o limite glacial/pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo, considera a Formação Tatui correspondente, por homotaxia, ao Grupo Guatã nos estados do sul, conforme o conceito de GORDON JR. (1947), não constituindo, contudo, uma mesma unidade litoestratigráfica. Nesse trabalho, SOARES ressalta a presença de uma quebra no registro estratigráfico entre o pacote glacial e o pós-glacial no centro-leste de São Paulo, afirmando que "a base do Tatui é uma superfície de descontinuidade na sedimentação, sob a forma de uma discordância erosiva".

SAAD (1977), entretanto, baseado em evidências bioestratigráficas, revoga a discordância erosiva postulada por SOARES (1972).

LANDIM (1973), para os mesmos sedimentos agrupados sob a designação de Subgrupo Itararé por PETRI (1964) e ROCHA-CAMPOS (1967), utilizou o termo Formação Itararé, embora tenha reconhecido seu provável desmembramento em outras formações, com o advento de novas informações. Além disso, advoga o topo do mais alto mistito (diamictito), como o contato entre os sedimentos glaciais e pós-glaciais da Formação Tatui.

Em 1974, SCHNEIDER et alii publicaram uma revisão estratigráfica da Bacia do Paraná, subdividindo o Supergrupo Tubarão em:

Estados do Paranáe Santa Catarina

GRUPO GUATÁ

Formação Palermo

Formação Rio Bonito	[	Membro Siderópolis
		Membro Paraguaçu
		Membro Triunfo

GRUPO ITARARÉ

Formação Rio do Sul

Formação Mafra

Formação Campo do Tenente

Estado de São Paulo

Formação Palermo

Formação Rio Bonito

(Membro Paraguaçu)

(Indiviso)

Assim, para o Estado de São Paulo, os sedimentos depositados sob influência glacial foram mantidos indivisos, sob a denominação de Grupo Itararé, enquanto os sedimentos pós-glaciais receberam as mesmas denominações propostas para os estados sulinos. Neste último caso, entretanto, embora alguns autores tenham utilizado a subdivisão em Formações Palermo e Rio Bonito, a maioria dos geólogos habituados a estes sedimentos no Estado de São Paulo prefere o uso da designação Formação Tatui. Tal prática fundamenta-se nas características sedimentológicas e ambientais peculiares a esses sedimentos nesta porção da Bacia e nas evidências estratigráficas de acunhamento das Formações Palermo e Rio Bonito para norte, aparentemente interdigitando-se com os sedimentos Tatui.

Finalmente, GAMA JR. et alii (1982), considerando as subdivisões de SCHNEIDER et alii (1974) para o Grupo Itararé nos estados sulinos (Formações Campo do Tenente, Mafra e Rio do Sul)

como não operacionais além de suas áreas-tipo, adotam a simplificação anteriormente introduzida por FÚLFARO et alii (1980), mantendo o Itararé na categoria de Formação para toda Bacia. Esses autores separam a Bacia do Paraná geograficamente em domínios sul, centro, nordeste e norte; postulam que o contato entre as Formações Rio Bonito e Itararé é concordante e diácrono, sendo mais antigo no sul e mais novo no domínio nordeste, como resultado da progradação dos sedimentos Rio Bonito sobre o Itararé; a Formação Palermo se sobre põe concordantemente à Formação Rio Bonito nos domínios sul e centro, passando ambas lateralmente para a Formação Tatui nos domínios norte e nordeste.

2. TENTATIVAS DE SUBDIVISÃO DO SUBGRUPO ITARARÉ NO ESTADO DE SÃO PAULO

Em 1949, surge com BARBOSA & ALMEIDA a primeira tentativa, no Estado de São Paulo, de subdivisão dos sedimentos do Subgrupo Itararé em unidades estratigráficas. O pacote de sedimentos com contribuição glacial foi então subdividido nas Formações Itu ("Tilitos" Salto e Elias Fausto), Capivari, Gramadinho ("Tilitos" Rafard e Mombuca) e Tietê ("Tilito" Jumirim). Posteriormente, em 1958, como apresentado no item anterior, BARBOSA E GOMES acrescentaram mais uma unidade à classificação de BARBOSA & ALMEIDA (1949), elevando o "tilito" Elias Fausto à categoria de formação. No entanto, como observam SOARES et alii (1977), falhas importantes levaram ao abandono desta classificação: "a idéia de que alguns "tilitos" seriam contínuos e o uso desses corpos como horizontes-chave para delimitar formações"; a subdivisão "muito detalhada para que pudesse ser realizada no campo ou em poços"; "a utilização de apenas um per

fil de poço (Araquã-SP) para caracterizar as unidades e atribuir-lhes intervalos típicos".

Não só no caso desta classificação, mas aparentemente constituindo o problema geral das várias tentativas de subdivisão do Subgrupo Itararé, como pode ser percebido no item anterior, a não existência de camadas-chave com continuidade lateral regional dentro da Bacia e a variação faciológica bastante intensa dos corpos litológicos nesta unidade, dificultam sobremaneira sua subdivisão.

Trabalhos mais recentes, levando em conta o exame de as sociações litológicas predominantes em determinados intervalos estratigráficos e a avaliação de seus caracteres ambientais, parecem ter definido um novo caminho na subdivisão do Subgrupo Itararé.

SOARES et alii (1977), baseados em trabalhos anteriores (ANDRADE & SOARES, 1971; SOARES & LANDIM, 1973), atestam que o Subgrupo Itararé, na porção nordeste da Bacia do Paraná, apresenta três pacotes em que dominam tipos diferentes de litologias. O pacote inferior apresenta, na parte basal, folhelhos rítmicos e ritmitos, subsidiariamente diamictitos, conglomerados e arenitos conglomeráticos, enquanto na parte superior dominam arenitos texturalmente imaturos, com teor de matriz muito variável, intercalando corpos de diamictitos. O pacote médio é caracterizado pela dominância de siltitos, ritmitos e diamictitos. O pacote superior é composto essencialmente por arenitos grosseiros e conglomerados, ocorrendo também diamictitos. Segundo esses autores, tal subdivisão, informal e sem limites definidos, parece caracterizar, de maneira generalizada, a unidade Itararé em todo Estado de São Paulo. Ainda, comparando esta subdivisão à de BARBOSA & GOMES (1958), os autores citados inferem a seguinte equivalência: o pacote inferior corresponde

ria aproximadamente à Formação Itu; o médio, às Formações Elias Fausto, Capivari e Gramadinho; e o superior, à Formação Tietê. Esclarecem, todavia, que a designação "formação" deve aguardar trabalhos de mapeamento que possam definir melhor os contatos entre uma e outra unidade. Ponderam, ainda, que a recorrência das diversas litologias nos diferentes pacotes dificulta o reconhecimento, diante de poucos afloramentos, de qual o nível do Itararé em questão. Além disso, é preciso frisar que, para uma área tão extensa quanto a da região nordeste da Bacia, a simplificação das litologias nos conjuntos propostos fica muito aquém da realidade dos sedimentos Itararé.

Nesse mesmo trabalho, estudando os sedimentos das porções média e superior do Subgrupo Itararé, na região de Tietê (São Paulo), SOARES et alii (1977) definiram quatro conjuntos de litologias que ocorrem associadas e apresentam significado genético. As características litológicas e ambientais dessas quatro associações são resumidas a seguir:

- Associação I: arenitos imaturos e pelitos, compondo depósitos de canais fluviais e de transbordamento, portando raras camadas de carvão (depósitos paludais) e calcário.
- Associação II: diamictitos, maciços ou incipientemente acamados, arenitos e ritmitos de origem glaciígena e retrabalhados em planícies aluviais periglaciais ou ainda em ambiente litorâneo.
- Associação III: siltitos e arenitos finos com boa seleção, estruturas de corrente e movimentos gravitacionais, depositados em ambiente de planície de maré, praia e plataforma rasa.
- Associação IV: arenitos lamíticos, lamitos e ritmitos depositados em águas calmas, porém com alto declive deposicional, resultando

tando em freqüentes feições de escorregamento e correntes de turbidez.

A área investigada por SOARES et alii (1977) é relativamente pequena e não permite, como reconhecem os próprios autores, estabelecer normas estratigráficas extensíveis a outras áreas. Dessa forma, as associações identificadas não devem ser adotadas formalmente, embora tenham sido mapeadas na área onde foram definidas.

Tentativas de subdivisão nesse sentido, ou seja, calçadas essencialmente em predominâncias litológicas e suas características ambientais, segundo os horizontes estratigráficos, têm se revelado como um meio viável para a individualização de unidades mapeáveis no Itararé.

SAAD (1977), num extenso trabalho de levantamento litológico em secções de rodovia, compreendidas na faixa de exposição do Subgrupo Itararé em São Paulo, distinguiu quatro unidades informais dentro desta unidade, baseado na distribuição de clásticos finos e grosseiros na seqüência. Sua proposição, baseada essencialmente na predominância da fração clástica, se percentualmente mais grosseira ou percentualmente mais fina, é por si só de difícil aplicação, haja visto sua enorme variabilidade nos sedimentos Itararé.

Em 1979, o corpo docente do Departamento de Geologia Geral e Aplicada da Universidade Estadual Paulista, "Campus" de Rio Claro, através de um convênio entre a UNESP e o DAEE-SP, realizou um projeto de mapeamento faciológico de superfície no Supergrupo Tubarão, em todo Estado de São Paulo, em escala 1:50000. Considerando as condições promissoras da metodologia empregada por SOARES et alii (1977), o trabalho de mapeamento foi realizado sob aquele mesmo enfoque, embora sem o mesmo grau de detalhe, haja visto a extensão do trabalho proposto. Como consequência das variações fa

ciológicas laterais observadas no desenrolar dos trabalhos de campo, os autores propuseram uma compartimentação da área estudada em três sub-bacias: Bacia do Rio Pardo, ao norte; Bacia do Médio Rio Tietê, na porção central; e Bacia do Médio Rio Paranapanema, ao sul. Em todas elas foram caracterizadas três unidades informais para o Subgrupo Itararé (Inferior, Média e Superior), sendo que a subdivisão estratigráfica resultante desse mapeamento está resumida nos trabalhos de FIORI & COTTAS (1980), GAMA JR. et alii (1980) e WU et alii (1980).

Os resultados desse trabalho, no entanto, não resistem a investigações detalhadas. Primeiramente, apesar da escala utilizada no mapeamento (1:50000), o controle de campo não acompanha o mesmo nível de detalhe, de tal forma que, em diversos pontos, o limite entre as unidades estratigráficas definidas ficou sujeito a critérios basicamente fotolitológicos. Outro aspecto não esclarecido diz respeito às relações laterais de uma mesma unidade entre as diferentes sub-bacias. Por outro lado, à parte as proposições que possam ser aí contestadas, fica evidente a potencialidade do método no mapeamento e correlação estratigráfica dos sedimentos Itararé.

3. A COMPLEXIDADE AMBIENTAL DO SUBGRUPO ITARARÉ

A existência de glaciação durante o tempo Itararé e a complexidade do registro desses sedimentos são fatos inquestionáveis. Inúmeras evidências de atividade glacial (erosão, transporte e deposição) estão preservadas nestes sedimentos. As rochas *mou tonnêes* em Salto, (AMARAL, 1965), os *eskers* e *crevasse-fillings* em Gramadinho (FRAKES et alii, 1968), as depressões topográficas

escavadas no embasamento cristalino e tidas como vales glaciais em Jundiá e Campinas (MARTIN et alii, 1959; MELFI & BITTENCOURT, 1962) e os pavimentos estriados em Salto (AMARAL, 1965) e entre Jumirim e Laranjal Paulista (FRAKES & CROWELL, 1969), constituem evidências diretas da glaciação em São Paulo. A presença de blocos erráticos, seixos estriados e facetados nos sedimentos Itararé, além da existência de sedimentos rítmicos, muitos deles considerados varvitos e contendo seixos "pingados", e de diamictitos que em diversos casos constituem verdadeiros tilitos, são também evidências da ação glacial na formação desses sedimentos.

No entanto, posta tal atividade glacial como válida e importante na deposição dos sedimentos Itararé, ela não pode ser considerada como responsável pela deposição de todo registro desta unidade. Trabalhos antigos (LEINZ, 1937) já enfatizavam a ciclicidade dos eventos glaciais intercalados com períodos interglaciais, mas os registros devidos a estes últimos continuaram a ser menos prezados, contribuindo para concepções errôneas sobre a formação destes sedimentos. Assim é que, quase toda literatura disponível sobre o Itararé, até meados da década passada, preocupava-se com a descrição e interpretação de feições glaciais e a concepção de modelos glaciais para esses depósitos, referindo-se aos demais com rápidas alusões ambientais — depósitos lacustres, fluviais, paludais, etc. — como se constituíssem uma fração subordinada do registro litológico. Ainda nesse sentido, as ocorrências de carvão intercaladas aos sedimentos glaciais sempre foram tidas como feições excepcionais. Também inúmeros diamictitos tidos como tilitos verdadeiros, somente recentemente têm sido questionados quanto a sua origem, embora de há muito se conheçam vários outros processos de formação destes sedimentos. Isso mais uma vez corrobora a afirma-

ção acima da superestimação confiada aos eventos de glaciação para a sedimentação Itararé.

Por outro lado, se mesmo em depósitos glaciais pleistocênicos a distinção entre depósitos flúvio-glaciais de planície de *outwash* e *eskers*, ou mesmo entre *drifts* glácio-marinhos e depósitos glaciais continentais *sensu stricto*, é tarefa árdua, quanto mais situações similares em seqüências paleozóicas, haja visto, principalmente, a falta de exposições contínuas tanto lateral quanto verticalmente.

É do conhecimento dos glaciólogos que as glaciações não constituem eventos isolados, mas sim compreendem períodos glaciais e interglaciais que se intercalam. Durante o avanço de um glaciar no continente, sua atividade é essencialmente de transporte e erosão, sendo que os sedimentos subglaciais, então formados, podem ser parcial ou mesmo totalmente reenglobados pela geleira, de tal forma que os registros litológicos dessa fase podem ser escassos, embora ricos em impressão de feições glaciais — pavimentos estriados, vales glaciais, rochas *moutonnées*. Quando do recuo do glaciar, por outro lado, grande quantidade de sedimentos é depositada pela liberação de sua carga sedimentar, formando uma grande variedade de depósitos: uma complexa seqüência de tills e sedimentos de *outwash* pode se formar localmente, como reflexo de uma única fase de recuo (BOULTON, 1968). Com o contínuo retrocesso da geleira, começa a haver uma superposição gradual dos ambientes proglacial e mesmo periglacial sobre a área onde anteriormente dominavam fenômenos glaciais. A grande quantidade de água de degelo, então disponível, promove a formação de extensas planícies de lavagem, retrabalhando e modificando significativamente os depósitos glaciais *sensu stricto*. Se o recuo do glaciar é prolongado, instalando-se

aí um longo período interglacial, grande parte dos sedimentos glaciais pode ser retrabalhada, sendo substituídos no registro geológico por complexos depósitos flúvio-glaciais. Embora em clima ainda frio, é esta a fase propícia ao desenvolvimento de vegetação que, em condições favoráveis a sua preservação, resulta na formação de camadas de carvão.

Enquanto no período glacial formam-se depósitos característicos com feições glaciais típicas, no período interglacial esses depósitos podem ser profundamente retrabalhados, compondo um registro altamente complexo e de grande variabilidade, tanto na vertical quanto na horizontal.

Muitos dos problemas, portanto, relativos à compreensão dos sedimentos Itararé parecem advir do não entendimento dessas peculiaridades do sistema glacial. A presença de feições glaciais indica a atividade de geleiras, mas não significa que todo sedimento associado tenha sido depositado diretamente pelo gelo.

Evidências indiretas de glaciação, como por exemplo a presença de seixos estriados e facetados, podem ser pouco significativas na detecção de depósitos glaciais *sensu stricto*, pois depósitos glaciais pouco retrabalhados podem manter as estrias nos seixos. Neste caso, normalmente os sedimentos são redepositados ainda em ambiente glacial, ou seja, tills são retrabalhados e depositados logo abaixo em ambiente flúvio-glacial (proglacial). Por outro lado, a ocorrência de grande número de seixos não estriados, arredondados, não elimina a possibilidade do sedimento constituir um depósito de till, uma vez que seixos fluviais podem ter sido englobados em grande número pelo glaciador. Ainda, a presença de ritmos pode não ser inteiramente entendida como de origem várvida. Por sua vez, também, a presença de feições caracterizando correntes

de turbidez nesses ritmitos não exclui a possibilidade de sedimentação em lagos glaciais (Vide GUSTAVSON, 1975). Confusões deste tipo têm sido freqüentes por parte dos autores que lidam com os sedimentos Itararé, alguns menosprezando os efeitos da glaciação, enquanto a maioria enfatizando excessivamente os fenômenos glaciais.

Os problemas freqüentemente citados na literatura como responsáveis pela dificuldade em se conseguir uma subdivisão estratigráfica do Subgrupo Itararé — corpos sem grande continuidade lateral e a grande variabilidade litológica, tanto na vertical quanto na horizontal — podem ser explicados pela complexidade do sistema glacial-interglacial, ou melhor, pela complexidade do ambiente glacial e sua conjunção com sistemas superimpostos.

Dadas as características de periodicidade e de amplitude generalizada das glaciações paleozóicas, autores antigos propuseram a existência de depósitos contínuos de tilitos que permitiriam a subdivisão do Subgrupo Itararé. Tentativas neste sentido estão expostas na primeira parte do presente capítulo e, como pode ser deduzido desta discussão, são fruto de um mal-entendimento da sedimentação glacial em si e da interferência de períodos interglaciais sobre tal sedimentação.

Outro aspecto a ser aqui entafizado refere-se ao lento desenvolvimento dos conhecimentos sobre os sistemas glaciais modernos, quando comparados aos demais sistemas deposicionais. Somente nas últimas décadas fez-se sentir um real progresso dos estudos em ambientes glaciais atuais, propiciando o entendimento da gênese e inter-relação das fácies glaciais. Este fato pode explicar as inúmeras interpretações errôneas e concepções mal-versadas sobre os sistemas glaciais antigos, enquadrando-se aqui parte das causas do conhecimento ainda incipiente sobre os ambientes de sedimentação do Itararé.

4. O ENFOQUE DAS ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS PARA O ESTUDO ESTRATIGRÁFICO DO SUBGRUPO ITARARÉ

No item anterior procurou-se reunir os principais fatos que contribuíram para uma interpretação ambiental em grande parte distorcida para os sedimentos Itararé.

Ainda hoje pouco se fez em termos de reconstruções ambientais dentro desse Subgrupo, no que se refere às novas concepções advindas de sistemas deposicionais modernos, glaciais ou não-glaciais.

Os trabalhos mais antigos (e mesmo alguns relativamente recentes) — PACHECO (1927); BARBOSA & ALMEIDA (1949); LANGE (1954); BARBOSA & GOMES (1958); DE LOCZY (1964); PETRI (1964); ROCHA-CAMPOS (1967); SOARES (1972); LANDIM (1973); SAAD (1977) e outros — como visto em itens anteriores, preocupavam-se principalmente com a subdivisão estratigráfica da unidade Itararé que, apesar de tantas tentativas e do conhecimento atual relativamente abrangente destes sedimentos, ainda permanece indivisa na parte nordeste da Baía do Paraná.

Uma vez que as feições glaciais são normalmente conspicuas nesses sedimentos e constituem inexoráveis testemunhos da atividade glacial na deposição dos mesmos, muitos autores se sentiram atraídos por sua interpretação genética, redundando em diversos trabalhos sobre o assunto — MARTIN et alii (1959); MELFI & BITTEN COURT (1962); AMARAL (1965); FRANKES et alii (1968); ROCHA-CAMPOS et alii (1968, 1969, 1976, 1977).

Tais estudos tem fornecido subsídios a um melhor entendimento das glaciações paleozóicas, muitas vezes prestando informações sobre direção de movimento das geleiras. No entanto, como já anterior

mente comentado, tais feições apenas dizem sobre a ocorrência de glaciações, mas não devem ter sua interpretação extrapolada para outras rochas do registro sedimentar da unidade. No entanto, parece haver, por parte de diversos autores, uma tendência até certo ponto abusiva no enfoque glacial dado aos sedimentos Itararé, minimizando sistematicamente as feições não-glaciais inerentes a esses depósitos.

Tal comportamento fez surgir, em contrapartida, uma certa incredulidade sobre a autêntica influência da glaciação na sedimentação dessa unidade, especialmente por parte de geólogos acostumados ao tratamento de modelos de sedimentação com sistemas deposicionais atuais, uma vez que até recentemente esses depósitos eram analisados sob um prisma de visão clássica do ambiente glacial.

Como levantado no item precedente, o desenvolvimento de modelos de sedimentação glacial fez-se muito mais lentamente que os de outros sistemas deposicionais, haja visto a complexidade do sistema glacial e a dificuldade de acesso e observação a seus fenômenos. Por isso mesmo, até hoje não são disponíveis modelos glaciais pormenorizados e que permitam a diagnose de seus subambientes e elementos faciológicos componentes com relativa simplicidade. Assim, num exemplo relativo ao Subgrupo Itararé, SANTOS (1979) apresenta o modelo de sedimentação glacial continental segundo BOULTON (1972), propondo-o aplicável aos sedimentos desta unidade, mas não mostra uma situação real de aplicação deste modelo. Outro aspecto é que, e isso é válido para os modelos de sistemas deposicionais em geral, nenhum modelo glacial, por mais completo que seja, poderá refletir todos os nuances de cada caso em particular, nem tampouco o registro geológico deverá apresentar todos os elementos do modelo utilizado.

A dificuldade de aplicação dos modelos glaciais e até mesmo o seu desconhecimento fizeram com que, de um lado, os autores adeptos da dominância de fenômenos glaciais na sedimentação Itararé não se detivessem na análise faciológica desses depósitos e, de outro lado, os autores adeptos da dominância de processos não-glaciais considerassem a glaciação mais como um fenômeno climático, com conseqüências secundárias para a sedimentação, contribuindo esporadicamente com o maior suprimento de detritos.

O recente trabalho de GRAVENOR & ROCHA-CAMPOS (1983) faz uma coletânea de interessantes afloramentos, abrangendo praticamente toda faixa de exposições do Subgrupo Itararé na Bacia do Paraná, interpretados pelos autores como de origem glacial, tanto no âmbito terrestre quanto marinho. Embora prendam-se a feições de origem glacial exclusivamente, de certa forma mais uma vez superestimando a atuação das glaciações nessa sedimentação, apresentam uma interpretação de processos e ambientes de formação desses depósitos, de maneira até certo ponto inédita na caracterização desses sedimentos. No entanto, a definição da gênese em bons afloramentos, porém de caráter pontual e espalhados no registro sedimentar da Bacia, pouco contribuem para a subdivisão estratigráfica da unidade e para sua reconstituição paleogeográfica. É necessário, para tanto, o estudo sistemático de secções de rodovias com boas exposições e que permitam uma composição lateral e vertical da sequência sedimentar.

No Estado de São Paulo, o trabalho de SOARES et alii (1977) constituiu um primeiro passo na reconstrução ambiental do Subgrupo Itararé, através do estudo de associações litológicas que serviram de base a uma subdivisão das porções média e superior desta unidade. Por sua vez, o trabalho desenvolvido pelos docentes

do "Campus" de Rio Claro, em convênio firmado entre UNESP e DAEE (Vide item 2), pelas próprias características dos sedimentos Itararé, foi um estudo bastante amplo dentro do que se conhece atualmente sobre esses sedimentos e deveria ter sido precedido de estudos de detalhe. Dentre os problemas relativos à subdivisão proposta nesse trabalho, está a não caracterização da passagem lateral das unidades entre as diferentes regiões mapeadas.

Apesar dos problemas inerentes, esses trabalhos revelam a importância dos estudos ambientais na subdivisão do Subgrupo Itararé, compondo predominâncias litológicas e suas características ambientais, na tentativa de se definir horizontes estratigráficos.

A tão propalada complexidade dos sedimentos Itararé refere-se, certamente, à diversidade de ambientes sedimentares que atuaram à época de sua deposição, à extrema heterogeneidade de grande parte do suprimento detrítico e, como fica claro pelo anteriormente exposto, à forma como foram e ainda hoje o são, em alguns trabalhos, estudados esses sedimentos.

No presente estudo, a hipótese de trabalho é, em essência, a mesma dos trabalhos de SOARES et alii (1977), GAMA JR. et alii (1980), WU et alii (1980) e FIORI & COTTAS (1980), mas a metodologia aqui utilizada é ligeiramente diversa. O levantamento de campo foi realizado em função de seções de rodovia que apresentavam exposições relativamente espessas e contínuas, tendo sido descritas sistematicamente e em detalhe quanto às texturas, estruturas sedimentares e relações de contato lateral e vertical.

As seções paralelas ao declive deposicional à época Itararé são importantes pela superposição de eventos que conjugam, permitindo a elucidação da evolução paleo-ambiental na área-enfoque. A comparação destes resultados com dados de perfis de poços

permitiu a individualização de pacotes rochosos, com características sedimentológicas próximas, embora sujeitas a variações laterais, e principalmente apresentando evoluções similares.

Finalmente, alguns aspectos formais da estratigrafia do Subgrupo Itararé devem ser ainda tratados; como transparece dos itens anteriores, são vários os pontos de conflito entre os diversos autores, para os quais são aqui aventadas algumas proposições.

Alguns autores classificam as rochas Itararé na categoria de Grupo, quando o subdividem em formações, e na categoria de Formação, quando não conseguem sua subdivisão. Optou-se, no presente trabalho, pelo uso da designação Subgrupo, uma vez que se entende que, embora não tenha sido conseguida ainda uma subdivisão formal e de ampla aceitação para a maior parte desses depósitos, especialmente no Estado de São Paulo, ela deverá surgir dentro de pouco tempo, graças ao empenho de diversos pesquisadores nesta área. Aliás, difícil seria acreditar que uma unidade que chega a alcançar 1300m de espessura no Estado de São Paulo não pudesse ser separada em partes menores. Em face disso, o termo Grupo também seria viável, mas é preferível mantê-lo para designar o Grupo Tubarão, ao menos em São Paulo, onde é composto pela Formação Tatui mais o Subgrupo Itararé.

Quanto às relações de contato deste Subgrupo com os sedimentos adjacentes inferiores e superiores, o contato basal é reconhecidamente de caráter erosivo, enquanto o contato de topo é ainda alvo de controvérsias.

O trabalho de SOARES (1972), no Estado de São Paulo, identifica uma discordância erosiva no contato do Subgrupo Itararé com a Formação Tatui. SCHNEIDER et alii (1974) confirmam a presença de tal discordância em São Paulo e norte do Paraná, sendo que reco

nhecem, nos estados sulinos (Rio Grande do Sul, Santa Catarina e sul do Paraná), o interdigitamento entre os sedimentos Itararé e a Formação Rio Bonito, como já havia sido anteriormente proposto por MEDEIROS & THOMAZ FILHO (1973).

SAAD (1977), entretanto, calcado em dados paleontológicos para o Estado de São Paulo, não reconhece qualquer quebra no registro sedimentar entre o Subgrupo Itararé e a Formação Tatui que pudesse ser indicativa da discordância proposta por SOARES (1972). Também GAMA JR. et alii (1982), colocam um interdigitamento entre essas unidades no Estado de São Paulo.

Na área do presente trabalho, o levantamento de campo mostra um contato interdigitado entre essas unidades, evidenciando uma gradativa mudança ambiental, com o desaparecimento de litologias que invocam a atividade glacial.

Ainda com relação ao limite Itararé-Tatui, a utilização do topo do último diamictito como critério para se definir tal contato, como proposto por LANDIM (1973), vem sendo sistematicamente rejeitado. Isso porque, em muitas situações, o último diamictito aparece bastante abaixo na coluna, em meio aos sedimentos pertencentes ao Subgrupo Itararé, e não em seu topo. Por outro lado, a presença do diamictito no contato Itararé-Tatui não indica que a glaciação atuou naquele local específico, pois esses sedimentos podem ser o fruto do retrabalhamento de depósitos glaciais mais antigos.

Se o limite entre essas duas unidades for considerado, como vem sendo de há muito aceito, como a separação entre os sedimentos formados no período glacial, naturalmente incluindo fases glaciais e interglaciais, e o período pós-glacial, será difícil, senão impraticável, o estabelecimento de um critério de determina

ção de tal limite que seja aplicável a áreas extensas. Isso porque a passagem dos sedimentos glaciais para os pós-glaciais, ou seja, dos sedimentos Itararé para os Tatui, é transicional, compondo uma situação de evolução dentro de um mesmo ambiente maior, com o afastamento gradual do gelo. Além disso, o topo da glaciação gondwânica, do que se deduz ao nível de to da Bacia do Paraná, corta unidades estratigráficas e cronoestratigráficas.

Nesse sentido, propõe-se aqui não mais a subdivisão con vencional entre glacial e pós-glacial mas, ao menos para o Estado de São Paulo, a utilização do limite entre os sedimentos arenosos flúvio-deltaicos e costeiros com os siltitos e arenitos finos arro xeados e esverdeados, litorâneos, que compõem a transgressão Tatui e que pode ser considerada um marco estratigráfico em todo Estado. Essa transgressão parece ser a mesma ocorrida nos estados sulinos e denominada Formação Palermo.

O topo do Subgrupo Itararé em São Paulo, por sua vez, on de muitas vezes não mais se encontram feições glaciais, parece cor responder aos sedimentos flúvio-deltaicos e costeiros do topo da Formação Rio Bonito, no sul (Membro Siderópolis). Os limites e in ter-relações dessas prováveis unidades com aquelas descritas nos es tados do sul ainda não estão definidas.

Finalizando, são muitos os problemas relativos à estra tigrafia do Subgrupo Itararé, em especial no Estado de São Paulo, de tal sorte que uma subdivisão a nível de Bacia torna-se inviá vel. Contudo, a busca de unidades mapeáveis em áreas menores e a verificação de suas variações e inter-relações laterais com unida des de mesmo nível estratigráfico constitui procedimento que deve ser levado a termo. Para tanto, se faz necessário o entendimento da evolução ambiental desses depósitos em pequenas áreas e que de vem ser ampliadas paulatinamente com o detalhamento de áreas adjacentes.

CAPÍTULO 4

AMBIENTE DE DEPOSIÇÃO GLACIAL E FÁCIES ASSOCIADAS

1. INTRODUÇÃO

O ambiente glacial pode ser considerado um dos mais complexos sistemas deposicionais do ponto de vista dos processos de transporte e deposição a ele associados (gênese dos sedimentos), bem como da interpretação de suas fácies em depósitos antigos.

As interpretações paleoambientais dependem amplamente do conhecimento de ambientes modernos análogos e, nesse sentido, a relativa inacessibilidade do ambiente glacial, retardou um desenvolvimento satisfatório de seus modelos de sedimentação. Somente nas últimas décadas, com o progresso dos estudos em ambientes glaciais modernos, acompanhando tardiamente a evolução geral no estudo de sistemas deposicionais, um considerável avanço no entendimento da gênese e inter-relações de fácies glaciais foi possível. Ainda hoje, trabalhos como os de BOULTON & DEYNOUX (1981) e GRAVENOR et alii (1984) tentam buscar uma classificação genética (processos formadores) para as diversas fácies glaciais, estabelecendo limites entre os processos, subambientes e fácies tipicamente glaciais e os não-glaciais, adjacentes, haja visto a até recentemente conceituação equívoca do próprio ambiente glacial e suas fácies componentes.

A edição de JOPLING & MCDONALD (1975) reúne vários importantes trabalhos apresentados no Simpósio de "Glacial Sédimentology" (BUFALO, NY., 1972), enfocando aspectos hidrológicos e hidro dinâmicos, processos de formação de depósitos sedimentares e fei ções morfológicas típicas de ambientes de sedimentação glácio-flu vial e glácio-lacustrino.

2. AMBIENTES GLACIAIS

BOULTON & DEYNOUX (1981) definem ambiente glacial como "aquele em que os principais agentes de transporte de sedimentos são geleiras ou águas de degelo", excluindo o transporte pelo vento.

O ambiente glacial pode ser separado em dois grandes domínios: glácio-terrestre e glácio-marinho.

O ambiente glácio-terrestre pode se separar em três subambientes principais, caracterizados por processos deposicionais específicos: a) glacial (*sensu stricto*), onde os sedimentos são depositados diretamente pela geleira, sem a intervenção de outros agentes de transporte; b) glácio-fluvial, onde correntes supridas por água de degelo constituem o agente de transporte e deposição dos sedimentos; c) glácio-lacustrino, onde os sedimentos são depositados em lagos formados pela água de degelo. Os corpos d'água lacustres podem estar em contato direto com o gelo, ou mesmo distante deles, mas supridos por águas de degelo.

O ambiente glácio-marinho, sendo definido como a porção do ambiente marinho onde predominam águas de degelo glacial, pode ser subdividido em: a) proximal, onde ocorre grande taxa de sedimentação e erosão local, produzida por fortes correntes junto ao

fundo, devido à mistura de massas d'água de diferentes densidades;
b) distal, normalmente em ambiente de plataforma, suprido por grande quantidade de água de degelo.

O ambiente glacial *sensu stricto* inclui três zonas (Figura 4). A zona subglacial compreende a base da geleira, em contato com as rochas preexistentes, onde erosão e deposição podem ocorrer. A zona supraglacial compreende a porção superior da geleira, onde a influência sazonal é bastante acentuada. Nesta zona a deposição pode ocorrer em áreas de ablação do gelo, especialmente na porção marginal da geleira. A zona englacial compreende o interior da geleira.

O ambiente proglacial compreende toda faixa marginal à geleira, onde a influência do gelo é bastante grande, incluindo os ambientes glácio-fluvial e glácio-lacustrino, assim como o ambiente glácio-marinho proximal a distal. O ambiente proglacial se caracteriza pelo retrabalhamento dos sedimentos do ambiente glacial *sensu stricto* (tills). Adjacente ao glacial e sobrepondo-se parcialmente ao ambiente proglacial está o ambiente periglacial, influenciado pelas diferentes zonas climáticas periféricas à área glacial.

Depósitos de *outwash* (depósitos de lavagem por águas de degelo) são formados pelo retrabalhamento de sedimentos glaciais por águas de degelo glacial, compreendendo sedimentos assim depositados em ambiente glacial *sensu stricto*, ambiente proglacial (glácio-fluvial e glácio-lacustre) e ambiente periglacial.

3. DEPÓSITOS GLACIAIS

3.1. Ambiente Glacial *Sensu Stricto*

Uma geleira em movimento constitui um agente de transporte e erosão, na medida em que fragmentos do embasamento ou de sedimentos preexistentes vão sendo incorporados a sua base. Estes fragmentos compõem-se em bandas grosseiramente paralelas à base da geleira, variando tanto em espessura quanto em concentração de fragmentos. Também morenas laterais são freqüentes em geleiras de vale. Uma outra fonte de clásticos englobados e transportados pelas geleiras são aqueles fragmentos introduzidos supraglacialmente, a partir de desmoronamentos e avalanches de encostas íngremes em suas cabeceiras ou laterais.

Devido à alta densidade e fricção interna, as geleiras são capazes de transportar fragmentos de grande peso e tamanho, o que normalmente não é possível por outros agentes, como água e vento.

Os fragmentos transportados pela geleira, quando liberados do gelo, formam um depósito chamado till, ou tilito, quando litificado. BOULTON (1972) define um till como "um sedimento cujas partículas componentes são transportadas juntas pela ação direta de uma geleira, e que embora possa sofrer fluxo induzido pelo degelo (*glacially-induced flow*), não sofre subsequente desagregação".

Os tills consistem de cascalhos (seixos até matacões), imersos numa matriz de areia, silte e lama, sem estratificação. Muitos seixos são arredondados a subarredondados, sugerindo terem sido incorporados pela geleira movimentando-se sobre sedimentos flu

viais; outros são facetados e estriados pela abrasão glacial. As areias e siltes da matriz são comumente de quartzo, angular a subangular. O diamicton, diamictito para o correspondente litificado, refere-se a depósitos de origem não-específica, pobremente selecionados. Caracteriza-se pela mistura heterogênea de diferentes granulometrias, desde argilas até matações, comumente com distribuição granulométrica bimodal, concentrando-se nas frações cascalho e silte-argila. As propriedades físicas, que permitem o reconhecimento de um diamictito como sendo um till, são, segundo EASTERBROOK (1982): a) seleção pobre com distribuição granulométrica bimodal; b) ausência de estratificação; c) seixos facetados e estriados; d) fabric consistindo de uma orientação preferencial dos seixos, cujos eixos maiores tendem a ser paralelos à direção de movimentação do gelo; e) grande compactação das partículas devido ao peso da geleira sobreposta (no caso de tills de carga — *lodgement tills*); f) grande variedade de litologias dos seixos e minerais pesados; g) substrato estriado e polido pela passagem de geleiras; e h) estruturas de arraste e debramentos produzidos pelo movimento de geleiras.

O termo morena tem sido usado para descrever tanto fragmentos transportados pela geleira, quanto o depósito resultante, de tal forma que se torna dúbia sua utilização. Morenas frontais, por exemplo, são tipicamente uma feição de deposição, enquanto morenas englaciais ou laterais referem-se normalmente a feições de transporte.

A porção frontal da geleira é a zona de ablação, onde os fragmentos clásticos por ela englobados liberam-se do gelo. Assim, a carga sedimentar englacial (bandas de detritos, morenas laterais e medianas) concentra-se na superfície externa frontal da geleira (Figura 5).

A natureza dos processos na porção marginal de uma geleira está aparentemente relacionada ao seu avanço ou à maneira como se dá seu retrocesso. A frente de uma geleira em avanço é íngreme; a carga liberada por ablação é depositada na frente da geleira, de tal maneira que, com seu avanço, esses sedimentos são sobrepostos e provavelmente re-englobados.

Se o glaciár está em franco retrocesso, seu perfil é suave; os detritos liberados pelo degelo são distribuídos por uma grande área, resultando um depósito relativamente delgado. Por outro lado, se a geleira apresenta sua margem frontal estacionária, porém com o gelo ainda em movimento de avanço, transportando sua carga sedimentar para o mesmo local durante longo período de tempo, um espesso depósito de till é então construído. Neste caso, a zona supraglacial marginal se compõe por uma série de cristas subparalelas (Figura 5), de gelo e detritos, intercaladas com baixios por onde correm águas de degelo (*outwash* supraglacial). Com o degelo superficial, os detritos são liberados formando um manto de till de ablação supraglacial. Estas acumulações são saturadas em águas de degelo e frequentemente originam tills de fluxo (*flow tills*). A formação de um manto de till protege o gelo subjacente, diminuindo a taxa de ablação, de sorte que grandes blocos de gelo ficam soterrados (*buried-ice* ou *dead-ice*) e podem resistir mesmo depois que a geleira tenha se recuado da área. O degelo gradual de blocos desse tipo deformam os sedimentos sobrepostos.

Baseado nestas considerações, podem ser reconhecidos vários tipos de tills, segundo BOULTON & DEYNOUX (1981): a) Primários (tills de carga, de degelo e de sublimação) e b) Secundários (tills de fluxo e de deformação).

Os tills de carga (*lodgement till*) são depositados sob a geleira em movimento, como resultado da liberação dos fragmentos clásticos, ou de massas de fragmentos em matriz de gelo, pela fricção da mesma contra o substrato (Figura 5). Tills de degelo (*melt out till*) são depositados pelo lento derretimento de massas de gelo soterradas (*buried stagnant ice*), retendo parcialmente sua estrutura (Figura 5). Tills de sublimação (*sublimation till*) formam-se à superfície de geleiras, em áreas de frio extremamente seco, onde o gelo é sublimado.

Quanto tills de degelo formam-se superficialmente, a água de degelo torna-o potencialmente instável, ocasionando prontamente seu fluxo. Os tills de fluxo, assim formados, podem constituir massas viscosas que fluem lentamente, praticamente sem ocasionar selecionamento das partículas. No entanto, em áreas de forte degelo formam-se fluxos delgados que se movem rapidamente, ocasionando um movimento independente de grãos devido à alta quantidade de água. Os tills de fluxo podem fluir por longas distâncias, indo intercalar-se com sedimentos proglaciais de origem glácio-fluvial e glácio-lacustre.

Sedimentos subglaciais podem sofrer grande deformação, produzida pelo movimento da geleira. Estes sedimentos podem ser tills previamente depositados ou outros sedimentos sobre os quais a geleira se movimenta. Assim, um till de carga, submetido a progressiva deformação, passa de um till primário para um till de carga deformado e, finalmente, a um till de deformação (*deformation till*).

Com o recuo das geleiras, grande quantidade de água de degelo forma correntes supraglaciais (Figura 5) com alta carga de sedimentos, que retrabalham os tills aí depositados. Posteriormente

te, esse material é retrabalhado pelas correntes proglaciais, formando depósitos flúvio-glaciais, de tal maneira que grande parte dos sedimentos depositados pela ação direta de gelo (tills) são re trabalhados por águas de degelo.

Seqüência de Fácies

Em geleiras de base molhada, os detritos por ela erodidos são transportados subglacialmente, formando uma delgada camada (poucos centímetros) em sua base. Mesmo durante o avanço da geleira, esses detritos podem ser depositados, formando os tills de carga. Quando a geleira recua, deixa a sua frente uma ampla superfície de tills, muitas vezes formando *drumlíns*. Correntes de degelo podem erodir localmente estes sedimentos ou depositar sedimentos proglaciais de *outwash* sobre eles. Forma-se, assim, uma seqüência de corpos lenticulares ou planares de till, sobrepostos por sedimentos glácio-fluviais e glácio-lacustrinos.

Geleiras de base seca, por sua vez, exibem uma espessa (vários metros) zona de transporte subglacial, como resultado do congelamento do material erodido em sua base. Quando o glaciário recua, os detritos subglaciais são expostos em uma espessa zona sobre a geleira (supraglacial) em início de degelo, originando tills de degelo e de fluxo, que inibem a ablação do gelo subjacente (Figura 5). Correntes de degelo drenando a geleira cortam por sobre o gelo soterrado ou fluem para as partes baixas formando lagos supraglaciais ou um fluxo ativo. Quando deste último caso, os tills de fluxo que escorregam das cristas de gelo para as partes baixas são aí retrabalhados; quando, porém, cessam as correntes, tills de fluxo acumulam-se sobre os sedimentos de *outwash* supraglacial. Dessa forma, seqüências de till e de sedimentos de out-

wash devidos a uma única fase glacial podem se compor. Com o degelo do gelo soterrado, as cunhas de sedimentos de *outwash*, originalmente localizadas em baixios, tornam-se elevações topográficas, produzindo falhamentos e dobramentos nestes se dimentos devido à subsidência diferencial provocada pelo degelo.

Como resultado desses processos forma-se, na base, um till de carga ou de deformação, quando a geleira está em ativida de. Sobrepõem-se tills de degelo, formados acima e/ou abaixo dos blocos de gelo estagnante soterrados, e que são recobertos por tills de fluxo e sedimentos de *outwash*.

3.2. Ambiente Glácio-Fluvial

Águas de degelo correm em canais sobre a superfície das geleiras, em túneis nas geleiras e para além delas. Devido ao forte controle sazonal e ao controle termal diurno na produção de água de degelo, as descargas variam consideravelmente em todo o sis tema glacial. Assim, fluxos de enchente, capazes de transportar considerável quantidade de sedimentos, são freqüentes no ambiente proglacial. Adjacente às geleiras, onde a água de degelo é abundante, predominam rios anastomosados devido à associação de alto gradiente, descargas variáveis e carga sedimentar grosseira. Pela coalescência de leques formados pelos rios que descem do glaciário, forma-se uma extensa planície ao longo de sua margem, conhecida co mo planície de *outwash* ou planície de lavagem de geleiras.

Mais acima, no contato com as geleiras, depositam-se se dimentos por correntes de água de degelo (*ice-contact deposit*) for mando *kames* e *eskers*.

Kames são feições abauladas (Figura 5), compostas por cascalhos e areias estratificadas, intimamente associados aos *eskers*.

Eskers são feições mais ou menos longas (alguns quilômetros a centenas de quilômetros), curvelíneas, de sedimentos cascalhosos e/ou arenosos, estratificados. Suas dimensões: altura raramente maior que 50m; largura normalmente em torno de 150m, podendo atingir alguns quilômetros.

BANERJEE & MCDONALD (1975) apresentam uma excelente revisão da sedimentação em *eskers*. Concluem que os *eskers* são o produto de um sistema bem organizado de correntes de água de degelo dentro da geleira, sendo comuns onde ocorre abundante suprimento destas águas durante deglaciação. Os autores supra-citados consideram dois fatores como especialmente importantes na formação de *eskers*: natureza do conduto e local de deposição. Quando a deposição ocorre dentro do conduto, o *esker* pode ser gerado dentro de um canal aberto, ou de um túnel. Quando a deposição ocorre subaquaticamente, na frente da geleira, forma-se um delta, independentemente da natureza do contudo. Quando a deposição é subaérea, na frente da geleira, torna-se difícil reconhecer tal depósito como sendo um *esker*, isto porque, quando o fluxo confinado pelo gelo atinge a margem da geleira, ele se expande num sistema de canais de *outwash* convencional. Cada um dos três modelos básicos — canal aberto, túnel e deltaico — caracteriza-se por estruturas sedimentares, fácies e paleocorrentes típicas.

Depósitos de Planície de Outwash

Os depósitos na planície de *outwash* são essencialmente depósitos fluviais, formados pelo transporte e deposição de sedimentos por correntes de água de degelo glacial, além de depósitos lacustres associados, alimentados por tais correntes. A sedimentação glácio-lacustre será tratada no próximo item.

Os sedimentos fluviais formadores da planícies de *outwash* são melhor selecionados que os sedimentos glaciais *sensu stricto*, uma vez que são, em grande parte, o resultado do retrabalhamento destes por águas de degelo. Entretanto, sua distinção de outros depósitos de *outwash* — *kames* e *eskers* — no registro geológico, é bastante difícil.

Um importante trabalho sobre os processos e estruturas sedimentares em rios anastomosados (*braided*) de planície de *outwash* é o de BOOTHROYD & ASHLEY (1975). Estes autores estudaram dois leques de *outwash* — Scott e Yana — localizados no Golfo do Alaska, preocupados em definir as características sedimentares em ambos. A Figura 6 resume as variações de fácies e estruturas sedimentares, apresentando as colunas típicas para o leque superior (A), para a porção superior do leque médio (B), para a porção inferior do leque médio (C), para o leque inferior anastomosado (D) e meandrante (E). As seqüências de barras e canais não mostram *fining-upward*, mas são capeados por fácies de transbordamento que se tornam mais importantes rio abaixo.

3.3. Ambiente Glácio-Lacustre

Lagos são feições comuns do ambiente proglacial. Muitos

deles formam-se pelo represamento de cursos de rios pela geleira, outros formam-se aproveitando a topografia irregular devida à deposição ou erosão pelo gelo.

Deltas formados às margens de lagos glaciais mostram depósitos de *topsets*, *foresets* e *bottomsets* bem desenvolvidos. Exibem *foresets* íngremes, geralmente ocupando uma área pequena do lago, que passam abaixo a sedimentos finos do fundo do lago.

Os trabalhos de GUSTAVSON (1975), GUSTAVSON et alii (1975), SHAW (1975) e ASHLEY (1975), sobre depósitos glácio-lacustrinos e de deltas associados, tratam dos processos sedimentares envolvidos na formação das fácies correspondentes e da caracterização das seqüências resultantes.

GUSTAVSON et alii (1975) estudaram as seqüências de deltas glácio-lacustrinos dos Lagos Hitchcock (Massachusetts) e Malaspina (Alaska). As camadas de topo são formadas por sedimentos glácio-fluviais (correntes de degelo), grosseiros, que progradam sobre o lago. As camadas frontais consistem de camadas de areia ou cascalho, com inclinação de até 30° ; onde os *foresets* são predominantemente arenosos, a inclinação é normalmente menor que 15° . O prodelta, aproximadamente equivalente às camadas de base (*bottomsets*), consiste de sedimentos arenosos (ou mais finos), comumente várvidos, que gradam abaixo a varvitos ou ritmitos. Exibem comumente inclinações inferiores a 5° . Cascalhos não são encontrados no prodelta, a não ser quando derivados de *icebergs* (seixos "pingados").

Os deltas glácio-lacustres, no geral o resultado de alta taxa de sedimentação, são construídos em ambiente de baixa energia, onde a ausência de marés e de ondas e ventos fortes inibe a redistribuição dos sedimentos deltaicos. GUSTAVSON et alii (1975)

sugerem que cada distributário fluvial contribui com a deposição de um lobo principal que se adelgaça e se alarga em direção ao fundo do lago. Com a mudança de posição dos distributários na planície subaérea, modifica-se também a posição dos lobos, superpondo-se lateralmente e propiciando o crescimento do delta. Em água doce ou salobra os sedimentos deltaicos passam distalmente a varves.

Os depósitos de fundo de lagos glaciais são, em sua grande maioria, compostos por varves. Estes são sedimentos rítmicos, de caráter sazonal, formados no período de um ano, que consistem de duas lâminas distintas: uma mais grosseira, composta essencialmente de areia muito fina e/ou silte, e uma mais fina, composta essencialmente de argila. A espessura total de cada varve geralmente decresce marcadamente com a distância da frente glacial, variando de um lago para outro conforme o suprimento.

Num mesmo lago, a espessura das lâminas de silte pode variar consideravelmente com a distância da fonte de suprimento, enquanto a espessura da lâmina argilosa é relativamente constante. Esta diferença implica que o mecanismo de deposição é diferente para cada lâmina (ASHLEY, 1975). A lâmina de silte pode mostrar laminações mais finas que comumente são gradacionais. A lâmina argilosa também pode mostrar gradação, evidenciando a baixa floclulação das argilas. O contato entre as lâminas silte-argila é abrupto, raramente exibindo-se gradacional. As lâminas siltosas podem apresentar laminações cruzadas.

Os varves são formados devido a grande variação sazonal no suprimento, levando à deposição dos sedimentos mais grosseiros no verão e dos mais finos no inverno. As águas de degelo, carregadas de sedimento, são geralmente mais densas que a água do lago, de tal forma que o sedimento mais grosseiro (cascalhos e areias) é

depositado próximo à desembocadura da corrente fluvial, compondo a porção frontal e íngreme do delta, enquanto os sedimentos mais finos (areia muito fina, silte e argila) são transportados para dentro do lago por correntes de densidade. Dependendo da quantidade de sedimentos em suspensão no corpo d'água lacustre e da densidade do fluxo de *outwash* nele introduzido, podem se formar *underflows*, *interflows* ou *overflows* (GUSTAVSON, 1975). As feições normalmente encontradas nas lâminas siltosas (contatos erosionais entre varves, laminações cruzadas e laminações gradacionais múltiplas) podem ser melhor explicadas por correntes de densidade de fundo (*underflows*). Quando uma corrente de degelo com alta carga de sedimentos em suspensão penetra num lago, uma corrente de turbidez flui pelo prodelta e pelo fundo do lago, depositando sedimentos. Uma vez que o fluxo, durante o período de degelo, é mais ou menos contínuo, a corrente de densidade será também contínua e não um fluxo de turbidez isolado. No entanto, o depósito resultante pode mostrar descontinuidade, formando unidades gradacionais múltiplas devido a flutuações diurnas ou eventuais (tempestades) no ciclo de degelo (ASHLEY, 1975). As argilas trazidas pelo fluxo de degelo são colocadas em suspensão graças à maior energia durante o verão; tão logo cessam os fluxos de densidade, as argilas, que caracterizam as lâminas de inverno, assentam-se sobre as lâminas mais grosseiras. Em áreas do lago não atingidas por correntes de turbidez, a deposição de sedimentos em suspensão na coluna d'água ocorre durante todo o ano. Dessa forma, argilas mais maciças, sem intercalações de silte e areias finas, devem se formar.

Os depósitos glácio-lacustrinos podem apresentar seixos "pingados" (*dropstones*) de blocos de gelo flutuantes sobre a água do lago.

3.4. Ambiente Glácio-Marinho

O ambiente glácio-marinho inclui as áreas marinhas bordejadas por glaciares que são afetadas por mudanças na temperatura, salinidade, densidade e concentração de sedimento em suspensão na água.

O empuxo exercido pela água do mar sob a geleira reduz a fricção em sua base e causa o adelgaçamento da plataforma glaciar. O padrão de sedimentação próximo à geleira é amplamente controlado pelo regime termal da mesma, o que determina se congelamento ou degelo está ocorrendo em sua base (CAREY & AHMAD, 1961). Uma forma importante de ablação refere-se à retirada de grandes blocos de gelo da frente da geleira (*icebergs*) e que derivam mar adentro. Ablação também ocorre pelo degelo na base e/ou topo de geleiras. Geleiras de base molhada (READING & WALKER, 1966; LANDIM, 1973) propiciam a formação de água salobra, de baixa densidade. Geleiras de base seca podem incorporar sedimentos do fundo oceânico; o congelamento na base deste tipo de geleiras tende a aumentar a salinidade e densidade da água marinha adjacente.

Os detritos glaciais são introduzidos no ambiente glâcio-marinho de três maneiras: a) degelo subglacial, de tal forma que grandes quantidades de sedimentos são depositados sobre o substrato marinho, próximo à margem da geleira, com mínimo retrabalhamento; b) correntes de *outwash* provenientes da geleira, sendo que a fração mais grosseira de sua carga é depositada como leques marginais, e a fração mais fina é transportada em "nuvens" túrbidas de água doce (*low density overflow*) por sobre a água marinha (Figura 7); parte do sedimento em suspensão pode depositar-se distante do domínio glacial; c) *icebergs* retirados da frente da geleira,

que lentamente depositam sua carga e movem-se rapidamente para distante da geleira (Figura 7).

A figura 7 ilustra o modelo deposicional para o ambiente glácio-marinho proximal, segundo BOULTON & DEYNOUX (1981). A penetração de geleiras no mar introduz aí grandes quantidades de água doce, carregada de sedimentos. A deposição dos detritos grosseiros introduzidos por esta massa d'água, quando adentram o ambiente marinho de baixa energia, produz leques marginais ao gelo. A rápida flocculação de partículas finas em suspensão, quando a nuvem de água doce se mistura com a massa de água salgada subjacente, causa a rápida deposição da lama no fundo marinho. Nesta lama podem ocorrer clásticos grosseiros "pingados" de *icebergs*. Próximo à geleira, a quantidade de material derivado de *icebergs* é muito pequena, devido à grande quantidade de sedimentos finos de suspensão aí acumulados e pelo fato de serem rapidamente afastados da geleira pelas correntes túrbidas de água doce que desenvolvem alta velocidade na superfície da água marinha. Alguns quilômetros distante da geleira, a quantidade de sedimentos em suspensão torna-se diminuída. Por sua vez, a taxa de sedimentação a partir de *icebergs* é alta, ocasionando a formação de um diamictito com grande porcentagem de clásticos grosseiros. A zona além desta, onde os sedimentos finos ocorrem em concentrações menores na coluna d'água e onde os *icebergs* perderam a maior parte de sua carga sedimentar, pertence ao ambiente glácio-marinho distal.

No inverno, a descarga de água de degelo diminui sensivelmente, ou mesmo cessa, e a formação de gelo sobre a água marinha adjacente à geleira inibe a movimentação de *icebergs*, de tal sorte que a sedimentação glácio-marinha é fortemente sazonal. No entanto, o curto tempo de residência do sedimento na coluna d'água

implica no não aparecimento de varves.

Em áreas costeiras, onde o peso do glaci^ar sobrecarrega a crosta terrestre, a deglaciação resulta em um levantamento isostático que pode exceder à elevação eustática do nível do mar. Nessas áreas, forte regressão marinha freqüentemente se associa a condições glácio-marinhas, originando uma típica seqüência de fácies: till — diamictito glácio-marinho — sedimentos de praia.

Para BOULTON & DEYNOUX (1981), em áreas de plataformas abertas (*open shelf*), periféricas a geleiras, o influxo de sedimentos de suspensão delas derivados e de *icebergs* transportando material grosseiro é baixo. Apesar da baixa taxa deposicional, é formado um diamictito glácio-marinho, normalmente maciço devido à ausência de correntes fortes de fundo.

A recente publicação de GRAVENOR et alii (1984) faz uma importante revisão de sedimentação glaciogênica subaquática (*Waterlain glaciogenic deposition*), exemplificando com depósitos pleistocênicos, paleozóicos e pré-cambrianos. Um dos méritos maiores desse trabalho é a proposição de uma classificação e uma nova terminologia para depósitos glaciogênicos subaquáticos, utilizando-se da terminologia existente para sedimentação glaciogênica, desenvolvida por glaciólogos, e da terminologia desenvolvida pelos sedimentologistas para sedimentos clásticos em ambiente subaquático. Esta classificação é esquematizada da seguinte forma:

Classificação e Terminologia para Depósitos Glaciogênicos Subaquáticos

Nessa classificação são anotadas as seguintes observações:

- Diamictito *undermelt* pode ser em parte *debris flow* pois o diamicton saturado de água pode fluir declive abaixo em resposta à ação da gravidade ou a esforços diferenciais.
- As flechas indicam fontes possíveis de vários fluxos glaciogênicos de gravidade. As flechas opostas indicam que certos depósitos como os ritmitos e varves podem resultar de uma combinação de processos.
- Todos os depósitos de fluxos glaciogênicos, fluído ou de gravidade, podem conter material proveniente de blocos de gelo flutuantes.

Embora a classificação acima proponha que os diamictitos *undermelt* sejam um produto de geleiras em avanço, sua deposição pode ocorrer durante o recuo do gelo.

Ainda neste trabalho, GRAVENOR et alii (1984) buscaram encontrar elementos comuns entre os exemplos por eles revisados, para construir associações de fácies indicativas dos vários ambientes sedimentares. A Figura 8 mostra o modelo de sedimentação glaciogênica subaquática apresentado por esses autores.

CAPÍTULO 5

DADOS OBTIDOS NO LEVANTAMENTO DE SUPERFÍCIE

1. INTRODUÇÃO

O estudo de fácies em secções de superfície só é possível através de uma caracterização detalhada de litologias, texturas, estruturas sedimentares e relações laterais e verticais dos corpos. Conseqüentemente, um trabalho desse tipo só trará resultados de alta confiabilidade quando da existência de boas e contínuas exposições que permitem uma avaliação pormenorizada das fácies e de sua disposição espacial. Ou seja, o grau de detalhe na caracterização das diferentes fácies é conseqüência direta da disponibilidade de boas exposições.

A complexidade assinalada durante décadas nos trabalhos que tratam dos sedimentos Itararé dizem respeito, certamente, à diversidade de ambientes sedimentares que atuaram à época de sua deposição — o ambiente glacial, por si só altamente complexo, associa-se a depósitos continentais fluviais, lacustres, eólicos e marinhos — e, naturalmente, são o reflexo da forma como foram (e ainda hoje o são, em alguns trabalhos) abordados esses sedimentos.

Os trabalhos mais antigos, e mesmo os relativamente recentes, preocupavam-se principalmente com sua subdivisão estratigráfica que, apesar dos envidados esforços, ainda permanece não conquistada na porção nordeste da Bacia do Paraná.

Somente nos últimos anos uma mudança vem ocorrendo no enfoque dado a esses sedimentos, fato que se deve à compreensão de que somente estudos voltados a decifrar a sua gênese e conseqüente interpretação ambiental podem solucionar o problema estratigráfico desta unidade. No entanto, trabalhos de superfície recentes (ROCHA-CAMPOS et alii, 1977; GRAVENOR & ROCHA-CAMPOS, 1983), embora preocupando-se com a gênese de sedimentos do Subgrupo Itararé, procuram apenas por suas feições glaciais e, o que torna ainda menos útil seu uso em interpretação ambiental e restringe drasticamente sua aplicabilidade a uma eventual subdivisão desta unidade, é que esses autores trabalham sobre dados isolados e esparsos, escolhendo alguns bons afloramentos (que permitam uma interpretação genética), porém sem nenhuma ligação física entre eles.

Inicialmente procedeu-se a um levantamento de todas as rodovias e estradas vicinais existentes na área de estudo, visando a escolha das secções mais apropriadas a essa pesquisa. Fato, aliás, extensivo a toda faixa de exposição do Itararé no Estado de São Paulo, não foram muitas as secções que satisfizeram as condições requeridas para o estudo faciológico. Felizmente, no entanto, apesar do número restrito de secções de boa qualidade na área, estas perfazem toda extensão dos sedimentos Itararé aí aflorantes, desde sua base, no contato com os arenitos da Formação Furnas, até seu topo, no contato com os siltitos e arenitos finos transgressivos da Formação Tatui.

As secções escolhidas, como pode ser visto na Figura 2, envolvem os trechos da rodovia SP-281, entre as cidades Itararé-Itaporanga e Itaporanga-Barão de Antonina, cortada por uma secção na entrada da localidade de Riversul (antiga Ribeirão Vermelho do Sul) e pelo trecho da rodovia SP-255, entre Itaporanga-Taquarituba, com

pletando-se com a secção que segue de Barão de Antonina até o topo da Serra dos Pais, no norte da área.

A secção principal, Itararé-Itaporanga-Barão de Antonina-Serra dos Pais, constitui uma secção maior, aproximadamente paralela ao declive deposicional, enquanto as secções Riversul e Itararé-Itaporanga são aproximadamente paralelas ao *strike* deposicional da bacia permocarbonífera, durante a deposição dos sedimentos Itararé.

Além do levantamento sistemático detalhado das exposições nestas secções, foi realizado um levantamento de todos melhores afloramentos existentes nas estradas secundárias da área. Em alguns casos, nos quais foi possível a construção de pequenas secções, estas foram correlacionadas à secção principal, permitindo um melhor entendimento do comportamento ambiental em área.

Para maior simplicidade de apresentação dos resultados de campo e para maior facilidade no entendimento da composição faciológica da secção principal, esta foi separada em três partes: uma basal, entre Itararé e Itaporanga, incluindo o trecho para Riversul, uma mediana, incluindo os trechos Itaporanga-Taquarituba e Itaporanga-Barão de Antonina, e uma no topo, entre Barão de Antonina e o topo da Serra dos Pais. Buscando simplificar a designação destas diferentes secções, estas serão doravante referidas, respectivamente, por secção Itararé-Itaporanga, secção Itaporanga-Taquarituba e secção Serra dos Pais.

A secção Itararé-Itaporanga, que envolve a maior espessura de sedimentos, apresenta excelentes exposições, especialmente próximo a sua base. Localmente, entretanto, a falta de boas exposições, dificulta o pleno entendimento de sua gênese.

A secção Itaporanga-Taquarituba apresenta, além de exce

lentes afloramentos, uma boa proximidade entre eles no trecho abor
dado, proporcionando uma alta confiabilidade nos resultados obti
dos.

A secção Serra dos Pais, por sua vez, apesar de envolver uma pequena espessura de sedimentos (da ordem de 140m) e de corresponder a uma estrada secundária onde os cortes são rasos (raramente chegando a 4m de altura), dada a continuidade de suas exposições, permite uma avaliação segura da gênese desses sedimentos.

Como é do conhecimento geral, a diversidade de litolo
gias associada à baixa continuidade lateral dos corpos rochosos no Itararé torna complexa a correlação mesmo entre secções relativamente próximas. Junta-se a isso o parco controle dos deslocamen
tos provocados por falhamentos na coluna sedimentar. Neste caso, en
tretanto, baseado nos alinhamentos identificados em mapeamento fo
togeológico preliminar, foi possível constatar-se a existência de diversos falhamentos e mesmo, em certos casos, o movimento relati
vo dos blocos falhados.

Outro aspecto a ser abordado diz respeito à defasagem tempo/espço, intrínseca a este tipo de levantamento. Os dados obtidos das secções de superfície são empilhados verticalmente, à se
melhança de dados extraídos de um poço. Estes dados, entretanto, não se referem a um único ponto (localidade geográfica), mas se es
palham por toda extensão de exposição dos sedimentos Itararé, desde sua base, a sul, até seu topo, a norte. Deriva de tal circunstân
cia que a história ambiental resultante desses dados não retrata a evolução ocorrida num único local, mas mostra esta evolução atra
vés do tempo, em áreas diferentes.

Apesar de tais aspectos negativos, o levantamento siste
mático detalhado de fácies em secções de rodovias constitui a forma

mais adequada e atual de estudo de superfície, senão a única a permitir a compreensão de tão intrincada história sedimentar. Obviamente, quando se dispõe de dados de subsuperfície, esses auxiliam grandemente a análise ambiental, em especial com relação a sua evolução, minimizando as possíveis falhas de dados de superfície. Por isso mesmo, dada a não existência de sondagens profundas na área enfocada, foram utilizados quatro poços existentes nas proximidades, tendo sido de grande valia na elucidação de sua história evolutiva e correlação estratigráfica. Estes dados serão tratados no próximo capítulo.

Finalizando, o presente capítulo apresenta, em três itens, os resultados obtidos nesse estudo para as secções Itararé-Itaporanga, Itaporanga-Taquarituba e Serra dos Pais, já com a distinção das diferentes fácies e sua interpretação ambiental.

Com o objetivo de melhor caracterizar o ambiente deposicional em pontos-chave dessas secções, algumas amostras foram analisadas quanto ao seu conteúdo em microfósseis calcários. Na maioria dos casos, entretanto, esses sedimentos se revelaram afossilíferos.

2. SECÇÃO ITARARÉ-ITAPORANGA

2.1. Principais Litologias

Na presente secção ocorrem diamictitos, arenitos desde finos até conglomeráticos, siltitos e lamitos, predominando, no entanto, os diamictitos (especialmente na base da secção) e os arenitos (Figura 9).

Os diamictitos exibem, via de regra, cores castanho-amariladas (intempérica), raramente apresentando sua cor original acin-

zentada. São algumas vezes ricos em seixos (até aproximadamente 20%), polimíctitos, comumente exibindo-se estriados e facetados, mas também arredondados e, noutras vezes, apresentam raros exemplares da fração cascalho maior que 4mm. Sua matriz pode ser silto-arenosa, com pequena porcentagem da fração argila e, como também é comum, podem mostrar uma matriz essencialmente lamítica. Quanto às estruturas sedimentares, estas são de difícil reconhecimento, sendo mais facilmente distinguidas, quando existentes, em exposições de grande porte. Certos corpos são maciços, outros exibem estratificações cruzadas acanaladas e tabulares grosseiramente desenvolvidas; outros apresentam incipiente desenvolvimento de bancos sub-paralelos, maciços; outros ainda ocorrem como camadas de espessura decimétrica, dispostas aleatoriamente em meio a laminitos.

Os arenitos são desde finos e muito finos, até médios e conglomeráticos predominando, entretanto, texturas finas a médias, relativamente bem selecionados a mal selecionados, limpos a lamíticos; podem ser subfeldspáticos e mesmo sublíticos, predominando, porém, os quartzosos. Quanto às estruturas sedimentares, as mais comuns são as estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, de porte variado; também importantes são as estratificações plano-paralelas e *ripple-drift cross-laminations*, estas em arenitos finos e muito finos; outros ainda, aparentam maciços. No geral constituem corpos relativamente espessos e homogêneos, mas também são frequentes formando pequenos canais dentro de diamictitos.

Quanto aos sedimentos finos, estes ocorrem em pequena porcentagem agrupando-se principalmente no topo e localmente na parte mediana da seqüência (Figura 9). Os siltitos transicionam a arenitos muito finos, silticos ou a lamitos. Esse conjunto pode ocorrer em corpos aparentemente maciços, às vezes cortados por diques

de arenitos. Em laminitos (*laminites*, conforme EDWARDS, 1978, p. 429), lamitos alternam-se com siltitos ou arenitos muito finos, silticos. Esses últimos podem ocorrer como camadas mais espessas (centimétricas), dispostas aleatoriamente dentro desses laminitos e exibindo *climbing ripples*.

2.2. Descrição das Fácies e Ambientes de Deposição

A análise sedimentológica desta secção, quanto às estruturas sedimentares e texturas dos corpos litológicos, suas relações de contato, quando possíveis de serem verificadas, e o contexto geológico no qual se inserem, permitiram a distinção de sete fácies sedimentares, além de outras duas que serão tratadas na secção Itaporanga-Taquarituba por serem nela melhor representadas.

Tais características, que definem as diferentes fácies genéticas e que serão a seguir descritas, basearam-se na observação e levantamento detalhado de todos afloramentos existentes ao longo da secção de rodovia SP-281 (Itararé-Itaporanga). Contudo, a maior parte das interpretações ambientais só foi possível graças à existência de exposições de grande porte, que permitiram uma boa avaliação dos dados de texturas e estruturas sedimentares e das relações entre corpos litológicos diferentes.

Fácies II-1

São arenitos esbranquiçados, friáveis, de granulação média a fina, média a grosseira (principalmente) e muito grosseira, de seleção regular a bem selecionados e subarredondados. Mineralogicamente são comumente subfeldspáticos a quartzosos.

Nas depressões de acanalamentos e formando os estratos

de diversas estratificações cruzadas, ocorrem arenitos conglomeráticos (Prancha 1A); os seixos são arredondados e subarredondados, de composição mineralógica variada (quartzo, granito, arenito, lamito, folhelho), embora predominem os quartzosos; os grânulos são subarredondados a subangulares, principalmente quartzosos e também fragmentos de feldspatos.

Quanto às estruturas sedimentares, exibem abundantes estratificações cruzadas acanaladas de médio (Prancha 1A) a grande porte, neste último caso de configuração suave, e tabulares (Prancha 1B). O rumo médio do mergulho dessas estruturas é $N40^{\circ}W$.

Esta fácies sobrepõe-se em contato erosivo aos arenitos da Formação Furnas (Grupo Paraná, D) e, como indica sua composição mineralógica, sua posição com relação a estes sedimentos e a extensão erosão sofrida pelos mesmos, é proveniente, em grande parte, de seu retrabalhamento.

Suas estruturas inferem condições de regime de fluxo inferior, por tração de carga grosseira de fundo: correspondem a depósitos de canais fluviais.

Dada a ausência de finos nos perfis levantados, a granulometria grosseira desses sedimentos (areias grosseiras e comumente conglomeráticas), a composição de estruturas sedimentares e a história tectônica da Bacia, acusando eventos epirogenéticos com a elevação da região entre os alinhamentos de São Jerônimo-Curiúva e Rio Alonzo e o abatimento na região do Alinhamento do Guapiara (Figura 3 de FERREIRA, 1982), favorecendo, portanto, declives acentuados no sítio deposicional de borda, conduzem à interpretação de um sistema de canais anastomosados, responsável pela deposição desses arenitos.

Fácies II-2

Podem ser agrupados sob a designação genérica de diamictitos. Numa descrição sedimentológica mais apurada, entretanto, são classificados como arenitos médios a muito grosseiros; a fração cascalho (10 a 20%) contendo desde grânulos até seixos grosseiros, de grande variabilidade litológica (quartzo, quartzito, granito, gnaiss, rochas básicas, arenitos, etc), em grande parte angulosos, facetados, às vezes estriados e também arredondados; a matriz perfazendo cerca de 10% da rocha, de composição essencialmente siltica ou lamítica. Para o topo, os diamictitos tornam-se mais arenosos, diminuindo a quantidade de matriz (arenitos diamícticos).

Quanto às estruturas sedimentares, esses diamictitos são em grande parte maciços. Na porção basal, as estruturas não são muito evidentes e, até mesmo, de difícil definição. No entanto, são aí distinguíveis estratificações cruzadas acanaladas (Prancha 1C,D) de médio porte e, localmente, acamamento (centimétrico) plano-paralelo. Alguns corpos de arenitos finos a médios, sob a forma de pequenos canais (Prancha 14A) de base erosiva (exibindo clastos do diamictito subjacente) e exibindo pequenas estratificações cruzadas (Prancha 2A), incorporam-se a estes diamictitos. Localmente, estruturas acanaladas de grande porte (Pranchas 1C e 14A; Figura 10A) são preenchidas por arenitos imaturos (textural e mineralogicamente), exibindo cruzadas acanaladas de pequeno porte (Prancha 1C).

Próximo ao topo, os arenitos diamícticos apresentam estratificações cruzadas melhor desenvolvidas, com tabulares de mé-dio porte e acanaladas de grande porte; intercalados nesses sedimentos podem ocorrer conglomerados e arenitos conglomeráticos com estratificações cruzadas (Prancha 2B).

Apesar das evidências de atuação de correntes, das as estruturas encontradas nesses diamictitos, estes sedimentos parecem não ter sofrido grande retrabalhamento, à exceção dos corpos de arenitos neles incorporados e que evidenciam uma boa selação. A maior porcentagem da fração fina (lama), na base, sugere alta quantidade de lammas no material original, proximidade da fonte e baixa capacidade de selecionamento das correntes que retrabalharam esses sedimentos, quase que garantidamente pelo excesso de carga sedimentar por elas carregadas.

A grande diversidade de litologias que compõem a fração cascalho (e mesmo a fração arenosa), a presença de inúmeros seixos estriados e facetados, a textura diamictica exibida por esses sedimentos, as relações entre os diferentes tipos litológicos e o contexto geológico em que se inserem esses sedimentos, levam à conclusão de um ambiente glacial para sua gênese.

Porções maciças nos diamictitos correspondem a depósitos glaciais (tilitos) não retrabalhados por correntes de *outwash*, podendo ser, em parte, tills de ablação superficial, tills de degelo relacionados ao derretimento de gelo subjacente, preservado por maior tempo graças à proteção de uma cobertura de detritos provenientes da ablação inicial e superficial da geleira, ou ainda tills de fluxo que escorregam de cristas da geleira.

Em partes de relevo relativamente suave da zona supraglacial, águas provenientes de ablação do gelo, efêmeras por sua própria natureza (devido a variações climáticas diurnas e sazonais), podem retrabalhar superficialmente os tills recém-depositados, incorporando rapidamente elevada carga sedimentar, o que reduz conside

ravelmente seu poder de selecionamento. Correntes deste tipo foram responsáveis pela deposição dos diamictitos e arenitos diamicticos com estruturas acanaladas anteriormente descritos.

Quanto aos corpos de arenitos finos com estratificações cruzadas, estes são o resultado do preenchimento de pequenos canais formados por correntes que percorrem os baixios entre as cristas supraglaciais, para onde escoam grande quantidade de águas de degelo, permitindo um razoável selecionamento do material original.

Devido à grande quantidade de água de degelo disponível e que satura os detritos supraglaciais durante a ablação, estes podem deslizar mesmo em inclinações suaves, à semelhança de fluxos de massa. Formam assim os tills de fluxo que, descendo das cristas da geleira para as partes baixas, freqüentemente recobrem sedimentos de *outwash* e podem ser retrabalhados pela correnteza. Se a corrente for insuficiente para tanto, o till de fluxo aí se acumula. Esta é a gênese das camadas delgadas de diamictitos dispostas plano-paralelamente e suavemente inclinadas.

Embora não tenham sido identificados sedimentos com as características de tills subglaciais (*lodgement tills*) nesses depósitos, é provável que estes ocorram na base da seqüência.

Para o topo, a diminuição da fração fina e as estruturas sedimentares aí encontradas denotam um maior e melhor retrabalhamento do material original. Tal situação parece refletir o afastamento gradual do glaciar e um maior fornecimento de águas de degelo, permitindo a formação de correntes mais competentes.

Outras feições que podem ocorrer nesses sedimentos são deformações devidas ao degelo gradual de blocos de gelo soterrados (que podem persistir por longo tempo após a retração do glaciar), pois que ocasionam a acomodação das camadas superiores, comumente

originando falhas e dobramentos nesses sedimentos. Apenas localmente, na base desta fácies, foram identificados pequenos falhamentos atribuíveis a tal tipo de deformação: como cortam aí sedimentos muito homogêneos, a constatação da deformação é bastante dificultada. No topo da secção, pequenos corpos de arenitos inclusos nos diamictitos apresentam-se deformados (Prancha 3A), fato atribuível ao derretimento de blocos de *buried-ice*.

Um outro aspecto a ser comentado diz respeito à espessura desses sedimentos (maior que 10m em um único afloramento), denotando um longo período de estabilização do glacial e possibilitando assim o transporte de grande quantidade de sedimentos para o mesmo local.

Concluindo, os sedimentos desta fácies certamente não correspondem à simples deposição de *ground moraines*, como admitido por FRAKES & CROWELL (1969, p. 1030).

O topo da fácies II-2 é caracterizado por uma delgada camada, de espessura irregular (variando entre 5 e 30cm), composta por lamitos arenosos com pequena porcentagem de seixos, parecendo constituir um paleosolo, muito embora não tenham sido encontradas evidências cabais para tal interpretação; seu contato (Prancha 14B) com os diamictitos suprajacentes é erosivo.

Fácies II-3

São genericamente designados por diamictitos, mas diferem substancialmente dos diamictitos da fácies II-2 por seu maior conteúdo em matriz e menor quantidade de seixos. Numa descrição de campo, são arenitos com granulação predominante variando de média a grosseira, contendo grânulos e seixos finos (cerca de 5%), poli-

mícticos, subangulosos a subarredondados, de matriz composta essencialmente por silte e areia muito fina (cerca de 10% a 15%) e argila subordinada.

Quanto às estruturas sedimentares, aparentemente são sedimentos maciços, localmente dispostos em camadas (decimétricas) subparalelas, de conformação pouco regular.

Localmente apresentam corpos isolados de conglomerados, arenitos conglomeráticos e/ou arenitos finos a médios, estes exibindo estratificações cruzadas: são feições pequenas, algumas vezes de forma irregular e noutras vezes sob a forma de pequenos canais (Prancha 14B).

Ocorrem também corpos métricos (espessura máxima medida = 4m) de arenitos principalmente finos e finos a médios, regularmente selecionados, com pequenas estratificações cruzadas. Localmente mostram formas irregulares graças à injeção de diamictitos inferiores (Prancha 15; Figura 11).

Esse conjunto pode ocorrer associado a sedimentos finos, laminitos submilimétricos, folhelhóides, formando camadas decimétricas separadas por intercalações (centimétricas a decimétricas) de arenitos muito finos, silticos, estes sem estruturas evidentes. Como pode ser visto na Prancha 15 e Figura 11, estes sedimentos podem aparecer deformados por falhamento.

Os diamictitos, por sua matriz mais fina e ausência de estruturas, parecem não ter sido submetidos à ação de correntes de *outwash*, à exceção dos corpos de arenitos neles incorporados. Provavelmente constituem deposição em zona supraglacial marginal, onde pode haver a formação de correntes de degelo, desde pouco expressivas, provavelmente no início da retração da geleira, até correntes fortes que descem para a zona proglacial, indo alimentar as corren

tes fluviais na planície de lavagem. São comuns aí tills de degelo supraglacial e tills de fluxo, além do represamento de pequenos corpos d'água (*ponded waters*), onde são depositados sedimentos finos.

Todas essas feições são aí efêmeras, sendo que um mesmo local pode ser ocupado sucessivamente por uma corrente de *outwash*, por um lago, por um till de fluxo ou de degelo, ou ser cavalgado pelo gelo que pode ocasionar falhamentos e dobramentos nos sedimentos subjacentes, ou depositar aí sua carga sedimentar (que pode ser posteriormente retrabalhada), ou ainda, por seu peso, desequilibrar os sedimentos sotopostos, podendo ocasionar deformações hidroplásticas.

O contato com a fácies II-2, como visto no item anterior, é erosivo e parece incluir delgado nível de paleosolo no diamictito sotoposto. Embora sem evidências físicas diretas de um novo avanço do gelo, é certo que este ocorreu: o contato em si reflete um estágio de erosão e um hiato na deposição, além do que os caracteres texturais e de estruturas sedimentares dos dois diamictitos são substancialmente diferentes.

Os diamictitos da fácies II-3 (Prancha 14B) exibem pequenos corpos de conglomerados e arenitos conglomeráticos formados em ambiente supraglacial marginal, onde correntes de água de degelo, cortando tills, depositaram esses sedimentos grosseiros, sendo posteriormente recobertos por tills de ablação e de fluxo.

A figura 13A mostra o perfil de uma faixa de exposições da fácies II-3, revelando uma situação complexa onde, na base, encontram-se arenitos finos com pequenas estratificações cruzadas, deformados por injeções de diamictitos de matriz siltica. O contato superior desses arenitos é localmente erosivo, sendo recoberto ir

regularmente por delgada camada de arenitos conglomeráticos que apresentam incipiente desenvolvimento de estratificações acanaladas; acima ocorre delgada camada de arenitos com laminações irregulares e clastos de folhelhos. Sobrepostos diretamente aos arenitos finos e aos arenitos conglomeráticos ocorrem diamictitos como descritos inicialmente. Acima, em contato abrupto (não-erosivo) e lateralmente, por contato de falha, ocorrem laminitos com intercalações de arenitos muito finos, silticos. A análise de microfósseis calcários nesses laminitos revelou a presença de fragmentos calcários não identificados e fragmentos de ostracodes de água doce. Esses sedimentos finos aparecem localmente em posição subvertical (Plancha 15; Figura 11), mas passam rapidamente na lateral para uma posição subhorizontal; além disso, tal posição anômala não tem continuidade para baixo, o que implica em fenômeno não tectônico, ocorrido quando os sedimentos já estavam parcialmente consolidados. Esses sedimentos finos são sobrepostos por diamictitos como os descritos anteriormente que, por sua vez, sotopõem-se a uma espessa (aproximadamente 3m) lente de arenitos finos com cruzadas de pequeno porte.

Tal registro, rico em detalhes, parece refletir vários nuances de um ambiente supraglacial marginal a *ice-contact* proximal. Segundo diversos autores (FLINT, 1971; EDWARDS, 1978; BOULTON & DEYNOUX, 1981), essa porção do ambiente glacial é caracterizada por grande variabilidade na textura e a lenticularidade de unidades sedimentares, feições estas significativamente presentes neste exemplo.

Os arenitos finos da base, carregados por correntes de água de degelo, foram depositados em baixios entre morenas supraglaciais, mantidas elevadas por cristas de gelo estagnante subja-

cente. Correntes de lavagem mais caudalosas podem erodir localmente a superfície desses arenitos recém-depositados, deixando depósitos mais grosseiros. Acima, são comuns tills de fluxo e de degelo que descem das cristas adjacentes, graças à ablação da geleira. Sobrepostos aos arenitos ocorrem tills de fluxo e de degelo, normalmente saturados em água; adjacientemente, o degelo de blocos de gelo adiciona *meltout tills* aos já existentes.

Embora o derretimento do gelo soterrado sob esses depósitos de till e *outwash* superficiais possa ser bastante lento ou mesmo praticamente nulo por um determinado período, quando ocorre seu progressivo degelo as bandas de detritos anteriormente congeladas originam tills de degelo saturados em água; graças à retirada do gelo subjacente, ocorre o colapso dos sedimentos sobrepostos. Esse processo, quando relativamente rápido ou quando envolvendo grande peso de sedimentos supracjacentes, pode ocasionar a deformação hidroplástica dos tills de degelo subjacentes, com o relativo aprofundamento dos sedimentos superiores.

O represamento de corpos d'água de degelo na zona supraglacial marginal ou de *ice-contact*, formando pequenos lagos, propiciou a deposição de sedimentos finos. Nos laminitos, as alternâncias silte-lama são tão delgadas (submilimétricas, às vezes mesmo difíceis de serem diagnosticadas, assemelhando-se a folhelhos) que parecem refletir variações menores que as sazonais em termos de intervalo de tempo, podendo mesmo corresponder a variações diurnas no suprimento detrítico. Neste caso, as camadas de arenitos muito finos, silticos, intercaladas nos laminitos, poderiam constituir a sedimentação de verão, enquanto os laminitos seriam depositados principalmente no inverno. Blocos localizados de gelo soterrado, ainda aí preservados mesmo após o recuo do gelo, ocasionaram as deformações (falhamento e mudança da posição original dos sedi

mentos) registradas nesses depósitos lacustres. Acima, repete-se a sedimentação de tills supraglaciais, novamente superpostos por arenitos finos depositados a partir de correntes de degelo.

A ocorrência desses diferentes níveis de diamictitos poderia, à primeira vista, ser interpretada como diferentes fases de avanço e recuo do gelo. No entanto, como já demonstrado por BOULTON (1968; 1972), seqüências múltiplas de tills e depósitos de *outwash* podem ser formados durante uma única fase de avanço e recuo do glaciador.

As zonas supraglacial marginal e proglacial de *ice-contact* constituem zonas do ambiente glacial muito próximas e, por isso mesmo, com subambientes que se superpõem. No geral, apresentam fácies tão similares que se torna difícil sua distinção, motivo pelo qual certos autores tratam estas zonas conjuntamente. Assim, o predomínio da sedimentação de uma ou outra zona (seus processos e subambientes característicos) pode ser temporário.

Fácies II-4, II-5, II-6 e II-7

No topo do terço inferior e base do terço médio da seção ora analisada (Figura 9) ocorrem diversas exposições, verticalmente próximas, porém pouco expressivas em termos de espessura. Tal fato, associado ao obliterante intemperismo (principalmente químico e biológico) que afeta profundamente as feições originais do sedimento em nossas condições climáticas, dificultam sobremaneira a interpretação ambiental.

Apesar desses fatores negativos, algumas conclusões podem ser tiradas quanto à gênese desses sedimentos.

Podem ser identificadas quatro fácies neste intervalo estratigráfico; ocorrem associadas, compondo uma situação ambien

tal com algumas peculiaridades, como se verá adiante.

Fácies II-4

Esta fácies também pode ser enquadrada dentro da classificação de diamictitos. São relativamente pobres em seixos (menor que 5%), constituindo arenitos mal selecionados, com grande porcentagem de matriz (cerca de 10%), composta essencialmente por lamaz e areias muito finas; localmente podem conter maior quantidade de matriz (cerca de 20%).

Fácies II-5

São arenitos regular a mal selecionados, podendo ocorrer termos médios ou finos, comumente subangulares a subarredondados, mineralogicamente quartzosos a subfeldspáticos. Exibem, no geral, granodecrescência ascendente, de tal forma que arenitos médios ou médios a finos, passam a fino no topo.

Quanto às estruturas sedimentares, são comuns, porém pouco nítidas. Localmente podem ser prontamente identificadas; boa parte, entretanto, remanesce aparentemente maciça; outras, ainda, revelam apenas incipiente estruturação. São comuns *troughs* rasos e de grande porte, cuja suavidade faz com que se assemelhem, localmente, a estratos plano-paralelos; mais restritamente ocorrem pequenos *festoons*. Noutro caso, onde a fácies II-5 se sobrepõe em contato erosional a sedimentos da fácies II-7, encontram-se estratificações cruzadas tabulares na base e *climbings* acima, em arenitos finos.

Fácies II-6

Esta fácies é composta por sedimentos finos, predominantemente siltitos, arenitos muito finos, silticos, e lamitos, que se compõem de diversas maneiras.

Podem ocorrer sob a forma de laminitos compostos por uma alternância rítmica de arenitos muito finos, siltosos (brancos) e lamitos (cinza-escuro), com grânulos e seixos finos deformando as lâminas (*dropstones*). O exame macroscópico em secções nestes sedimentos revela contatos bruscos, não-gradacionais, entre as lâminas. Pequenas irregularidades na base das lâminas grosseiras são o reflexo da sobrecarga (*loadcasts*) sobre os lamitos.

Podem ser lamitos, localmente aparentemente laminados, contendo lâminas irregulares de areias esparsas no sedimento, além de raros seixos finos e grânulos provenientes do degelo de *icebergs* sobre o lago.

Podem ocorrer como camadas ou lentes delgadas (centimétricas a decimétricas) ou mesmo como camadas mais espessas de siltitos e arenitos muito finos, silticos, com *climbing ripples* (Prancha 3B) e *ripple-drifts*; podem intercalar-se com os laminitos.

Associado a esses sedimentos finos podem ocorrer camadas ou lentes delgadas (Figura 10B) de diamictitos maciços (lamitos areno-conglomeráticos ou arenitos conglomeráticos, lamíticos).

A análise paleontológica para microorganismos calcários, em amostras desses sedimentos, não apresentou conteúdo fossilífero.

Fácies II-7

De ocorrência subordinada na secção, os arenitos desta

fácies caracterizam-se por uma textura diamíctica, compondo-se por areias grosseiras, mal selecionadas, grânulos em abundância, raros seixos finos, normalmente arredondados e matriz subordinada de siltes e areias muito finas. Exibem estratificações cruzadas acanala das e tabulares, em grande parte de difícil observação.

Interpretação Ambiental

para as Fácies II-4, II-5, II-6 e II-7

O conjunto de litofácies descrito para a fácies II-6 é típico de sedimentação em fundo de lagos glaciais, seja na planície de *outwash*, seja na zona supraglacial. Os laminitos anteriormente descritos são característicos de porções distais nesses lagos e exibem grânulos e seixos "pingados" atestando a presença de blocos de gelo flutuantes. Quanto à periodicidade dos ritmos, se anuais ou não, é difícil decidir. A literatura específica sobre o assunto também se acautela nesse tipo de definição, uma vez que é de amplo conhecimento que variações outras (flutuações diurnas na descarga de águas de degelo; mudanças na posição de lobos deltaicos principais no lago), que não unicamente as sazonais, podem influir nesta ritmicidade. Sendo ou não verdadeiros varvitos, os ritmos refletem basicamente variações no suprimento detrítico. O suprimento mais grosseiro, de densidade maior que a do meio receptor (corpo d'água lacustre), flui como correntes túrbidas de fundo, chamadas *underflow* por GUSTAVSON (1975). O material mais fino, normalmente menos denso que a água do lago, penetra-o como um *overflow*, permanecendo por longo período em suspensão na coluna d'água.

Variações, diurnas e sazonais, que aumentem consideravelmente o suprimento, ou o rápido avanço do lobo deltáico, podem

ocasionar a deposição de camadas ou lentes delgadas (Figura 10B) de siltitos e arenitos muito finos com *climbings* e *ripple-drifts*, interrompendo a sedimentação dos laminitos no local. O processo responsável pelo transporte e deposição desses sedimentos é o mesmo admitido para as lâminas claras dos ritmitos: *underflows*. Em condições de variações ainda mais drásticas no suprimento ou na progradação dos lobos (que podem estar ligadas ao simples fornecimento de carga sedimentar pela corrente fluvial ou, mais complexamente, ligadas a variações nos ajustes isostático e eustático em períodos interglaciais ou interestaduais), ou ainda mais remotamente, graças a movimentos tectônicos de pequena monta, fluxos de massa (*debris flows*) podem atingir porções distais nesses lagos, depositando corpos de diamictitos.

A fácies II-7, dadas as suas características texturais e de estruturas sedimentares, é interpretada como depositada por canais anastomosados de planície de *outwash*.

A fácies II-5, por sua vez, foi depositada por canais fluviais mais distais na zona proglacial, provavelmente associado à planície deltaica de deltas lacustrinos ou mesmo na costa marinha.

Por outro lado, parece lógico que depósitos glaciais, depositados anteriormente, não tenham sido totalmente retrabalhados pelas correntes flúvio-glaciais sobre eles instaladas. Os diamictitos da fácies II-4 representam o registro do avanço glacial dessa sedimentação.

Esse conjunto constitui, portanto, uma associação de zona proglacial de *outwash*, onde sedimentos fluviais, lacustrinos e deltaicos se intercalam. Obviamente, faltam aí os termos interme

diários entre as fácies identificadas, o que é perfeitamente compreensível, haja visto a descontinuidade nas exposições.

Observando-se o perfil da Figura 9 no intervalo representado pelas fácies II-4, II-5, II-6 e II-7, nota-se a ocorrência de sequências de *coarsening-upward*, cuja repetição fomenta a concepção de que fenômenos cíclicos ocorreram na história deposicional desses sedimentos. Esses possíveis ciclos sugerem períodos de avanço do gelo, responsáveis pela gradual granocrescência nos sedimentos.

Embora mesmo as porções mais distais da planície de *outwash* sejam afetadas pelas fases de avanço e recuo de glaciares, a interpretação acima carece de dados mais concretos. Isso porque tal ciclicidade pode ser o resultado de alterações ocorridas no próprio ambiente deposicional, sem a influência de fatores externos. Assim é que, por exemplo, a ciclicidade em sedimentos deltaicos pode ser gerada unicamente por modificações na posição do distributário principal, ocasionando o abandono do lobo principal e sua construção em novo local. No entanto, dada a intermitência reconhecida dos eventos deposicionais em áreas afetadas por glaciações e a espessura desses sedimentos (cerca de 170m), torna-se mais plausível a hipótese aventada anteriormente, relativa a fases glaciais e interglaciais.

2.3. Secção Riversul

A secção Riversul constitui uma curta secção transver-sal à Itararé-Itaporanga, onde ocorrem excelentes exposições de arenitos finos e muito finos, de características bastante peculiares,

como será visto adiante.

Embora esses arenitos constituam a litologia dominante na secção, ocorrem também arenitos de textura diamíctica, arenitos conglomeráticos e conglomerados, subordinadamente, além de ritmitos compostos por alternâncias de folhelho e diamictito.

A análise faciológica destes sedimentos permitiu o reconhecimento de três fácies principais e que serão descritas a seguir.

As Pranchas 16 a 20 correspondem a trechos da secção Riversul; a Figura 12 mostra grande parte desta secção.

Fácies R-1

Esta fácies é composta por intercalações plano-paralelas, decimétricas (Prancha 16A), de ritmitos com predomínio da fração grosseira (R-1a) e ritmitos com predomínio de finos (R-1b).

Os ritmitos R-1a (Prancha 3C) são compostos por alternâncias de diamictitos (arenitos lamítico-conglomeráticos), de espessura milimétrica a centimétrica, com lâminas de lamitos cinza. Formam ritmos com contatos bruscos, nítidos. Seixos de granitos, chert, quartzo, arenitos e de líticos de alto grau de metamorfismo estão presentes nesses sedimentos, muitos deles constituindo seixos "pingados", não restritos apenas às intercalações diamícticas e, no geral, deformando as lâminas rítmicas; são, no geral, angulosos e facetados, ocorrendo também arredondados. Fragmentos de folhelhos ocorrem em abundância nos diamictitos, como resultado da erosão das lâminas lamíticas. Estas lâminas são no geral maciças, mas podem exibir incipiente laminação muito fina; poucos grãos de areia podem ocorrer nesses lamitos.

Na fácies R-1b predominam as lâminas de lamitos cinza que se alternam com lâminas de arenitos ou de diamictitos. As demais peculiaridades são as mesmas já descritas para R-1a.

Os sedimentos da fácies R-1 são sedimentos várvidos, no sentido de que podem ser depósitos formados por influência sazonal, em que as lâminas diamícticas foram formadas por fluxos densos o suficiente para manter os clastos durante transporte, provavelmente em períodos de maior suprimento detrítico (verão glacial), enquanto as lâminas lamíticas formaram-se durante períodos de quiescência. Além disso, a nítida separação entre as lâminas grosseira e fina atesta a drástica alternância no suprimento ocorrida periodicamente. Os fragmentos de lamitos nos diamictitos são consequência do poder erosivo do fluxo transportador desses sedimentos. O processo gerador das lâminas diamícticas pode ser descrito como um fluxo de características intermediárias entre *debris flow* e correntes de turbidez, apresentando turbulência suficiente para erodir o substrato. Fluxos deste tipo são designados por *glaciogenic slurry flows* por GRAVENOR et alii (1984).

A presença de seixos "pingados" — extrabasinais, não restritos aos diamictitos e deformando as lâminas rítmicas — evidenciam a presença de *icebergs* sobre a lâmina d'água que, durante o degelo, liberam os clastos neles retidos. As partículas arenosas encontradas nas lâminas lamíticas podem ter sua origem ligada ao afundamento do material grosseiro existente nas lâminas diamícticas, enquanto as lamitas estão ainda inconsolidadas.

A variação de composição nos ritmitos, refletida nas alternâncias de bancos (decimétricos) onde predominam os diamictitos e bancos onde predominam os lamitos, pode ser interpretada como resultante de períodos de menor ou maior austeridade no regime gla-

cial.

A inexistência de dados paleontológicos específicos para os sedimentos desta fácies e mesmo para os depósitos adjacentes dificulta sobremaneira sua identificação ambiental. Dessa forma, os sedimentos da fácies R-1 são interpretados baseado principalmente em suas características internas, cujas peculiaridades podem dar uma boa indicação do ambiente, e também no contexto evolutivo em que estão inseridos.

A perfeita ritmicidade nos sedimentos da fácies R-1 e os contatos abruptos entre as lâminas finas e grosseiras evidenciam processos distintos relacionados a sua deposição: os diamictitos são formados por fluxos *slurry* e sobrepostos por material fino de suspensão, que se deposita em épocas de quietude na coluna d'água. Tais feições são típicas da sedimentação em ambiente lacustre, uma vez que os sedimentos finos em ambiente marinho, embora a deposição aí também sofra um controle sazonal, têm um curto tempo de permanência na coluna d'água, inibindo o aparecimento de ritmos como os descritos.

A fácies R-1 situa-se logo abaixo dos sedimentos das fácies R-2 e R-3 na secção Riversul, sem contato físico exposto, o que dificulta o entendimento de sua relação com os sedimentos superiores. Além disso, a existência de um alinhamento estrutural de plano de falha entre essas fácies (Figura 3), embora de rejeito desconhecido, pressupõe um desvinculamento entre a gênese das mesmas.

Fácies R-2 e R-3

As fácies R-2 e R-3, dadas suas íntimas relações de gênese, serão interpretadas em conjunto. A Figura 13B apresenta o

perfil esquemático referente a estas fácies, conforme sucessão observada na secção da Figura 12.

Fácies R-2

São arenitos muito finos a finos, cinza-claros, contendo menos de 10% de areias grosseiras, grânulos e seixos finos, subangulares a subarredondados, por vezes facetados, de composição litológica variada. Níveis delgados (centimétricos) de siltitos cinza-escuro são pouco freqüentes, apresentando-se erodidos e formando *ripup clasts*.

Esses sedimentos apresentam-se maciços (Prancha 4A) ou formando camadas (centimétricas) de espessura irregular (Prancha 4C) ou mesmo deformados (Prancha 4B). Tais deformações são o resultado de processos de *slump* sofridos por esses sedimentos que se apresentam dobrados, como pode ser visto na Prancha 16B. Diques clásticos também ocorrem nesses sedimentos (Prancha 4B).

Localmente, associam-se a esses arenitos R-2 corpos irregulares de conglomerados e arenitos conglomeráticos, geralmente bastante inclinados (cerca de 30° de mergulho) (Pranchas 4C, 5A e 17).

Esses conglomerados exibem matriz arenosa, com seixos desde finos (predominantemente) a grosseiros, subangulares a subarredondados (raros facetados), de composição polimíctica (granitos, cherts, gnaisses, quartzitos, rochas máficas, arenitos), apresentando também clastos intrabasinais de arenitos e diamictitos. A Prancha 5A exhibe um clasto de diamictito de cerca de 50/20 cm de secção e um de arenito fino de cerca de 20/15 cm de secção.

Fácies R-3

A fácies R-3 é composta por corpos métricos de arenitos esbranquiçados, predominantemente finos, finos a muito finos e finos a médios (mais raramente), bem selecionados, que se dispõem a proximadamente paralelos (Figura 12) e com suave inclinação (aproximadamente 3°) para N-NW.

Esses arenitos podem ocorrer em camadas principalmente decimétricas, variando porém desde centimétricas (Pranchas 18 e 19A, B), exibindo estratificações e lâminas espessas, plano-paralelas, localmente bem desenvolvidas (Pranchas 5B e 18), mas em muitos casos incipiente ou mesmo aparentemente maciças ao exame macroscópico (Prancha 19A, B). Embora em alguns casos essas estratificações possam ser seguidas lateralmente por vários metros no afloramento, o exame de secções polidas revela inúmeras pequenas irregularidades nessas camadas, como pequenas escavações por corrente, formando localmente *flute marks*, e suaves inclinações de lâminas. São comuns gradação normal e inversa-normal nestas lâminas. Localmente, laminações ou estratificações delgadas, onduladas, formando *ripple-drifts* podem ocorrer. A associação dessas estruturas mostra freqüentemente ciclos Ta,b, Ta,b,c e Tb,c de Bouma.

Como pode ser visto na Prancha 18, as camadas de arenito podem aparecer suavemente onduladas ou mesmo truncadas por escavações de pequeno porte, fato este pouco comum nesses sedimentos.

Bastante comum é a ocorrência de camadas centimétricas a decimétricas, que se adelgaçam lateralmente, podendo mesmo desaparecer e mostrando formas e dimensões variadas (Prancha 20A, B); são maciças e não exibem gradação. Em cortes aproximadamente longitudinais (NW-SE) exibem formas sigmóides (Prancha 20A); cortes

transversais podem tomar formas de lentes alongadas (Prancha 20B), quando de dimensões de vários metros.

Lâminas de folhelhos são raríssimas entre as camadas de arenito. Mais localizadamente podem ocorrer corpos de arenitos finos a muito finos exibindo estruturas tipo *climbings-ripples* e *ripple-drifts* (Prancha 5C); podem mostrar, ainda, delgadas intercalações em que arenitos em gradação se alternam com arenitos e siltitos interlaminados e com arenitos ou siltitos com laminações cruzadas (Prancha 5D).

Interpretação Ambiental das Fácies R-2 e R-3

A associação de estruturas sedimentares encontradas nos depósitos da fácies R-3 e sua textura fina, relativamente homogênea e bem selecionada, acusam processos de correntes de turbidez como os responsáveis por sua gênese.

A caracterização textural e a dominância de laminações plano-paralelas e de partes maciças nesses arenitos coincidem com a descrição da fácies turbidítica B2 de MUTTI & RICCI-LUCCHI (1972), conforme modificações incorporadas por WALKER & MUTTI (1973, Fácies B2) e SIEMERS & TILLMAN (1981, Fácies B). Tanto laminações cruzadas, quanto marcas de escavação por correntes e turboglifos, como observados, podem ocorrer nesta fácies. Outras feições diagnósticas também identificadas nesses sedimentos são: razão areia/folhelho elevada, pois que sucessivas camadas de arenito justapõem-se sem intercalações de folhelhos (arenitos "amalgamados"), e tendência a irregularidade na espessura das camadas.

RAVENNE & BEGHIN (1983), num trabalho experimental sobre depósitos (arranjo e composição de seus diversos elementos) forma-

dos por correntes de turbidez, associam as fácies B1 e B2 de MUTTI & RICCI-LUCCHI (1972) à parte terminal da unidade por eles denominada *barre massive*, mais especificamente aos níveis de estruturas de escape de água e formas de progradação. Estas últimas compõem a parte superior da "barra maciça" e são interpretadas como resultantes de um fenômeno de progradação observado na fase (experimental) de desaceleração da corrente de turbidez, quando se defronta com uma superfície de inclinação aproximadamente nula. As formas resultantes de tal progradação, com dimensões variando entre poucos decímetros a vários metros, são chamadas por RAVENNE e BEGHIN (1983) de *stratifications obliques* e correspondem às estruturas sigmoides anteriormente referidas para a fácies R-3.

Postas tais correlações, a aplicação dos modelos de ampla aceitação como os de MUTTI & RICCI-LUCCHI (1972) ou de NORMARK (1978) para leques submarinos, no entanto, seria pouco provável para estes sedimentos.

O estudo de fácies turbidíticas tem sido, via de regra, relacionado a condições de águas profundas, especialmente na composição de modelos para leques submarinos, adjacentes ao talude continental. No contexto de mares intracratônicos, entretanto, as águas são pouco profundas e inexistem taludes de grande porte. Tais condições, por sua vez, não são restritivas à deposição de turbiditos, mas não condizem com o desenvolvimento de leques submarinos como os descritos modernamente.

É de conhecimento difundido que os processos de correntes de turbidez não se restringem a águas profundas, podendo ocorrer em águas relativamente rasas, mesmo sem vinculação com declives acentuados. Esses depósitos, em inúmeras situações, podem mostrar espessura e extensão significativas no registro sedimentar.

Depósitos peculiares, formados por eventos turbulentos em águas ra sas, do tipo "tempestitos" e "inunditos clássicos", são descritos por DELLA FÁVERA (1984).

Com base na situação ambiental interpretada para os de pósitos precursores à secção Riversul na coluna sedimentar (fácies de planície de *outwash* próxima a costa), é de se esperar a ocor rência de sedimentos litorâneos, plataformais, de águas relativamente rasas, como a situação mais provável para sua deposição.

Entendendo-se a sedimentação Riversul como o registro de um marcante período interglacial, com o fornecimento de grandes volumes de águas de degelo e alto suprimento detrítico à bacia ma rinha, via canais fluviais de *outwash*, pode se visualizar a cria ção de condições de baixa salinidade em áreas, protegidas da costa, onde as correntes de *outwash* penetrariam como fluxos do tipo hiper pic nal (fluxos muito densos). Dessa forma, grande parte da carga trazida à costa seria transportada em correntes de turbidez (junto ao fundo) para porções mais distais, onde se acumulariam. Neste ca so, os depósitos resultantes apresentam grande semelhança com tur biditos de leques submarinhos, sendo possível caracterizar-se as mesmas fácies e modelos empregados para esses leques.

Modelos semelhantes, porém em situações ambientais di versas, são descritos por BELTRAMI & DELLA FÁVERA (1977), DELLA FÁ VERA & ULIANA (1979) e DELLA FÁVERA (1980) e designados por depôsi tos de frente deltaica do tipo *flysch* (*flysch-like delta front*).

Os sedimentos da fácies R-3 são, pois, formados pela de posição de correntes de turbidez em frente deltaica do tipo *flysch*. Os depósitos da fácies R-2, associados, devem-se provavelmente a períodos de maior suprimento, que ocasionaram situações de instabi l

lidade na sedimentação, provocando a liquefação e escorregamento de grandes massas de sedimentos recém-depositados. Estes depósitos parecem corresponder a fácies mais proximais, provavelmente em relevo relativamente mais acentuado. Aí, fluxos de gravidade, originados em posições mais costeiras e transportando clastos extra e intrabasinais, introduziram corpos conglomeráticos junto à fácies R-3.

Na análise de microfósseis calcários em amostras das fácies R-2 e R-3 não foi registrada presença de fósseis, à exceção de uma amostra da fácies R-2, onde foram encontrados fragmentos de prováveis espículas de esponjas, sem nenhuma indicação ambiental. No entanto, as condições de formação desses sedimentos, abaixo do nível de ação das ondas, não se ajustam à deposição em ambiente lacustrino de fundo, pois que aí é freqüente o predomínio de sedimentos finos (folhelhos). Além disso, a espessura (cerca de 70m) desses arenitos reflete a possança de ambientes marinhos.

3. SECÇÃO ITAPORANGA-TAQUARITUBA

Serão aqui descritas as fácies diagnosticadas nos afloramentos existentes principalmente nas proximidades de Itaporanga, na rodovia SP-255, que liga esta cidade a Taquarituba. Além destes, alguns afloramentos do topo da secção Itararé-Itaporanga e da antiga estrada Itaporanga-Taquarituba são aqui incorporados por apresentarem fácies correspondentes ao mesmo sistema deposicional definido para a secção (Figura 2).

Serão também aqui abordados os sedimentos que compõem uma pequena secção ao longo da rodovia SP-281, entre Itaporanga e Barão de Antonina, que se posicionam logo acima dos sedimentos da secção Itaporanga-Taquarituba.

3.1. Principais Litologias

Constituem desde sedimentos muito finos, tal como folhelhos e lamitos, passando por arenitos de texturas diversas, até conglomerados.

Os arenitos são as litologias que predominam, compondo aproximadamente 65% da secção. Podem ser arenitos finos e finos a médios, limpos, quartzosos, com laminações cruzadas tipo *ripple-drift*, às vezes aparentemente maciços ou com estratificações plano-paralelas, constituindo camadas (centimétrica até pouco mais de 1m de espessura) que se interdigitam com folhelhos e lamitos. Podem ser arenitos médios e médios a finos, relativamente limpos, quartzosos, exibindo laminações cruzadas, *sets* de *ripple-drifts*, estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte e, localmente, cruzadas de baixo ângulo, compondo corpos espessos de até algumas dezenas de metros. Podem ser arenitos médios a finos, quartzosos a subfeldspáticos, geralmente mal selecionados, com pequena porcentagem de matriz siltica, compondo normalmente ciclos de *fining upward* e apresentando estratificações acanaladas de pequeno e médio porte, localmente abundantes cruzadas tabulares. São comuns *channel-ings* nesses sedimentos, parecendo constituir feições erosionais associadas a escorregamentos gravitacionais. Arenitos médios a grossos, imaturos textural e mineralogicamente, com grânulos ou mesmo conglomerático, são de ocorrência restrita.

Quanto aos diamictitos, estes são praticamente ausentes na secção, à exceção de certos lamitos pouco arenosos, algumas poucas ocorrências de lamitos areno-conglomeráticos e arenitos imaturos, com matriz siltosa a lamítica e seixos esparsos, configurando texturas diamícticas.

Os sedimentos finos, incluindo principalmente lamitos, siltitos e arenitos muito finos, siltosos, assim como folhelhos, ritmitos (laminitos) e lamitos arenosos, constituem cerca de 30% da secção. São em geral bioturbados e apresentam localmente seixos "pingados". Quanto às estruturas sedimentares, estas são em grande parte obliteradas pelo intemperismo e/ou pela bioturbação (pene contemporânea ou mesmo atual) que afetam esses sedimentos; mais restritos ocorrem laminitos plano-paralelos a ondulados tipo *climbing-ripples* e *ripple-drifts*.

3.2. Descrição das Fácies e Ambientes de Deposição

Com base na composição litofaciológica, texturas e estruturas sedimentares, relações laterais e verticais dos corpos litológicos, quando possíveis de serem verificadas, e o arcabouço geológico que incorporam, foram identificadas cinco fácies principais na secção Itaporanga-Taquarituba.

Trata-se de uma secção aproximadamente paralela ao *strike* deposicional da pretérita bacia permocarbonífera, de tal sorte que envolve pequena espessura de sedimentos (Figuras 9 e 14A). É, pois, apropriada à caracterização das relações laterais entre fácies, enquanto que as relações verticais, quando não verificadas a nível de afloramento, podem tornar-se um tanto difíceis de serem definidas. Entretanto, graças à proximidade dos afloramentos e as suas dimensões, no geral extensos e espessos, foi possível uma boa caracterização das diferentes fácies, particularmente no tocante as suas relações mútuas, normalmente difícil de ser atingida em trabalhos exclusivamente de superfície.

Assegurada por tais características e corroborada por

curtas secções transversais — trecho final da secção Itararé-Itaporanga; antiga estrada Itaporanga-Taquaritiba; trecho noroeste da secção Itaporanga-Barão de Antonina — foi possível a elaboração de um modelo deposicional seguro para este intervalo.

Fácies IT-1

Os sedimentos desta fácies constituem uma espessa sequência de siltitos e arenitos muito finos, siltíticos, e mais raramente lamitos, de cores cinza-chumbo quando frescos e castanho-amarelados quando alterados.

Os raros afloramentos que se apresentam sem intensa alteração intempérica mostram o desenvolvimento de lâminas de silito ou arenitos muito finos, siltosos, e de lamitos, truncadas por intensa bioturbação, de tal maneira que a grande maioria das exposições, já intemperizadas, aparentam maciças, apenas muito localmente permitindo perceber-se alguma incipiente estratificação.

Noutros casos (Prancha 3D), camadas centimétricas a decimétricas de lamitos acinzentados, sem estruturas evidentes a incipiente laminação plano-paralela, ocorrem intercaladas com camadas delgadas (centimétricas) de siltitos e arenitos muito finos, siltosos, esbranquiçados, exibindo ondulações tipo *climbing*. Localmente, são siltitos e lamitos apresentando feições de diapirismo e possíveis escorregamentos, além da injeção de diques clásticos de arenitos muito finos.

Os sedimentos da fácies IT-1 apresentam freqüentes concreções piritosas que aparecem limonitizadas em exposições muito intemperizadas; muitas dessas concreções exibem lâminas de vitrênio em seu interior. Também são localmente comuns concreções calcárias.

Seixos são raríssimos nesses sedimentos, porém sua com posição litológica, totalmente alheia à unidade (seixos de rochas ígneas, metamórficas e meta-sedimentares), denuncia provável origem a partir de *icebergs*. Podem ser facetados a arredondados, não ul trapassando a dimensão de alguns centímetros. Devido à homogeneida de do material em que se incorporam, graças à intensa bioturbação, não pôde ser diagnosticada a deformação de lâminas que freqüente mente circundam os seixos "pingados".

A fácies IT-1 constitui a primeira ocorrência, na área de estudos, reconhecidamente marinha. A fáunula de Itaporanga, des crita por MEZZALIRA (1956) em arenitos sílticos aflorantes às mar gens do Rio Verde, nas proximidades da cidade de Itaporanga, é com posta pelo bivalve Nuculana limai Mezzalira n.sp. e pelo braquiópo de Orbiculoidea cf. guaraunensis Oliveira. Conforme SAAD (1977), esses fósseis caracterizam uma biofácies de águas rasas ou de pla taforma interna (*inner shelf*). No entanto, a análise paleontolô gica para microorganismos calcários, em amostras desses sedimentos, não revelou conteúdo fossilífero.

O processo atuante na deposição desses sedimentos, dadas as suas características litológicas e de estruturas sedimentares, deveu-se essencialmente ao assentamento de partículas em suspensão, em ambiente de águas calmas e baixa taxa deposicional (atestada pe la intensa bioturbação no sedimento).

A fácies IT-1 corresponde a sedimentos prodeltaicos e de shelf e, embora pouco profundos, constituem a porção mais distal da secção ora analisada. Esta fácies transiciona para sedimentos folhelhóides da porção distal de baías costeiras (Fácies IT-2); am bas ocorrem interdigitadas com sedimentos arenosos de barras dis tais (Fácies IT-3; Pranchas 22 e 23A).

O perfil da antiga estrada Itaporanga-Taquarituba exibe uma situação de suave *coarsening upward* (Figura 14B). Esta situação é revelada por alternâncias de siltitos e arenitos muito finos, siltosos, existentes ao longo da seqüência, sendo que ocorre gradacionalmente um aumento da quantidade e granulometria das areias (que chegam a ser finas no topo). Na base predominam siltitos aparentemente maciços e bioturbados. Para o topo aumentam as intercalações de arenitos muito finos, siltosos, e arenitos muito finos a finos, exibindo *climbings* e *ripple-drifts*. Situação semelhante, em que os sedimentos IT-1 transicionam a arenitos finos de fácies IT-3, pode ser encontrada próximo a Itaporanga, na pequena secção designada por S1 (Figuras 2 e 14C).

Fácies IT-2

Esta fácies é composta por sedimentos finos, no geral lamas, sob a forma de folhelhos, laminitos plano-paralelos a ondulados, ou ainda como lamitos maciços ou folhelhóides, levemente arenosos. Seixos "pingados" são relativamente comuns nesses sedimentos.

O perfil da Figura 15A mostra uma seqüência com as principais variações desta fácies. Na base são folhelhos lamíticos, cinza-escuros a esverdeados, contendo seixos finos (centimétricos), esparsos; bioturbações de penetração horizontal são pouco comuns. Acima ocorrem laminitos compostos por alternâncias rítmicas de lamas, siltes e areias. Próximo à base, esta subunidade é composta por lamitos laminados (Prancha 6B), passando gradacionalmente a alternâncias rítmicas e gradacionais de siltitos e lamitos, dispostas plano-paralelamente, com raras intercalações de finíssimas lâminas

de arenitos. Aqui são freqüentes pistas fósseis (Prancha 6A), bioturbações horizontais e grande quantidade de seixos, grânulos e até blocos, facetados a arredondados, de composição litológica variada (arenitos avermelhados, quartzitos, granitos, gnaisses, rochas ígneas máficas, quartzo) e que se apresentam deformando as lâminas superior e inferior que os envolve. A subunidade acima apresenta laminitos plano-paralelos, rítmicos, de areias, siltes e lammas, com passagem gradacional dos siltes para as lammas. Há, dessa forma, um aumento de lâminas de areia que se tornam mais distintas nesses laminitos (Prancha 7A,B), embora ainda finíssimas (submilimétricas a milimétricas). É interessante notar que esses arenitos são finos, mas apresentam boa percentagem de grãos grosseiros e grânulos, de composição mineralógica variada. A fração cascalho também aqui ocorre deformando as laminações (Prancha 7A); são comuns seixos centimétricos e grânulos, polimícticos, arredondados e facetados. As perfurações horizontais por vermes são abundantes nestes laminitos, responsáveis por um sutil mosqueamento do sedimento (Prancha 7A,B). Para o topo esses sedimentos tornam-se mais grosseiros, constituindo alternâncias rítmicas de siltitos (com fração argila subordinada) e arenitos muito finos a finos. Aqui os laminitos exibem ondulações do tipo *climbing-ripples* e *ripple-drifts* (Prancha 7C,D), formando *sets* (centimétricos a decimétricos) que se intercalam com outros apenas suavemente ondulados ou mesmo plano-paralelos. As lâminas silticas são comumente milimétricas e, quando mais espessas (até 1.5cm), podem exibir gradação a lamitos. Os arenitos podem constituir lâminas milimétricas, ou mais raramente centimétricas, freqüentemente de conformação irregular, espessando-se na frente (*lee side*) dos *ripple-drifts* (Prancha 7D); muitas vezes são ricos em matéria orgânica retrabalhada. Seixos "pingados" são pouco

comuns nessa subunidade.

A fácies IT-2 pode ocorrer também sob a forma de lamitos, freqüentemente levemente arenosos, em muitos casos folhelhoides. Corpos delgados de arenitos muito finos, silticos, ou finos, de conformação irregular, às vezes contorcidos em complexos dobramentos, podem ocorrer nesses lamitos (Pranchas 21 e 22); seixos erráticos podem ocorrer. Localmente, lamitos levemente arenosos intercalam-se com camadas subhorizontais, decimétricas, de composição diamíctica. São corpos pouco espessos, aproximadamente tabulares (Prancha 21), de arenitos conglomeráticos, de matriz lamítica, contendo desde seixos até matacões, angulares a arredondados, assentados preferencialmente paralelos ao acamamento e com aparente orientação dos eixos maiores para N. Esses sedimentos podem ser sobrepostos em contato abrupto por siltitos a arenitos muito finos, silticos, formando *ripple-drifts* (Prancha 6C,D).

Esses lamitos, de caráter mais localizado comparado às demais litologias da fácies IT-2, foram depositados essencialmente por assentamento e mesmo fluxos de lama, resultando num aspecto homogêneo e maciço deste material. As lentes de arenitos deformadas, incorporadas nesses sedimentos, são o resultado do destacamento de *sand-pillows* por processo de sobrecarga de arenitos sobrejacentes e concomitante liquefação de lamas subjacentes, por excesso de pressão de poros, permitindo seu afundamento (Prancha 22); quando exibindo dobramentos convolutos, parecem ser o resultado de *slumps* de arenitos muito finos que se interdigitam lateralmente com esses sedimentos. Situação intermediária entre fluxos de lama e correntes de turbidez de alta densidade (fluxos tipo *slurry*) resultou na deposição de níveis conglomeráticos nesses lamitos (Prancha 21), formados em consequência de eventos de maior suprimento de

clásticos grosseiros, provavelmente associados a fases de degelo mais intenso de glaciares próximos.

A seqüência de folhelhos e laminitos, descrita anteriormente para a fácies IT-2 (Figura 15A), reflete uma situação de gracrescência ascendente. Os folhelhos, mais profundos, foram depositados em águas calmas, essencialmente por assentamento de partículas em suspensão na coluna d'água. Esses folhelhos exibem delgadas (centimétricas) intercalações de arenitos finos que se espesam lateral e verticalmente; são arenitos da fácies IT-3 que se interdigitam aos sedimentos distais da fácies IT-2. Esses folhelhos são sobrepostos por laminitos plano-paralelos, formados por processos combinados de assentamento de suspensão e *underflows* e contribuição de *icebergs*, como será discutido mais detalhadamente a baixo. Estes sedimentos transicionam a laminitos de litologias mais grosseiras (siltitos e arenitos muito finos e finos) para o topo, onde os *climbing-ripples* e *ripple-drifts* evidenciam o surgimento de processos de tração em ambiente de baixa energia, associados a quantidades consideráveis de material de suspensão. A variação granulométrica e de estruturas sedimentares refletem, aí, a transição de um ambiente de água relativamente profunda para uma lâmina d'água mais rasa. A frequência de bioturbações horizontais, especialmente nos laminitos plano-paralelos, evidenciam quietude e baixa taxa deposicional no ambiente.

Graças à relação de interdigitamento lateral entre as fácies IT-2 e IT-1 e às características texturais e de estruturas sedimentares apresentadas por esses sedimentos, eles são aqui interpretados como depositados em águas costeiras pouco profundas a rasas de baía interdistributária.

As demais fácies desta secção constituem o arcabouço de

um sistema deltaico ao qual a fácies IT-2 está vinculada. Este sistema prograda sobre sedimentos marinhos da fácies IT-1 que, por sua vez, passa lateralmente aos sedimentos da fácies IT-2.

Outro aspecto que não pode ser negligenciado, é o das feições glaciais associadas a esses sedimentos. Seguramente, os processos responsáveis por sua deposição e as variações no suprimento detrítico foram afetadas significativamente pela existência de glaciares próximos. Localmente, geleiras deveriam atingir a costa, propiciando o aparecimento de *icebergs*, responsáveis pela deposição de seixos "pingados" em meio aos laminitos. Neste caso, possivelmente não se tratavam de calotas de gelo de grande porte, uma vez que a pouca espessura da lâmina d'água não permitiria o *calving* de grandes blocos de gelo. É possível, ainda, que parte dos seixos "pingados" sejam provenientes de gelos sazonais formados na costa e que, penetrando a baía como blocos erráticos carregados de cascalhos costeiros, depositavam sua carga no período de verão.

Como já visto acima, as camadas de diamictito intercaladas em lamitos arenosos têm sua origem relacionada ao grande aporte de sedimentos trazido pela geleira e despejado na costa, diretamente através de túneis subglaciais ou indiretamente por rios formados por água de degelo, provenientes da planície deltaica. Nesse contexto, de uma ou outra maneira, em maior ou menor escala, todos os sedimentos da fácies IT-2 foram afetados por uma glaciação próxima.

À primeira vista, os ritmitos laminados descritos anteriormente parecem constituir varvitos, dadas a sua ritmicidade e presença de seixos "pingados". Depósitos glácio-marinhos caracteristicamente não apresentam ritmicidade marcante, fato que é normalmente atribuído a três fatores principais: a) a água de degelo, me

nos densa que a água marinha, forma um fluxo sobre ela, dispersando os sedimentos por uma área muito extensa; b) as argilas, ao entrarem em contato com a água salina, tornam-se floculadas, comportando-se hidrodinamicamente como siltes; e c) o ambiente marinho costuma ser afetado por vários tipos de correntes, reduzindo consideravelmente a influência sazonal do suprimento detrítico.

No entanto, são reconhecidos varves em ambientes de águas salobras, isso porque os fatores a e b podem ser bastante reduzidos neste caso: os varves formados mostram mistura de argila e silte, tanto nas lâminas mais grosseiras (mais siltosas) e nas mais finas (mais argilosas), sem uma separação nítida das frações silte e argila. O fator c, por sua vez, pode ser também subestimado quando se trata de ambiente de águas calmas, protegido de agentes marinhos mais fortes. Tais características podem ser reunidas num ambiente costeiro de baías interdistributárias.

Naturalmente, esse mar paleozóico, transgredindo uma bacia intracratônica, não pode ter sua débil energia comparada à atuante nas costas de mares abertos atuais. Dessa forma, e lembrando que as baías interdistributárias constituem normalmente áreas mais protegidas na costa, uma vez que se localizam entre distributários que progradam mar adentro, conclui-se que esse ambiente pode apresentar a quietude necessária para a sedimentação de ritmitos. Quanto à salinidade da água, esta pode ser sensivelmente reduzida pelo alto afluxo de águas de degelo, diretamente de geleiras na costa ou pelas correntes fluviais que desembocam nas proximidades.

Obviamente, tais características favoráveis à deposição de sedimentos rítmicos (*varve-like deposits*) só ocorrem em uma área pouco extensa, próxima à costa. Com o aprofundamento da lâmina d'água e o distanciamento da costa, os sedimentos passam gradada

tivamente a lamas (sem separação de silte e argila) laminadas e finalmente a lamitos maciços ou folhelhos. Toda essa variação pode ser notada nos sedimentos acima descritos.

Um outro aspecto a ser levantado diz respeito à variação anual ou não na deposição dos ritmos em laminitos ou *varve-like sediments*. A literatura sobre depósitos glaciais lacustres (GUSTAVSON, 1975; EDWARDS, 1978; REINECK & SINGH, 1980; BOULTON & DEYNOUX, 1981) mostra a dificuldade em se decidir sobre tal rigidez no processo de deposição desses sedimentos várnicos, uma vez que vários outros fatores podem ser responsáveis pela variação no suprimento detrítico. É certo, porém, que em grande parte a sedimentação várnica, assim como toda sedimentação na zona proglacial, é o reflexo do maior ou menor suprimento durante as estações de verão e inverno glaciais. Assim, a influência sazonal faz-se sentir nos sedimentos da fácies IT-2, mas não se pode afirmar que cada ritmo nos laminitos seja o resultado da sedimentação anual.

A sedimentação de pares rítmicos em lagos glaciais (GUSTAVSON, 1975; GUSTAVSON et alii, 1975; EDWARDS, 1978) é o resultado da formação de uma corrente de densidade sob a lâmina d'água do lago (*underflow*) durante o verão, depositando as lâminas mais grosseiras (muitas vezes exibindo várias gradações ou laminações cruzadas), completando-se com a deposição de argilas de suspensão durante o inverno. Em áreas não alcançadas por *underflows*, é de se esperar que só ocorra deposição de suspensão, formando-se argilas meciças.

Nos laminitos ora estudados não ocorre uma separação nítida entre as frações silte e argila e, embora haja uma gradação da fração mais grosseira para a mais fina, em ambas partes ocorre mistura de silte e argila. Nítida separação ocorre apenas entre lâ

minas silto-argilosas e lâminas de arenito. Os processos formadores desses sedimentos podem ser interpretados da seguinte maneira. Os arenitos no topo da seqüência, onde são mais espessos e ondulados, são formados por correntes de densidade de fundo (*underflows*). Os sedimentos siltosos que se alternam com esses arenitos formam como que *drapes* ("telhas") depositados essencialmente por assentamento de suspensão, associado a incipiente tração. Na Prancha 7C, D pode-se notar que tanto na parte anterior (*stoss side*), quanto na parte frontal (*lee side*) dos *climbings* e *ripple-drifts* as lâminas siltosas exibem praticamente a mesma espessura. Na verdade, o *drift* exibido pelas ondulações nestes laminitos deve-se basicamente à migração das lâminas arenosas, uma vez que as lâminas siltosas apenas as recobrem, tomando conseqüentemente a sua forma.

No caso dos laminitos plano-paralelos, as laminações rítmicas gradacionais de siltitos e lamitos formam-se pelo assentamento de *overflows*, enquanto os arenitos são trazidos por *underflows*. Devido à relativa salinidade das águas da baía, a água de degelo aí introduzida, embora contendo uma maior carga sedimentar, pode apresentar uma densidade aproximadamente igual ou pouco inferior à da água salobra. Os sedimentos mais grosseiros no geral são depositados próximo à costa, enquanto os mais finos (siltes e argilas) são introduzidos na baía como *interflows* e *overflows*. Estes últimos são, portanto, depositados por assentamento, após um tempo de permanência na coluna d'água, que vai depender do comportamento hidrodinâmico das partículas em suspensão. Devido a uma parcial floculação das argilas nas águas salobras da baía, siltes e argilas assentam conjuntamente, sendo que os mais grosseiros (siltes mais grosseiros e flocos maiores de argila) depositam-se primeiro, decrescendo paulatinamente a granulometria (siltes mais finos e flo

cos menores de argila), o que proporciona a formação de laminitos gradacionais. Parte da fração arenosa pode constituir fluxos de densidade de fundo (*underflows*), atingindo áreas mais distais onde se intercalam com os laminitos gradacionais. No entanto, essas lâminas arenosas diferem grandemente daquelas existentes no topo da sequência, não só por sua espessura mais fina ou por não apresentar ondulações, mas principalmente por apresentar uma fração de areias finas e muito finas juntamente com areias grossas e grânulos de composição variada. Isso parece indicar que ao menos parte da fração mais grosseira é proveniente de deposição a partir de degelo de blocos de gelo flutuantes sobre a baía.

A ocorrência de matéria orgânica nos arenitos, como descrito anteriormente, é o resultado do retrabalhamento de vegetação existente na planície costeira.

Os sedimentos da fácies IT-2 são, portanto, depósitos costeiros de baías interdistributárias, onde folhelhos (*prodeltaic-bay shales*) e lamitos arenosos constituem normalmente as porções mais distais e os laminitos ondulados de siltitos e arenitos muito finos constituem a porção proximal dessa fácies. A fácies IT-2, assim como a IT-1, interdigita-se com sedimentos de barras distais (Prancha 22). Numa situação de lâmina d'água bem rasa, interdigita-se com sedimentos de barras de desembocadura (Fácies IT-4; Prancha 24). Neste caso, formam pequenos corpos lenticulares de siltitos com *ripple drifts* em meio a camadas de lamitos bioturbados, provavelmente constituindo pequenos espraamentos de leques de *crevasse* que avançam sobre lamas bioturbadas da área interdistributária. Também numa situação proximal, sedimentos de barras de desembocadura avançam sobre lamitos arenosos, folhelhóides, de área interdistributária (Prancha 26A).

Fácies IT-3

No geral são arenitos finos e finos a médios, de seleção regular a boa, limpos a pouco siltosos, quartzosos, de cores brancas a amarelo-claras.

Nas porções mais distais, formam corpos aproximadamente tabulares (Prancha 23A), outras vezes lobados com topo plano e base convexa, irregular (Prancha 22) e com marcas de sobrecarga. Estes corpos apresentam-se, no geral, inclinados (média de 5°NW), acunhando-se distalmente e intercalando-se com siltitos, arenitos muito finos, siltosos (Fácies IT-1; Prancha 23A), e folhelhos (Fácies IT-2; Prancha 22; Figura 15A). O contato com esses sedimentos é, via de regra, abrupto, sendo que apenas restritamente notam-se feições de erosão basal. Apresentam abundância em laminações tipo *ripple-drift* (Prancha 8A,B) e, menos desenvolvidas, laminações plano-paralelas. Localmente, esses corpos podem apresentar-se contorcidos por complexos dobramentos devidos a escorregamentos; noutros casos podem apresentar-se deformados por movimentos diapíricos de lamitos subjacentes, os quais podem incorporar almofadas destacadas desses arenitos (Prancha 22).

Os sedimentos arenosos da fácies IT-3 constituem a porção mais distal da frente deltaica, aí introduzidos por correntes de densidade, provavelmente em períodos de maior suprimento na porção proximal (barra de desembocadura-fácies IT-4).

A constatação de abundantes laminações *ripple-drift* nesses sedimentos, associada ao fato de que o contato com os folhelhos sotopostos é quase que exclusivamente não-erosivo, são indicadores da baixa capacidade tracional dessas correntes. Tal característica deve-se muito provavelmente ao baixo declive deposicional

da bacia à época da deposição. Além disso, o corpo d'água receptor, graças ao fornecimento de grande quantidade de material de suspensão, proveniente de águas de degelo glacial, e a sua própria salinidade, provavelmente apresentava uma densidade relativamente elevada, atuando como um agente desacelerador da corrente de fundo.

Na porção frontal dos arenitos desta fácies, onde ocorre a passagem para os sedimentos finos prodeltaicos, são frequentes os escorregamentos provocados pela quebra no declive deposicional, uma vez que é aí excedido o ângulo de repouso dos sedimentos.

Noutros casos, o retrabalhamento da carga sedimentar trazida pelos distributários, por agentes marinhos, proporciona a retirada da fração mais fina desses sedimentos, redepositando-os adjacentemente na frente das barras de desembocadura. São arenitos finos a muito finos, às vezes lamíticos, cujas estruturas sedimentares originais aparecem normalmente destruídas por movimentos hidroplásticos. A sobrecarga causada pelo avanço da carga fluvial por sobre esses sedimentos finos pode provocar fenômenos de liquefação nesses depósitos, com subsequente movimento ascensional e a formação de estruturas diapíricas que se injetam nos arenitos proximais da barra de desembocadura (Prancha 8C).

Os sedimentos arenosos de barras distais interdigitam-se com sedimentos prodeltaicos e plataformais das fácies IT-1 e 2, compondo a porção mais profunda da frente deltaica do Sistema Itaporanga. Acima, gradam a sedimentos proximais de barras de desembocadura de distributário deltaico ou intercalam-se com sedimentos de baía.

Como já visto anteriormente, no item sobre a fácies IT-1, sedimentos prodeltaicos passam gradativamente a fácies de barras distais para o topo (Figura 14).

Fácies IT-4

Esta fácies é constituída essencialmente por arenitos médios e finos a médios, subarredondados a bem arredondados, de seleção regular (contendo fração subordinada de areias muito finas) a boa, quartzosos a subfeldspáticos, apresentando-se sempre com cores claras, amareladas, esbranquiçadas ou rosadas.

As estruturas sedimentares, às vezes pouco nítidas, ocorrem com relativa freqüência e diversidade. São comuns laminações cruzadas e cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte que, localmente, podem constituir uma seqüência vertical específica, ou seja, as laminações cruzadas na base, sendo sobrepostas por *troughs*, algumas vezes preenchidos por laminações cruzadas. Também ocorrem cruzadas de baixo ângulo e *sets* de *ripple-drift cross-laminations*.

Esses sedimentos (Prancha 24) representam a parte proximal da frente deltaica, adjacente à planície deltaica, cuja influência não raro se faz sentir. A carga sedimentar trazida pelos canais distributários até sua foz é aí depositada pela perda de competência da corrente fluvial ao defrontar-se com a energia marinha. Agentes marinhos se encarregam do retrabalhamento desse material, retirando a fração mais fina e redistribuindo-a para as porções mais distais. Em conseqüência, os arenitos das barras de desembocadura são frequentemente limpos e arredondados, embora o bom seccionamento da fração areia seja, em muitos casos, mais o reflexo da carga sedimentar fluvial original que do desgaste e seleção hidráulica em ambiente marinho.

Graças ao processo de expansão da planície deltaica (progradação), a corrente fluvial avança sobre os depósitos de barra de desembocadura. Com o contínuo assoreamento, a área interdistribri

butária adjacente às barras torna-se bastante rasa, incorrendo numa substancial diminuição da atividade marinha sobre elas. Intermitentemente depositam-se aí siltitos e arenitos muito finos, silticos, com lâminas e *ripup clasts* de lamitos e pequenas lentes arenosas (Prancha 9A), refletindo a grande variação de energia no meio. A sedimentação fina é atribuída ao ambiente de baías interdistributárias adjacentes, enquanto os *ripup clasts* constituem as primeiras feições erosivas da corrente fluvial que se aproxima. Como pode ser visto na Prancha 9B, esses depósitos formam corpos delgados (centimétricos a decimétricos) que aparecem intercalados aos sedimentos de *mouth bars*. Obviamente, a instalação da planície deltaica sobre as barras pode ser relativamente rápida, dependendo de diversos fatores, entre eles a taxa de suprimento clástico, a taxa de compactação dos sedimentos, a taxa de subsidência da bacia próximo à foz e a taxa de desvio dos distributários. Nos sedimentos acima referidos, a aproximação dos sedimentos fluviais é refletida pelo *coarsening upward* que ocorre nesses sedimentos de barra. Graças, provavelmente, à subsidência da costa e/ou a pequenos desvios no distributário principal, a sedimentação rasa de áreas interdistributárias é substituída várias vezes pelos depósitos de barra, sem a instalação definitiva (no local) do canal fluvial.

Localmente, os arenitos desta fácies ocorrem mais imaturos texturalmente. Podem ser arenitos finos a médios, regular a mal selecionados (matriz de siltes), com porções mais finas (arenitos finos a muito finos) ou, noutras vezes, contendo uma fração mais grosseira de areias grosseiras e muito grosseiras e grânulos, até pequena porcentagem de seixos. Quanto às estruturas, pode-se distinguir localmente cruzadas tabulares de baixo ângulo; porém, observa-se que feições de deformação hidroplástica estão invariavelmen

te associadas a esses corpos, mascarando ou mesmo destruindo as estruturas originais, dando o aspecto de falsos planos de estratificação irregulares, como pode ser visto nas Pranchas 8D e 26A. Na primeira pode-se notar um espesso dique clástico cortando esses sedimentos.

As texturas e estruturas nesses sedimentos mais imaturos revelam uma elevada taxa de suprimento detrítico, impossibilitandando um amplo e bom selecionamento da carga sedimentar trazida à foz do distributário, associado a uma grande quantidade de água, fatores de desequilíbrio no sistema. Quando a taxa de fornecimento de sedimentos é alta, o acomodamento da carga gera freqüentemente declives deposicionais íngremes a sua frente, o que, associado ao peso da água que satura os poros, pode ocasionar freqüentes deslizes, com liquefação dos sedimentos atingidos e conseqüente destruição de suas feições primárias.

A fração grosseira nesses sedimentos reflete a proximidade da sedimentação fluvial na planície deltaica, em conjunção com alto fornecimento de clásticos grosseiros. Tal situação pode estar relacionada à contínua aproximação da frente glacial que se faz sentir cada vez mais forte para o topo da secção.

Os sedimentos de barras de desembocadura são substituídos por sedimentos fluviais acima e transicionam a barras distais abaixo; interdigitam-se com sedimentos de áreas interdistributárias (Pranchas 24 e 26A).

Fácies IT-5

São arenitos esbranquiçados de granulação média e fina a média, regular a muito mal selecionados, contendo desde areias

muito finas a grosseiras e localmente areias muito grosseiras e grãos, subarredondados a arredondados, no geral subfeldspáticos a feldspáticos; formam ciclos métricos de granodecrescência ascendente, passando a arenitos finos e finos a muito finos, regular a mal selecionados, contendo fração subordinada de grãos médios, às vezes silticos, também feldspáticos e subfeldspáticos.

A Figura 15B mostra um perfil característico dessa fácies, com as seqüências de *fining upward* e as estruturas sedimentares associadas. São comuns cruzadas tabulares (Prancha 9C) e aca-naladas de pequeno (Prancha 10A) a médio porte (Prancha 10B) e também estratificações plano-paralelas. No topo de algumas seqüências estão preservadas camadas delgadas (centimétricas) de lamitos e/ou siltitos com laminações cruzadas. Lateralmente a esses arenitos podem ocorrer corpos tabulares (centimétricos a decimétricos) de siltitos e lamitos com intercalações de arenitos siltosos (Figura 10C).

As estruturas sedimentares observadas nos sedimentos da fácies IT-5 denunciam, quase na sua totalidade, condições de regime de fluxo inferior e processos tracionais de transporte. Tais estruturas e a relativa imaturidade textural e sua variação na vertical (granodecrescência) diagnosticam depósitos de canais fluviais, associados lateralmente a sedimentos finos de transbordamento e prováveis depósitos de rompimentos de diques marginais (arenitos intercalados nos sedimentos finos). No topo de cada ciclo sedimentar, quando não erodidos por eventos subseqüentes, são preservados depósitos de topo de canal, formados durante períodos de cheia.

Esses depósitos correspondem à sedimentação de distributários da planície deltaica que progradam sobre os sedimentos de barra de desembocadura.

Os sedimentos desta fácies, no entanto, exibem algumas peculiaridades que, apesar de fator de maior complexidade na gênese desses depósitos, ajudam a elucidar o contexto ambiental existente à época da sua deposição.

Uma feição que chama a atenção nesses depósitos é a ocorrência de grandes *channelings*, invariavelmente associados a porções maciças do sedimento (Pranchas 9D e 25). São comuns também superfícies de estratificação não muito planas e sem grande continuidade lateral (Prancha 25). Outra feição peculiar pode ser notada em algumas estratificações cruzadas acanaladas, como a da Prancha 10B, onde os estratos individuais, que chegam a ter 4cm de espessura, mostram gradação de arenitos a siltitos. Todas essas feições indicam basicamente dois fatores: grande quantidade de água no sistema e alta taxa de suprimento detrítico.

Como será visto nos itens subseqüentes, a presença do gelo se faz sentir ainda mais nitidamente nos sedimentos sobrepostos à fácies IT-5. Aqui, no entanto, a presença das geleiras é fenômeno consumado, jogando sedimentos e desembocando grande volume de água de degelo próximo a planície deltaica. Conseqüentemente, nestas condições não se pode admitir a existência de uma planície deltaica com as características comuns às estudadas em deltas recentes. Logo à frente do corpo da geleira, o grande volume de sedimentos deve ter desenvolvido um relevo mais acentuado, relativamente próximo à planície deltaica, que é gradativamente invadida pelos leques de *outwash*. Logicamente, concomitante à deposição da fácies IT-5, em áreas adjacentes na costa, geleiras poderiam atingir as águas marinhas (Fácies IT-6). Os sedimentos da fácies IT-5, entretanto, foram depositados por canais fluviais numa planície deltaica onde, devido ao elevado suprimento detrítico, grande volume

de sedimentos entulhava os canais e sua foz, formando grandes barras aluviais. Uma vez que a pouca declividade da costa não poderia dar conta de liberar rapidamente esse material para juzante, a grande quantidade de carga sedimentar jogada rapidamente sobre a planície deltaica (especialmente em picos de degelo) ocasionava, continuamente, excesso de peso sobre os sedimentos subjacentes recêm depositados. Auxiliado pela grande quantidade de água que aumentava o peso e facilitava o movimento intergranular, os sedimentos entravam num processo de liquefação e deslizavam pelos lados ingremes dos depósitos. Tais deslizos provocaram a formação de superfícies de erosão acanaladas (*channelings*); devido à liquefação e subsequente deslizos em que os sedimentos perderam o equilíbrio original entre as partículas, as estruturas primárias foram totalmente destruídas (arenitos maciços) ou parcialmente deformadas (estratificações irregulares). Felizmente, muitas feições e estruturas primárias foram preservadas, permitindo a interpretação da origem desses sedimentos. Dentre estas, algumas estruturas, como a mostrada na Prancha 10B, evidenciam uma situação singular: a tração envolvida no processo é caracterizada pela estrutura acanalada; os estratos individuais, exibindo gradação e espessura pouco comum, revelam o enorme volume de material em suspensão nessas correntes.

Resumindo, subsequente à transgressão marinha interglacial do *Shelf* Itaporanga (Fácies IT-1), ocorre um contínuo avanço glacial, alcançando seu máximo no topo da secção, quando os glaciares invadem a zona costeira, atingindo mesmo o ambiente marinho (Fácies IT-6). Com o estabelecimento da frente glacial na costa, estacionária ou em gradual movimento de retrocesso, adiciona-se ao elevado fornecimento de material detrítico um forte incremento no volume de águas de degelo, formando correntes caudalosas que derivam do corpo das

geleiras que se aproximam.

Fácies IT-6

As fácies IT-6 e IT-7, embora não ocorram na secção Itaporanga-Taquarituba, são aqui tratadas por constituírem depósitos próximos e (lateralmente) parcialmente equivalentes à fácies IT-5 (Figura 9). São sedimentos cujas exposições aparecem ao longo de um trecho de secção entre Itaporanga e Barão de Antonina (SP-281; Figura 2).

A variedade litológica é grande nos sedimentos da fácies IT-6: desde diamictitos, conglomerados e arenitos mal selecionados, até siltitos e arenitos muito finos e finos.

Os diamictitos constituem a litologia dominante, variando de lamitos arenosos com seixos (centimétricos e decimétricos) e grânulos, polimícticos, subarredondados, a arenitos finos a médios (predominantemente), lamíticos, com características similares para a fração grosseira. Ou seja, tal variação refere-se à quantidade de lama no sedimento, sendo que num mesmo afloramento é possível verificar-se a passagem gradual de um para outro, sem contatos definidos. Esses sedimentos estão localmente acamados e deformados por sobrecarga de sedimentos superiores (Prancha 26C); também localmente podem ocorrer fracamente laminados, passando lateralmente a intercalações milimétricas a centimétricas de siltitos ou arenitos muito finos com lamitos arenosos (laminitos siltito-diamictito sem ritmicidade definida). Siltitos, arenitos finos e muito finos, mal selecionados (com fração mais grosseira subordinada, até raros seixos), exibindo laminações cruzadas e localmente cruzadas acanaladas de porte médio, são relativamente comuns nesses diamictitos,

formando corpos lenticulares.

Arenitos fino a médio, mal selecionados, arenitos finos e muito finos, exibindo cruzadas tabulares e acanaladas de médio porte, assim como conglomerados (seixos centimétricos, subarredondados, de arenitos, quartzo, granito, fragmentos de feldspato e argila) e arenitos conglomeráticos com cruzadas tabulares, geralmente associados aos conglomerados, ocorrem sobrepostos e afundados (Prancha 26C) nesses diamictitos, devido ao efeito de sobrecarga.

A associação de depósitos sedimentares, descrita para a fácies IT-6, é constituída por sedimentos formados em ambiente glácio-marinho raso, com o glaciár atingindo a costa.

Massas de gelo bordejando o mar afetam a sedimentação normal no ambiente, devido a mudanças na temperatura, salinidade, densidade e concentração de sedimentos em suspensão na coluna d'água, assim como pela introdução de sedimentos transportados por *icebergs*.

Os detritos glaciais são fornecidos ao ambiente marinho através de degelo sob a geleira, de correntes de *outwash* que dela derivam, ou de blocos de gelo que resultam do fraturamento da mesma. A descarga de água de degelo varia fortemente com as estações, de tal forma que diminui drasticamente no inverno, época em que também o movimento de *icebergs* é restringido, graças à formação de gelo marinho adjacente à geleira. A sedimentação é, portanto, fortemente sazonal. No entanto, devido à floculação do sedimento fino, que encurta o tempo de permanência dos sedimentos na coluna d'água, e à ação das correntes que misturam os sedimentos, a deposição várvica é inibida. Laminações e alternâncias (rítmicas ou não) pouco distinguíveis nos sedimentos, entretanto, podem refletir o processo sazonal.

A maior parte da água de *outwash* subaquático, carregada de sedimentos finos, alcança rapidamente a superfície da água marinha sob a forma de um *overflow* de baixa densidade: rapidamente se mistura com a água marinha, depositando posteriormente os siltes e argilas floculadas. Adjacente aos túneis de água de degelo, onde a corrente se depara com o corpo d'água marinho, ocorre a deposição de grande quantidade de sedimentos grosseiros, produzindo leques subaquáticos marginais ao gelo; também devido à rápida mistura da água marinha, podem se formar correntes de turbidez capazes de transportar sedimentos grosseiros para porções mais profundas do ambiente marinho. Próximo à linha de contato geleira-substrato(*grounding-line*), deposita-se grande quantidade de sedimentos provenientes do contínuo degelo na base da geleira. Esses diamictitos são denominados *undermelt diamictite* por GRAVENOR et alii (1984). Graças à grande quantidade de carga depositada pelo glaciar próximo a sua base, configurando um declive deposicional localmente íngreme, podem ocorrer fluxos de massa (*debris flows*) que levam esses sedimentos para posições mais distais.

A quantidade de sedimentos derivados de *icebergs* também influencia a litologia resultante: próximo à geleira essa deposição é pequena relativamente à acreção de diamictitos *undermelt* e à progradação dos leques de *outwash*, uma vez que os blocos de gelo são empurrados rapidamente para áreas mais distantes da costa pelas correntes túrbidas de água doce que derivam à superfície.

A textura lamítica dos sedimentos diamicticos e suas estruturas sedimentares indicam que não sofreram a ação de correntes tracionais, tendo sido formados essencialmente pelo degelo na sola do glaciar. Siltitos e arenitos muito finos e finos (contendo grânulos e seixos), apresentando laminações cruzadas, constituem por

ções frontais de leques de *outwash* subaquático, interdigitando-se com diamictitos depositados eventualmente por fluxos de massa, as associado ao *fallout* de finos (siltes e argilas floculadas) a partir de nuvens túrbidas de *outwash* que se elevam à superfície da água marinha, e à sedimentação de *icebergs*. Tal associação de processos e a grande variedade de granulometrias disponível, em conjunção com a variação sazonal no suprimento, podem levar à deposição de sedimentos maciços a incipientemente laminados, localmente desenvolvendo uma alternância de caráter rítmico ou não.

Os corpos de conglomerados, arenitos conglomeráticos exibindo cruzadas tabulares e arenitos finos a médios, finos a muito finos exibindo cruzadas tabulares e acanaladas, são formados na parte mais proximal dos leques subaquáticos, onde as correntes de *outwash* têm maior capacidade tracional.

Fácies IT-7

São arenitos finos a médios, com subordinada fração grosseira, moderadamente a mal selecionados, contendo matriz siltica em pequena porcentagem, subfeldspáticos.

As estruturas sedimentares, no geral pouco distinguíveis, se resumem a estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de mêdio a pequeno porte.

Estes sedimentos podem interdigitar-se (Prancha 26B) com arenitos diamícticos, finos a grosseiros, de matriz silto-lamítica, contendo grânulos, fragmentos de argila e poucos seixos de litologias variadas; litologicamente são feldspáticos. Estruturas sedimentares não foram reconhecidas, possivelmente devido a movimentos responsáveis por projeções diapíricas (Prancha 26B) desses sedimen

tos nos arenitos acima descritos, ocasionando a destruição das estruturas originais.

Os sedimentos acima considerados pertencem à sedimentação na porção frontal de planícies deltaicas, onde o alto aporte sedimentar está provavelmente ligado à contribuição glacial.

Os arenitos finos a médios constituem depósitos proximais de barras de desembocadura, onde as águas marinhas se encarregam da retirada dos finos para porções mais distais. Os arenitos diamícticos são o resultado de elevada taxa deposicional, provavelmente por distributários laterais (ou temporariamente desviados para a área interdistributária) e relativamente protegidos da atividade marinha, de tal forma que são pouco retrabalhados (lamícticos). A sobrecarga de arenitos de barras, menos lamícticos, sobre os arenitos diamícticos, ainda inconsolidados, causaram sua ascensão.

4. SECÇÃO SERRA DOS PAIS

Serão tratadas aqui as fácies identificadas ao longo da secção da Serra dos Pais (Figuras 2 e 9) e em pequenas secções existentes no topo do Subgrupo Itararé na área, a saber: duas secções em uma pequena serra a N-NW da localidade de Patrimônio de Santo Antonio, a leste da Serra dos Pais e da Represa de Xavantes (S3 e S4); uma secção de drenagem na escarpa lateral leste da Serra dos Pais (a NE da secção Serra dos Pais); uma secção lateral na Serra dos Pais (S2); e uma secção de extenso afloramento (S5), próximo ao entrocamento entre as rodovias SP-255 (Itaporanga-Taquarituba) e SP-249 (Taquarituba-Itaberá).

A Serra dos Pais ergue-se no extremo noroeste da área estudada, situando-se entre o Rio Itararé, que faz divisa com o Es

tado do Paran, a oeste, e a Represa de Xavantes, a leste. Na serra afloram sedimentos pertencentes ao topo do terço superior do Subgrupo Itarar, capeados por sedimentos da Formao Tatui.

4.1. Principais Litologias

Dentre as litologias existentes na seco Serrados Pais predominam texturas finas, desde arenitos finos at folhelhos, passando por lamitos arenosos; ocorrem ainda arenitos grosseiros e diamictitos.

Os siltitos e arenitos muito finos, slticos, mostram gradao a arenitos muito finos e finos, sempre com abundantes laminaes cruzadas e *ripple-drifts*, constituindo pacotes de at 20m de espessura. s vezes aparecem como intercalaes centimtricas a decimtricas em folhelhos e lamitos.

Os lamitos apresentam-se freqentemente levemente arenosos a arenosos, com raros seixos, podendo tambm no exibir a frao areia; podem ser laminados. Localmente, podem ocorrer arenitos lamticos, conglomerticos (diamictitos).

Ocorrem ainda arenitos finos a mdios, mdios a grosseiros e grosseiros, no geral mal selecionados, que compem ciclos mtricos de *fining upward*.

4.2. Descrio das Fcies e Ambientes de Deposio

A seco estudada na Serra dos Pais constitui uma seco aproximadamente paralela ao paleodeclive deposicional, englobando os sedimentos de topo do Subgrupo Itarar. O estabelecimento do contato entre esta unidade e a Formao Tatui sobreposta varivel regionalmente, uma vez que a passagem de uma unidade para outra

é um processo gradual.

Nesse sentido, o limite Itararé/Tatui, aqui considerado, foi colocado diretamente sotoposto aos arenitos finos, muito finos e siltitos esverdeados e arroxeados tão conhecidos no Tatui do Estado de São Paulo. Isso porque esses sedimentos parecem ter uma maior e melhor continuidade lateral, refletindo condições de deposi-ção mais uniformes e diferentes da sedimentação Itararé.

Fácies SP-1

Na base da secção Serra dos Pais (Figuras 9 e 16A) ocorre cerca de 30m de lamitos folhelhóides e folhelhos cinza intercalados com siltitos portadores de laminações plano-paralelas e cruzadas.

Na parte média desta seqüência ocorrem dobramentos convolutos devidos a escorregamentos, colocando as camadas em posição subvertical. Para o topo aumenta a proporção de camadas de silti-tos em relação às de folhelhos; da mesma forma, suas espessuras aumentam passando de decimétricas na base para métricas no topo.

Os folhelhos desta fácies representam sedimentação em ambiente prodeltaico, interdigitando-se com siltitos na transição para barras distais. Nesta zona do ambiente deltaico (*delta front slope*), são comuns escorregamentos graças ao declive deposicional mais acentuado, proporcionando a formação de dobramentos convolu-tos.

O aumento dos siltitos para o topo reflete uma situação de *coarsening upward* característico de seqüências deposicionais de gênese similar, transicionando para os sedimentos de barras de desembocadura propriamente ditas.

Fácies SP-2

A fácies SP-2, parte a (Figura 16A), é composta por lamitos folhelhóides cinzentos, apresentando-se arenosos e levemente conglomeráticos em certos níveis, além de seixos polimícticos esparsos.

Na parte média da secção, a porção b (Figura 16A) desta fácies é composta por duas litologias bem distintas. Cerca de 1,5m da parte basal desses sedimentos é composta por diamictitos cinza-escuros (lamitos arenosos com cerca de 10% de seixos milimétricos a decimétricos, facetados e arredondados, de litologias variadas — granitos, quartzitos, quartzo, fragmentos do arenito sotoposto), maciços (Prancha 10D). Sobre esses sedimentos, ocorrem lamitos cinza com laminações plano-paralelas incipientes. Localmente pode se distinguir alguns níveis com interlaminações paralelas desse lamitos com siltitos claros. Bioturbações são pouco comuns. Para o topo aparecem intercalações centimétricas a decimétricas de siltitos e arenitos muito finos, siltosos, com laminações plano-paralelas e *ripple-drifts*.

Próximo ao topo da secção, a porção c da fácies SP-2 (Figura 16A) é composta por lamitos pouco arenosos e levemente conglomeráticos, com seixos de litologias variadas, desde milimétricos até decimétricos.

Os sedimentos da fácies SP-2 foram depositados em ambiente de baías interdistributárias, alojando-se entre sedimentos de barras de desembocadura e de canais distributários (Figura 16A).

Os sedimentos da porção a sobrepõem-se a sedimentos de barras de desembocadura (Fácies SP-3), sendo sobrepostos por arenitos de canal distributário (Fácies SP-4) em contato abrupto e ero

sivo. Correspondem à sedimentação, principalmente de suspensão, em ambiente de águas relativamente calmas de baías costeiras; os níveis diamícticos devem-se a fluxos relativamente densos de lama e detritos, como consequência de suprimento detrítico repentino e elevado. A proximidade de glaciação pode explicar tais eventos periódicos.

A porção b da fácies SP-2 sobrepõe-se a sedimentos de canal, em contato abrupto e erosivo (Prancha 10D), sotopondo-se a depósitos de barras distais com os quais se interdigitam. Os diamictitos da base da unidade constituem depósitos de fluxo de massa, com características de *slurry flows*, que durante o deslocamento erodiu sedimentos da fácies sotoposta; os lamitos laminados sobrepostos constituem a sedimentação normal em baías. As intercalações com siltitos e arenitos muito finos que ocorrem no topo desta subunidade devem-se à proximidade com os sedimentos de barras distais logo acima.

Mesmo uma rápida observação do perfil montado para a Serra dos Pais (Figura 16A) permite verificar a intercalação de fácies de barras de distributário e de desembocadura com sedimentos finos de baías: tal situação constitui, em modelos deltaicos atuais, fases curtas de abandono de distributário ou de desvio do eixo de deltação, provocando o rápido soterramento das fácies arenosas com a invasão de águas marinhas pela baía interdistributária.

Situação semelhante, porém condicionada à existência de condições glaciais próximas, deve ter ocorrido na deposição destes sedimentos. A migração lateral do distributário, associada ao maior degelo no continente (verão glacial ou períodos interestadiais), fornecendo grande quantidade de água de degelo e suprimento detrítico e elevando temporária e rapidamente o nível do mar, redundaram

numa rápida ingressão da lâmina d'água marinha, atingindo a planície deltaica (Fácies SP-2, porções b e c sobre canais fluviais). Esta situação é bem caracterizada pela fácies SP-2 em sua porção b, onde os diamictitos na base teriam sido rapidamente introduzidos por fluxos de massa seguido de sedimentação normal de baías costeiras, durante período de manutenção do ambiente subaquático.

Amostras de sedimentos da fácies SP-2 analisadas quanto ao seu conteúdo em microfósseis calcários revelaram-se afossilíferas.

Fácies SP-3

A porção a da fácies SP-3 exhibe, próximo à base, arenitos muito finos, silticos, com finas (centimétricas) intercalações de folhelhos que gradativamente desaparecem para cima; laminações cruzadas *ripple-drift* são abundantes nesses sedimentos (Prancha 10C). Gradam a arenitos muito finos a finos na porção média, caracterizando um discreto *coarsening upward*; portam freqüentes laminações cruzadas e *ripple-drifts*. Exibem aí grande quantidade de matéria orgânica retrabalhada, trapeada nas lâminas cruzadas. Para o topo mostram granodecrescência, voltando a arenitos muito finos, siltosos.

A porção b constitui um pacote de cerca de 24m de espessura, cuja base é composta por siltitos e arenitos muito finos, que apresentam freqüentemente laminações *ripple-drift* e localmente plano-paralelas. Para o topo gradam a arenitos finos com laminações cruzadas.

Esses sedimentos constituem depósitos de barras de desembocadura de distributário deltaico, passando de barras distais

(siltitos e arenitos muito finos, siltosos, com *ripple-drifts*) para sedimentos de barras proximais (arenitos finos com laminações cruzadas).

Na base da porção b da fácies SP-3, são injetados por lamitos prodeltaicos de baía interdistributária; no topo são recobertos em contato abrupto e erosivo por sedimentos de canal distributário (Fácies SP-4) que progradam sobre as barras de desembocadura.

Na parte a, sua base se interdigita com folhelhos prodeltaicos, gradativamente passando a sedimentos de barras de desembocadura proximais, onde pode ocorrer acúmulo localizado de matéria orgânica derivada do retrabalhamento de vegetação existente na planície deltaica, provavelmente em pântanos formados pelo assoreamento de áreas interdistributárias adjacentes, sendo transportada e redepositada subaquaticamente; para o topo aparecem novamente depósitos mais distais, sendo sobrepostos pelos sedimentos finos da fácies SP-2.

Os sedimentos da fácies SP-3 compõem o arcabouço arenoso da frente deltaica, associando-se a lamitos de baías interdistributárias e, por isso mesmo, sob lâmina d'água pouco profunda. A análise de microorganismos calcários em arenitos finos desta fácies não apresentou resultados positivos.

Fácies SP-4

A porção a da fácies SP-4 (Figura 16A) é constituída por arenitos feldspáticos, médios a grosseiros, mal selecionados, contendo grânulos e seixos. Mostram sets decimétricos a métricos de estratos cruzados acanalados e tabulares, com acúmulo de seixos cen

timétricos nos *foresets*. Lentes decimétricas de siltitos com laminações cruzadas ocorrem intercaladas nesses arenitos (Prancha 11A). Para o topo gradam a arenitos finos a médios, feldspáticos, com abundantes cruzadas de pequeno porte, caracterizando um *fining upward*.

Arenitos finos a médios, mal selecionados, feldspáticos, exibindo *troughs* pequenos a médios compõem a base da porção b da fácies SP-4. Estes sedimentos passam em granodecrescência ascendente a arenitos finos e muito finos com laminações cruzadas.

Na porção c, próximo ao topo da secção da Serra dos Pais, ocorrem arenitos grosseiros, mal selecionados, imaturos, feldspáticos, com estratificações acanaladas de médio porte e *lags* conglomeráticos, passando acima a arenitos finos e muito finos, siltosos, com laminações cruzadas. Fragmentos de lamitos são comuns nesses sedimentos, especialmente próximo à base.

As texturas e estruturas sedimentares da fácies SP-4 e respectivas variações verticais, caracterizam depósitos formados em canais fluviais; o contexto geológico em que se inserem, eminentemente costeiro e associado a baías e barras de desembocadura, tipificam depósitos de canais distributários de planície deltaica. O contato basal desses depósitos é sempre erosivo.

Na porção a, erodem diretamente sobre sedimentos de baía (Fácies SP-2); no topo são erodidos por fluxos de massa. Constituem fácies de canal de *chevasse*, cujo rompimento caracteriza, no geral, evento relativamente rápido em períodos de cheia, ocasionando a avulsão do distributário que penetra na área interdistributária, cortando os sedimentos aí previamente depositados. Dessa forma, sedimentos grosseiros da carga de fundo do distributário são introduzidos na área intercanais. No presente caso, tal fenômeno ocorreu diretamente sobre sedimentos de baía. A rapidez sugerida para o

evento e a textura bastante grosseira e imatura dos sedimentos desta fácies, especialmente próximo à base, permitem supor que se associe a algum fenômeno de maior e repentino suprimento detrítico para o sistema, provavelmente ligado a período de maior degelo no continente. Instalado o novo canal, a sedimentação fluvial se manteve, até um novo desvio da corrente fluvial distributária, caracterizando fase de abandono de lobo, responsável pela sedimentação subaquática que se sobrepõe a esses sedimentos.

A porção b da fácies SP-4 instala-se diretamente sobre sedimentos de barras de desembocadura, refletindo a progradação da planície deltaica sobre as fácies marinhas. Duas seqüências de granodecrescência ascendente foram identificadas nesses depósitos; acima assentam-se sedimentos de baía com influência glacial.

A porção c sobrepõe-se a sedimentos silto-carbonáticos de ambiente costeiro raso; são sobrepostos por siltitos e arenitos muito finos esverdeados e arroxeados, transgressivos, da Formação Tatui.

Fácies SP-5

São siltitos e lamitos cinza-claros a esbranquiçados, micáceos. Dado o intemperismo que oblitera suas rasas exposições, apenas localmente se distinguem laminações plano-paralelas e porções de cimento carbonático nesses sedimentos.

Próximo à base mostram vários pequenos canais (não maiores que 2 m de largura por alguns decímetros de altura) de arenitos médios a grosseiros, regular a mal selecionados, conglomeráticos na base (Prancha 11B), com grande quantidade (25 a 30%) de fragmentos líticos, principalmente sedimentares (siltitos, lamitos, fo

lhelhos e arenitos intraformacionais) e mais raramente seixos de granitos e xistos. Estes corpos mostram estruturas cruzadas de pequeno a médio porte. Mais para o topo exibem lentes de calcários micríticos silto-argilosos, de ambiente marinho raso.

Embora os afloramentos desta fácies sejam pouco espessos e já bastante alterados por processos de superfície, algumas feições observadas permitem diagnosticar com relativa segurança sua gênese sedimentar. Primeiramente, os calcários aí encontrados são formados em ambiente marinho costeiro, exibindo fragmentos de ostracodes, provável material algálico, *birdeyes* e bioturbação. Os pequenos canais encontrados registram acúmulo de fragmentos intraformacionais. Ademais, estas feições estão incluídas em sedimentos finos, laminados e carbonáticos, que se interdigitam com os sedimentos de baía da fácies SP-2, subjacente. Tais evidências levam à interpretação de um ambiente costeiro de águas rasas, relativamente calmo: os pequenos canais foram erodidos por correntes de maré, provavelmente na zona de *lower a upper shoreface*, enquanto os calcários foram depositados em águas pouco mais rasas, provavelmente de *upper shoreface*, submetido a eventuais condições subaéreas. Os siltitos e lamitos onde estão incluídos esses sedimentos são, portanto, marinhos costeiros de *shoreface* inferior a superior.

Esses sedimentos são sobrepostos por canais fluviais (Fácies SP-4), refletindo uma última tentativa de avanço progradacional do sistema deltaico da Serra dos Pais.

4.3. Secção D

A secção D constitui uma excelente secção de drenagem a poucos quilômetros da secção Serra dos Pais, na porção sudeste da

Serra. Graças a tal proximidade, é possível uma correlação praticamente fácies a fácies entre estas duas secções (Figura 16).

A fácies a, de barras de desembocadura, é composta por arenitos finos a muito finos, no geral silticos próximo à base, selecionados, com abundantes laminações cruzadas e *ripple-drift* e, no topo, estratificações cruzadas de médio porte. Tal associação de litologias e estruturas sedimentares se referem a depósitos de barras distais que passam a barras proximais para o topo.

Os sedimentos da fácies b, de baía interdistributária, podem ser siltitos cinza exibindo *ripple-drifts* ou aparentemente maciços; podem compor-se por intercalações de siltitos e folhelhos cinza, exibindo localmente *ripple-drifts* e pequenas convoluções; podem ser lamitos laminados, folhelhóides, com espaçadas intercalações de lâminas de arenitos muito finos; localmente, próximo à base, apresentam delgado nível de diamictitos de matriz siltica, rico em seixos polimícticos.

A fácies c, de canal distributário, ocorre em apenas um nível da secção D. Compõe-se por uma seqüência de arenitos finos a médios, moderadamente selecionados, apresentando estratificações cruzadas tabulares e acanaladas e laminações cruzadas, intercalando níveis centimétricos a decimétricos de conglomerados polimícticos (*lags* basais). Esses sedimentos assentam-se diretamente sobre sedimentos finos de baía, constituindo uma seqüência de canal iniciada com a abertura de um *crevasse* no distributário principal.

No topo da secção ocorre ainda a fácies d, composta por diamictitos de matriz siltica e seixos de líticos variados (centimétricos a decimétricos), incluindo localmente corpos de arenitos muito finos associados a feições de escorregamento. Esses sedimentos constituem depósitos glaciais costeiros, onde o material deri

vado de ablação da base da geleira, praticamente sem retrabalhamento (diamictitos *undermelt*), se associa a sedimentos depositados por correntes de degelo provenientes de túneis glaciais (arenitos). Os escorregamentos nesses depósitos devem-se ao declive da porção frontal desses diamictitos, graças ao elevado suprimento detrítico. Sedimentos similares, porém melhor desenvolvidos (mais espessos) ocorrem na secção S2 (Fácies a), tratada no próximo item.

4.4. Secção S2

A secção S2 corresponde ao levantamento feito em uma estrada vicinal, no lado nordeste da Serra dos Pais (Figura 2). A Figura 17A mostra o perfil relativo a esta secção, onde são identificadas três fácies principais.

A fácies a é composta por diamictitos (lamitos arenosos a arenitos lamíticos, conglomeráticos), com seixos variando de milimétricos a decimétricos, em grande parte facetados, polimícticos. Corpos irregulares de arenitos, de espessuras centimétrica a decimétrica, às vezes bastante inclinados, outras vezes contorcidos, ocorrem espaçadamente nesses diamictitos. São arenitos imaturos texturalmente, de granulação predominantemente média a grosseira, localmente finos, mal selecionados, em muitos casos conglomeráticos. São, no geral, aparentemente maciços, mas localmente exibem cruzadas de pequeno porte e laminações cruzadas em arenitos finos. Próximo a estes arenitos, os diamictitos exibem comumente feições de escorregamento e diapirismo.

A fácies b é constituída por arenitos finos a muito finos e sílticos, regularmente selecionados, levemente feldspáticos, que apresentam abundância em laminações cruzadas e laminações *rip*

ple drift. Localmente, próximo à fácies a, podem ser arenitos médios, texturalmente imaturos.

A fácies c é composta por uma sequência de lamitos finamente laminados e folhelhos cinza-esverdeados e subordinadamente siltitos, aparentemente maciços; micro-lentes e concentrações (agregados) arenosas, além de seixos esparsos, deformando as lâminas nesses sedimentos, atestam a presença de blocos de gelo flutuantes sobre a lâmina d'água.

Os sedimentos da fácies a são formados pela ablação da base do glaciário, que invade as águas marinhas. Próximo à costa, grande quantidade de detritos são depositados diretamente pelo degelo basal da geleira e pela desaceleração de correntes de *outwash* de túneis subglaciais. A alta taxa de deposição pode coibir o retrabalhamento desse material, formando-se depósitos espessos de diamictitos; além disso, é responsável pela formação de declive deposicional bastante acentuado, ocasionando freqüentes deslizamentos e mesmo o surgimento de fluxos densos, como *debris-flows* e correntes de turbidez. Periodicamente, placas de gelo com detritos podem se desprender da base da geleira; com o derretimento do gelo dessas placas, os detritos podem deslizar em movimentos de massa sobre os diamictitos previamente depositados. As feições de *slump* nos diamictitos e as deformações encontradas nos corpos de arenitos associados, podem ser explicadas por tais eventos de escorregamento. Estes arenitos, por sua vez, são depositados por correntes subglaciais: o material mais grosseiro é depositado próximo à abertura do túnel (conglomerados e arenitos conglomeráticos), enquanto o material mais fino é levado rapidamente à superfície por *overflows* de baixa densidade (siltes e argilas) ou é tracionado pela própria corrente de degelo para posições mais avançadas (areias).

A fácies b é depositada logo à frente dessa zona proximal por fluxos de turbidez. Os sedimentos finos da fácies c, que se interdigitam com a fácies b, são o resultado da sedimentação da carga levada pelo *overflow* de água de degelo para porções mais distais do ambiente glácio-marinho raso. É nesta zona que se inicia a deposição da carga sedimentar dos *icebergs*, responsáveis pelos *seixos* e *clots* de areia nos lamitos.

4.5. Secção S3

A secção S3 constitui secção de afloramentos existentes no topo de uma pequena serra a N-NW da localidade de Patrimônio de Santo Antonio (Figura 2), pouco acima da secção S4 situada nesta mesma Serra.

A Figura 17B mostra o perfil relativo a esta secção; seus aproximadamente 15m superiores podem ser vistos na Prancha 11C.

Nesta secção, a fácies a é composta por siltitos e lamitos cinzentos, localmente mostrando micro-laminações cruzadas (subcentimétricas) e laminações paralelas, contendo freqüentemente fragmentos milimétricos de vegetais carbonizados; partes desse material mostram-se bioturbadas, emprestando um aspecto maciço à rocha; ocorrem ainda pequenas lentes irregulares de areia muito fina e microfalias.

A fácies b é composta por arenitos finos a muito finos, bem selecionados, exibindo abundantes laminações cruzadas e *ripple-drifts*.

Os arenitos c são finos e finos a médios, bem selecionados, bem arredondados, feldspáticos, apresentando estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte.

A fácies d, sobreposta, é composta por arenitos finos, relativamente bem selecionados, subarredondados a bemarredondados: próximo à base, apresenta níveis ricos em material carbonoso retrabalhado, mostrando cruzadas tabulares (Prancha 12A) de pequeno a médio porte e estratificações plano-paralelas (Prancha 12B); logo acima mostram-se limpos, sem matéria orgânica, exibindo marcas onduladas (Prancha 12C,D) quase-simétricas, cujos *troughs* são preenchidos por lamas (Prancha 13A), formando estruturas tipo *flaser*; para o topo formam cruzadas de baixo ângulo (Prancha 23B).

Os sedimentos da fácies c constituem depósitos de barras de desembocadura costeiras, sob lâmina d'água bastante rasa, podendo mesmo emergir graças ao constante afluxo de sedimentos fluviais, entulhando a barra próximo à foz do distributário. Tal processedimentar contribui para o assoreamento da costa e conseqüente avanço da planície deltaica onde, em áreas pantanosas intercanais (ou de assoreamento de baías interdistributárias), adjacente à barra de desembocadura, pode se desenvolver exuberante vegetação. Desvios, mesmo pequenos, do canal distributário, podem submeter as porções superficiais da barra de desembocadura e as áreas pantanosas a um intenso retrabalhamento por agentes marinhos costeiros (ondas e marés), previamente ao total soterramento da barra. Tal fenômeno explica a ocorrência das areias carbonosas sobre os arenitos da fâcies c. Nesse sentido, os sedimentos da fácies d são derivados do retrabalhamento das barras, constituindo depósitos litorâneos de praias, margeando o lobo principal.

A fácies a, subjacente, foi depositada em baías inter-distributárias, para onde restos de vegetais desenvolvidos em suas porções mais rasas, assoreadas (já como parte da planície deltaica), são levados com relativa frequência. O ambiente dessas baías é pro

pício ao desenvolvimento de ampla bioturbação. O estudo de micro organismos calcários nesses sedimentos, entretanto, não mostrou con teúdo fossilífero.

A fácies b, intercalada aos sedimentos da fácies a, cons tituem a porção lateral, relativamente distal, de barras de desem bocadura adjacentes.

4.6. Secção S4

A secção S4 corresponde a uma seqüência de exposições de pequeno porte (não maiores que 2,5m de espessura), mas que envol vem um desnível de cerca de 100m (Figura 17C), possibilitando o em pilhamento dos diversos corpos litológicos aí existentes.

Localiza-se a sul da secção S3, como pode ser visto na Figura 2.

A fácies a, na base da secção, é composta por arenitos muito finos a finos, regularmente selecionados, e arenitos muito fi nos, siltosos. Esses sedimentos exibem, apenas localmente, fração subordinada de areias grosseiras e grânulos e seixos finos espar sos. As estruturas sedimentares são pouco nítidas, sendo observa das localmente laminações cruzadas.

A fácies b é composta por arenitos finos, mal selecio nados, contendo subordinadamente frações mais grosseiras, levemente conglomeráticos (a localmente conglomeráticos). As estruturas tam bém são difíceis de serem definidas, sendo em grande parte aparen temente maciços e exibindo localmente estratificações cruzadas aca naladas de médio porte. Intercalações, no geral decimétricas, de siltitos e lamitos com laminações cruzadas, localmente carbonosos, ocorrem espaçadamente nesses arenitos.

Os diamictitos da fácies c (Prancha 13B) são arenitos de matriz lamítica com grande quantidade de seixos e grânulos (milimétricos a centimétricos), de litologias variadas e em grande parte angulosos e facetados. São maciços e bastante compactos.

A fácies d é composta por lamitos arenosos, levemente conglomeráticos a conglomeráticos (diamictitos) com seixos finos e polimícticos.

A fácies e, por sua vez, é composta por uma associação de sedimentos predominantemente finos: são lamitos maciços, folhelhóides a finamente laminados e folhelhos pretos. Próximo à base costumam apresentar numerosas lâminas irregulares (não persistentes lateralmente) e microlentes de diamictitos de matriz lamítica, constituindo, provavelmente, *till clots* derivados de *icebergs*. O estudo de microorganismos calcários em folhelhos desta fácies não mostrou presença de material fossilífero.

Entre a fácies d e e ocorre uma passagem transicional: próximo à base, os diamictitos exibem, espaçadamente, intercalações de lâminas de folhelhos; para cima ocorre uma gradativa diminuição na espessura dos diamictitos e um aumento na quantidade de folhelhos, constituindo, no topo, uma seqüência de finas intercalações (milimétricas e centimétricas) de folhelhos cinza-escuros e diamictitos (ritmito). É freqüente a ocorrência de fragmentos de folhelhos nesses diamictitos. Os ritmitos apresentam, não raro, corpos lenticulares centimétricos de diamictitos deformando as laminações (Prancha 27) e que constituem agregados de till (*till lumps*) derivados do degelo de blocos de gelo flutuantes no lago.

Os sedimentos da fácies e foram depositados em fundo de lagos numa planície de *outwash* provavelmente próxima à costa. Sua cor preta a cinza-escura revela a alta porcentagem de matéria orgâ

nica nesses sedimentos. Na transição para os sedimentos da fácies d (intervalo d/e) são comuns agregados de tills formados pelo degelo de blocos glaciais flutuantes sobre a água do lago. Ritmicidade várvica é pouco comum ocorrendo apenas no topo do intervalo d/e. As lâminas e camadas de diamictitos intercaladas com folhelhos no intervalo d/e exibem freqüentes clastos desse material, evidenciando o poder erosivo do fluxo responsável pela deposição desses diamictitos: são fluxos de massa, com grande quantidade de lama, mas exibindo turbulência (*slurry flows*) capaz de erodir sedimentos subjacentes.

Próximo à margem do lago depositam-se os diamictitos da fácies d, graças à ablação da base da geleira que se afasta gradualmente, interdigitando-se lateralmente com sedimentos da planície de *outwash* (fácies b). Esses arenitos da fácies b, bastante imaturos, constituem deposição flúvio-glacial em canais anastomosados, intercalando-se com siltitos de áreas de inundação: lentes delgadas de siltitos carbonosos com laminações cruzadas ocorrem associados a esses sedimentos, como resultado do retrabalhamento de vegetação existente nas áreas intercanais.

A fácies c ocorre intercalada nos arenitos b: são aproximadamente 5m de diamictitos que dividem a secção em uma porção inferior exibindo um *coarsening upward* e uma porção superior em *fining upward* (Figura 17C). O avanço de geleiras, num novo período glacial, implica no aparecimento de fácies cada vez mais proximas e, portanto, mais grosseiras, atingindo um máximo com a deposição direta de sua carga, formando os tilitos da fácies c. Com o retrocesso do glaciar, aí novamente se instala a zona de *outwash*, primeiramente com o desenvolvimento de correntes de degelo responsáveis pelos depósitos fluviais da fácies b, seguido da deposição

em lagos cada vez mais profundos graças ao maior volume de água de degelo.

Com a proximidade da costa, a elevação do nível do mar, freqüentemente excedendo ao reajuste isostático do continente devido ao recuo da camada de gelo, pode ocasionar freqüentes ingressões marinhas nas planícies costeiras, de tal forma que podem ocorrer flutuações entre condições marinhas e de água doce nos corpos lacustres aí existentes.

4.5. Secção S5

Esta secção constitui um único e extenso afloramento (Figura 2) existente na rodovia SP-255, entre Itaporanga e Taquaritiba, próximo ao entroncamento com a rodovia SP-249.

Esses sedimentos pertencem ao topo do Subgrupo Itararé, pouco abaixo dos siltitos arroxeados da Formação Tatui, motivo pelo qual, embora não localizados nas proximidades da Serra dos Pais, mas como uma continuação da secção Itaporanga-Taquarituba para nordeste, foram aqui anexados.

A secção S5 é composta por duas fácies principais; a Prancha 28 fornece uma vista parcial desses sedimentos.

A fácies a constitui-se por arenitos finos e finos a médios, subarredondados, relativamente bem selecionados, quartzosos. Podem aparecer como corpos tabulares a nível de afloramento, ou mesmo lenticulares, ou formando grandes *sand pillows*, graças à injeção de diápiros de lamitos e aprofundamento nos sedimentos mais finos, subjacentes, por sobrecarga (Pranchas 13C e 28). Quanto às estruturas sedimentares, são relativamente comuns as laminações cruzadas, embora de maneira geral os sedimentos aparentem maciços. Intercala

ções relativamente freqüentes de lamitos laminados, no geral centimétricos, são responsáveis pela formação de estruturas flame nos arenitos e incluem pequenas almofadas de areia. Localmente, exibem bases erosivas, com fragmentos de lamitos da fácies b.

A fácies b, por sua vez, é composta por lamitos e siltitos avermelhados e esverdeado-claros, maciços ou laminados, comumente bioturbados (Prancha 13D). Moldes e contramoldes de pelecípodos marinhos foram encontrados nesses sedimentos, muito embora sua classificação ainda não tenha sido estudada. Frequentemente exibem intercalações delgadas (milimétricas a centimétricas) de arenitos da fácies a.

A figura 17D mostra um perfil geral desta secção com a sucessão de litologias aí encontrada.

Esses sedimentos constituem depósitos formados em porções relativamente distais da frente deltaica, onde as barras de desembocadura (fácies a) se associam a sedimentos finos (fácies b) prodeltaicos (ou de partes distais da baía interdistributária — *prodeltic bay shales*).

A alta taxa de sedimentação das areias das barras provoca sobrecarga nos lamitos subjacentes, ocasionando o diapirismo e a conseqüente formação de grandes almofadas de areia.

CAPÍTULO 6

DADOS DE SUBSUPERFÍCIE

1. INTRODUÇÃO

Os dados levantados de perfis de poços são de alta relevância na correlação entre poços, no entendimento da sucessão vertical de litologias e no estudo de paleoambientes. O comportamento lateral dos corpos litológicos, por sua vez, embora possa ser melhor analisado em seções de superfície, pode ser também caracterizado quando se dispõe de perfis de poços relativamente próximos.

A situação encontrada na área-foco do presente estudo é de total falta de dados de subsuperfície, ocorrendo, no entanto, em suas vizinhanças, os poços PN-1-SP (Paranapanema) e SA-1-SP (Sarutaiã), perfurados pelo PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT), e os poços J-1-PR (Jacarezinho) e JT-1-PR (Joaquim Távora), mais antigos e perfurados pela PETROBRÁS. A localização desses poços pode ser identificada no mapa da figura 1.

Os dados de subsuperfície utilizados são basicamente de três tipos: testemunhos de rochas, perfilagens geofísicas e dados paleontológicos. Os testemunhos, onde existentes, foram descritos em suas litologias, texturas e estruturas sedimentares. As perfilagens, potencial espontâneo (SP), raios gama (GR), densidade e neutrons, serviram à melhor caracterização da sucessão litológica atravessada no Subgrupo Itararé; os perfis de raios gama, em espe

cial, prestaram-se à correlação entre os diversos poços. Os dados paleontológicos foram extraídos dos relatórios dos poços SA-1-SP e PN-1-SP.

2. DESCRIÇÃO DOS TESTEMUNHOS

À exceção do poço J-1-SP, os demais apresentam pouca testemunhagem, sendo que o SA-1-SP não teve recuperado seu único testemunho dentro do Itararé.

Esses sedimentos, como será visto a seguir, foram descritos em suas feições macroscópicas de texturas e estruturas sedimentares, na busca de seus processos geradores e para comparação das associações litológicas entre os diferentes poços.

2.1. Poço JT-1-PR

Testemunho § 3 - profundidade 240.3m a 245.3m (Figura 18)

São cerca de 4m de arenitos muito finos a silticos, com *ripple-drifts* e laminações cruzadas (Prancha 29A, B). Muito subordinadamente apresentam níveis centimétricos com clastos de argila. No topo (50cm finais) gradam a arenitos muito finos portando laminações cruzadas, provavelmente por ondas, e *ripple-drifts*.

Testemunho § 4 - profundidade 335m a 338m (Figura 18)

São diamictitos de matriz de arenitos muito finos, silticos, com seixos centimétricos e grânulos (menos que 10%), angulares e polimícticos, fluidizados, que intercalam níveis de arenitos muito finos, claros, com incipiente laminação e perturbados por mo

vimentos de *slump* e por estruturas de escape de fluido (Prancha 29C).

Testemunho § 5 - profundidade 432m a 433m (Figura 19)

São arenitos médios a grosseiros, com estratos localmente muito grosseiros e estratificações cruzadas (Prancha 32C).

Testemunho § 6 - profundidade 534m a 535m (Figura 19)

Arenitos muito finos, siltíticos, com laminações cruzadas (provavelmente por ondas), passando a siltitos maciços nos centímetros finais do topo. Na base ocorrem siltitos e lamitos mostrando dobramentos de escorregamento (Prancha 32D).

Testemunho § 7 - profundidade 634.6m a 635.6m (Figura 19)

Arenitos finos a muito finos com estratificações cruzadas, localmente dobras convolutas em siltitos e lamitos, exibindo alguns clastos desses sedimentos finos (Prancha 32E). Localmente estão presentes estruturas *dish*.

Testemunho § 8 - profundidade 735.3m a 737.3m (Figura 20)

Siltitos e lamitos interlaminados, rítmicos, plano-paralelos, mostrando gradação, mas também subordinadamente mostrando contatos bruscos, além de pequenos *pillows* (Prancha 34A) e *climbing-ripples*. Esses ritmitos intercalam níveis mais espessos (centimétricos) de siltitos onde nota-se incipiente gradação e incipiente desenvolvimento de *climbing-ripples*. Arenitos finos a médios, contendo grânulos (cerca de 5%) polimícticos e clastos de lamitos, maciços, com pequenas estruturas irregulares acanaladas no to

po, truncam esses ritmitos.

Testemunho § 9 - profundidade 835m a 837m (Figura 20)

São intercalações delgadas (centimétricas a decimétricas) de ritmitos, semelhantes aos descritos no testemunho § 8, com arenitos finos, aparentemente maciços (Prancha 34B, C), portando clastos de lamitos.

Testemunho § 10 - profundidade 932.3m a 934.3m (Figura 20).

Arenitos muito finos, silticos, exibindo suave *fining-upward* a siltitos, mostram laminações cruzadas, laminações paralelas com gradação (Prancha 34D). Localmente ocorre uma camada centimétrica de diamictitos com finas lâminas de lamitos com convoluções.

Testemunho § 11 - profundidade 1034.7m a 1036.7m (Figura 20)

Arenitos finos e finos a médios, em estratos cruzados, intercalam-se com arenitos grosseiros a muito grosseiros, até levemente conglomeráticos, também portando estratificações cruzadas (Prancha 34E).

Testemunho § 15 + § 16 - profundidade 1132.9m a 1136.3m (Figura 21)

Diamictitos de matriz siltica, cinza-escuro, contendo grânulos e seixos finos angulosos e polimícticos (aproximadamente 5%), no geral maciços.

Testemunho § 17 - profundidade 1136.3m a 1138.2m (Figura 21)

Idem anterior (Prancha 37A).

Testemunho § 18 - profundidade 1232.3m a 1233.7m (Figura 21)

Idem anterior.

Testemunho § 19 - profundidade 1330m a 1331m

Arenitos finos e finos a médios com estratificações cruzadas e cozidos por diabásio adjacente.

2.2. Poço J-1-PR

Testemunho § 25 - profundidade 1032m a 1034m (Figura 18)

Arenitos muito finos a finos com laminações cruzadas por correntes (Prancha 29D).

Testemunho § 26 - profundidade 1049m a 1052m (Figura 18)

Arenitos muito finos, sílticos, gradando a arenitos muito finos, exibem microlaminações cruzadas e localmente maciços (Prancha 29E). São sobrepostos por siltitos diamícticos com grânulos e raros seixos finos, mostrando microlaminações irregulares deformadas, feições de escorregamento e fluidização. Almofadas de silte são comuns em níveis mais lamícticos.

Testemunho § 27 - profundidade 1099m a 1102m (Figura 18)

Diamictito de matriz síltica, com 15% a 20% de clastos grosseiros (seixos e grânulos), polimícticos, angulares e sub-angu

lares a subarredondados, maciços (Prancha 30A). Ocorrência de raras lentes de siltito deformado.

Testemunho § 28 - profundidade 1148.5m a 1151.5m (Figura 18)

No metro basal são arenitos muito finos com laminações cruzadas e convolutas, portando localmente abundantes estruturas *dish*. Acima, com intervalo sem registro de cerca de 60cm, ocorrem arenitos médios a grosseiros, com estratificações cruzadas e clastos de diamictito (Prancha 30B).

Testemunho § 29 - profundidade 1168m a 1170m (Figura 18)

Diamictito de matriz lamítica com seixos e grânulos polimícticos (5 a 10%), maciços, com feições fluidais, localmente com ritmitos escorregados (Prancha 30C).

Testemunho § 30 - profundidade 1195m a 1198m (Figura 18)

Arenitos muito finos, sílticos, com laminações paralelas incipientes e irregulares (Prancha 30E), localmente atravessadas por estruturas de escape de fluido, são sobrepostos por lamitos escuros, com finas lâminas de arenitos muito finos e arenitos muito finos, sílticos, formando estruturas lenticulares (Prancha 30D), *pillows*, *ripple-drifts* e *climbing ripples*. No topo desses sedimentos finos, delgada camada (cerca de 30cm) de siltitos apresenta grande quantidade de clastos de lamitos. Esses sedimentos são sobrepostos por arenitos muito finos, sílticos, localmente gradando a muito fino a fino, apresentando laminações paralelas a onduladas (Prancha 30D), microlaminações e porções maciças subordinadamente. Formando intercalação de cerca de 30cm nesses sedimen

tos do topo, ocorrem arenitos finos a médios, gradando a médios para o topo, com estratificações cruzadas incipientes a maciço, com estruturas de escape de fluido.

Testemunho § 31 + § 32 - profundidade 1293m a 1296m (Figura 19)

Diamictitos de matriz de arenitos muito finos, sílticos, com seixos e grânulos polimícticos (cerca de 10%), angulares a sub arredondados, maciços, localmente com feições de escorregamento e estruturação incipiente (Prancha 33A). Níveis centimétricos de arenitos muito finos, sílticos, ocorrem intercalados nesses diamictitos, apresentando laminações paralelas e cruzadas incipientes (Prancha 33A), *pillows* e finas lentes de diamictitos englobados por escorregamento.

Testemunho § 33 - profundidade 1335.8m a 1338.8m (Figura 19)

São arenitos finos a médios, com estratificações paralelas e cruzadas de baixo ângulo (Prancha 33B) e localmente laminações cruzadas e *ripple-drifts*. Localmente, apresenta nível contendo fragmentos carbonosos.

Testemunho § 34 - profundidade 1378m a 1381m (Figura 19)

Na base são arenitos muito finos a finos com laminação paralela, passando a arenitos muito finos, sílticos, com laminações cruzadas incipientes (Prancha 33C). No restante do testemunho são arenitos muito finos a finos, localmente maciços, localmente com cruzadas (Prancha 33C) e localmente apresentando *ripple-drifts* em níveis mais siltosos.

Testemunho § 35 - profundidade 1410m a 1413m (Figura 19)

Diamictitos com matriz de arenito muito fino, siltoso, com seixos e grânulos (menos que 10%) polimícticos. Espaçadamente, ocorrem níveis de arenitos muito finos, silticos, escorregados e portando lentes de diamictitos deformados (Prancha 33D) e seixos. Semelhante a § 31 + § 32.

Testemunho § 36 - profundidade 1460m a 1464m (Figura 19)

Constituem várias gradações suaves de arenitos muito finos, silticos, a siltitos. Exibem laminações paralelas incipientes a relativamente bem desenvolvidas, microlaminações cruzadas, destruídas localmente por pequenos *pillows* e *dishes*, localmente maciços (Prancha 33E). Contém localmente pequenos clastos de lamitos.

Testemunho § 37 - profundidade 1498m a 1501m (Figura 20)

Arenitos finos a médios, de grande variação textural, com lâminas irregulares de arenitos muito finos, silticos, localmente deformados (Prancha 35A, B). Formam pequenas estruturas (milimétricas a centimétricas) irregulares, assemelhando-se a minúsculos acanalamentos; também ocorrem laminações cruzadas. Localmente, camadas maciças de arenitos médios interrompem a seqüência (Prancha 35B).

Testemunho § 38 - profundidade 1531m a 1534m (Figura 20)

Na base ocorre uma delgada camada (cerca de 40cm) de arenitos semelhantes em texturas e estruturas ao anterior (Prancha 35C).

Acima ocorrem intercalações de arenitos médios a grosseiros, maciços ou com incipiente estratificação cruzada (Prancha 35C), com arenitos finos a médios e médios com cruzadas pouco nítidas ou maciços, deformados e contendo clastos de lamitos.

Testemunho § 39 - profundidade 1560m a 1562.6m (Figura 20)

Na base são arenitos muito finos, silticos, com microlaminações e laminações cruzadas, apresentando-se no geral deformados por *slumps* (convoluções e microfalhas associadas), subordinadamente maciço, com presença de seixo "pingado" (Prancha 35E). No topo, arenitos muito finos, silticos, com microlaminações cruzadas, gradam a arenitos finos com laminações cruzadas (Prancha 35D). Intercalado nesses sedimentos ocorre uma camada de arenitos finos a médios com laminações cruzadas (Prancha 35E).

Testemunho § 40 - profundidade 1636m a 1639m (Figura 20)

Arenitos finos a médios, com grãos muito grosseiros e grânulos (arenito diamictico), no geral maciços ou exibindo estratificações cruzadas incipientes (Prancha 36A).

Testemunho § 41 - profundidade 1691m a 1694m (Figura 20)

Pequenos ciclos de arenitos finos a médios (Prancha 36B, C), localmente médios a grosseiros passando a finos e finos a muito finos para o topo. Internamente são semelhantes aos sedimentos do testemunho § 37, exibindo grande variação textural e formam pequenas estruturas acanaladas irregulares, laminações cruzadas e localmente paralelas (Prancha 36B, C). Os níveis mais grosseiros podem mostrar estratificações cruzadas.

Testemunho § 42 - profundidade 1722m a 1725m (Figura 20)

Arenitos finos a médios, aparentemente maciços, homogêneos, localmente mostrando estratificações cruzadas (Prancha 36D) e possíveis pequenos *festoons*.

Testemunho § 43 - profundidade 1760.5m a 1763.5m (Figura 20)

Na base são arenitos finos a médios, maciços, localmente com estratificações cruzadas (Prancha 36E) e mais restritamente *ripple - drifts*. São semelhantes ao testemunho § 42. No topo são conglomerados polimícticos mostrando estratificações cruzadas.

Testemunho § 44 - profundidade 1777.9m a 1780.9m (Figura 21)

Arenitos finos a médios, fluidizados (Prancha 37B), com *dishes* e escape de fluidos, no geral maciços, localmente preservando laminações cruzadas.

Testemunho § 45 + § 46 + § 47 - profundidades (baixa recuperação)
1813.6m, 1815.7m, 1816.2m a 1817.2m (Figura 21)

Diamictitos de matriz de arenitos muito finos, sílticos, com seixos finos e grânulos, maciços.

Testemunhos § 48 + § 49 - profundidades 1850m, 1851.7m a 1852.7m

Laminitos silte-argila, várlicos, muito finos, deformados provavelmente por escorregamentos, portando seixos "pingados".

Testemunho § 50 - profundidade 1874m a 1875.8m (Figura 21)

Varvito (laminito silte-argila), localmente deformados

(prováveis escorregamentos), localmente com concentração de seixos "pingados" (Prancha 37C,D).

Testemunho § 51 - profundidade 1898.8m a 1900.2m (Figura 21)

Arenitos finos, maciços, com clastos de siltito. Mosqueamento por cimentação irregular de calcita (Prancha 37E).

Testemunho § 55 - profundidade 2002.7m a 2004.7m (Figura 21)

Arenitos finos a muito finos, maciços (Prancha 38A) a localmente com incipiente laminação cruzada, subordinadamente concentração de clastos de siltito. Similar ao anterior (Testemunho § 51). Leve mosqueamento por cimentação irregular de calcita.

Testemunho § 56 - profundidade 2033.5m a 2035.3m (Figura 21)

Laminitos silte-lama, exibindo *grading* ou com a separação brusca das lâminas. Deformações ocorrem devido a pequenos *pillows*, microfalhas e bioturbações (?). Lâminas mais espessas de siltito (2 a 3cm) mostram-se onduladas (Prancha 38B).

Testemunho § 57 - profundidade 2126.5m a 2129.5m (Figura 21)

Arenitos muito finos, silticos, com laminações cruzadas por corrente (Prancha 38C) e *ripple-drifts*, passam no topo para arenitos finos com laminações cruzadas e estratificações cruzadas.

Testemunho § 58 - profundidade 2266.9m a 2268.8m (Figura 21)

Arenitos finos e finos a médios, mostrando estratificações cruzadas, laminações cruzadas e localmente paralelas, com porções aparentemente maciças (Prancha 38D).

Testemunho § 59 - profundidade 2280m a 2283m (Figura 21)

Arenitos finos a médios, com laminações paralelas abundantes e localmente laminações cruzadas ou maciço (Prancha 38E).

2.3. Poço PN-1-SP

Testemunho § 8 - profundidade 354m a 361,5m (Figura 18)

Na base são arenitos finos a médios e finos, diamícticos, com cerca de 5% de seixos finos, exibindo feições de fluidização; delgados níveis de areias médias bem selecionadas, formando *pillows*, intercalam-se nesses sedimentos. Localmente, arenitos muito finos mostram microcruzadas. Logo acima, ocorrem diamictitos de matriz lamítico-arenosa com cerca de 10% de seixos finos, angulosos a arredondados, aparentemente maciços, interrompidos localmente por delgados níveis dos arenitos subjacentes escorregados (Prancha 31C). Sobreposto, ocorrem arenitos muito finos, fluidizados e com feições de *slump* próximo à base (Prancha 31B); para o topo, mostram *climbing - ripples* e *ripple-drifts* (Prancha 31A). Intercalado a esses arenitos ocorre delgado nível (cerca de 12 cm) de varvitos com seixos "pingados" deformando as lâminas e que se mostram dobrados e com pequeno falhamento associado (Prancha 31B).

Testemunho § 9 - profundidade 528m a 536.5m (Figura 18)

Diamictitos maciços, de matriz lamítico-arenosa (Prancha 31E) e cerca de 5% de seixos, são sobrepostos por arenitos muito finos, siltosos, exibindo feições de *slump* e fluidização. (Prancha 31D, E). Estes sedimentos finos compõem uma associação com níveis de laminitos gradacionais de siltito para lamitos, não perturbados

ou microfalhados com pequenas convoluções (Prancha 31D); níveis de lamitos cinza-escuro exibem delgadas (milimétricas a centimétricas) intercalações de siltitos formando *pillows* ou localmente portando seixos "pingados" (Prancha 31D). No topo são diamictitos de matriz lamítica com raros seixos (no geral de arenitos), maciços, localmente com feições de fluidização.

Testemunho § 10 - profundidade 771m a 776.5m (Figura 19)

São arenitos finos a médios, maciços, com porções exibindo estratificações plano-paralelas, passando a arenitos muito finos no topo, onde ocorrem *ripple-drifts*. Sobrepostos ocorrem intercalações decimétricas de arenitos finos, maciços, com incipientes estratificações plano-paralelas (semelhantes ao anterior, Prancha 32A), localmente exibindo escape de fluidos, algumas vezes cortado por sedimentos finos laminados (Prancha 32A), normalmente gradando a arenitos muito finos para o topo, com níveis de arenitos muito finos, silticos, interlaminados com lamitos, portando *ripple-drifts*.

Testemunho § 11 - profundidade 782m a 786.4m (Figura 19)

Na base são arenitos finos, no geral imaturos (textural e mineralogicamente), com *slumps* proeminentes e fluidização. Acima ocorrem diamictitos de matriz lamítica, com poucos seixos polimícticos, portando localmente lâminas de siltito bastante deformadas (Prancha 32B). Feições de escorregamento com dobramentos e escape de fluidos estão presentes, assim como incipiente laminação, sendo que nos 20cm do topo aparece melhor desenvolvida, mostrando seixos "pingados", microfalhas e microconvoluções.

3. DADOS PALEONTOLÓGICOS

Os poços J-1-PR e JT-1-PR, mais antigos, não apresentam informações paleontológicas. Apenas os poços PN-1-SP e SA-1-SP apresentam alguns dados de micropaleontologia e palinologia. A divisão bioestratigráfica adotada pelo PAULIPETRO no estudo desses poços é baseada nas proposições de DAEMON & QUADROS (1970) para Bacia do Paraná.

Os dados paleontológicos aqui apresentados referem-se aos resultados mostrados nos relatórios RT-339/82 e RT-030/81, elaborados pelo agrupamento de laboratório de ensaios e análises do PAULIPETRO (Consórcio CESP/IPT).

Poço SA-1-SP

O conteúdo fossilífero do poço SA-1-SP, referente ao intervalo do Subgrupo Itararé (890 a 2318m), é escasso. Os únicos registros, apresentados no relatório RT-339/82 acima citado, indicam a presença de ostracodes das espécies Bairdiacypris sp.aff.B. punc-tata e Bythocypris sp.aff.B. pediformis, à profundidade de 1035m, e de fragmentos de dentes de peixes, à profundidade de 1125m. No entanto, como levantado nesse mesmo relatório (p. 21), o registro desses ostracodes marinhos em amostras de calha da porção superior do Subgrupo Itararé, "deve ser olhado com cautela, uma vez que as espécies registradas são comuns na Formação Serra Alta e podem representar material desabado".

O estudo do conteúdo palinológico do poço em discussão levou à subdivisão bio-estratigráfica do Subgrupo Itararé (Figura 22) nos seguintes intervalos: G+H1, Carbonífero superior a Permiano

inferior (Estefaniano a Sakmariano), no intervalo 2318 a 1400m; H2+H3, Permiano inferior (Artinskiano), entre 1400 e 1230m; I1, Permiano médio (Kunguriano), de 1230 a 1150m; e I2+I3+I4, Permiano médio (Kunguriano), entre 1150 e 852m.

Poço PN-1-SP

Os sedimentos do Subgrupo Itararé ocorrem neste poço entre as profundidades de 272 e 1242m. No entanto, somente no intervalo entre 785 e 772m foram encontrados moldes recristalizados de ostracodes e fragmentos de peixes paleoniscídeos, tais como escamas, ossículos, dentes e espinhos.

O estudo palinológico deste poço, segundo o relatório RT-030/81 do PAULIPETRO, revela formas do Permiano/Carbonífero superior até 1140m e formas do Carbonífero inferior a Devoniano superior entre 1310 e 1520m. Trata-se, portanto, de um dado novo na literatura geológica da Bacia do Paraná, uma vez que até então não se conheciam sedimentos do Carbonífero inferior nesta Bacia.

Esses sedimentos mais antigos foram denominados informalmente de Pré-Itararé no citado relatório e, do que se pode deduzir a partir das amostras de calha e de testemunhos, não existem evidências de variações litológicas marcantes entre esses depósitos e os do Subgrupo Itararé propriamente dito.

Face a tal situação, torna-se difícil o estabelecimento do limite entre essas unidades. Dessa forma, o contato entre elas foi definido com base nas perfilagens geofísicas e no fato de que o limite máximo superior de ocorrência das espécies Eocarboníferas corresponde à profundidade de 1290m. Utilizando-se principalmente o perfil de raios gama, o contato foi estabelecido a 1242m de pro

fundidade, ponto em que a curva sofre uma quebra, com ligeira alteração a partir dessa profundidade.

Esse limite, entretanto, não é definido com segurança. Além disso, no intervalo entre as profundidades de 1310 e 1140m, os sedimentos analisados apresentam-se praticamente estéreis, com formas carbonizadas não identificáveis.

Entre 1140 e 690m, surge uma nova assembléia palinológica caracterizando o intervalo G+H1 de idade permocarbonífera (Estefaniano a Artinskiano).

O intervalo bioestratigráfico I, Permiano médio (Kunguriano), está representado entre 690 e 400m de profundidade.

No trecho entre 400 e 220m de profundidade surgem formas palinológicas pertencentes aos intervalos bioestratigráficos K e L1 (Kazaniano), não tendo sido possível sua individualização.

Resumindo, a análise do conteúdo palinológico nestes dois poços levou a uma subdivisão bioestratigráfica dos sedimentos Itararé, cuja correlação pode ser vista na Figura 22.

Por outro lado, a quase total ausência de registro fossilífero com indicações paleoambientais nesses sedimentos não permite uma avaliação pormenorizada, mas apenas de caráter generalizado, de suas condições de formação.

Calcado na relação de porcentagem entre os diferentes tipos de matéria orgânica, se amorfa, herbácea ou lenhosa, e na ocorrência de ostracodes marinhos na porção superior do Subgrupo Itararé do poço SA-1-SP, é levantada a hipótese de condições mais marinhas nesse intervalo, conforme interpretações no relatório RT-339/82.

Com relação ao poço PN-1-SP, o relatório RT-030/81 aventa condições mais marinhas a partir de 1140m em direção ao topo, sugerindo condições marinhas de salinidade mais restrita entre 772 e 238m de profundidade, embora não apresente dados convincentes para tal interpretação.

4. DADOS DE PERFILAGENS GEOFÍSICAS

4.1. Introdução

Atualmente são diversos os tipos de perfilagens de poços utilizados pelos geólogos, especialmente em companhias petrolíferas.

Os tipos mais conhecidos e de uso já há algum tempo difundido na análise das variações litológicas, na correlação poço a poço e na tentativa de identificação de ambientes deposicionais são os perfis de raios gama (GR) e potencial espontâneo (SP). Ambos refletem o conteúdo em argila nas rochas e, conseqüentemente, a granulometria em seqüências clásticas. Uma vez que a sucessão vertical de granulometria em sedimentos clásticos pode ser, em diversos casos, importante arma na interpretação ambiental, a utilização de perfis SP e GR é de grande relevância.

Logicamente, entretanto, nenhum destes dados pode diagnosticar, por si sô, o ambiente de deposição desses sedimentos. Outros aspectos importantes na definição do ambiente deposicional são a geometria do corpo rochoso (passível de identificação quando se tem poços próximos e em quantidade), as estruturas sedimentares (identificáveis apenas em níveis testemunhados do poço) e o conteúdo fossilífero. Segundo SELLEY (1978), a utilização conjunta de per

fis SP e GR com dados sobre a distribuição de glauconita e detritos carbonosos na seqüência, constitui uma arma poderosa na diagnose de ambientes deposicionais clásticos.

Por outro lado, a utilização rotineira de perfilagens GR consiste na correlação poço a poço, baseada na semelhança entre as curvas geofísicas e quebras características. Assim, diversas feições tais como seqüências de *fining* e *coarsening upward*, corpos litologicamente uniformes com limites abruptos ("caixas") e quebras ou picos no registro dos perfis podem ser, em muitos casos, rapidamente correlacionados.

Os perfis SP, mais antigos na técnica de perfilagem, são hoje preteridos ao uso dos perfis de raios gama. Isto porque a resposta desses últimos é mais sensível às variações granulométricas, imprimindo maior detalhe na construção do perfil litológico. Além disso, em se tratando de arenitos muito cimentados, não permeáveis, a perfilagem SP pode ser insensível na distinção com folhelhos.

Os poços utilizados - SA-1-SP, PN-1-SP, JT-1-PR e J-1-PR - apresentam perfis SP e GR, à exceção do poço J-1-PR, para o qual apenas se dispõe do perfil SP. Para os poços SA-1-SP e PN-1-SP, mais recentes, foram também utilizados os perfis de densidade e neutrônico, na tentativa de melhor definir as variações litológicas existentes.

A perfilagem de neutrons é utilizada principalmente na detecção de unidades porosas, enquanto o perfil de densidade constitui um registro contínuo das variações na densidade da coluna litológica. A conjunção desses dois perfis pode ser de grande valia na correta determinação da sucessão litológica, em associação com os perfis de raios gama e/ou potencial espontâneo.

4.2. Perfis Litológicos

Os perfis compostos de poços conseguidos junto à PETROBRÁS e PAULIPETRO apresentavam perfis litológicos que foram aprimorados por uma reavaliação dos dados de perfilagens e de testemunhos dos mesmos.

No caso do poço J-1-PR, mesmo se tratando de um perfil SP de baixa precisão, pois que de traçado manual, foi possível, em conjunção com a descrição de testemunhos, algumas pequenas correções no perfil litológico original.

No poço JT-1-PR, utilizando o perfil GR e os testemunhos, também foram feitas pequenas alterações no perfil original.

Já no caso dos poços SA-1-SP e PN-1-SP, além dos perfis de raios gama e da descrição dos testemunhos, foram analisados os perfis de densidade e de neutrons. A utilização destas duas perfilagens permite distinguir, com certa segurança, três tipos litológicos básicos comuns no Subgrupo Itararé: arenitos, folhelhos e diamictitos.

Os perfis litológicos desses quatro poços podem ser identificados nas figuras 23 a 26.

CAPÍTULO 7

CORRELAÇÃO ENTRE OS POÇOS E COM AS SECÇÕES DE SUPERFÍCIE

1. INTRODUÇÃO

Com base nas diferentes associações litológicas possíveis de serem individualizadas nos perfis litológicos levantados no capítulo anterior e nas perfilagens gama e SP (esta exclusivamente para o poço J-1-PR), foi possível a separação de quatro pacotes rochosos principais e sua correlação entre os diferentes poços (Figuras 23 a 27).

Como pode ser facilmente percebido na figura 27, os perfis de raios gama apresentam boa correlação entre si, especialmente entre os poços SA-1-SP e JT-1-PR.

A subdivisão no poço J-1-PR é dificultada pela falta de uma boa perfilagem, uma vez que o traçado da curva SP é ainda manual, e mesmo pela ausência de perfilagem em seu terço inferior. No entanto, graças à maior quantidade de testemunhos nesse poço, foi possível um melhor controle das variações litológicas e a consequente separação de conjuntos distintos. Além disso, algumas feições da curva SP são correlacionáveis com os perfis GR nos demais poços.

As subdivisões detectadas em subsuperfície podem ser prontamente correlacionadas aos conjuntos rochosos separados em superfície

cie, face às diferentes associações litológicas e ambientes deposicionais específicos identificados no campo.

Uma quinta unidade diagnosticada em superfície e correspondente aos arenitos fluviais basais, sem influência glacial, não pôde ser identificada em subsuperfície, à exceção do poço SA-1-SP, onde um delgado corpo de arenitos existente em sua base, no contato com sedimentos da Formação Ponta Grossa, e caracterizados em amostra de calha como arenitos médios, subarredondados, mal selecionados e friáveis, poderia ser correlacionado a tal unidade.

2. AS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS INFORMAIS E SUAS CARACTERÍSTICAS

À exceção do poço PN-1-SP, onde a espessura do Subgrupo Itararé é relativamente menor (cerca de 960m), nos demais poços ela é pouco variável (1200m a 1275m) e pouco maior que a medida em superfície (aproximadamente 1100m). Face às diversas fontes de erro possíveis na mensuração da espessura em superfície, esta pode ser considerada como próxima aos dados de poços.

No caso do poço PN-1-SP, entretanto, a causa da menor espessura deve-se, provavelmente, à posição do topo da unidade designada por Pré-Itararé, de idade do Carbonífero inferior, assunto já abordado anteriormente.

As unidades ora propostas não podem ser consideradas como unidades estratigráficas formais antes que trabalhos de mapeamento de superfície sejam efetivados para verificar sua aplicabilidade regional.

A separação das unidades, a partir dos dados de campo, baseou-se na individualização de associações litológicas pertencentes a contextos ambientais diferentes, empilhados durante o levantamento das secções de superfície.

Foram identificadas então cinco unidades, sendo que a unidade I, mais antiga, anterior à glaciação na área, é de caráter aparentemente localizado. É caracterizada por arenitos de texturas diversas, desde grosseiros até finos, mal a regularmente selecionados, exibindo estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de grande porte (Prancha 1A,B), bastante parecidos com os sedimentos Furnas.

As demais unidades separadas em superfície (II a V) encontram correspondência estratigráfica nos poços estudados, devendo apresentar, portanto, distribuição regional.

Em subsuperfície, as unidades foram individualizadas utilizando-se os perfis GR (e SP no caso do poço J-1-PR), baseando-se em suas quebras mais significativas, no padrão das curvas geofísicas e nas predominâncias litológicas de cada intervalo.

UNIDADE II

A unidade II nos poços JT-1-PR, SA-1-SP e PN-1-SP, não apresenta um padrão bem definido nas curvas GR, o que prontamente a distingue da unidade sobreposta. É nítida, entretanto, a intercalação pouco espessa de texturas mais finas (folhelhos e principalmente diamictitos) e mais grosseiras (arenitos) (Figura 23). No poço J-1-PR, esta unidade apresenta apenas seu topo perfilado, mostrando, no entanto, diferença significativa do padrão de perfilação da unidade superior, além de uma associação de arenitos distinta.

Em superfície, a unidade II é representada por uma associação onde predominam diamictitos arenosos ou de matriz lamítica e subordinadamente arenitos médios a finos, seguidos por siltitos

e ritmitos finos, várlicos (Pranchas 1C, D; 3B; 14; 15). Constituem sedimentos depositados em ambientes supraglacial marginal e proglacial de *outwash*. A sucessão mostra seqüências de *coarsening upward*, parecendo refletir o avanço de fases glaciais diferentes.

Nos poços JT-1-PR e SA-1-SP, as predominâncias litológicas dividem porcentagens aproximadas de arenitos e diamictitos, sendo que na unidade acima os diamictitos praticamente desaparecem. Os diamictitos testemunhados em JT-1-PR são todos maciços e de matriz siltica (§ 15 a § 18; Figura 21; Prancha 37A). Já no poço PN-1-SP, os arenitos representam cerca de 65% da unidade, os diamictitos, 30% e subordinadamente sedimentos finos. Ainda neste caso, embora os arenitos sejam a litologia mais freqüente, a quantidade de diamictitos é consideravelmente superior a da unidade III, sobreposta, servindo como uma boa distinção.

Mesmo uma rápida verificação do perfil litológico do poço J-1-PR permite avaliar o predomínio de areias praticamente em todo intervalo correspondente ao Subgrupo Itararé. A testemunhagem, neste contexto, permite a distinção entre os diversos tipos de arenitos aí existentes. Desta sorte, a unidade II é caracterizada pela dominância de arenitos, seguidos subordinadamente por ritmitos e diamictitos. Os arenitos (§ 44, § 51, § 55, § 57 a § 59; Figura 21; Pranchas 37B, E; 38A, C, D, E) são no geral finos a médios, em muitos casos maciços, podendo mostrar feições de fluidização com estruturas *dish*, laminações cruzadas localmente preservadas, laminações paralelas e *ripple-drifts*. Os laminitos são no geral várlicos (§ 50 e § 56; Figura 21; Pranchas 37C, D; 38B), localmente de formados por carregamentos, com concentrações locais de seixos "pin

gados" (§ 48 a § 50 e § 56). Os diamictitos são maciços, com matriz de arenitos muito finos, silticos. (§ 45 a § 47; Figura 21).

UNIDADE III

O perfil gama referente à unidade III (poços SA-1-SP, PN-1-SP e JT-1-PR; Figura 24) separa corpos maiores de arenitos, em alguns casos apresentando padrão relativamente uniforme, em outros apresentando padrão em caixas menores, individualizando corpos delgados de arenito intercalados por lamitos, siltitos ou mesmo diamictitos de matriz fina. Entre os corpos maiores ocorrem quebras no perfil geofísico referentes a sedimentos mais finos, no geral siltitos ou, mais raramente, diamictitos de matriz lamítica.

No geral, esses corpos de arenito não evidenciam variações de granocrescência ou decrescência, sendo interrompidos, na base e no topo, por quebras relativamente bruscas, à exceção do arenito superior no poço PN-1-SP onde, após um padrão em caixas, sobrepõe-se uma seqüência de *fining upward*.

No poço J-1-PR, a curva SP não mostra uma boa distinção de corpos litológicos: dois corpos maiores de arenitos podem ser, no entanto, individualizados. Tal separação é confirmada pela análise dos testemunhos. Na base (§ 42 e § 43; Figura 20; Prancha 36D, E), são arenitos finos a médios, maciços ou mostrando estratificações cruzadas; subordinadamente, conglomerados mostram estratificações cruzadas. No topo (§ 37 a § 41; Figura 20; Pranchas 35A, B, C, D, E; 36A, B, C), são arenitos no geral exibindo grande variação textural, finos a médios, médios a grosseiros, médios, finos e finos a muito finos; porções maciças, laminações cruzadas e estratificações cruzadas, estas especialmente nos níveis mais grossei

ros, são comuns; pequenas estruturas irregulares, assemelhando-se a minúsculos acanalamentos, ocorrem em diversos níveis nesses arenitos; deformações por escorregamentos podem ser comuns nos arenitos mais finos.

No poço JT-1-PR, o corpo de arenito basal da unidade III apresenta dois testemunhos (§ 10 e § 11; Figura 20; Prancha 34D,E) com características bastante diversas. Podem ser arenitos finos e finos a médios com intercalações de arenitos grosseiros até conglomeráticos, portando estratificações cruzadas, ou podem ser arenitos muito finos, silticos, gradando a siltitos, apresentando laminações cruzadas e paralelas com gradação. Entre o corpo basal e o central (§ 9; Figura 20; Prancha 34B, C) e entre este e o de topo (§ 8; Figura 20; Prancha 34A) ocorrem laminitos de siltito e laminito gradacionais.

Em superfície, a unidade III é representada principalmente pelos arenitos de secção Riversul, na porção basal da unidade. A porção superior desta unidade praticamente não apresenta registro em superfície (Figura 24). Esses arenitos (Pranchas 16, 18 a 20) são finos, mostrando estratificações plano-paralelas, com ou sem gradação, camadas maciças com formas sigmoidais e *climbing-ripples*, constituindo sedimentos de frente deltaica tipo *flysch*, formados por processos de correntes de turbidez.

O final da sedimentação na unidade III é representada por siltitos e arenitos muito finos, silticos, intensamente bioturbados, portadores de fósseis marinhos (Fáunula de Itaporanga), constituindo depósitos de plataforma e prodelta. Esses depósitos são estratigraficamente correlacionáveis aos sedimentos finos que ocorrem no topo desta unidade em todos poços estudados.

UNIDADE IV

A unidade IV, nos poços SA-1-SP, PN-1-SP e JT-1-PR, apresenta um perfil geofísico de raios gama (Figura 25) em padrão não muito diverso da unidade III, registrando arenitos relativamente uniformes e formando caixas, cujo contato com a unidade inferior se verifica pela quebra no perfil logo acima dos sedimentos finos em seu topo. À semelhança da unidade III, a unidade IV também apresenta predominância de arenitos sobre outras litologias, ocorrendo, no entanto, um acréscimo relativo de diamictitos e/ou lamitos e folhelhos nesta última.

Nos poços SA-1-SP e J-1-PR, logo na base da unidade IV, ocorre um corpo de arenitos de cerca de 10m de espessura, bastante saliente no perfil gama (também registrado no poço PN-1-SP) e seguido na coluna por um espesso corpo de diamictitos. No poço J-1-PR, esses arenitos são muito finos, silticos, compondo gradações a siltitos e mostrando laminações paralelas e microlaminações cruzadas, pequenos *pillows* e *dishes*, localmente maciços (§ 36; Figura 19; Prancha 33E), enquanto os diamictitos apresentam matriz de arenito muito fino, siltoso, com seixos e grânulos polimícticos, maciços, intercalados com níveis de arenitos muito finos, silticos, escorregados (§ 3; Figura 19; Prancha 33D). Tanto no poço J-1-PR, quanto em SA-1-SP, esses diamictitos são sobrepostos por um pacote de arenitos, apenas subordinadamente cortado por diamictitos e folhelhos. No poço J-1-PR, os diamictitos do topo (§ 31 + § 32; Figura 19; Prancha 33A) são semelhantes ao descrito para a base da unidade, enquanto os arenitos podem ser finos a médios, com estratificações paralelas e cruzadas, contendo localmente fragmentos carbonosos (§ 33; Figura 19; Prancha 33B), ou arenitos muito finos a finos, maciços

ou apresentando estratificações cruzadas, laminações cruzadas e *ripple-drifts* e níveis mais finos (§ 34; Figura 19; Prancha 33C).

No poço PN-1-SP os arenitos aparecem em corpos menos es pessos, intercalando delgados sedimentos finos ou diamictitos. Os arenitos (§ 10; Figura 19; Prancha 32A) são finos a médios, maciços ou com incipiente estratificação plano-paralela e feições de flui dização, intercalando localmente arenitos muito finos, silticos, in terlaminaados com lamitos e portando *ripple-drifts*; os diamictitos exibem matriz lamítica e lâminas deformadas de siltitos (§ 11; Fi gura 19; Prancha 32B). No poço JT-1-PR (§ 5 a § 7 ; Figura 19; Pran cha 32C, D, E), os arenitos podem ser médios a grosseiros e muito grosseiros com estratificações cruzadas, ou arenitos muito finos, silticos, com laminações cruzadas, localmente estruturas *dish* e siltitos e lamitos mostrando pequenas dobras convolutas.

Em superfície, a unidade IV é representada por sedimen tos de baía interdistributária, barras de frente deltaica e depôsi tos fluviais de planície deltaica, muito bem caracterizados ao lon go da secção Itaporanga-Taquarituba. Constituem o registro de uma progradação deltaica relativamente rápida, graças ao avanço de uma glaciação que eleva rapidamente o suprimento detrítico.

De maneira geral, os sedimentos finos são subordinados nesta unidade, podendo ser lamitos maciços a folhelhóides, às vezes diamícticos, outras vezes portando seixos "pingados", ou laminitos silte-lama (ou areia-silte), plano-paralelos ou exibindo ondulações tipo *climbing-ripples*, ou siltitos com *ripple-drifts* (Pranchas 6, 7 e 21), no geral interdigitados com arenitos de barras distal e proximal. Os arenitos distais são no geral limpos, finos e finos a médios, com *climbings* e *ripple-drifts* (Pranchas 8A,B, 22 e 23A), enquanto as barras de desembocadura são no geral arenitos médios,

limpos, exibindo estratificações cruzadas acanaladas, *ripple-drifts* e partes aparentemente maciças, formando corpos mais espessos (Pranchas 9B e 24). Os arenitos fluviais (Pranchas 9C, D e 10A, B) são mais imaturos texturalmente, mostrando desde porções finas até grossas, estratificações cruzadas tabulares e acanaladas de médio e grande porte, *festoons* de pequeno porte e porções maciças.

UNIDADE V

A unidade V é caracterizada nos perfis GR dos poços SA-1-SP, PN-1-SP e JT-1-PR por uma rápida e persistente alternância de picos e quebras, como resultado da variação litológica cercada de corpos principalmente de arenitos, folhelhos e diamictitos (Figura 26). Dessa forma, sua distinção das unidades inferiores na coluna litológica é nítida, apresentando uma significativa diminuição em areias quando comparada às demais unidades, com aumento de sedimentos finos e principalmente diamictitos.

No poço PN-1-SP, os testemunhos § 8 e § 9 (Figura 18), referentes a unidade V (Prancha 31A-E), mostram diamictitos de matriz lamítico-arenosa a lamítica noutros casos, com pequena porcentagem de seixos (5 a 10%), maciços, localmente com feições de fluidização; arenitos finos a médios, diamícticos, fluidizados; arenitos muito finos, siltosos, exibindo *slumps* e fluidização, associados a laminitos gradacionais siltito-lamito e lamitos escuros com raras lâminas de siltito formando *pillows* e com "seixos pingados"; arenitos muito finos mostrando *ripple-drifts*, localmente fluidizados, intercalando delgado nível de varvitos dobrados e com "seixos pingados".

No poço JT-1-PR, a unidade V pode mostrar arenitos muito

finos a silticos com *ripple-drifts* e laminações cruzadas (§ 3; Figura 18; Prancha 29A, B) e diamictitos de matriz de arenitos muito finos, silticos, fluidizados, intercalando delgados níveis de arenitos muito finos com incipientes laminações e perturbados por escorregamentos (§ 4; Figura 18; Prancha 29C).

No poço J-1-PR pode-se notar claramente a mudança no padrão da curva SP quando se passa da unidade IV para V. Nesta última ocorre a mesma irregularidade registrada nos perfis gama dos demais poços, graças à maior variabilidade litológica na unidade. À semelhança dos outros poços, aumenta, aqui, consideravelmente, a quantidade de diamictitos; a porcentagem de diamictitos mais sedimentos finos supera o predomínio de arenitos nesta unidade. A testemunhagem mostra diamictitos de matriz siltica e lamítica (§ 27 e § 29; Figura 18; Prancha 30A, C), maciços ou com aspecto fluidal, localmente exibindo ritmitos escorregados; arenitos muito finos a finos com laminações cruzadas (§ 25; Figura 18; Prancha 29D), localmente com estruturas *dish*; arenitos muito finos, silticos, com laminações incipientes (§ 30; Figura 18; Prancha 30D, E), estruturas de escape de fluido, microlaminações cruzadas e localmente maciços (§ 26; Figura 18; Prancha 29E); arenitos médios a grosseiros (§ 28; Figura 18; Prancha 30B), com estratificações cruzadas, contendo clastos de diamictitos; lamitos escuros com finas lâminas de arenitos muito finos, silticos, formando estruturas lenticulares e *pillows* (§ 30; Prancha 30D).

Em superfície, a unidade V é bem representada especialmente pelos sedimentos aflorantes ao longo da secção Serra dos País. Aí ocorre uma alternância de corpos pouco espessos de arenitos, lamitos e diamictitos depositados por um sistema deltaico caracterizado por amplo desvio de distributários, com influência glacial,

porém sem sua participação direta. Secções correlatas mostram de p_ositos deltaicos e dep_ositos glaciais e proglaciais continentais. Na Serra dos Pais os arenitos podem ser finos a muito finos, normalmente gradando a muito finos, s_ílticos, e siltitos para o topo, com abundância em *climbing-ripples* (Prancha 10C) ou arenitos médios e mesmo grosseiros, com estratificações cruzadas tabulares de médio a grande porte (Prancha 23B) e cruzadas acanaladas de médio porte; os sedimentos finos podem ser folhelhos, lamitos folhelhóides, raramente laminados, em alguns casos levemente arenosos e com raros seixos (diamícticos); os diamictitos são aí subordinados, embora em secções correlatas (secções S2 e S4) possam aparecer em grande porcentagem.

CAPÍTULO 8

EVOLUÇÃO AMBIENTAL DO SUBGRUPO ITARARÉ NA ÁREA DE ESTUDO

1. INTRODUÇÃO

As secções levantadas em superfície compõem uma seqüên evolutiva, desde a base do Subgrupo Itararé até seu topo; seu estudo revela, de forma generalizada, a evolução paleoambiental dessa unidade para a área em questão.

Estas interpretações não podem, entretanto, ser estendidas sem critério ou extrapoladas para outras áreas sem a devida análise da composição faciológica da coluna sedimentar deste subgrupo.

Dada a ampla variabilidade lateral dos corpos litológicos na unidade Itararé, mesmo em áreas relativamente pequenas, há que se supor uma grande diversidade na sucessão de litologias para diferentes secções. Isto não implica, entretanto, que mudanças ambientais significativas tenham ocorrido com tamanha singularidade em todo tempo Itararé, mas denunciam, outrossim, essencialmente variações de subambientes ou de processos deposicionais dentro dos mesmos, como reflexo da alta complexidade dos ambientes deposicionais maiores que dominaram e se alternaram durante a sedimentação da unidade.

Face a tal situação geral, a correlação litológica entre

secções de superfície ou com perfis de poços pode ser inexecutável, pondo-se viável apenas a correlação de seqüências de mesma fase de evolução ambiental e que freqüentemente se caracterizam por domínias litológicas similares.

Dessa forma, somente estudos de detalhe, enfocando não apenas aspectos litológicos, mas antes a gênese (processos e ambientes) desses sedimentos e o entendimento de sua evolução paleogeográfica e ambiental, podem conduzir à subdivisão em unidades genéticas (associações litológicas com características ambientais similares dentro da seqüência) e sua correlação estratigráfica.

É fato que a realização de um trabalho adequado de análise ambiental em superfície é possível apenas em áreas de exposições extensas e contínuas. Entretanto, somente poucas áreas, no geral pouco extensas, apresentam tais condições para os sedimentos Itararé dentro da Bacia do Paraná. A área da presente pesquisa apresenta um bom acervo de dados de superfície, no geral com boas exposições, localmente porém sem a continuidade requerida.

Finalmente, como resultado de um levantamento faciológico sistemático, a análise ambiental redundou na história evolutiva da sedimentação Itararé na área. Esta evolução foi ilustrada através da construção de modelos deposicionais para as diversas fases evolutivas caracterizadas nas secções de superfície. Ou seja, os modelos elaborados representam o paleoambiente físico dominante na área durante o intervalo de tempo das fases diagnosticadas.

Nesse sentido, mapas paleogeográficos, como o apresentado por SANTOS (1979), envolvendo todo pacote dos sedimentos Itararé no Estado de São Paulo, falham em seu propósito, uma vez que tão espessa sedimentação (Csup - Pm) e em tão extensa área não pode ser tratada sem a devida preocupação com sua evolução ambiental, como

se fosse composta por sistemas estanques.

2. O INÍCIO DA SEDIMENTAÇÃO ITARARÉ

Os sedimentos Itararé assentam-se, na área estudada, diretamente sobre os arenitos da Formação Furnas, em contato erosivo, logo ao sul da cidade de Itararé (Figura 3). Os sedimentos da Formação Ponta Grossa, provavelmente existentes na área, foram aí totalmente erodidos. A Formação Furnas, por sua vez, teve também grande parte de seus sedimentos retrabalhados (espessura não estimada), servindo como fonte aos sedimentos do Subgrupo Itararé na área sudoeste do Estado de São Paulo, especialmente para os arenitos da base da unidade na área estudada, cujas características litológicas são extremamente semelhantes às dos arenitos Furnas, a ponto de ser difícil sua distinção (PETRI & FULFARO, 1967).

A extensão e intensidade da erosão desses sedimentos devonianos, dentre outros fatores, devem estar intimamente ligadas ao generalizado soerguimento ocorrido durante o Carbonífero, dada a aglutinação das placas na conformação do Supercontinente Pangea.

Os sedimentos devonianos da Bacia do Paraná, a esta época, foram afetados por intenso diastrofismo de falhamentos, provocando profunda erosão de sua coluna sedimentar. Dessa forma, com a antiga região de deposição devoniana em franco levantamento desde o Devoniano superior, o eixo deposicional deslocou-se para norte, entre os alinhamentos de São Jerônimo-Curiuva e do Rio Tietê (FULFARO et alii, 1982; FERREIRA et alii, 1981; FERREIRA, 1982), justamente onde se localiza a área aqui estudada.

Enquanto as demais bacias da Plataforma Sul Americana apresentam sedimentos do Carbonífero inferior bem representados,

até bem pouco tempo não se tinha notícia de qualquer registro desse intervalo, na coluna estratigráfica da Bacia do Paraná. Segundo o relatório do PAULIPETRO para o poço 2-PN-1-SP, as informações palinológicas obtidas revelam a existência, pela primeira vez na Bacia, de sedimentos de idade Eocarbonífera. Esses depósitos, tratados informalmente por unidade Pré-Itararé, estão em contato direto com efusivas ácidas do embasamento.

Devido à falta de maiores informações e da não-constatação de situação semelhante em superfície e mesmo em outros poços, torna-se duvidosa qualquer deliberação a respeito desses sedimentos. De um lado, o exame dos testemunhos amostrados neste pacote sedimentar mais antigo nada revela de diagnóstico que permita distinguir entre esses sedimentos e os restantes do Subgrupo Itararé. Por outro lado, levando-se em conta a idade desses sedimentos (Dsup/Cinf) e sua deposição diretamente sobre o embasamento, faltando aí o registro de sedimentos devonianos das Formações Furnas e Ponta Grossa, poderiam ser considerados como o resultado de deposições molássicas em calhas tectônicas localizadas.

Tal interpretação vem ao encontro da proposição de FULFARO et alii (1982), segundo a qual apenas no Estefaniano (Csup) se instalou o arcabouço tectônico da Bacia do Paraná, com os limites estruturais ora conhecidos, caracterizando assim uma tectônica mais enérgica com relação às demais bacias da Plataforma Sul Americana nesse mesmo período, graças à maior juventude da consolidação de seu embasamento.

3. SECÇÃO ITARARÉ-ITAPORANGA (INCLUSIVE SECÇÃO RIVERSUL)

A secção Itararé-Itaporanga atravessa sedimentos das uni

dades inferior e média de SOARES et alii (1977) e dos conjuntos litológicos A, B e C de SAAD (1977).

O início da sedimentação Itararé foi fortemente influenciado pela tectônica atuante no final do Devoniano e Eocarbonífero na Bacia Paraná e pela existência de glaciação nas terras altas da África centro-sul.

A elevação de extensas áreas na Bacia e sua reestruturação precederam a um período de intensa e extensiva erosão, dilapiando as áreas soerguidas e carreando grande quantidade de sedimentos para a área basinal.

Estudos paleomagnéticos e paleoclimáticos acusam extensas áreas glaciadas, desde o Carbonífero inferior, na região centro-sul do atual continente africano, com o centro de irradiação a leste da atual Bacia Paraná, compondo o círculo polar de então. Com o estabelecimento de condições glaciais amplas, em conjunção com o soerguimento que antecedeu aos fenômenos glaciais na região da Bacia, o nível do mar se abaixa, afastando-se e expondo grandes áreas de sedimentos das Formações Furnas e Ponta Grossa (Grupo Paraná, D). A esta época, estas unidades e parte do embasamento cristalino estiveram sob intensa atividade erosiva.

Esta primeira fase é registrada na coluna sedimentar da área pela deposição dos arenitos fluviais da base do Subgrupo Itararé. O provável alto gradiente da borda da Bacia condicionou a instalação de um sistema fluvial anastomosado, com aporte de material bastante grosseiro. A quase total ausência de finos (lamas) nesses sedimentos, acusando a não ocorrência de planícies de inundação estáveis dentro do sistema, a abundância em material arenoso grosseiro e mesmo conglomerático, as estruturas sedimentares associadas a esses depósitos e o contexto geológico em que se inserem

indicam deposição em canais ^{anastomosados} ~~anastomosados~~ (*braided*).

Logo acima desses arenitos basais ocorre uma espessa sequência de diamictitos. O contato entre essas litologias não foi verificado no campo, mas pode ser aventado, baseado na interpretação evolutiva, como sendo de caráter erosivo.

Com o definitivo avanço da glaciação, as geleiras começam a agir amplamente, dirigindo-se para oeste, rumo à parte Sul-americana do Gondwana e migrando então para norte e noroeste, em direção à Bacia Paraná; neste percurso erodem as rochas subjacentes do embasamento, os sedimentos Furnas e Ponta Grossa e os próprios arenitos basais do Itararé recém-depositados. O material erodido e englobado pelos glaciares é transportado e depositado na Bacia, compondo o registro sedimentar glacial da base do Subgrupo Itararé.

O avanço e recuo de glaciações se fez sentir, por diversas vezes, no registro sedimentar da área estudada. Dado o fato de que as grandes variações climáticas não constituem eventos localizados, mas possuem caráter global, as grandes fases de avanço ou de recuo de geleiras provavelmente se fizeram sentir, em toda área glaciada. Evidentemente, tendo em vista a extensão da glaciação gondwânica, tal afirmação não implica em que haja sincronismo entre as glaciações constatadas em áreas diferentes, podendo mesmo ter ocorrido em certas áreas e não em outras, mas significa que o registro sedimentar deve mostrar evidências da aproximação ou afastamento dos fenômenos glaciais maiores. Ainda neste raciocínio, enquanto as adjacências da região polar estariam praticamente perenemente glaciadas, com raras fases de recuo, as áreas mais distantes do polo, como é o caso da Bacia Paraná, sofreram diversas incursões glaciais, discretas no tempo e intercaladas por períodos interestaduais e interglaciais, por vezes longos, em que a atividade glacial

praticamente se restringia à parte africana do continente gondwânico, fora dos limites da Bacia. Nos períodos glaciais mais rigorosos, a descida dos glaciares, invadindo as áreas interiores da Bacia Paranã, muitas vezes atingindo a costa marinha, deixava no registro sedimentar depósitos devidos a sua própria atividade ou formados sob influência de sua proximidade (ou aproximação). Embora não tenham sido encontradas evidências diretas da atividade glacial na área de estudo, as características sedimentológicas dos diamictitos das fácies II-2 e II-3, a presença de seixos estriados e facetas de grande variedade litológica e o contexto geológico em que se inserem, indicam origem glacial para esses sedimentos.

SAAD (1977), discutindo os dados paleontológicos existentes para os sedimentos Itararé no Estado de São Paulo, não acusa registro de macrofósseis para esta porção da seção na área estudada. Os dados de sondagem mais próximos à área em questão, referentes ao poço da Sarutaiá (SA-1-SP), apenas apresentam registro fossilífero (ostracodes marinhos) na porção superior do Itararé; também, calcado nos dados obtidos deste poço sobre a matéria orgânica aí existente, conclui-se por um ambiente essencialmente continental na base. Além disso, a amostra analisada em sedimentos da fácies II-3 revelou a presença de fragmentos de ostracodes de água doce. Esses dados, associados à interpretação acima, conduzem à convicção de um ambiente continental glacial para esses sedimentos.

Os diamictitos das fácies II-2 e II-3, apesar de suas características distintas, foram depositados em zonas próximas do ambiente glacial, porém em períodos distintos do avanço glacial.

A primeira apresenta um emaranhado de tills de degelo e de fluxo, exibindo feições de retrabalhamento por correntes de água de degelo supraglacial, mais proeminentes no topo da sequência. A

fácies II-3 apresenta tills de degelo e de fluxo associados a arenitos relativamente espessos de correntes de *outwash* na zona supraglacial marginal a *ice-contact* e laminitos lacustres deformados por abatimento de gelo soterrado. Essas duas fácies ocorrem em contato erosivo, com o diamictito inferior portanto uma delgada cobertura de provável paleosolo. A fácies II-2 exhibe, da base para o topo, uma mudança gradual indicativa de uma maior atividade de correntes de *outwash*, provavelmente devido a uma maior quantidade de águas provenientes do degelo das geleiras durante seu gradual retrocesso. O registro sedimentar desta fácies acusa que, por período relativamente longo, a porção marginal dos glaciares esteve estacionária, permitindo o acúmulo de grande quantidade de sedimentos no local.

Embora sejam reconhecidas outras fases de aproximação e recuo de glaciares no restante da coluna sedimentar, nenhuma outra fácies na área de estudo, à exceção da seção S4 (na parte superior da coluna), apresenta depósitos glaciais *sensu stricto* como os pertencentes às fácies II-2 e II-3.

A poucos quilômetros da área de estudo, próximo à cidade de Sengês no Estado do Paraná (Figura 2), sobrepostos diretamente aos arenitos basais do Subgrupo Itararé, ocorrem vários afloramentos de sedimentos supraglaciais, provavelmente relacionados à mesma fase glacial da fácies II-2. Constituem depósitos de diamictitos formados por tills de fluxo e degelo, localmente exibindo grandes escorregamentos e falhas e cortados por grande número de corpos de arenitos finos, formados por corrente de *outwash* supraglacial, também em diversos casos contorcidos e falhados. O maior número de corpos arenosos, e os grandes escorregamentos verificados nesses sedimentos, quando comparados às fácies II-2 e II-3, são indicativos de um relevo supraglacial mais acidentado nesta faixa de

posicional, com cristas supraglaciais proeminentes em contraposi
ção às partes baixas adjacentes, onde o desenvolvimento de sedimen
tos arenosos de *outwash* é melhor.

Acima das fácies II-2 e II-3, na secção, ocorre uma al
ternância das fácies II-4, II-5, II-6 e II-7, cuja associação com-
põe diversos subambientes de planícies de *outwash*, onde depósitos
glaciais são retrabalhados por correntes supridas por água de dege-
lo, redepositando diamictitos, arenitos e sedimentos finos lacus-
tres. Pode-se visualizar (Figura 9) pequenos ciclos de *coarsening*
upward formados por essas fácies, acusando a aproximação das gele-
iras com o acréscimo no suprimento de clásticos grosseiros.

Em áreas baixas da planície de *outwash*, com a costa re
lativamente próxima, as diferentes taxas de isostasia, de degelo e
de levantamento eustático do nível do mar podem levar a flutuações
entre condições marinhas e de água doce em seus depósitos, especi-
almente em corpos lacustres. No entanto, segundo informações pale-
ontológicas colhidas do poço SA-1-SP, ao norte da área de estudo,
na medida em que é possível sua correlação com os sedimentos ora
analisados, sugerem condições continentais para os mesmos. SAAD (1977),
por sua vez, não aponta registro fossilífero nesses sedimentos. Al
gumas amostras analisadas neste trabalho revelaram-se afossilífe
ras.

Por outro lado, se incursões marinhas houveram, seu re
gistro pode ter sido erodido por glaciações posteriores, ou ainda,
quando muito rápidas, podem mesmo passar despercebidas no regis
tro geológico. Portanto, a deposição desses sedimentos se deu, se
não totalmente, certamente predominantemente em ambiente continen
tal.

Segundo os resultados obtidos por SAAD (1977), o interva

lo equivalente aos depósitos das fácies II-1 a II-7, definidas no campo, estão situadas no intervalo bioestratigráfico G-H1.

Acima, na coluna, ocorre um espesso pacote de arenitos muito finos a finos da secção Riversul (Fácies R-3). Estes sedimentos são o resultado de deposição por processos de turbidez em frentes deltaicas do tipo *flysch*. Corpos de arenitos diamícticos deformados, associados a corpos de conglomerados (Fácies R-2) com inclinações de até 30° , ocorrem localmente nesses sedimentos, indicando movimentos de *slump* e correntes de alto poder erosivo, formados provavelmente pela desestabilização de depósitos mais rasos. Tal fenómeno pode estar ligado a período de maior suprimento, graças ao degelo de glaciares próximos.

Enquanto as fácies R-2 e R-3 parecem ter se formado num período interglacial, a fácies R-1 (poucos metros abaixo) apresenta fortes evidências de deposição glacial, sendo composta por sedimentos várvidos, formados em lagos glaciais e contendo grande quantidade de detritos derivados de *icebergs*. Tal desvinculação entre as fácies R-1 e R-2+R-3 pode ser explicada estruturalmente, haja visto a ocorrência de um alinhamento de falha separando suas exposições em superfície (Figura 3).

Algumas amostras da fácies R-2, analisadas quanto ao conteúdo em microorganismos calcários, revelaram-se estéreis, sendo que apenas em uma delas foram encontrados fragmentos aparentemente de espículas de esponjas. O significado ambiental desse registro entretanto, não pôde ser diagnosticado. Segundo SAAD (1977), esses sedimentos pertencem ao intervalo H2-I4.

Acima dos depósitos da secção Riversul ocorre uma lacuna no registro litológico da coluna sedimentar, o que torna um tanto obscura a relação desses sedimentos com a sedimentação que lhe

é subsequente. É provável, entretanto, que a sedimentação Riversul corresponda à fase inicial de aprofundamento da lâmina d'água marinha, durante um período interglacial que atingiu seu máximo com a deposição de siltitos de plataforma que compõem a base do Sistema Itaporanga.

O topo da secção Itararé-Itaporanga é composto por sedimentos correlatos a fácies da base da secção Itaporanga-Taquarituba, constituindo os depósitos cujo registro sucede às fácies da secção Riversul, após um intervalo sem afloramentos.

4. SECÇÃO ITAPORANGA-TAQUARITUBA

A secção Itaporanga-Taquarituba, no trecho aqui abordado, atravessa sedimentos da unidade média e base da unidade superior de SOARES et alii (1977) e dos conjuntos litológicos C (parte superior) e D de SAAD (1977).

A base da secção Itaporanga-Taquarituba é composta pelos siltitos Itaporanga, portadores de fósseis marinhos (Mezzalana, 1956) de plataforma relativamente rasa, aqui denominada fácies IT-1. Estes sedimentos relacionam-se ao ápice de uma ingressão marinha, como reflexo do período interglacial que se arrasta desde a deposição dos arenitos Riversul. Constituem, em parte, depósitos prodeltaicos que se interdigitam com sedimentos de baía costeira, sendo sobrepostos pela ativa progradação do sistema deltaico costeiro Itaporanga.

A fácies IT-2, de baía interdistributária, mostra localmente abundância de seixos "pingados", acusando a presença de icebergs sobre o corpo d'água marinho, graças à proximidade de glaciares.

As fácies de frente deltaica (Fácies IT-3 e IT-4) interdigitam-se com as fácies de baía e prodelta (Fácies IT-1 e IT-2), sendo sobrepostas por sedimentos de canais distributários da planície deltaica (Fácies IT-5), onde a aproximação de geleiras interferiu profundamente em sua deposição.

A deposição no sistema deltaico Itaporanga reflete o contínuo e gradual avanço de glaciares sobre a costa, registrando lateralmente, no topo, deposição glácio-marinha proximal (Fácies IT-6 e IT-7).

Esses sedimentos, segundo SAAD (1977), pertencem ao intervalo bioestratigráfico H2-I4.

5. SECÇÃO SERRA DOS PAIS

O topo da coluna estratigráfica do Subgrupo Itararé na área de estudo é representado pelas diversas fácies que compõem a Serra dos Pais. Esses sedimentos pertencem à unidade superior de SOARES et alii (1977) e ao conjunto litológico D de SAAD (1977).

Infelizmente, um intervalo litológico de cerca de 100m não apresenta registro entre os depósitos de topo da secção Itaporanga-Taquarituba e da base da secção Serra dos Pais. A correlação com os perfis de poços revela a intercalação, neste intervalo, de corpos litológicos relativamente delgados e de texturas diferentes, à semelhança do que ocorre na Serra dos Pais, e que se repete até o topo do Subgrupo Itararé, no intervalo correlacionável à secção da Serra.

Assim, a situação ambiental observada na Serra parece ter se instalado abaixo na seqüência sedimentar, como parte de um sistema persistente em quase todo o terço superior do Itararé na área.

O topo do sistema deltaico Itaporanga coincide com o final de um intervalo de sedimentação glacial. Sucedem-lhe, a exemplo dos depósitos na secção Serra dos Pais, sedimentos essencialmente finos (lamitos, siltitos, arenitos muito finos e finos), em sua maioria subaquáticos, caracterizando uma generalizada elevação do nível do mar, com o afastamento generalizado da frente glacial para dentro do continente.

Ciclos relativamente curtos de *coarsening* e *fining up-ward* parecem refletir o avanço e recuo dos glaciares; aparentemente, no entanto, sua influência sobre tal sedimentação foi quase sempre indireta, impondo um maior suprimento de detritos com sua aproximação.

A sucessão registrada na Serra mostra a intercalação de fácies de barras de distributários e de desembocadura com sedimentos finos de baías, à semelhança de sistemas deltaicos atuais, onde fases curtas de abandono de distributário ou de desvio do eixo de deltação podem ocasionar o rápido soterramento de fácies arenosas, com a invasão de águas marinhas pela baía interdistributária.

A presença de diamictitos (fluxos de massa) e de seixos "pingados", polimícticos e muitas vezes estriados e facetados, nos sedimentos de baía, refletem a influência da glaciação relativamente próxima, particularmente durante períodos interestadiais.

Na secção S4, equivalente à porção sotoposta à secção Serra dos Pais, o registro sedimentar acusa a presença de geleiras no local: tilitos se intercalam em depósitos flúvio-glaciais de planície de *outwash*; acima, sedimentos glácio-lacustrinos complementam a secção.

A secção S2, por sua vez, apresenta depósitos glácio-ma^{ri}nhos correlacionáveis à porção médio-inferior da secção Serra dos

Pais.

A secção S5, correlacionável à porção superior da secção Serra dos Pais, é composta por depósitos deltaicos de barras distais de desembocadura, em conjunção com sedimentos prodeltaicos.

A secção S3, equivalente ao topo do Subgrupo Itararé na área, inclui fácies de praia, de barras de desembocadura e de baía interdistributária, integrantes de um sistema deltaico que parece ramificar-se por extensa área neste intervalo estratigráfico.

Tanto a secção S5 quanto a S3 não mostram evidências de atividade glacial.

Na Serra dos Pais, depósitos de siltitos carbonáticos, associados a lentes delgadas de calcários micríticos silto-argilosos, formam o topo da secção, pouco abaixo dos depósitos transgressivos da Formação Tatui. Constituem depósitos marinhos de águas rasas, formados já em clima mais ameno (mais quente), marcando o início de uma nova era climática.

Estes sedimentos, utilizando a subdivisão estratigráfica convencional para o Permocarbonífero no Estado de São Paulo, já estariam incluídos dentro da Formação Tatui. O limite entre esta unidade e o Subgrupo Itararé no Estado é bastante heterogêneo e não pode ser colocado, como tem sido habitual em trabalhos estratigráficos, no topo do último diamictito encontrado na secção, o qual registraria o último avanço glacial. Em muitos casos, entretanto, diamictitos podem ocorrer acima do limite glacial/pós-glacial, como resultado do retrabalhamento de material glacial dentro da unidade pós-glacial; noutros casos, ainda, esses diamictitos podem ocorrer abaixo desse limite.

Além disso, a passagem de uma unidade para outra constitui o reflexo de uma significativa mudança climática, caracteriza

da pelo término da atividade glacial no ambiente, sem que o sistema deposicional implantado fosse descaracterizado ou substituído por outro.

Dessa forma, antes que um extensivo trabalho estratigráfico seja efetuado, redefinindo e reescalando as diferentes unidades envolvidas, optou-se neste trabalho por estender-se os estudos de superfície até a base dos sedimentos transgressivos da Formação Tatui, correlacionáveis à Formação Palermo dos Estados do Paraná e Santa Catarina. A transgressão marinha ocorrida no Tatui, embora não constitua um marco cronoestratigráfico, apresenta caráter regional, constituindo um marco litoestratigráfico em todo Estado de São Paulo e que pode ser acompanhado com certa facilidade tanto em superfície quanto em subsuperfície.

Concluindo, os sedimentos do topo do Subgrupo Itararé, representados na área pela secção Serra dos Pais e demais secções correlatas, revelam sedimentação em ambientes costeiros, continentais a marinho raso (predominantemente), quase sempre relacionados a eventos de progradação deltaica. A atividade glacial, direta ou indireta (predominantemente), foi significativa nesses depósitos.

Algumas amostras de sedimentos da Serra dos Pais, analisadas quanto à presença de microfósseis calcários, não revelaram conteúdo fossilífero.

6. MODELOS DEPOSICIONAIS PARA AS FASES EVOLUTIVAS DIAGNOSTICADAS EM SUPERFÍCIE

6.1. Leque Aluvial Distal — Fluvial Anastomosado

Os eventos tectônicos na Bacia do Paraná, durante o Car

bonífero, criaram um arcabouço favorável à acumulação de uma cunha relativamente espessa de sedimentos terrígenos na borda sul de sua porção nordeste.

Leques aluviais se formam onde terras altas ocorrem adjacentes a áreas baixas e subaéreas. Estes leques são normalmente subdivididos em segmentos fisiográficos: as porções superiores do leque, próximas à área de emergência das correntes fluviais, caracterizadas pelas fácies proximais, e as porções baixas (ou externas) do leque, caracterizadas pelas fácies distais.

De maneira generalizada, as fácies proximais incluem sedimentos mais grosseiros, onde são comuns depósitos de *debris flows* e depósitos de canais fluviais anastomosados, comumente mais profundos, enquanto as fácies distais incluem sedimentos mais finos, onde predomina deposição fluvial em canais anastomosados mais rasos.

Os arenitos da base do Subgrupo Itararé, na área de estudo, compõem depósitos formados em canais fluviais anastomosados, provavelmente como fácies distais de um sistema de leques aluviais cujas fácies proximais foram totalmente erodidas, em parte pela glaciação que se sobrepôs a esta sedimentação, em parte pela erosão atual da borda da Bacia do Paraná.

O modelo de sedimentação destes arenitos basais é apresentado, de forma esquemática, nas Figuras 28 e 29.

6.2. Supraglacial a Proglacial de Ice-Contact

As zonas supraglacial marginal e proglacial de *ice-contact* constituem zonas muito próximas dentro do ambiente glacial, exibindo subambientes similares e que se superpõem com o recuo do glaciador.

A Figura 30 ilustra a deposição nesta porção do sistema glacial, como modelo proposto para as fácies II-2 e II-3.

6.3. Planície de Outwash

A zona proglacial de *outwash* engloba ampla diversidade de litofácies, como resultado de uma deposição em diferentes subambientes — canais fluviais, lagos, deltas lacustres — que se instalaram sobre sedimentos glaciais *sensu stricto*, retrabalhando-os amplamente.

As fácies II-4 a II-7 constituem exemplares da zona de *outwash*, com registro de arenitos fluviais imaturos, representativos do sistema anastomosado que aí se instalou, arenitos de planície deltaica associada a deltas lacustrinos, laminitos, siltitos e diamictitos de lagos glaciais e tilitos ainda preservados.

A sedimentação destas fácies é recorrente no intervalo, compondo ciclos sedimentares distintos. A Figura 31 mostra a instalação da planície de *outwash* sobre a zona de *ice-contact*, com os subambientes mais comuns.

6.4. Frente Deltaica do Tipo Flysch

As fácies R-2 e R-3 constituem depósitos formados essencialmente por correntes de turbidez e *slump* em bacia pouco profunda, relativamente próximo à costa, onde se estabeleceria amplo sistema de *outwash*.

Compõem sedimentação em frente deltaica do tipo *flysch*, provavelmente logo abaixo de uma quebra no declive deposicional da bacia marinha, conforme esboçado na Figura 32.

6.5. Sistema Deltaico Itaporanga

O sistema deltaico Itaporanga constitui o registro de

uma progradação ativa na costa, introduzindo grande quantidade de sedimentos arenosos sobre siltitos de plataforma. A Figura 33 esboça o modelo de sedimentação das fácies (IT-1 a IT-5) componentes desse sistema deltaico.

6.6. Sistema Deltaico Serra dos Pais

O sistema deltaico da Serra dos Pais é caracterizado por amplo desenvolvimento de *crevasse splays* que invadem repentinamente a área interdistributária, freqüentemente jogando sedimentos grosseiros de canal dentro de baías relativamente rasas. Tal fenômeno conduz freqüentemente ao abandono de distributários principais. O modelo esquematizado na Figura 34 ilustra algumas dessas feições.

Graças à influência de glaciares próximos (registrados nas vizinhanças da Serra dos Pais — secção S4), o rompimento de distributários torna-se mais comum em picos de degelo e suprimento detrítico. O abandono do distributário, associado à rápida elevação do nível do mar durante esses períodos, ocasiona ingressões marinhas nas partes baixas, inundando repentinamente as áreas intercanais.

CAPÍTULO 9

CONCLUSÕES

O presente trabalho constitui uma contribuição ao estudo de sedimentos do Subgrupo Itararé em área ainda pouco conhecida no Estado de São Paulo. Visou principalmente o estudo paleoambiental desses sedimentos e sua aplicação à subdivisão estratigráfica desse pacote sedimentar.

Esse tipo de trabalho é amplamente dificultado pelas características intrínsecas aos sedimentos da unidade, que mostram grande diversidade de litologias e cujos corpos usualmente não apresentam continuidade lateral.

Estudos relativamente recentes tem demonstrado que uma minimização desses fatores complicantes na subdivisão estratigráfica pode ser conseguida através da caracterização de associações litológicas, definindo predominâncias para intervalos específicos dentro da unidade. A constatação simples das predominâncias litológicas facilita a visualização de conjuntos individualizados e sua comparação, mas não pode, por si só, ser utilizada na subdivisão estratigráfica, nem mesmo ser estendida para grandes áreas. É imprescindível que se faça uma análise faciológica dos depósitos, buscando entender a sua gênese e compor os respectivos paleoambientes deposicionais.

A interpretação ambiental, por sua vez, deve utilizar-se tanto dos conhecimentos sobre sistemas deposicionais não-glaciais,

quanto dos conhecimentos mais recentes sobre o ambiente glacial, buscando um meio termo que permita um entendimento mais abrangente desses sedimentos. Aliás, um dos fatores que contribuíram em grande parte para o não entendimento das feições internas dos depósitos no Itararé e para sua não-alcançada subdivisão é a radicalização no enfoque ambiental dado a esses sedimentos.

Os modelos glaciais recentemente propostos para o âmbito terrestre da glaciação permitem visualizar uma alta complexidade no registro resultante, dada a inter-relação de subambientes vizinhos que apresentam processos sedimentares diversos. Além disso, a superposição de períodos interglaciais, com o retrabalhamento do registro glacial por processos principalmente fluviais, é fator de modificações profundas nesses sedimentos. Outro fator importante a ser levado em conta no entendimento da diversidade litológica desses depósitos é a heterogeneidade da carga detrítica trazida pelos glaciares. Este material, quando pouco ou não retrabalhado por processos de *outwash*, forma um depósito de textura diamítica. Quando submetido a "lavagem" por águas de degelo, pode redepositar folhelhos, varvitos, arenitos de texturas e estruturas variadas, além de conglomerados. Isso pode ocorrer restritamente na própria zona supraglacial e mais intensamente na zona proglacial. Situação análoga, ou seja, de grande diversidade no registro litológico, pode também ocorrer em ambiente glácio-marinho raso. Resumindo, a variedade litológica e a descontinuidade lateral dos corpos rochosos são consequência do suprimento detrítico, da complexidade do sistema glacial e de sua intermitência, ou seja, sua alternância com períodos interglaciais. Outro fator, e que deve ter sido especialmente atuante na deposição dos sedimentos basais, é a existência de um relevo aparentemente bastante irregular e que serviu de embasamento

para a sedimentação Itararé.

Por sua vez, a dificuldade em se obter a separação do Subgrupo Itararé em unidades menores é consequência não só de sua complexidade intrínseca, mas também da falta de estudos ambientais de detalhe, do enfoque ambiental, das metodologias empregadas no estudo desses sedimentos e do apenas recente progresso no estudo de ambientes glaciais em termos de gênese das diferentes fácies sedimentares, sua inter-relação e associação de subambientes.

No entanto, a simples análise ambiental desses depósitos não pode resolver o problema estratigráfico da unidade. Principalmente se a interpretação genética foi feita com base em afloramentos isolados, em posições estratigráficas casuais dentro da unidade. É preciso, antes, um estudo sistemático em secções de superfície que ofereçam boas qualidade e continuidade das exposições, buscando não só o entendimento da gênese desses sedimentos, mas sua evolução ambiental dentro de um contexto estratigráfico conhecido.

Ainda, as interpretações ambientais não devem ser estendidas regionalmente, isto porque os sistemas deposicionais podem não se manter por áreas muito extensas; antes, os eventos maiores, tais como glaciações e períodos interglaciais, devem mostrar feições que acusam o avanço ou recuo glacial. Certamente, considerando uma área tão extensa como a atingida pela glaciação gondwânica, ou mesmo a nível de Bacia Paraná, as glaciações não constituíram fenômenos sincrônicos em toda sua extensão, mas a aproximação ou afastamento de glaciares deve deixar evidências no registro sedimentar.

Por todos esses aspectos levantados, a subdivisão do Itararé deve ser buscada através da interpretação de sua evolução ambiental em áreas pequenas, onde seja possível o entendimento das variações laterais das unidades mapeáveis, devendo ser ampliadas pau

latinamente com o detalhamento de áreas adjacentes.

O presente estudo partiu do levantamento sistemático em secções de superfície, visando a interpretação ambiental das mesmas; a composição vertical dos resultados desta análise permitiu o entendimento da evolução ambiental da área no tempo Itararé.

O início da deposição Itararé é anterior à glaciação na área, caracterizando-se por um período de ampla erosão das unidades inferiores, com a deposição de arenitos fluviais de sistema anastomosado. Aparentemente, esses sedimentos são de caráter localizado, sendo que no Estado de São Paulo são registrados apenas na região sul.

Segue-se a instalação de um sistema glácio-continental que erode parte dos depósitos desta primeira fase, depositando sedimentos supraglaciais marginais na área. O registro sedimentar desta fase acusa que, por um período relativamente longo, a porção frontal dos glaciares manteve-se estacionária, permitindo o acúmulo de grande quantidade de sedimentos no local. Neste intervalo estão registrados pelo menos dois avanços glaciais.

A deposição subsequente acusa novas fases de avanço dessa glaciação continental, representada na área por depósitos de planície de lavagem por águas de degelo (zona proglacial de *outwash*). Tal registro parece indicar que a presença dos glaciares na área não foi duradoura como na fase anterior, caracterizando-se por invasões relativamente rápidas e a manutenção de um ambiente proglacial em quase todo intervalo, ou seja, com os glaciares próximos à área.

Segue-se um longo período interglacial, cujo registro, próximo à base, mostra depósitos subaquáticos formados por correntes de turbidez em frente deltaica do tipo *flysch*. Este período aparentemente culminou com a deposição de arenitos muito finos e siltiti

tos marinhos de plataforma.

Uma mudança relativamente repentina na taxa de suprimenro detrítico interrompe essa sedimentação fina de plataforma, introduzindo no sistema uma delgada sedimentação prodeltaica, acompanhada de incursões rápidas e mais grosseiras de arenitos finos de barras distais, passando rapidamente a uma sedimentação espessa de barras de desembocadura e canais fluviais na planície deltaica. Tal mudança é o reflexo do avanço relativamente rápido de glaciares que, no topo dessa sedimentação, chegam a atingir a costa marinha, deixando aí depósitos glácio-marinhos rasos.

Em mares relativamente fechados, como os existentes em bacias intracratônicas paleozóicas, onde correntes fluviais caudalosas, com alto aporte sedimentar, atingem a costa, é de se supor a formação de deltas dominados por rios, com rápida progradação da costa e o desenvolvimento de depósitos prodeltaicos espessos. As duas primeiras suposições são verídicas no presente caso do sistema deltaico Itaporanga; no entanto, graças à rapidez do avanço glacial e ao baixo suprimento de clásticos finos quando de situação análoga, o prodelta Itaporanga mal pode ser distinguido dos sedimentos finos de plataforma do período interglacial precedente, a não ser em fundos de baías interdistributárias. Além disso, a passagem plataforma-prodelta-barras distais apenas localmente é gradual; na maioria das vezes, a deposição dessas barras constitui evento relativamente rápido e episódico, intercalando arenitos finos em folhelhos.

O topo da sedimentação Itararé na área é caracterizado predominantemente por uma sedimentação de transição continental-marinho raso, influenciada pela proximidade de glaciares que se caracterizam por um comportamento intermitente de avanços e recuos rela

tivamente rápidos. A secção Serra dos Pais mostra uma intercalação de depósitos pouco espessos de barras de desembocadura, canais fluviais e baías interdistributárias com características que denotam, localmente, suprimentos repentinos e anômalos, provocando alterações bruscas no subambiente deposicional. Tais feições são relacionadas à influência de glaciares nas proximidades. Outras secções de topo mostram depósitos litorâneos, porém sem nítida influência glacial; outras, entretanto, mostram depósitos de planície de *outwash* (secção S4) ou mesmo glácio-marinhos proximais (secção S2).

Os períodos glaciais e interglaciais registrados na Bacia do Paraná devem ser entendidos como eventos de maior ou menor rigor glacial na região polar. Enquanto as áreas adjacentes ao polo mantêm-se quase que perenemente glaciadas, apenas com curtos períodos interestaduais, as áreas distantes do centro polar, como é o caso da Bacia do Paraná, podem registrar longos intervalos interglaciais ou apenas proximidade da atividade glacial em outros casos, com invasões relativamente rápidas da área basinal, intercalando períodos de glaciação extensa e duradoura dentro da Bacia. Nesse raciocínio, as diferentes fases devem aparecer bem marcadas em áreas relativamente extensas dentro da Bacia.

Outro dado importante a ser considerado na análise ambiental é o conteúdo paleontológico desses sedimentos. Estes, no entanto, são em grande parte estéreis, constituindo no geral ocorrências localizadas, freqüentemente associadas a camadas marinhas. Na área de estudo, a literatura traz a ocorrência de bivalves e braquiópodos marinhos, registrados por MEZZALIRA (1956) nos siltitos Itaporanga. O presente trabalho registra a ocorrência de microfósseis marinhos em sedimentos do topo deste Subgrupo, enquanto o estudo de microfósseis calcários revela a presença de fragmentos de

ostracodes de água doce próximo à base da seqüência. Além disso, estudos paleontológicos em poços próximos à área de estudo parecem indicar condições continentais na porção basal da unidade Itararé e mais marinhas para o topo.

Na área em questão, o terço inferior da coluna sedimentar é continental; daí para cima, os ambientes se caracterizam por fácies transicionais e marinhas, subordinadamente continentais.

Baseado na coluna litológica da área e na análise da evolução ambiental desses sedimentos, foi possível sua subdivisão em 5 unidades estratigráficas informais e que podem ser correlacionadas com pacotes litológicos (associações litológicas) identificados em perfis de poços próximos à área de estudo. Estas unidades, entretanto, não podem ser adotadas formalmente antes que mapeamentos de campo sejam efetivados. No entanto, a identificação de unidades correlatas em poços parece atestar o potencial de tal subdivisão e pode significar uma maior extensão lateral das mesmas.

A unidade I, inferior, é de caráter localizado, correspondendo aos arenitos fluviais da base da seqüência, prévios à descida dos glaciares para a área da Bacia.

A unidade II é caracterizada pela presença de diamictitos em todos os poços (JT-1-PR, J-1-PR, SA-1-SP e PN-1-SP) e compondo a litologia dominante em superfície. Nos poços JT-1-PR e SA-1-SP, aparecem, juntamente com os arenitos, como a associação litológica dominante neste intervalo. Nos poços J-1-PR e PN-1-SP predominam os arenitos, mas a presença de maior número de diamictitos a distingue da unidade III. O perfil gama desta unidade II é similar em todos os poços, evidenciando intercalações pouco espessas de litologias mais grosseiras (arenitos) e mais finas (ritmitos, diamictitos, folhelhos), de certa forma também repetida em superfície.

A unidade III é caracterizada por um perfil gama em "caixas" de arenitos separados por sedimentos finos. Há um predomínio categórico de arenitos em todos os poços e inclusive em superfície.

Na unidade IV, o perfil gama dos poços é similar ao da unidade III; predominam aqui também os arenitos, mas ocorre um aumento na porcentagem de sedimentos finos e diamictitos com relação a unidade III.

Na unidade V, há grande quantidade de diamictitos registrados em poços, enquanto na secção Serra dos Pais isso não ocorre. No entanto, outras secções nessa mesma serra revelam também grande porcentagem de diamictitos. O perfil gama nos poços mostra uma intercalação relativamente cerrada de litologias arenosas e mais finas, situação similar à da superfície.

A unidade II, em superfície, é composta pelos depósitos supraglaciais e de planícies de *outwash* que ocorrem no terço inferior da unidade. A variação litológica nesses ambientes é relativamente grande, o que se reflete em curvas de granulometria, e conseqüentemente em curvas de perfilagem gama bastante irregulares. Além disso, a presença ativa de glaciares deixa no registro sedimentar uma maior quantidade de depósitos de diamictitos.

A unidade III é caracterizada, em superfície, pelos arenitos interglaciais turbidíticos da secção Riversul e por siltitos de plataforma no topo do intervalo. É de se esperar que um período interglacial longo seja caracterizado por uma ocorrência restrita de diamictitos ou mesmo por sua total ausência, dominando intercalações mais espessas (mais contínuas) de arenitos com sedimentos finos, espaçadamente. Esta situação coincide com a encontrada nos poços para este intervalo.

A unidade IV registra o rápido avanço de uma glaciação

que supre um sistema deltaico na área, culminando com uma deposição em ambiente glácio-marinho raso. A sedimentação deltaica é dominantemente arenosa, enquanto a deposição glácio-marinha intercala corpos menores de diamictitos e arenitos, além de sedimentos finos. Corpos arenosos relativamente espessos são a característica dessa unidade nos poços, intercalando localmente maior porcentagem de diamictitos e sedimentos finos. A situação de avanço glacial é condi-zente com o aumento da porcentagem de diamictitos na coluna.

As unidades IV e III poderiam ser enquadradas juntamen-te em uma única unidade maior, dadas suas características próximas de perfis e associações litológicas. Optou-se, entretanto, por sua subdivisão, graças à possibilidade de se definir, no registro de superfície, o limite bem marcado entre o final de um período dominan-temente interglacial e um novo avanço de glaciares. Isso não significa, entretanto, que não possa ser feita tal agregação, principalmente se for verificada a impraticabilidade dessa subdivisão em área, quando de mapeamentos de campo.

A unidade V, por fim, é caracterizada por uma sedimentação predominantemente costeira, com proximidade de atividade gla-cial, intercalando sedimentos finos (folhelhos e lamitos) e diamictitos subaquáticos com arenitos de frente deltaica e planície fluvial costeira. Em superfície essa situação se reflete numa intercalação pouco espessa dessas litologias, o mesmo ocorrendo em todos os perfis de subsuperfície.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AMARAL, S.E. - 1965 - Nova ocorrência de "roche moutonnée" em Salto, São Paulo. Bol. Soc. Bras. Geologia, v. 14, p. 71-82.
- ANDRADE, S.M. & SOARES, P.C. - 1971 - Geologia do centro-leste do Estado de São Paulo. PETROBRÁS (DESUL), Rel. 407.
- ASHLEY, G.M. - 1975 - Rhythmic sedimentation in glacial Lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut. In: A.V. Jopling & B.C. McDonald, eds., Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Pub. 23, p.304-320.
- BANERJEE, I. & MCDONALD, B.C. - 1975 - Nature of esker sedimentation. In: A.V. Jopling & B.C. McDonald, eds., Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Pub. 23, p. 132-154.
- BARBOSA, O. & ALMEIDA, F.F.M. - 1949 - A Série Tubarão na Bacia do Rio Tietê, Estado de São Paulo. DNPM, Div. Geol. Miner., Notas Prel. Est., 48.
- BARBOSA, O. & GOMES, F.A. - 1958 - Pesquisa de petróleo na Bacia do Rio Corumbatai, Estado de São Paulo. DNPM, Div. Geol. Miner., Bol. 171.
- BELTRAMI, C.V. & DELLA FÁVERA, J.C. - 1977 - Complexos cíclicos básicos nos andares Jequié e Alagoas, Bacia Sergipe-Alagoas. PETROBRÁS (DEXPRO/DIVEX), Rel. Interno.
- BOOTHROYD, J.C. & ASHLEY, G. M. - 1975 - Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, northeastern Gulf of Alaska. In: A.V. Jopling & B.C. McDonald, eds., Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Pub. 23, p. 193-222.
- BOULTON, G.S. - 1968 - Flow tills and related deposits on some Vestspitsbergen glaciers. Jour. Glaciol., v.7, p. 391-412.
- BOULTON, G.S. - 1972 - Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice-sheets. Jour. Geol. Soc. London, v. 128, p. 361-393.
- BOULTON, G.S. & DEYNOUX, M. - 1981 - Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. Precambrian Research, v. 15, p. 397-422.
- BUERLEN, K. - 1955 - As formações gondwânicas no sul do Estado do Paraná. DNPM, Div. Geol. Miner., Bol. 153, p. 1-52.

- CAREY, S.W. & AHMAD, N. - 1961 - Glacial marine sedimentation. In: G.O. Raasch, ed., Geology of the Arctic 2, Univ. Toronto Press. Toronto, p. 865-894.
- DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. - 1970 - Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. An. XXIV Congr. Bras. Geologia, Brasília, p. 359-412.
- DELLA FÁVERA, J.C. - 1980 - Reconhecimento de novas fácies e ambientes deposicionais na Bacia do Parnaíba. An. XXXI Congr. Bras. Geologia, Camboriu, Bol. 2 (resumos), p. 357.
- DELLA FÁVERA, J.C. - 1984 - Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras - uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. An. XXXIII Congr. Bras. Geologia, Rio de Janeiro (no prelo).
- DELLA FÁVERA, J.C. & ULIANA, M.A. - 1979 - Bacia do Maranhão, ambientes e fácies. PETROBRÁS (DEPEX), Rel.Interno.
- DE LOCZY, L. - 1964 - Problemas da estratigrafia e paleogeografia carbonífera da Bacia do Paraná. DNPM, Div. Geol. Miner. Bol. 214, p. 1-63.
- DERBY, O.A. - 1883 - Terrenos carboníferos das Províncias de São Paulo e Paraná. Rev. Engenharia, Rio de Janeiro, n. 5.
- DERBY, O.A. - 1888 - Mitteilung eines von Herrn A. Derby über Spuren eines Carbonen Eiszeit in Südamerika: Neues Jahrb. Für Min. Geol. U. Pal. II, Stuttgart.
- DERBY, O.A. - 1889 - São Paulo, Comissão Geográfica e Geológica da Província. São Paulo, Rel. 1888.
- EASTERBROOK, D.J. - 1982 - Characteristic features of glacial sediments. In: P.A. Scholle & D. Spearing, eds., Sandstone Depositional Environments, Am. Assoc. Petroleum Geologists, Memoir 31 p.1-10.
- EDWARDS, M.B. - 1978 - Glacial environments. In: H.G. Reading, ed., Sedimentary Environments and Facies. Elsevier North-Holland, Inc., N. York, p. 416-438.
- FERREIRA, F.J.F. - 1982 - Alinhamentos estruturais magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. In: Geologia da Bacia do Paraná - reavaliação da potencialidade e prospectividade em hidrocarbonetos. Inst. Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A, São Paulo.
- FERREIRA, F.J.F.; MORAES, R.A.V.; FERRARI, M.P. & VIANNA, R.B. - 1981 - Contribuição ao estudo do alinhamento estrutural do Guapiara. Atas 3º Simpósio Regional de Geologia, Curitiba, v. 1, p. 226-240.
- FIORI, A.P. & COTTAS, L.R. - 1980 - Divisão faciológica do Grupo Itararé no nordeste do Estado de São Paulo. An. XXXI Congr. Bras. Geologia, Camboriu, Bol. 2 (resumos), p. 360.

- FLINT, R.F. - 1971 - Glacial and Quaternary Geology. John Wiley & Sons, Inc., N. York, 892 pp.
- FRAKES, L.A. & CROWELL, J.C. - 1969 - Late Paleozoic glaciation: I, South America. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 80, p.1007-1042.
- FRAKES, L.A.; FIGUEIREDO Fo., P. M. & FÚLFARO, V.J. -1968- Possible fossil eskers and associated features of the Paraná Basin, Brazil. *Jour. Sed. Petrology*, v. 38, p. 5-12.
- FÚLFARO, V.J.; GAMA Jr., E.G. & SOARES, P.C. - 1980 - Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *PAULIPETRO*, Rel. BP008/80.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V. & VIANNA, R.B. - 1982 - Com partimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geociências*, v. 12, p. 590-610.
- GAMA Jr., E.G.; BANDEIRA Jr., A.N. & FRANÇA, A.B. - 1982 - Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná. *Rev. Bras. Geociências*, v. 12, p. 19-40.
- GAMA Jr., E.G.; CAETANO, M.R. & WEYLER, G. - 1980 - Divisão faciológica do Grupo Itararé no centro-leste do Estado de São Paulo. *An. XXXI Congr. Bras. Geologia, Camboriu, Bol. 2 (resumos)*, p. 365.
- GONÇALVES, A. & TOMMASI, E. - 1974 - Mapeamento faciológico do Grupo Itararé no Estado de Santa Catarina. *PETROBRÁS (DESUL)*, Rel. 437.
- GORDON, Jr., M. - 1947 - Classification of the gondwanic rocks of Paraná, Santa Catarina, and Rio Grande do Sul. *DNPM, Div.Geol. Miner. Notas Prel. Est.*, n. 38.
- GRAVENOR, C.P. & ROCHA-CAMPOS, A.C. - 1983 - Patterns of Late Paleozoic glacial sedimentation on the southeast side of the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, v. 43, p. 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*, v. 20, p. 105-166.
- GUAZELLI, W. & FEIJÓ, F.J. - 1970 - Geologia de semi-detálhe do centro-leste e sudeste de Santa Catarina. *PETROBRÁS (DESUL)*, Rel. 396.
- GUSTAVSON, T.C. - 1975 - Sedimentation and physical limnology in proglacial Malaspina Lake, Southeastern Alaska. In: A.V.Jopling & B.C. McDonald, eds., Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Pub.* 23, p. 249-263.

- GUSTAVSON, T.C.; ASHLEY, G.M. & BOOTHROYD, J.C. - 1975 - Depositional sequences in glaciolacustrine deltas. In: A.V. Jopling & B.C. McDonald, eds., Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Pub. 23, p. 264-280.
- JOPLING, A.V. & MCDONALD, B.C. - 1975 - Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Pub. 23, 320 pp.
- LANDIM, P.M.B. - 1973 - Contribuição ao estudo dos mistitos do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. Bol. Esc. Eng. S. Carlos-USP, n. 175, Geologia 17, 98 pp.
- LANGE, F.W. - 1954 - Estratigrafia e idade geológica da Série Tubarão. Arquivo Museu Paranaense, N.Ser., Geol. 2.
- LEINZ, V. - 1937 - Estudos sobre a glaciação permocarbonífera do sul do Brasil. DNPM, Div. Fom. Prod. Miner., Bol. 21.
- MAACK, R. - 1946 - Geologia e geografia da região de Vila Velha (Estado do Paraná) e considerações sobre a glaciação carbonífera no Brasil. Arquivo Museu Paranaense, v. 5.
- MARTIN, H.; MAU, H. & BJORNBERG, A.J.S. - 1959 - Vale pré-glacial a nordeste de Jundiaí, SP. Bol. Soc. Bras. Geologia, v.8, p. 35-40.
- MEDEIROS, R.A. & THOMAZ, F., A. - 1973 - Fácies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. An. XXVII Congr. Bras. Geologia, Aracaju, v.3, p.3-12.
- MELFI, A.J. & BITTENCOURT, I. - 1962 - Geologia e pedologia da bacia glacial no Distrito de Sousas, Campinas, SP. Bragantia, v. 21, p. 807-826.
- MEZZALIRA, S. - 1956 - Novas ocorrências de camadas marinhas permocarboníferas no Estado de São Paulo. Bol. Soc. Bras. Geologia, v.5, p. 61-69.
- MUTTI, E. & RICCI-LUCCHI, F. - 1972 - Le torbiditi Dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di fácies. Soc. Geol. Italiana Mem., v. 11, p. 161-199.
- NORMARK, W.R. - 1978 - Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 62, p. 912-931.
- NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A. & MÜLHMANN, H. - 1969 - Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Bol. Técn. PETROBRÁS, v. 12, p. 291-346.
- OLIVEIRA, E.P. - 1927 - Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. Serv. Geol. Mineralógico, monogr. 6, 172 pp.

- PACHECO, J.C. - 1927 - Relatório elucidativo do esboço geológico da região compreendida entre o meridiano 4°, Rio Itararé e os paralelos 23°24' e 24°38'. Rel. Com. Geogr. Geol., p. 9-12.
- PAIVA TEIXEIRA, G. & DUTRA, E.B. - 1934 - Carvão mineral no norte do Paraná. DNPM, S. Fom. Prod. Miner., Bol. 4.
- PETRI, S. - 1964 - Grupo Tubarão. In: Geologia do Estado de São Paulo. Inst. Geogr. Geol., Bol. 41, p. 56-63.
- PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. - 1967 - Considerações geológicas sobre a região de Itapeva, SP. Bol. Soc. Bras. Geologia, v. 16, p. 25-40.
- RAVENNE, C. & BEGHIN, P. - 1983 - Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique dépôts de cônes détritiques sous-marines. Rêv. Inst. Fraç. Pétrol, v. 38, p. 279-297.
- READING, H.G. & WALKER, R.C. - 1966 - Sedimentation of Eocambrian tillites and associated sediments in Finmark, Northern Norway. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., v.2, p.177-212.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. - 1980 - Depositional Sedimentary Environments - With Reference to Terrigenous Clastics. Second, revised and updated edition, Springer-Verlag, Berlin, 549 pp.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. - 1967 - The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Basin. In: J.J. Bigarella, R.D. Becker & I.D. Pinto, eds., Problems in Brazilian Gondwana Geology. Proceedings 1th International Symposium on the Gondwana Stratigraphy and Palaeontology, p. 27-102.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; FARJALLAT, J.E.S. & YOSHIDA, R. - 1968 - New glacial features of the Upper Paleozoic Itararé Subgroup in the State of São Paulo, Brazil. Bol. Soc. Bras. Geologia, v.17, p. 47-57.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; FARJALLAT, J.E.S. & YOSHIDA, R. - 1969 - Crescentic marks on a Late Paleozoic glacial pavement in southeastern Brasil. Geol. Soc. America Bull., v. 80, p. 1123 - 1126.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; OLIVEIRA, M.E.C.B.; SANTOS, P.R. & SAAD, A.R. - 1976 - Boulder pavements and the sense of movement Late Paleozoic glaciers in central eastern São Paulo State, Paraná Basin, Brazil. Bol. Inst. Geociências, Univ. São Paulo, v.7, p. 149-160.
- ROCHA-CAMPOS, A.C.; SAAD, A.R.; SANTOS, P.R. & OLIVEIRA, M.E.C.B. - 1977 - Algumas feições periglaciais do Subgrupo Itararé (Neo paleozóico), no Estado de São Paulo. Bol. Inst. Geociências, Univ. São Paulo, v. 8, p. 55-66.
- RUST, B.R. & ROMANELLI, R. - 1975 - Late Quaternary subaqueous outwash deposits near Ottawa, Canada. In: A.V. Jopling & B.C. McDonald, eds., Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Pub. 23, p. 117-192.

- SAAD, A.R. - 1977 - Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo. Inst. Geociências-USP (Dissertação de Mestrado), 107 pp.
- SANTOS, P.R. - 1979 - Distribuição estratigráfica, características, e fácies de diamictitos e rochas associadas ao Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo. Inst. Geociências-USP (Dissertação de Mestrado), 135 pp.
- SCHNEIDER, R.L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F. & NOGUEIRA, A.A. - 1974 - Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. An. XXVIII Congr. Bras. Geologia, Porto Alegre, v.1, p. 41-65.
- SELLEY, R.C. - 1978 - Concepts and Methods of Subsurface Facies Analysis. Am. Assoc. Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series 9, 86 pp.
- SHAW, J. - 1975 - Sedimentary successions in Pleistocene ice-marginal lakes. In: A.V. Jopling & B.C. McDonald, eds., Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec. Pub. 23, p. 281-303.
- SIEMERS, C.T. & TILLMAN, R.W. - 1981 - Deep-water clastic sediments: an introduction to the core workshop and review of depositional models. In: C.T. Siemers, R.W. Tillman & C.R. Williamson, eds., Deep-Water Clastic Sediments. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Core Workshop 2, San Francisco, p. 1-19.
- SOARES, P.C. - 1972 - O limite glacial/pós-glacial do Grupo Tubarão no Estado de São Paulo. An. Acad. Bras. Ciências, v. 44 (supl.), p. 333-342.
- SOARES, P.C. - 1974 - Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação e gênese. An. XXVIII Congr. Bras. Geologia, Porto Alegre, v. 4, p. 107-122.
- SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. - 1973 - Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. An. XXVII Congr. Bras. Geologia, Aracaju, v. 1, p. 243 - 256.
- SOARES, P.C.; SINELLI, O. ; WERNICK, E.; WU, F.T. & FIORI, A.P. - 1977 - Associações litológicas do Subgrupo Itararé e sua interpretação ambiental. Rev. Bras. Geociências, v. 7, p.131-149.
- THOMAS FO.,A. & MEDEIROS, R.A. - 1968 - Análise sedimentológica de seções do Permo-carbonífero de Santa Catarina. PETROBRÁS (DESUL) Rel. 375.
- WALKER, R.G. - 1978 - Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 62, p. 932-966.
- WALKER, R.G. & MUTTI, E. - 1973 - Part IV: Turbidite facies and fácies associations. In: G.V. Middleton & A.H. Bouma, eds., Turbidites and Deep-Water Sedimentation. Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Pacific Section, Short Course Notes, p. 119-157.

WHITE, I.C. - 1908 - Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, Rio de Janeiro.

WU, F.T.; SOARES, P.C. & MATTOS, J.T. de - 1980 - Divisão faciológica do Grupo Itararé no sudeste do Estado de São Paulo. An. XXXI Congr. Bras. Geologia, Camboriu, Bol. 2 (resumos), p. 364.

ANEXO DE FIGURAS

LEGENDA PARA AS FIGURAS 13 A 27

- ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA TABULAR		- FRAGMENTOS CARBONOSOS
- " " " ACANALADA		- LENTES CARBONOSAS
- LAMINAÇÃO CRUZADA		- ESTRATOS GRADACIONAIS
- " " "RIPPLE-DRIFT"		- LAMINITOS OU RITMITOS
- " PARALELA		- DIAMICTITOS
- " "FLASER"		- CALCÁRIO
- MARCAS ONDULADAS		- ARENITOS
- LAMINAÇÕES IRREGULARES		- SILTITOS
- MARCAS DE SOBRECARGA		- LAMITOS OU FOLHELHOS
- TURBOGLIFOS
- ESTRUTURAS DIAPÍRICAS
- ESCORREGAMENTOS
- ESTRUTURAS "DISH"
- " DE ESCAPE DE FLUÍDOS
- CANAIS DE ARENITOS E CONGLOMERADOS
- "CHANNELINGS"
- FORMAS SIGMÓIDES
- BIOTURBAÇÃO
- MACROFÓSSEIS MARINHOS
- SEIXOS "PINGADOS"
- CLASTOS DE LAMITOS		

$\frac{a}{s} \frac{f}{g} \frac{c}{mg}$
 $\frac{mf}{mmg}$

TEXTURA:

a = ARGILA

l = LAMA

s = SILTE

mf = AREIA MUITO FINA

f = " FINA

m = " MÉDIA

g = " GROSSA

mg = " MUITO GROSSA

c = CASCALHO

FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO E DOS POÇOS UTILIZADOS NESTE TRABALHO

FIGURA 3 - MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

(COMPILADO E MODIFICADO DE PROJETOS DE MAPEAMENTO A. REALIZADO PELO DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA GERAL E APLICADA, UNESP, 1979 E B. REALIZADO PELA CPRM, 1981. DE TALHES NO TEXTO, p. 6)

FIGURA 4 - ZONAS DO AMBIENTE GLACIAL (IN EDWARDS, 1978)

FIGURA 5 - SISTEMA SUPRAGLACIAL (IN BOULTON & DEYNOUX, 1981)

FIGURA 6 - VARIAÇÃO DE FÁCIES E ESTRUTURAS SEDIMENTARES (RIO ABAIXO) EM DEPÓSITOS DE RIOS ANASTOMOSADOS DE LEQUES DE "OUTWASH" (IN BOOTHROYD & ASHLEY, 1975)

FIGURA 7 - AMBIENTE GLÁCIO-MARINHO PROXIMAL E RELAÇÕES ENTRE TAXA DE DEPOSIÇÃO E O TIPO DE SEDIMENTO RESULTANTE (IN BOULTON & DEYNOUX, 1981)

FIGURA 8 - MODELO DE SEDIMENTAÇÃO GLACIOGÊNICA SUBAQUÁTICA
(IN GRAVENOR et alii, 1984)

FIGURA 9 - PERFIL LITOLÓGICO DO SUBGRUPO ITARARÉ NA ÁREA DE ESTUDO, O REGISTRO LITOLÓGICO RELATIVO À SEÇÃO ITAPORANGA-TAQUARITUBA NÃO ESTÁ REPRESENTADO NESTE PERFIL (VIDE FIGURA 14)

Figura 10

- A. Diagrama da secção apresentada na Prancha 14A, mostrando as estruturas cruzadas nos diamictitos da fácies II-2. A seta aponta uma estrutura acanalada preenchida por arenitos imaturos (Detalhe na Prancha 1C).
- B. Secção diagramática em laminitos da fácies II-6, mostrando intercalações de siltitos e diamictitos.
- C. Secção diagramática em arenitos da fácies IT-5, mostrando sua relação com sedimentos finos de transbordamento.

Escala vertical e horizontal iguais.

FIGURA 10

Figura 11

Diagrama da secção apresentada na Prancha 15, mostrando a relação entre os corpos de arenitos e diamictitos da fácies II-3, os primeiros deformados por abatimento e injeção de diamictitos sotopostos. A posição norte da secção mostra folhelhos inclinados.

Escala vertical e horizontal iguais.

FIGURA 11

Figura 12

Diagrama da principal faixa de exposições de arenitos na secção Riversul (Fácies R-2 e R-3). Os números espaçados na secção identificam as respectivas Pranchas de fotos.

ENE

ARENITOS FINOS

CONGLOMERADOS

ARENITOS DIAMÍCTITOS

ENCOBERTO TOTAL OU PARCIALMENTE
POR VEGETAÇÃO

3m
0

FIGURA 12

FIGURA 13 - A - PERFIL DE UM PEQUENO INTERVALO DA FÁCIES II-3 - DETALHES NO TEXTO.

B - PERFIL REFERENTE À SECÇÃO APRESENTADA NA FIGURA 12, INCLUINDO SEDIMENTOS DAS FÁCIES R-2 e R-3.

LEGENDA À PÁGINA 196

FIGURA 14 - CORRELAÇÃO ENTRE OS PERFIS LEVANTADOS
NAS SEÇÕES

A - ITAPORANGA - TAQUARITUBA

B - ANTIGA ESTRADA ITAPORANGA-TAQUARITUBA

C - SEÇÃO S1

LEGENDA À PÁGINA 196

FIGURA 15 - A - PERFIL DESTACANDO DIFERENTES ASPECTOS DOS SEDIMENTOS FINOS DA FÁCIES IT-2, INTERCALANDO-SE COM CORPOS ARENOSOS DA FÁCIES IT-3.

B - PERFIL MOSTRANDO SEQUÊNCIAS DE TEXTURA ("FINING-UPWARD") E ESTRUTURAS SEDIMENTARES COMUNS EM ARENITOS DA FÁCIES IT-5

LEGENDA À PÁGINA

FIGURA 16 - CORRELAÇÃO ENTRE OS PERFIS:

A - MOSTRANDO A SUCESSÃO DE FÁCIES ENCONTRADA NA SEÇÃO SERRA DOS PAIS

B - RELATIVO A SEÇÃO DE DRENAGEM NA ESCARPA SUDESTE DA SERRA DOS PAIS

LEGENDA À PÁGINA 196

FIGURA 17 - A - PERFIL RELATIVO À SEÇÃO S2, MOSTRANDO A RELAÇÃO ENTRE AS DIFERENTES FÁCIES (a,b,c)

B - PERFIL COMPOUNDO A SUCESSÃO DE FÁCIES NA SEÇÃO S3

C - PERFIL MOSTRANDO A SUCESSÃO DE FÁCIES NA SEÇÃO S4

D - PERFIL COMPOUNDO A INTERCALAÇÃO DE FÁCIES TÍPICA DA SEÇÃO S5

LEGENDA À PÁGINA 196

FIGURA 18 - PERFIS RELATIVOS AOS TESTEMUNHOS DOS POÇOS
JT-1-PR, J-1-PR e PN-1-SP PARA A UNIDADE V
LEGENDA À PÁGINA 196

FIGURA 19 - PERFIS RELATIVOS AOS TESTEMUNHOS DOS POÇOS
JT-1-PR, J-1-PR e PN-1-SP PARA A UNIDADE IV
LEGENDA À PÁGINA 196

FIGURA 20 - PERFIS RELATIVOS AOS TESTEMUNHOS DOS POÇOS
JT-1-PR e J-1-PR PARA A UNIDADE III
LEGENDA À PÁGINA 196

FIGURA 21 - PERFIS RELATIVOS AOS TESTEMUNHOS DOS POÇOS
JT-1-PR e J-1-PR PARA A UNIDADE II
LEGENDA À PÁGINA 196

Figura 23

Perfis litológicos para o intervalo estratigráfico referente à unidade II. O traçado dos perfis, nos poços JT-1-PR, SA-1-SP e PN-1-PR, corresponde à curva de raios gama; no poço J-1-PR, corresponde à curva de potencial espontâneo; na coluna de superfície, corresponde à granulometria média dos sedimentos (Trechos tracejados correspondem a intervalos não-aflorantes). Litologias conforme legenda à página 196.

JT-1-PR

150 0
RG (API)

50
0m

J-1-PR

SP (MU)

SA-1-SP

150 0
RG (API)

PN-1-SP

150 0
RG (API)

SUPERFÍCIE

G F A

FIGURA 23

Figura 24

Perfis litológicos para o intervalo estratigráfico referente à unidade III. O traçado dos perfis, nos poços JT-1-PR, SA-1-SP e PN-1-SP, corresponde à curva de raios gama; no poço J-1-PR, corresponde à curva de potencial espontâneo; na coluna de superfície, corresponde à granulometria média dos sedimentos (Trechos tracejados correspondem a intervalos não-aflorantes). Litologias conforme legenda à página 196.

JT-1-PR
150 0
RG (API)

J-1-PR
SP (MU)

SA-1-SP
150 0
RG (API)

PN-1-SP
150 0
RG (API)

SUPERFÍCIE
G F A

50
0m

FIGURA 24

Figura 25

Perfis litológicos para o intervalo estratigráfico referente à unidade IV. O traçado dos perfis, nos poços JT-1-PR, SA-1-SP e PN-1-SP, corresponde à curva de raios gama; no poço J-1-PR, corresponde à curva de potencial espontâneo; na coluna de superfície, corresponde à granulometria média dos sedimentos (Trechos tracejados correspondem a intervalos não-aflorantes). Litologias conforme legenda à página 196.

FIGURA 25

Figura 26

Perfis litológicos para o intervalo estratigráfico referente à unidade V. O traçado dos perfis, nos poços JT-1-PR, SA-1-SP e PN-1-SP, corresponde à curva de raios gama; no poço J-1-PR, corresponde à curva de potencial espontâneo; na coluna de superfície, corresponde à granulometria média dos sedimentos (Trechos traçados correspondem a intervalos não-aflorantes). Litologias conforme legenda à página 196.

JT-1-PR

150 0
RG (API)

J-1-PR

SP (MU)

SA-1-SP

150 0
RG (API)

PN-1-SP

150 0
RG (API)

SUPERFÍCIE

G F A

50
0m

FIGURA 26

FIGURA 27 - CORRELAÇÃO ESTRATIGRÁFICA ENTRE OS PERFIS DE POÇOS (JT-1-PR, J-1-PR, SA-1-SP, PN-1-SP) E DE SUPERFÍCIE
LEGENDA À PÁGINA 196

FIGURA 28 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DE LEQUES ALUVIAIS FORMADOS EM ÁREAS DE DECLIVE ACENTUADO, ADJACENTES A ÁREAS BAIXAS.

FIGURA 29 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA, EM PLANTA, DE UM LEQUE ALUVIAL COM A SEPARAÇÃO DAS PORÇÕES PROXIMAL E DISTAL

FIGURA 30 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA DEPOSIÇÃO E SUBAMBIENTES DA ZONA SUPRAGLACIAL MARGINAL, COMO MODELO PARA OS DEPÓSITOS GLACIAIS DA BASE DA SEÇÃO ITARARÉ - ITAPORANGA.

FIGURA 31 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DOS SUBAMBIENTES NUMA PLANÍCIE DE "OUTWASH" QUE SE INSTALA GRADUALMENTE SOBRE A ZONA DE "ICE-CONTACT"

FIGURA 32 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DE UM DELTA DO TIPO "FLYSCH", COMO MODELO DEPOSICIONAL PARA OS SEDIMENTOS DA SEÇÃO RIVERSUL.

FIGURA 33 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DE UM SISTEMA DELTAICO MOSTRANDO AS PRINCIPAIS FÁCEIS E SUBAMBIENTES ENCONTRADOS NO SISTEMA ITAPORANGA

FIGURA 34 - REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DE UM SISTEMA DELTAICO ONDE A AVULSÃO DE DISTRIBUTÁRIOS É FENÔMENO FREQUENTE, MOSTRANDO ALGUMAS DAS FÁCIAS COMUNS NA SEÇÃO SERRA DOS PAIS

ANEXO DE PRANCHAS FOTOGRÁFICAS

Prancha 1

- A. Estratificações cruzadas acanaladas em arenitos da fácies II-1.
- B. Estratificações cruzadas tabulares em arenitos da fácies II-1.
- C. Estratificações cruzadas acanaladas em arenitos imaturos, preenchendo estruturas acanaladas em diamictitos da fácies II-2.
- D. Estratificações acanaladas em diamictitos da fácies II-2.

A

B

C

D

Prancha 2

- A. Detalhe do corpo de arenitos mostrados na Prancha 14A, mostrando pequenas estratificações cruzadas.
- B. Estratificações cruzadas em arenitos diamícticos e conglomerados na fácies II-2.

A

B

Prancha 3

- A. Arenitos deformados em diamictitos da fácies II-2.
- B. Camadas de siltitos exibindo *climbing-ripples*, intercaladas em laminitos da fácies II-6.
- C. Ritmitos lama-diamictito da fácies R-1.
- D. Vista geral de lamitos da fácies IT-1. As delgadas camadas plano-paralelas, perceptíveis na foto, constituem-se de siltitos com *climbing-ripples*.

A

C

B

D

Prancha 4

- A. Arenitos diamícticos maciços, da fácies R-2.
- B. Arenitos da fácies R-2 mostrando estratos irregulares, deformados, cortados por um dique clástico.
- C. Arenitos finos e arenitos conglomeráticos da fácies R-2, deformados e inclinados.

A

B

C

Prancha 5

- A. Conglomerados da fácies R-2, mostrando seixos intra e extrabasinais.
- B. Estratificação plano-paralela em arenitos finos da fácies R-3. Frequentemente exibem gradação.
- C. *Climbing-ripples* em arenitos finos a muito finos da fácies R-3.
- D. Intercalações delgadas de arenitos muito finos e siltitos, mostrando gradação nos arenitos e laminações cruzadas nos siltitos (Fácies R-3).

A

B

C

D

Prancha 6

- A. Pistas fósseis em laminitos da fácies IT-2.
- B. Lamitos laminados da fácies IT-2, mostrando em primeiro plano um seixo "pingado".
- C. Siltitos com *ripple-drifts* sobrepostos a lamitos da fácies IT-2.
- D. Detalhe da foto anterior, mostrando o contato silito-folhelho e os *ripple-drifts* no silito (Fácies IT-2).

C

D

A

B

Prancha 7

- A. Laminitos areia-silte-lama da fácies IT-2, exibindo seixos "pingados".
- B. Laminitos areia-silte-lama da fácies IT-2, mostrando sutil mosqueamento relacionado à bioturbação horizontal nesses sedimentos.
- C. *Climbing-ripples* ("telhas") em siltitos alternados com arenitos finos formando delgados *sets* que se intercalam com siltitos e arenitos plano-paralelos (Fácies IT-2).
- D. *Climbing-ripples* (em fase e defasados) em siltitos, intercalando lentes e estratos delgados de arenitos ondulados ou mostrando laminação cruzada (Fácies IT-2).

A

B

C

D

Prancha 8

- A. *Climbing-ripples* em sedimentos da fácies IT-3.
- B. Laminações cruzadas em arenitos da fácies IT-3.
- C. Arenitos de barras de desembocadura (Fácies IT-4) in
jetados por arenitos muito finos, lamíticos, adjacen
tes (Fácies IT-3).
- D. Dique clástico em arenitos imaturos de barras de
desembocadura (Fácies IT-4).

A

B

C

D

Prancha 9

- A. Clastos de lamitos em corpos delgados de siltitos que se intercalam em barras de desembocadura (Fácies IT-4).
- B. Vista geral de arenitos da fácies IT-4, onde se notam intercalações de corpos delgados de sedimentos finos de área interdistributária.
- C. Estratificações cruzadas em arenitos fluviais da fácies IT-5.
- D. Vista geral de arenitos da fácies IT-5. Notar channel
ings nesses sedimentos.

A

B

C

D

Prancha 10

- A. *Festoons* em arenitos da fácies IT-5.
- B. Estratificação cruzada acanalada em arenitos da fâ
cies IT-5.
- C. Arenitos muito finos da fácies SP-3, mostrando lami
nações *ripple-drift*.
- D. Diamictitos da fácies SP-2 em contato erosivo com
arenitos fluviais da fácies SP-4.

C

D

A

B

Prancha 11

- A. Arenitos fluviais da fácies SP-4 intercalando delga das lentes de depósitos de transbordamento.
- B. Pequenos canais de arenitos conglomeráticos em sil_titos da fácies SP-5.
- C. Vista da porção superior da secção S3. Na parte inferior (na posição do geólogo) ocorrem os lamitos da fácies a; a parte central é composta pela fácies c; o topo, mais saliente, corresponde à fácies d.

A

B

C

Prancha 12

- A. Estratificações cruzadas em arenitos carbonosos da fácies d, secção S3.
- B. Estratificações plano-paralelas em arenitos carbonosos da fácies d, secção S3.
- C. Marcas onduladas em arenitos da fácies d, pouco acima das camadas carbonosas, secção S3.
- D. Marcas onduladas em sola de arenitos da fácies d, secção S3.

Prancha 13

- A. *Flasers* em arenitos finos da fácies d, secção S3.
- B. Diamictitos da fácies c, secção S4. Notar a alta com
pacidade desses sedimentos.
- C. Diápiro de lamitos em arenitos, secção S5.
- D. Bioturbação em lamitos da fácies b, secção S5.

Prancha 14

- A. Diamictitos da fácies II-2, mostrando pequeno canal de arenitos finos (à esquerda). A seta aponta uma estrutura acanalada de grande porte preenchida por arenitos imaturos com estratificações acanaladas (Detalhe na Prancha 1C).
- B. Contato entre os diamictitos das fácies II-2 e II-3. As setas apontam corpos de arenitos e conglomerados, sob a forma de pequenos canais, na base da fácies II-3.

A

OUT 83

OUT 83

OUT 83

B

OUT 83

Prancha 15

Diamictitos (textura mais grosseira nas fotos) e arenitos (textura mais fina) da fácies II-3. Notar pequeno falhamento e posição anômala do laminitos na última sequência de fotos (segunda parte da prancha). Esquema elucidativo desta exposição é apresentado na Figura 11. A escala é dada pelo martelo inserido no círculo em negro.

Observação: Esta Prancha é apresentada em duas partes.

11

Prancha 16

- A. Sedimentos da fácies R-1, mostrando intercalações aproximadamente paralelas de ritmitos com predomínio da fração diamíctica (estratos mais salientes) e ritmitos com predomínio de finos.
- B. Arenitos da fácies R-2, deformados por escorregamentos.

Prancha 17

Corpo de conglomerados em arenitos da fácies R-2.

Prancha 18

Arenitos finos da fácies R-3 mostrando estratos plano-paralelos. Notar escavação no topo esquerdo da secção inferior de fotos.

Prancha 19

- A. Arenitos da fácies R-3 mostrando incipiente estratificação plano-paralela.
- B. Arenitos da fácies R-3 mostrando porções maciças e porções estratificadas plano-paralelamente.

Prancha 20

- A. Arenitos finos da fácies R-3 exibindo formas sigmôides de pequeno porte.
- B. Arenitos finos da fácies R-3 formando corpos decimétricos maciços, alongados, que se interrompem repentinamente.

Prancha 21

Lamitos maciços a folhelhóides, levemente arenosos, da fácies IT-2, exibindo camadas aproximadamente paralelas de diamictitos (notar grande bloco de granito numa dessas camadas, na seqüência inferior de fotos, à esquerda). As setas apontam corpos de siltitos e arenitos muito finos, contorcidos.

Prancha 22

Arenitos da fácies IT-3 interdigitados com lamitos e folhelhos da fácies IT-2. A seta aponta "almofadas" de areia imersas nos sedimentos finos.

Prancha 23

- A. Corpo aproximadamente tabular de arenitos da fácies IT-3 dentro de siltitos bioturbados da fácies IT-1.
- B. Arenitos do topo da fácies d, secção S3, mostrando estratificações cruzadas.

OUT B3

Prancha 24

Arenitos da fácies IT-4 interdigitadas com siltitos e lamitos bioturbados de área interdistributária.

Prancha 25

Arenitos da fácies IT-5, onde as porções maciças são proeminentes e as estruturas primária são pouco nítidas.

Prancha 26

- A. Arenitos da fácies IT-4 intercalando lamitos da fácies IT-2 (Notar o aspecto fluidal dos arenitos rosados à esquerda).
- B. Sedimentos da fácies IT-7: os arenitos do centro, com matriz lamítica, injetam-se nos arenitos do topo, melhor selecionados.
- B. Diamictitos da fácies IT-6 sobrepostos por corpos de arenitos e conglomerados estratificados.

Prancha 27

Folhelhos e ritmitos da fácies e (secção S4) mostrando camadas de diamictitos intercalados (fotos do topo) e pequenos agregados de till deformando as laminações (fotos inferiores), estes constituindo material proveniente do degelo de *icebergs*.

Prancha 28

Sedimentos da secção S5, mostrando a intercalação de lamitos e arenitos e o aprofundamento destes últimos nos sedimentos finos, ocasionando diapirismo.

Prancha 29

Testemunhos Pertencentes à Unidade V

- A. Testemunho § 3, poço JT-1-PR
- B. Testemunho § 3, poço JT-1-PR
- C. Testemunho § 4, poço JT-1-PR
- D. Testemunho § 25, poço J-1-PR
- E. Testemunho § 26, poço J-1-PR

Prancha 30

Testemunhos Pertencentes à Unidade V

- A. Testemunho § 27, poço J-1-PR
- B. Testemunho § 28, poço J-1-PR
- C. Testemunho § 29, poço J-1-PR
- D. Testemunho § 30, poço J-1-PR
- E. Testemunho § 30, poço J-1-PR

Prancha 31

Testemunhos Pertencentes à Unidade V

- A. Testemunho § 8, poço PN-1-SP
- B. Testemunho § 8, poço PN-1-SP
- C. Testemunho § 8, poço PN-1-SP
- D. Testemunho § 9, poço PN-1-SP
- E. Testemunho § 9, poço PN-1-SP

Prancha 32

Testemunhos Pertencentes à Unidade IV

- A. Testemunho § 10, poço PN-1-SP
- B. Testemunho § 11, poço PN-1-SP
- C. Testemunho § 5, poço JT-1-PR
- D. Testemunho § 6, poço JT-1-PR
- E. Testemunho § 7, poço JT-1-PR

Prancha 33

Testemunhos Pertencentes à Unidade IV

- A. Testemunho § 31 + § 32, poço J-1-PR
- B. Testemunho § 33, poço J-1-PR
- C. Testemunho § 34, poço J-1-PR
- D. Testemunho § 35, poço J-1-PR
- E. Testemunho § 36, poço J-1-Pr

Prancha 34

Testemunhos Pertencentes à Unidade III

- A. Testemunho § 8, poço JT-1-PR
- B. Testemunho § 9, poço JT-1-PR
- C. Testemunho § 9, poço JT-1-PR
- D. Testemunho § 10, poço JT-1-PR
- E. Testemunho § 11, poço JT-1-PR

Prancha 35

Testemunhos Pertencentes à Unidade III

- A. Testemunho § 37, poço J-1-PR
- B. Testemunho § 37, poço J-1-PR
- C. Testemunho § 38, poço J-1-PR
- D. Testemunho § 39, poço J-1-PR
- E. Testemunho § 39, poço J-1-PR

Prancha 36

Testemunhos Pertencentes à Unidade III

- A. Testemunho § 40, poço J-1-PR
- B. Testemunho § 41, poço J-1-PR
- C. Testemunho § 41, poço J-1-PR
- D. Testemunho § 42, poço J-1-PR
- E. Testemunho § 43, poço J-1-PR

Prancha 37

Testemunhos Pertencentes à Unidade II

- A. Testemunho § 17, poço JT-1-PR
- B. Testemunho § 44, poço J-1-PR
- C. Testemunho § 50, poço J-1-PR
- D. Testemunho § 50, poço J-1-PR
- E. Testemunho § 51, poço J-1-PR

Prancha 38

Testemunhos Pertencentes à Unidade II

- A. Testemunho § 55, poço J-1-PR
- B. Testemunho § 56, poço J-1-PR
- C. Testemunho § 57, poço J-1-PR
- D. Testemunho § 58, poço J-1-PR
- E. Testemunho § 59, poço J-1-PR