

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS DAS FORMAÇÕES SERRA
ALTA, TERESINA E RIO DO RASTO (PERMIANO, BACIA DO
PARANÁ) NA PORÇÃO NORDESTE DO PARANÁ E CENTRO-SUL
DE SÃO PAULO**

Thiago Meglhioratti

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Rosemarie Rohn Davies

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

Rio Claro (SP)

2006

AGRADECIMENTOS

-À Fapesp (Procs. 04/11215-9 e 05/55027-4) e do PRH-05 (convênio UNESP-ANP) pelo auxílio financeiro que possibilitou a execução deste trabalho.

-À CPRM, por ter permitido o estudo dos testemunhos dos furos de sondagem e a coleta das amostras.

-À Sra. Silvia do depósito do DNPM em São Pedro e os funcionários do depósito da CPRM em Araraquara, por terem facilitado o estudo.

-Ao colega Augusto T. A. Lourenço, por ter fornecido os dados e auxiliado na descrição dos testemunhos do furo SP-23-PR.

-Aos colegas Luis Gustavo, Luiz Fernando, Rafael, Arnaldo e Rodrigo pelo auxílio durante os trabalhos de campo.

-A Prof.^a Dr.^a Rosemarie Rohn Davies, pela constante orientação e amizade durante todos estes anos.

-Ao Prof. Dr. Joel Carneiro de Castro, por ter comunicado a disponibilidade de interessantes testemunhos de furos de sondagem em litotecas do Estado de São Paulo.

-Aos professores Dr. Antônio Roberto Saad e Dr. Joel Carneiro de Castro, membros da banca do Exame de Qualificação, pelas sugestões apresentadas.

-Aos meus pais, Rossicler e Diva, e minhas irmãs, Kátia, Sandra e Fernanda, pelo amor e dedicação, que mesmo à distância foram fundamentais em mais essa etapa da minha vida.

-Especialmente à minha namorada, Tatiani, pelo amor, compreensão e incentivo durante as dificuldades.

SUMÁRIO

ÍNDICE	I
ÍNDICE DE FIGURAS	IV
ÍNDICE DE TABELAS	VIII
RESUMO	IX
ABSTRACT	X
1 - INTRODUÇÃO	01
2 – OBJETIVO	02
3 – GEOLOGIA REGIONAL	03
4 - PRINCIPAIS CONCEITOS DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS E RESPECTIVAS ABORDAGENS PARA O GRUPO PASSA DOIS	11
5 – MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO	24
6 – LITOFÁCIES	38
7 – CONTEÚDO FOSSILÍFERO	77
8 – CICLOS	84
9 - CORRELAÇÕES	91
10 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS: CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA DAS UNIDADES, PALEOAMBIENTES E INTERPRETAÇÕES DOS CICLOS	97
11 - ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS E EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA	115
12 – CONCLUSÕES	127
13 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	129

ÍNDICE

1 – INTRODUÇÃO	01
2 – OBJETIVO	02
3 - GEOLOGIA REGIONAL	03
3.1 – Litoestratigrafia	03
3.2 – Perfis litológicos de afloramentos e poços levantados anteriormente	05
3.3 – Síntese das interpretações paleoambientais	06
3.4 – Tectônica	08
4 - PRINCIPAIS CONCEITOS DA ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E RESPECTIVAS ABORDAGENS PARA O GRUPO PASSA DOIS	11
4.1 – Parassequências e ciclos	11
4.2 – Estratigrafia de sequências em bacias intracratônicas	17
4.3 – Estratigrafia de sequências do Grupo Passa Dois	19
5 - MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO	24
5.1 – Levantamento bibliográfico	25
5.2 – Obtenção dos dados	25
5.2.1 – Descrição de Testemunhos dos Furos de Sondagem FL-09-SP, PL-12-SP, PL-13-SP, PL-14-SP e FP-12-SP.	25
5.2.2 – Novas Observações e Reinterpretações dos Furos de Sondagem SP-23-PR e SP-58-PR, e de afloramentos na região de Congonhinhas-Sapopema.	27
5.2.3 - Trabalhos de Campo	27
5.3 – Trabalhos laboratoriais	34
5.3.1 – Análises Macroscópicas	34
5.3.2 – Análises Microscópicas	34
5.3.3 – Confecção de Seções Colunares	35
6 – LITOFÁCIES	38
6.1 – Descrição e interpretação das litofácies siliciclásticas	50
6.1.1 - Fácies F	50

6.1.2 – Fácies S	50
6.1.3 - Fácies Rh s-arg	52
6.1.4 - Fácies Rh s-are	53
6.1.5 - Fácies A	53
6.1.6 - Fácies Acarb	58
6.1.7 - Fácies Brs	60
6.1.8 - <i>Fácies Ps</i>	60
6.2 – Descrição e interpretação das litofácies carbonáticas e bioclásticas	62
6.2.1 - Fácies BM	62
6.2.2 - Fácies Mpy	63
6.2.2 - Fácies BMimp	63
6.2.3 – Fácies BMimp/NE	66
6.2.4 – Fácies BMimp/Th	68
6.2.5 - Fácies OBS	70
6.2.6 – Fácies OBS/c	71
6.2.7 - Fácies Brc	73
6.2.8 - Fácies Coq	73
6.2.9 – Fácies Bb	73
6.2.10 – Fácies Bl	75
6.2.11 - <i>Fácies Nod</i>	75
7 – CONTEÚDO FOSSILÍFERO	77
7.1 – Bivalves	77
7.2 – Conchostráceos	78
7.3 – Estromatólitos	80
7.4 – Gastrópodes	80
7.5 – Ostracodes	81

7.6 – Restos de peixes	81
7.7 – Vegetais	81
8 – CICLOS	84
9 – CORRELAÇÕES	91
10 – DISCUSSÃO DOS RESULTADOS: CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA DAS UNIDADES, PALEOAMBIENTES E INTERPRETAÇÕES DOS CICLOS	97
10.1 – Formação Serra Alta	97
10.2 – Formação Teresina	100
10.3 – Formação Rio do Rasto (Membro Serrinha)	107
11 – ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS E EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA	115
12 – CONCLUSÕES	127
13 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	129

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 3.1: Litoestratigrafia do Grupo Passa Dois para os estados do Paraná e São Paulo.	03
Figura 4.1: Tipos de empilhamento de conjuntos de parassequências (Segundo Van Wagoner et al. 1988).	13
Figura 4.2: Exemplo de limites de parassequências segundo Arnott (1995). A) Com superfície transgressiva coincidindo com a base do <i>lag</i> transgressivo. Neste caso, o nível da superfície de inundação máxima (SIM), está logo acima do <i>lag</i> transgressivo. B) Diferentemente do exemplo A, a delimitação da unidade transgressiva (TST) é mais problemática. Neste caso, não há um nível que corresponda à superfície de inundação máxima (SIM) mas um intervalo de inundação máxima e conseqüentemente não se pode definir o topo da unidade transgressiva (TST) e a base da unidade de mar alto (TSMA).	13
Figura 4.3: Comparação de um ciclo granocrescente convencional (sedimentos mais grossos no topo) com parassequência (Aigner & Bachmann, 1997). Notar que os limites da parassequência não coincidem com os limites da sequência de alta frequência (SB = limite de sequência; TST = Trato de sistema transgressivos; HST = Trato de sistema de mar alto).	16
Figura 4.4: Ciclo de raseamento, com siliciclastos (argilitos a arenitos) na parte inferior e carbonatos na parte superior. A porção siliciclástica de cada ciclo corresponderia a uma progradação deltaica e a parte carbonática representaria uma fase de clima mais árido que teria diminuído o fluxo siliciclástico (segundo Soreghan, 1997).	16
Figura 4.5: Diagrama cronoestratigráfico da bacia do Paraná mostrando seis grandes sequências deposicionais proposto por Milani (1997, 2004). Em detalhe à sequência Carbonífera-Eotriássica (Gondwana I) a qual o Grupo Passa Dois pertence.	20
Figura 5.1: Fluxograma de atividades.	24
Figura 5.2: Mapa de localização dos furos de sondagem estudados e da região onde foram realizados os trabalhos de campo.	26
Figura 5.3: Mapa mostrando a localização dos perfis litológicos levantados na região de Ribeirão Claro-Carlópolis.	29
Figura 5.4: Mapa topográfico da região de Paranapanema mostrando a localização do furo de sondagem PL-14-SP e dos perfis litológicos levantados em trabalho de campo.	32
Figura 5.5: Mapa topográfico da região de Angatuba mostrando a localização dos perfis litológicos levantados em trabalho de campo.	33
Figura 5.6: Esquema de confecção de perfil litológico composto da área de Congonhinhas-Sapopema/PR. O detalhe à esquerda mostra correlações mais detalhadas e lacunas no perfil litológico do furo SP-23-PR, correspondendo a caixas de testemunhos perdidas.	37
Figura 5.7: Esquema de confecção de perfil litológico composto da área de Angatuba/SP. Os perfis mais detalhados encontram-se nas figuras 6.2 e 6.10.	37
Figura 6.1: Legenda dos perfis litológicos.	40
Figura 6.2: Perfil litológico do furo de sondagem PL-09-SP.	41
Figura 6.3: Perfil litológico do furo de sondagem PL-12-SP.	42
Figura 6.4: Perfil litológico do furo de sondagem PL-13-SP.	43
Figura 6.5: Perfil litológico do furo de sondagem PL-14-SP.	44
Figura 6.6: Perfil litológico do furo de sondagem FP-12-SP.	45
Figura 6.7: Perfil litológico do “Mirante”, levantado na estrada Ribeirão Claro-Carlópolis/PR (PR-151).	46

Figura 6.8: Perfil litológico Rib 01.	47
Figura 6.9: Perfil litológico Par 01 e Par 02.	48
Figura 6.10: Perfil litológico Ang 01 e Ang 02.	49
Figura 6.11: Exemplos da litofácies F (folhelho) da Formação Serra Alta. Caixa 36 do furo de sondagem PL-14-SP.	51
Figura 6.12: Aspecto típico de afloramento da Formação Rio do Rasto, mostrando predomínio de rochas siltosas empastilhadas (avermelhadas) da fácies S (siltito) com intercalações argilosas (roxas) da fácies F(folhelho). Topo da Serra Grande, Congonhinhas (PR).	51
Figura 6.13: Exemplos de fácies heterolíticas (RH s-arg e RH s-are). A) Caixa 19 (PL-14-SP), destacando-se exemplos de fácies heterolíticas predominantemente argilosas (RH s-arg) e predominantemente arenosas (RH s-are) da Formação Teresina. B) Rocha heterolítica siltico-arenosa (Fácies RH s-are) da Formação Teresina (região de Angatuba) com gretas de contração pequenas . C) Rocha heterolítica siltico-argilosa (Fácies RH s-arg) da Formação Teresina (região de Congonhinhas-Sapopema) com gretas de contração médias (fendas com espessuras centimétricas).	54
Figura 6.14: Exemplos de fácies Ah. A) Detalhe em testemunho (amostra 19. R05 do furo PL-14-SP, Formação Teresina) de arenito muito fino com estratificação cruzada (micro) <i>hummocky</i> . B) Afloramento na margem sudoeste da Represa Xavantes, com arenitos muito finos com estratificação cruzada <i>hummocky</i> .	56
Figura 6.15: Exemplos de fácies Ac. A e B) Detalhe em testemunho (amostras 24.r05 e 21.r05 do furo PL-14-SP, Formação Teresina) de arenitos finos com estratificação cruzada por onda. C e D) Visão em planta de marcas onduladas com boa simetria localizadas, respectivamente, em Angatuba (Ang 02, visada 01) e Ribeirão Claro (Rib 01, visada 12).	56
Figura 6.16: Aspecto típico de afloramento da Formação Rio do Rasto (região de Sapopema-Congonhinhas), mostrando pacote arenoso alterado métrico de coloração vermelho-alaranjada com pseudo-estratificação provavelmente derivada de ondulações cavalgantes (Fácies Ap); porções mais siltosas (Fácies S) na parte superior do afloramento.	57
Figura 6.17: Exemplo da fácies Amf. Arenito fino contendo grãos de quartzo subangulosos em matriz argilosa, associado a feldspatos e clastos arredondados de filossilicatos. A) Fotografia com nicóis cruzados. B) Fotografia com nicóis paralelos.	57
Figura 6.18: Exemplo da fácies Ads (B). Seção colunar levantada na pedreira em Jacarezinho próximo ao km 20 da rodovia BR 153, ao lado de viaduto sobre ferrovia. A) Arenito muito fino com estratos delgados tabulares sobrepostos (parte superior). B) Deformações possivelmente geradas por atividade sísmica. C) Rocha heterolítica siltico-arenosa com marcas onduladas ou laminações cruzadas por onda.	59
Figura 6.19: Exemplo da fácies Acarb (lâmina petrográfica fotografada com nicóis cruzados, Formação Teresina). Arenito carbonático onde os grãos angulosos mais claros correspondem a quartzo (um pouco mais de 50% da área fotografada), havendo também proporção significativa de matriz micrítica, carapaças de ostracodes (especialmente na parte superior) e alguns fragmentos de oóides.	59
Figura 6.20: Paleossolo (Fácies Ps) decimétrico associado à discordância Teresina-Pirambóia. A) Detalhe do paleossolo mostrando diferenciação nas cores e caráter brechóide. B) Arenito com estratificação cruzada típico da Formação Pirambóia.	61
Figura 6.21: Exemplo da fácies BM e Mpy. A) Biomicrito contendo ostracodes e raros grãos de quartzo dispersos (Amostra 55r.3 do furo SP-58-PR, Formação Teresina). B) Micrito contendo cristais de pirita (opacos). Amostra 82r. 4 do furo SP-58-PR (Formação Serra Alta).	62

- Figura 6.22:** Exemplos de Fácies BMimp na Formação Teresina. A) Fotografia de lâmina petrográfica mostrando mistura de grãos de quartzo e oóides com a matriz micrítica (amostra 47r.2, SP-58-PR). B) Lâminas finas de micritos alternadas com lâminas onduladas desenvolvidas por cianobactérias em condições de baixa energia hidráulica. C e D) Gretas (G) gigantes e pequenas, respectivamente, em corte e em planta (seção colunar Ang 02). 64
- Figura 6.23:** Oobioesparito (Am 55.3 do furo SP-23-PR) mostrando avançado estágio de silicificação. Intervalo contendo valvas silicificadas (S) com impregnação por óxido de ferro (I) e oóides silicificados. 65
- Figura 6.24:** Modelo para deposição de diferentes tipos de carbonatos num intervalo de pequena espessura, representando um sítio deposicional localizado entre bancos (*shoals*) afetado por um único evento de tempestade (Specht & Brenner, 1979). Este modelo pode ser explicado por três etapas (figuras A, B e C). Na primeira etapa (figura A), tem-se a formação de biomicritos em condições normais, onde o nível de base das ondas de tempo bom não toca o substrato. Na etapa seguinte (figura B), o local é afetado por ondas de tempestade (que atingem o substrato), provocando erosão da parte superior da lama carbonática, colocando os bioclastos e os sedimentos em suspensão, causando também sua relativa fragmentação e relativa seleção. Posteriormente, tem-se o retorno as condições iniciais (figura C). Ao final do processo, têm-se quatro tipos de carbonatos: 1) biomicrito de tempo bom, 2) biomicrito impuro com bioclastos bem dispersos, 3) biomicrito impuro com bioclastos fracamente empacotados e 4) bioesparito impuro. À direita, é mostrada a comparação destes intervalos com a lâmina petrográfica da amostra Am 61.4 do furo de sondagem SP-23-PR. 67
- Figura 6.25:** Exemplo da fácies BMimp/NE (Amostra M-3 do perfil litológico do Mirante, Formação Rio do Rasto). Biomicrito impuro contendo nódulos estromatolíticos (E), organizados de maneira caótica. 69
- Figura 6.26:** Exemplo de fácies MImp/Th da Formação Teresina. A) Afloramento (região de Congonhinhas-Sapopema, UTM 7371.000N / 548.290E) onde micrito impuro totalmente bioturbado por escavações do icnogênero *Thalassinoides* (Th) sobrepõe outro micrito impuro (C). B) Corte vertical de testemunho do mesmo intervalo, mostrando preenchimento das escavações (Th) por carbonato mais impuro que a matriz micrítica original e paredes parcialmente dissolvidas durante a diagênese (Amostra 36.r 4 do furo de sondagem SP-58-PR). 69
- Figura 6.27:** Aspecto típico da fácies OBS em lâmina petrográfica. A) Oobioesparito, onde os oóides, em grande parte, estão micritizados e muitos apresentam forma alongada (Amostra 19r.3 do furo de sondagem SP-58-PR). B) Oobioesparito com oóides esféricos e padrão radial, incluindo bivalve recristalizado (Amostra 58.3 do furo de sondagem SP-23-PR). 72
- Figura 6.28:** A) Perfil litológico Rib 02 (estrada Ribeirão Claro-Carlópolis) da Formação Teresina enfocando oobioesparito métrico com estratificação cruzada tangencial na base. B) Visão geral do afloramento. C) Detalhe mostrando alternância de camadas com granulação mais fina e mais grossa (respectivamente, oóides pequenos e maiores). 72
- Figura 6.29:** Exemplos das Fácies Coq e Br. A e B) Coquinas da Formação Teresina delimitadas na base por superfícies de erosão com bivalves desarticulados e organizados de forma caótica. C) Coquina da Formação Rio do Rasto com conchas de granulação muito fina (farinha de concha). D e E) Brecha carbonática com clastos ângulos dispersos (Formação Teresina). 74
- Figura 6.30:** Exemplo da fácies Nod. A e B) Estratos com grande quantidade de nódulos dispersos. C) Camada horizontal decimétrica contendo grande quantidade de nódulos de sílica. Afloramentos pertencente a Formação Rio do Rasto (estrada Ribeirão Claro-Carlópolis, PR-151). 76
- Figura 7.1:** Exemplos de bivalves. A) Megadesmido preservado na forma de molde em matriz sílico-argilosa da Formação Rio do Rasto (Am 34.1 do furo de sondagem SP-23-PR); B) *Jacquesia* bem preservado em calcário oolítico da Formação Teresina na região de Congonhinhas-Sapopema/PR; C) Oobioesparito com bivalves fracamente empacotados (PAR 01 v01); e D) Coquina com bivalves silicificados organizados de forma caótica (Formação Rio do Rasto, Am M17). 79

Figura 7.2: Exemplos de conchostráceos (exclusivos da Formação Rio do Rasto). <i>Paranaleaia</i> preservada na forma de molde em matriz síltica.	79
Figura 7.3: Exemplos de ocorrências de estromatólitos. A) Estrato carbonático centimétrico (Am 58 r.4 do furo SP-58-PR) contendo estromatólito colunar ramificado divergente <i>in situ</i> (E), truncado no topo por superfície de erosão sobreposta por material brechóide (B); B) Biomicrito (Am M-3 da seção do Mirante) com nódulos estromatolíticos (N) de tamanhos variados.	82
Figura 7.4: Exemplos de restos de peixes. A) Escama de celacântideo (11mm de comprimento) dispersa em matriz síltica (Formação Teresina, Am 52r.4 do furo SP-23-PR); B) <i>Bone bed</i> pouco espesso da Formação Serra Alta (Am 18r.1 do furo de sondagem PL-13-SP); C) Visão em planta de um <i>bone bed</i> . (Am 05r.2 do furo de sondagem PI-12-SP).	82
Figura 7.5: Exemplos de vegetais. A e B) Troncos de gimnospermas permineralizadas por sílica (encontrado na região de Ribeirão Claro-Carlópolis); C) Caule e folhas de licófitas; D) Oogônios de carófitas (<i>Leonardosia langei</i>) preservados na forma de moldes com recobrimento por óxido de manganês (Am 53.2 do furo de sondagem SP-23-PR); E) Compressão de folha de <i>Glossopteris</i> (Am 42.r3 do furo de sondagem SP-58-PR); e E) Compressão de pinas de pteridófilas (<i>Pecopteris</i> , Am 42.r3 do furo de sondagem SP-58-PR).	83
Figura 8.1: Exemplos de ciclos métricos mostrando limites, superfície de inundação máxima (SIM). A) Ciclo siliciclástico. B) Fotografia das caixas 20 e 19 do exemplo A. C) Ciclo misto, com oobioesparito no topo, interpreta-se que a sua deposição foi facultada em virtude do aumento da aridez que diminuía o influxo de siliciclastos ao ambiente deposicional e, desta forma, diminuindo a turbidez da água. A presença de gretas de contração no topo do ciclo indicando exposição subaérea.	85
Figura 8.2: Exemplo de ciclos granocrescentes ascendentes decamétricos utilizados nas correlações mostrando limites de ciclos e superfícies de inundação máxima (SIM). Notar que o início do ciclo 09 é definido pelo aparecimento de calcários finos em associação com rochas siliciclásticas finas indicando subida relativa do nível de base. Vale destacar que os bancos carbonáticos têm que ser analisados com muito cuidado e individualmente, pois eles podem representar situações tanto de início como de final de ciclo.	87
Figura 8.3: Exemplo de distribuição lateral de corpos carbonáticos. Correlação entre os furos SP-58-PR e SP-23-PR mostrando que níveis delgados de carbonatos podem apresentar grande ou restrita extensão lateral. Perfil do furo de sondagem SP-23-PR modificado de Lourenço (2002).	89
Figura 9.1: Correlação das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto na porção nordeste do Estado do Paraná e centro-sul do Estado de São Paulo.	92
Figura 9.2: Correlação entre os principais dados das formações Serra Alta e Teresina (regiões de Congonhinhas-Sapopema/PR, Paranapanema/SP 01 e Botucatu/SP).	93
Figura 9.3: Distribuição vertical das assembléias fossilíferas e respectivo zoneamento bioestratigráfico das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto para a porção nordeste do Estado do Paraná e centro-sul do Estado de São Paulo. Dados calibrados de acordo com a seção composta da região de Congonhinhas-Sapopema. Para os bivalves foram reconhecidas as biozonas <i>Pinzonella illusa</i> (BZ. P. I.), <i>Pinzonella neotropica</i> (BZ. P. N.), <i>Leinzia similis</i> (BZ. L. S.) e a subzona <i>Nothoterraia acarinata</i> da biozona <i>Palaeomutela? Platinensis</i> (BZ. P. P. / SBZ. N. A.), enquanto que para os conchostráceos foram identificadas as biozonas <i>Cizicus</i> sp (BZ. C.), <i>Monoleaia unicastata</i> (BZ. M. U.) e a <i>Paranaleaia supina</i> (BZ. P. S.).	95
Figura 10.1: Perfil litológico do furo de sondagem PL-14-SP mostrando a transição da Formação Serra Alta para a Formação Teresina. Legenda encontra-se na figura 6.1.	99
Figura 10.2: Rochas heterolíticas síltico-arenosas (RH s-are) com indícios de hidrocarbonetos (HC).	106
Figura 10.3: Mapa geológico mostrando as ocorrências de arenitos asfálticos do Estado de São Paulo (Araújo <i>et al.</i> , 2004), onde foram plotados os pontos de localização dos furos de sondagem estudados (PL-12-SP, PL-13-SP e FP-12-SP). Nota-se que o poço FP-12-SP, onde foram encontrados indícios de hidrocarboneto, está localizado no flanco do alto estrutural de Anhembi, próximo de lineamentos, como em outras diversas ocorrências de arenitos asfálticos.	107

Figura 10.4: Aspectos típicos Formação Rio do Rasto na região de Ribeirão Claro-Carlópolis, mostrando proporção maior de fácies arenosas (pacotes decamétrico ou centimétricos) do que fácies argilosas (A), além de níveis com grande quantidade de nódulos (B e C).	111
Figura 10.5: Aspectos típicos da Formação Rio do Rasto na região de Congonhinhas-Sapopema, mostrando maior proporção de fácies argilosas e siltosas do que fácies arenosas (A), além de freqüentes níveis com conchostráceos (B).	112
Figura 10.6: Perfil litológico do furo de sondagem SP-23-PR (modificada de Lourenço, 2002) mostrando o contato entre as formações Teresina e Rio do Rasto. Nota-se também a grande dificuldade de caracterização do padrão (transgressivo ou regressivo) do ciclo 16, principalmente na porção inferior.	114
Figura 11.1: Diagrama cronoestratigráfico do Grupo Passa Dois para as porções nordeste do Estado do Paraná e centro-sul do Estado de São Paulo.	120
Figura 11.2: Perfil de correlação com <i>datum</i> na base do ciclo 02 que mostra aumento da espessura do ciclo inferior de nordeste para sudoeste, ou seja, rumo ao interior da bacia, em vista da maior taxa de subsidência nas porções mais centrais.	122
Figura 11.3: Perfil de correlação com <i>datum</i> na base do ciclo 07 que mostra aumento da espessura dos ciclos inferiores de nordeste para sudoeste, ou seja, rumo ao interior da bacia, em vista da maior taxa de subsidência nas porções mais centrais.	123
Figura 11.4: Perfil de correlação com <i>datum</i> na base do ciclo 13 que mostra aumento da espessura do ciclo inferior de nordeste para sudoeste, ou seja, rumo ao interior da bacia, além de discordância acarretado pela maior taxa de subsidência nas porções centrais.	124

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 01: Dados sobre os furos de sondagem estudados no Estado de São Paulo.	25
Tabela 02: Dados sobre os principais perfis litológicos levantados na região de Ribeirão Claro-Carlópolis/PR.	28
Tabela 03: Dados sobre os perfis litológicos levantados na região de Paranapanema/SP.	31
Tabela 04: Dados sobre os perfis litológicos levantados na região de Angatuba/SP.	31
Tabela 05: Litofácies siliciclásticas.	38
Tabela 06: Litofácies carbonáticas e bioclásticas.	39
Tabela 07: Ordem de grandeza das seqüências, segundo Vail <i>et al.</i> (1991).	116

RESUMO

Realizou-se um estudo estratigráfico detalhado das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Membro Serrinha) do Grupo Passa Dois na porção nordeste do Estado do Paraná e centro-sul do Estado de São Paulo, através de furos de sondagem e perfis litológicos levantados em afloramentos. O estudo abrange descrições litofaciológicas, petrográficas, tafonômicas, correlações estratigráficas e discussões no âmbito da estratigrafia de seqüências. Em geral, as formações apresentam rochas siliciclásticas finas intercaladas por delgadas camadas carbonáticas com grande extensão lateral, ocorrendo tanto fósseis indicadores de água doce (*e.g.*, carófitas), quanto de águas mais salgadas e/ou alcalinas (*e.g.*, estromatólitos, *Thalassinoides*). As formações Serra Alta e Teresina evidenciam condições sedimentares distais a proximais de um mar interior raso influenciado por ondas de tempestades. A Formação Rio do Rasto representa condições mais continentais (principalmente lacustres). A caracterização das fácies e de seu empilhamento nas três formações permitiu a delimitação de sucessões cíclicas (submétricas a decamétricas) e de quatro seqüências de 3ª ordem, discutindo-se os modelos de seqüências estratigráficas, os quais ainda são escassos e pouco detalhados para a situação observada. Durante a deposição do Grupo Passa Dois, a bacia se caracterizou por um estágio de quiescência tectônica. Porém, ocorreram exceções evidenciadas por diques clásticos, sismitos, ciclos muito acentuadamente adelgaçados rumo às margens da bacia e discordâncias intraformacionais. Os limites entre as seqüências e os seus intervalos transgressivos parecem registrar as fases de maior instabilidade tectônica.

Palavras chave: Grupo Passa Dois, Bacia do Paraná, estratigrafia de seqüências, Permiano, sucessão carbonático-siliciclástica mista.

ABSTRACT

A detailed stratigraphic study of the Serra Alta, Teresina and Rio do Rasto formations (Passa Dois Group), was done in the northeast portion of the State of Paraná and center-south of the State of São Paulo on boreholes and outcrop columnar- profiles. The study includes lithofaciologic, petrographic and taphonomic descriptions, stratigraphic correlations and discussions about sequence stratigraphy. The formations generally present thin-grained siliciclastic rocks interbedded with thin beds of widely extended carbonatic rocks, with occurrences of fresh-water fossils (*e.g.*, carophytes), as well as saline and/or alkaline water fossils (*e.g.*, stromatolites, *Thalassinoides*). The Serra Alta and Teresina formations evidence distal to proximal sedimentary conditions in a shallow interior sea with storm-induced waves. The overlying Rio do Rasto Formation, probably separated by an unconformity, represents more continental (mainly lacustrine) conditions. The facies characterization and vertical staking of the three formations allowed the proposition of sedimentary cycles at various scales and four 3rd order stratigraphic sequences, with discussions about the sequence stratigraphy models, which are rare and not detailed for similar situations. During the deposition of the Passa Dois Group the basin was characterized by a period of lull tectonic. Even so, happened exceptions evidenced by clastic dikes, seismites, strongly thinned cycles heading to the margins of the basin and angular unconformity. The limits between the sequences and its transgressive intervals seem to register the phases of larger instability tectonic.

Key words: Passa Dois Group, Paraná Basin, sequence stratigraphy, Permian, mixed carbonate-siliciclastic succession.

1 – INTRODUÇÃO

A presente dissertação de mestrado contém os resultados obtidos através da análise litológica de furos de sondagem (SP-23-PR, SP-58-PR, FP-09-SP, PL-12-SP, PL-13-SP, PL-14-SP e FP-12-SP) e de trabalhos de campo, no intervalo das formações Serra Alta, Teresina e parte inferior da Formação Rio do Rasto na porção nordeste do Estado do Paraná e centro-sul do Estado de São Paulo.

O estudo consiste na continuação e aprofundamento das pesquisas iniciadas por Lourenço (2002), Rohn *et al.* (2003 a, b), Meglhioratti (2003 a, b, 2005) e Meglhioratti *et al.* (2005), os quais analisaram os furos de sondagem SP-23-PR e SP-58-PR. No presente trabalho, a área de estudo foi estendida para nordeste, tanto em superfície, quanto em subsuperfície. Os novos dados obtidos durante o mestrado, forneceram subsídios para realizar interpretações no âmbito da estratigrafia de seqüências, até o momento pouco discutida para este intervalo, bem como o refinamento de algumas interpretações sobre os paleoambientes, os processos deposicionais e a história deposicional do nordeste da bacia.

A pesquisa contou com apoio da FAPESP (Procs. 04/11215-9 e 05/55027-4) e do PRH-05 (convênio UNESP-ANP) para auxiliar no pagamento de trabalhos de campo.

2 - OBJETIVOS

1. Levantamento de novos perfis litológicos (em subsuperfície e superfície) no intervalo das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto a nordeste do Arco de Ponta Grossa, especialmente na área aproximadamente delimitada pelos municípios de Congonhinhas-Sapopema, Angatuba e Botucatu, com ênfase à caracterização das relações verticais entre as litofácies e à interpretação dos paleoambientes e processos deposicionais.

2. Determinação das variações laterais entre perfis litológicos e identificação das discordâncias através de correlações de alta resolução, procurando interpretar os fatores controladores das diferenças geográficas (subsidência da bacia, suprimento continental de água e de siliciclastos, profundidade relativa da água, clima).

3. Análise do Permiano Médio (Guadalupiano) da Bacia do Paraná no âmbito da estratigrafia de seqüências.

3 - GEOLOGIA REGIONAL

3.1 – Litoestratigrafia

Neste trabalho, é adotada a nomenclatura litoestratigráfica proposta por Gordon Jr. (1947) e posteriormente modificada por Schneider *et al.* (1974), que subdividiram o Grupo Passa Dois nas formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (membros Serinha e Morro Pelado) na porção central e sul da bacia do Paraná (Fig. 3.1) e nas formações Irati e Corumbataí nos estados de São Paulo, Goiás e Mato Grosso. A designação “Formação Estrada Nova” ainda é usada por diversos autores para abranger, em geral, as formações Serra Alta, Teresina e o Membro Serrinha ou parte destas unidades.

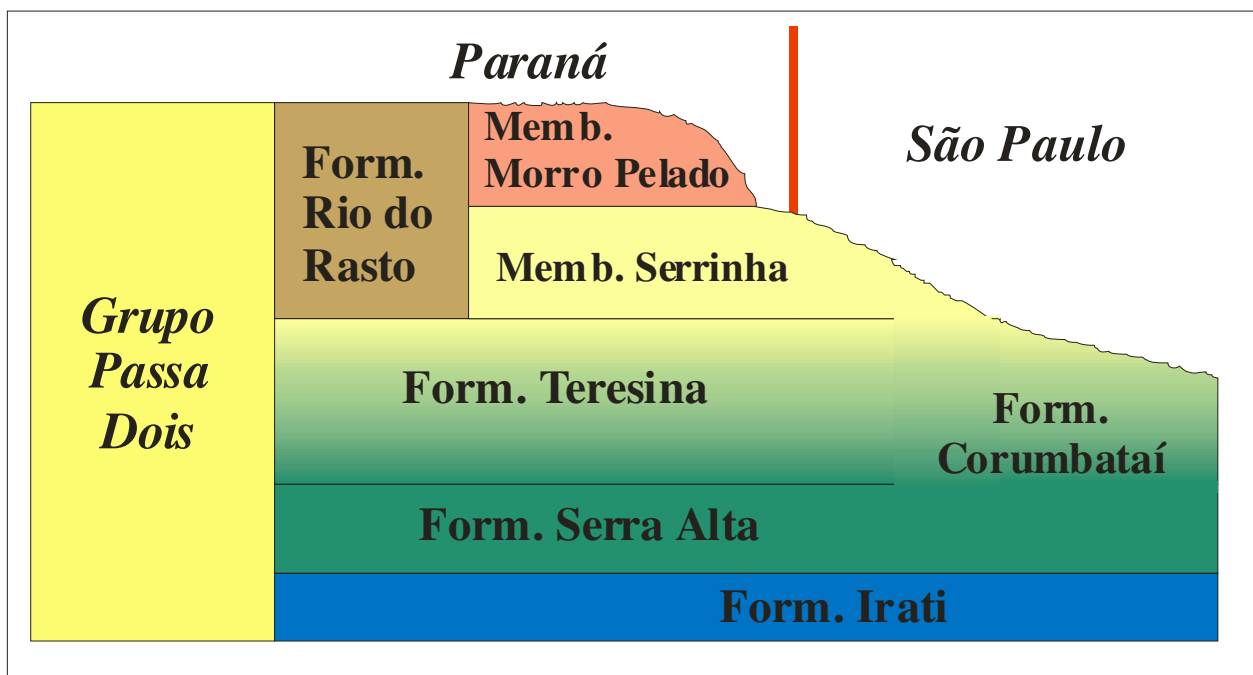


Figura 3.1: Litoestratigrafia do Grupo Passa dois para os estados do Paraná e de São Paulo

Normalmente, a base da Formação Serra Alta é assinalada ao nível de desaparecimento de folhelhos betuminosos e/ou calcários dolomíticos da Formação Irati e aparecimento de siltitos cinza escuros maciços, às vezes caracterizados pela presença de níveis constituídos por restos de peixes e

coprólitos (Lages, 2004). Na borda leste da Bacia do Paraná, a formação geralmente apresenta espessuras inferiores a 100m.

A passagem entre as formações Serra Alta e Teresina é transicional (Rohn, 2001; Meglhioratti, 2005). Caracteriza-se pelo aumento significativo de rochas heterolíticas cinza com acamamento *wavy/linsen/flaser* e bioturbação. Algumas porções são predominantemente areníticas com estratificações cruzadas por ondas. Ocorrem freqüentes intercalações decimétricas de carbonatos (principalmente oobioesparitos e biomicritos). Há muitas coquinas de bivalves e *bone beds* de escamas e dentes de peixes, com espessuras centimétricas (Rohn, 1994, 2001). Na borda leste da Bacia do Paraná, as espessuras da Formação Teresina oscilam em torno de 300-400m. Rumo a nordeste, a Formação Teresina experimenta gradual adelgaçamento e passa a apresentar cores avermelhadas, sendo geralmente designada como Formação Corumbataí no Estado de São Paulo. Na faixa de afloramento, falta consenso quanto ao limite geográfico entre as formações Teresina e Corumbataí. IPT (1981) posicionou o limite na calha atual do rio Tietê.

O contato entre a Formação Teresina e o Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto foi considerado abrupto pelo aparecimento de espessos corpos de arenitos com grânulos ou intraclastos brechóides na base (Lourenço, 2002; Rohn *et al.*, 2003 a, b, Meglhioratti, 2005), porém há dificuldades para reconhecer tal mudança litológica em afloramentos (Rohn, 1994). Os corpos areníticos alternam-se com siltitos arenosos esverdeados, cinzentos ou avermelhados. Na parte inferior do Membro Serrinha ainda há intercalações carbonáticas, coquinas e rochas heterolíticas de argilitos/siltitos e arenitos finos, as quais podem acarretar interpretações litoestratigráficas errôneas devido à sua semelhança a algumas fácies da Formação Teresina (Rohn, 1994; Lourenço, 2002; Rohn *et al.*, 2003 a, b). A espessura do Membro Serrinha oscila em torno de 200m (Rohn, 1994). A unidade superior da Formação Rio do Rasto, designada Membro Morro Pelado, caracteriza-se por corpos lenticulares e sigmóides de arenitos alternados com argilitos e siltitos avermelhados. Os arenitos apresentam laminações cruzadas cavalgantes, estratificações cruzadas acanaladas de grande porte e outras estruturas (Lavina, 1991; Rohn, 1994). A espessura do Membro Morro Pelado, na faixa de afloramentos, pode ultrapassar 200m. A nordeste do Arco de Ponta Grossa, a Formação Rio do Rasto diminui em espessura, desaparecendo completamente no sul do Estado de São Paulo (Rohn, 1994).

Há certas dificuldades para caracterizar o contato entre a Formação Rio do Rasto e a unidade sobreposta, designada Formação Pirambóia, pertencente ao Grupo São Bento (*apud* Rohn, 1994). Milani (1997) interpretou que as duas unidades estão interdigitadas. No Estado de São Paulo, alguns autores (*e.g.* Matos, 1995; Riccomini, 1995; Milani, 1997, 2004) consideraram que não

haveria hiato significativo entre as formações Corumbataí e Pirambóia. Outros dados bibliográficos sobre o assunto estão no subcapítulo “3.4 – Tectônica”.

Matos (1995) estudou o contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia no Estado de São Paulo, reconhecendo um intervalo com intercalações de camadas de brecha, micritos e pelitos na base e uma transição de brecha para arenito com intraclastos, terminando com arenito pelítico na porção superior. Este intervalo apresenta espessuras que variam de 0,3 a 4,8 m e marca o contato entre as duas formações. O mesmo autor sugere ainda o estabelecimento de uma nova unidade litoestratigráfica, a Camada Porangaba.

Portanto, a litoestratigrafia do Grupo Passa Dois não está completamente resolvida, especialmente no Estado de São Paulo, onde não há consenso quanto à relação estratigráfica com a Formação Pirambóia e os limites entre as formações Teresina e Corumbataí.

3.2 – Perfis litológicos de afloramentos e poços levantados anteriormente

Os principais autores que publicaram perfis litológicos significativos das formações Serra Alta e Teresina (ou Corumbataí/Estrada Nova) no Estado de São Paulo foram: Washburne (1930), Mendes (1952), Barbosa & Gomes (1958), Landim (1970), Fulfaro (1970), Soares e Landim (1973), Suguio *et al.* (1974), Zaine (1980), Petri & Coimbra (1982), Sousa (1985) e Andreis & Carvalho (2001). Sousa *et al.* (1991), na realidade, apresentaram perfis estratigráficos idealizados (não reais), mostrando as relações entre as fácies e as respectivas interpretações. Os perfis apresentados constituem os melhores dados estratigráficos para a Formação Teresina/Corumbataí para o sul do Estado de São Paulo, porém demonstram dificuldades nos levantamentos devido a descontinuidades das exposições, ocorrências de falhas geológicas e outros fatores que impediram o seu empilhamento vertical.

Grandes avanços ocorreram a partir das perfurações de poços na Bacia do Paraná pela Petrobrás, especialmente para o conhecimento das espessuras das unidades, das litofácies e os contatos geológicos (Fulfaro, 1970; Vieira, 1973; Schneider *et al.*, 1974; entre outros). Infelizmente, intervalos muito pequenos dos poços foram testemunhados (cerca de 3m a cada 90m de perfuração), de modo que quase todas as interpretações precisam basear-se nos perfis geofísicos dos poços (raio gama e resistividade na escala vertical 1:1000). Nesse sentido, os furos de sondagem testemunhados da CPRM, executados para a pesquisa de carvão, fornecem muito mais informações, porém raros

abrangem intervalos significativas do Grupo Passa Dois. Rohn (2001) obteve informações referentes à parte inferior do grupo através da análise de alguns furos da série “FP” (PR e SP).

Outra série de furos da CPRM (“SP”), localizados nos municípios de Sapopema, Congonhinhas e Figueira (PR), abrangem intervalos bem maiores do Grupo Passa Dois. Até o momento, foram descritos os furos SP-23-PR (Lourenço, 2002; Meglhioratti, 2003, Rohn *et al.*, 2003a, b) e SP-58-PR (Meglhioratti, 2005). O furo SP-23-PR inclui quase todo o Membro Serrinha, além das formações Serra Alta e Teresina.

3.3 - Síntese das Interpretações Paleoambientais

Segundo diversos autores (*e.g.* Schneider *et al.*, 1974; Milani, 1997), o Grupo Passa Dois representa a continentalização da Bacia do Paraná. De fato, na Formação Irati ainda ocorrem acritarcas atribuíveis a condições marinhas (Lages, 2004), porém ainda não foram adequadamente documentados macroinvertebrados de mesma origem. Acima desta formação, diversas litofácies evocam ambientes marinhos rasos e costeiros, destacando-se a alta frequência de tempestitos. A partir do Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto aparecem fósseis como conchostráceos e abundantes vegetais que indicam paleoambientes mais seguramente continentais/lacustres (Rohn, 1994).

Schneider *et al.* (1974), Zaine (1980), Petri & Coimbra (1982), Sousa (1985), Sousa *et al.* (1991) e Andreis & Carvalho (2001), entre outros, admitiram ambientes marinhos rasos e com planícies de maré para as formações Teresina e Corumbataí. Fernandes & Coimbra (1994) também atribuíram a mesma origem para o Membro Serrinha da região de Santo Antônio da Platina. Ao contrário, Lavina (1991) e Rohn (1988, 1994) descartaram a influência de marés e comunicação direta com o oceano. Bivalves da espécie *Leinzia similis*, os quais são típicos da parte inferior da Formação Rio do Rasto, também foram identificados em depósitos correlacionáveis não-marinhos da Namíbia (Stollhofen *et al.*, 2000). A falta de fósseis comprovadamente marinhos vem sendo discutida desde as publicações de Mendes (1949, 1952, 1954, 1967, 1969) e de seus discípulos. Trabalhos paleontológicos detalhados mais recentes, como os de Maranhão (1995), Simões *et al.* (1998) e Mello (1999) reafirmaram o endemismo dos moluscos bivalves e de outros invertebrados preservados nas formações Teresina e Corumbataí, o que refuta a hipótese de uma conexão direta entre a Bacia do Paraná e o oceano.

Vale também destacar o modelo de sedimentação proposto por Gama Jr (1979), onde o Grupo Passa Dois (exclusive a Formação Irati) seria resultado do assoreamento de um mar epicontinental por três sistemas deposicionais penecontemporâneos: plataforma epinerítica Serra Alta, sistema deltaico Serra do Espigão (prodelta Teresina, frente deltaica Serrinha e planície deltaica Morro Pelado) e planície de maré Corumbataí.

De qualquer modo, é necessário ter em mente que as análises geoquímicas de isótopos e de argilas realizadas por Suguio *et al.* (1974), Ramos e Formoso (1976), Rodrigues & Quadros (1976) indicaram hipersalinidade em alguns níveis do Grupo Passa Dois, principalmente no nordeste da bacia. Os estromatólitos, encontrados em diversos intervalos da Formação Teresina (Rohn & Fairchild, 1986; Rohn, 1994, 2001) evidenciam condições ecológicas estressantes, possivelmente ocasionadas por hipersalinidade. Por outro lado, há diversos registros de algas carófitas (*e.g.* em Maranhão, 1995), as quais indicariam condições de água doce. Provavelmente, durante a deposição da Formação Teresina ocorreram oscilações na salinidade controladas pelo clima (Rohn, 1994, 2001).

Outra questão interessante é a origem dos carbonatos que aparecem intercalados entre os sedimentos siliciclásticos do Grupo Passa Dois, lembrando que essas litologias normalmente são mutuamente exclusivas. Na Formação Teresina, os principais carbonatos são oobioesparitos, depositados por ondas induzidas por tempestades, e biomicritos, geralmente, muito ricos em ostracodes (Rohn, 1994, 2001; Meglhioratti, 2003, 2005). Estudos petrográficos dos carbonatos ainda são raros (*e.g.* Sousa, 1985; Lourenço, 2002 e Meglhioratti, 2003, 2005). É provável que os carbonatos estejam relacionados a condições climáticas mais secas, quando o suprimento de siliciclastos à bacia era reduzido e as águas se tornavam, provavelmente, mais salgadas, alcalinas e rasas (Rohn, 1994, 2001; Meglhioratti, 2005). Por outro lado, conforme as assinaturas dos perfis geofísicos de poços (raios gama e resistividade) e dados paleontológicos, os carbonatos parecem ser correlacionáveis por longas distâncias na bacia (até o Paraguai; Rohn *et al.*, 1995), o que condiz com uma sedimentação ocorrida durante as fases de níveis de base mais altos. Ainda assim, não se pode descartar a possibilidade de que haja um acentuado diacronismo entre os carbonatos de um ponto a outro na bacia (Rohn, 2001).

3.4 - Tectônica

A bacia do Paraná é do tipo intracratônica com acumulações de rochas sedimentares e vulcânicas ordovicianas a cretáceas, sobre embasamento ígneo e metamórfico.

Segundo Zálán *et al.* (1990), o pacote de rochas sedimentares e vulcânicas que constituem a Bacia do Paraná representa a superposição de, no mínimo, três bacias distintas (em geometria e limites). A primeira corresponde às seqüências siluriana e devoniana que teriam sido depositadas em um golfo aberto para o paleo-oceano Pacífico. A segunda equivale à seqüência permocarbonífera, que apresentou típico caráter de sinéclise intracontinental, com deposição em mar interior. A terceira bacia está relacionada à fase de erupções vulcânicas (Zálán *et al.*, 1990). Nas bacias intracratônicas, segundo Zálán *et al.* (1990) as grandes discordâncias que separam seqüências indicam interrupções de caráter tectônico. O retorno do comportamento subsidente após um período de soerguimento em uma bacia pode gerar contornos geométricos diferentes do anterior, parecendo indicar a superposição de diferentes bacias sobre um mesmo cráton (Zálán *et al.* 1990).

Muhlmann *et al.* (1983) e Zálán *et al.* (1990) apresentaram mapa de isópacas para o Permiano Superior (formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto) mostrando curvas elípticas e concêntricas em relação ao centro da bacia. Estas características, associadas aos litótipos, sugerem que durante o respectivo período a bacia passou por um estágio marcante de quiescência tectônica, com deposição em uma ampla plataforma estável coberta por um mar epicontinental em fase regressiva. Segundo os mesmos autores, o recuo do mar deve ter deixado grandes depressões lacustres no centro da bacia, atestada pelas fácies do Membro Morro Pelado da Formação Rio do Rasto.

Fulfaro (1974), Fulfaro & Suguio (1974) apresentaram a possibilidade de um alto regional durante o Permiano na região de Fartura/SP (próximo à divisa do estado do Paraná com São Paulo), que coincidiria com a calha atual do rio Itararé, aproximadamente paralela ao alinhamento estrutural do Paranapanema. Zaine (1980), levando em consideração a hipótese de Fulfaro (1974) e com base na diferenciação faciológica e faunística sugerida pela autora entre a região de Fartura (SP) e o nordeste paranaense, interpretou a possível existência de uma barreira geográfica que impediria a livre migração da fauna de sul para o norte. Porém, dados do zoneamento bioestratigráfico proposto por Rohn (1994) evidenciam uma boa equivalência entre as faunas a sul e a norte do lineamento do Paranapanema. Embora este paleoalto não tenha sido comprovado, há diversas evidências de relativa instabilidade tectônica no final do Permiano. Por exemplo, Rohn (1988, 1994) verificou a ocorrência de espessas camadas brechóides com intraclastos até decimétricos na parte superior da

Formação Rio do Rasto na região de Reserva-Cândido de Abreu (PR), os quais evidenciariam a “criação” de relevo (provavelmente por falhamentos) e erosão. Também são encontradas estruturas penecontemporâneas possivelmente induzidas por abalos sísmicos, tanto na Formação Teresina (Corumbataí), como na Formação Rio do Rasto (Fernandes & Coimbra, 1993; Strugale *et. al.*, 2003; Suguio, 2003).

Diques clásticos de arenito fino em siltitos e argilitos da Formação Corumbataí, são relatados por diversos autores (Souza, 1992; Suguio, 2003, etc.). Um exemplo é um “enxame” de diques clásticos e feições associadas próximo ao município de Charqueada/SP (Suguio, 2003). Segundo Riccomini *et al.* (1992), essas feições poderiam ter sido formadas por liquefação induzida por abalos sísmicos penecontemporâneos à sedimentação.

Na Formação Rio do Rasto, nas imediações de Jacarezinho-Santo Antônio da Platina, Fernandes & Coimbra (1993) observaram estruturas convolutas entre estratos subhorizontais não perturbados que foram atribuídas à fluidificação por evento episódico, possivelmente provocado por atividade sísmica contemporânea à sedimentação (sismo). Deformações em sedimentos inconsolidados podem ser induzidas por atividade sísmica de média a grande intensidade (Fragoso-Cesar *et. al.*, 2001). Nesta mesma formação, Strugale (2002) reconheceu deformações, como dobras, falhas de cavalgamento, além de discordâncias locais observadas em afloramentos.

As estruturas convolutas do nordeste do Estado do Paraná descritas por Fernandes & Coimbra (1993) ocorrem entre os alinhamentos de São Jerônimo/Curiúva. Segundo os mesmos autores, estes alinhamentos também balizaram as principais ocorrências de fácies associadas a episódios de grande energia registrados na Formação Teresina (possivelmente relacionados a grandes tempestades ou tsunamis). Como exemplo, eles relataram a presença de bancos de até 3m de calcários oolíticos com *hummocky* da Pedreira Velha de Taguaí (SP) e níveis de coquinas de até 5m de espessura (trevo de Fartura/SP) na Formação Teresina, que não corresponderiam aos padrões normais de espessura destas fácies para esta formação. Fernandes & Coimbra (1993) sugeriram que as estruturas deformacionais penecontemporâneas registradas em rochas da Formação Rio do Rasto seriam manifestações iniciais pré-ruptura do Gondwana.

Segundo Almeida (1980) e Fulfaro *et. al.* (1982) ao final da sedimentação da Formação Rio do Rasto, a Bacia do Paraná sofreu levantamento generalizado marcado por processos tectônicos e erosivos. O levantamento de diversas áreas, entre elas os Andes Meridionais, levaram a fortes mudanças do nível de base, que associadas a mudanças climáticas no final da deposição do Grupo Passa Dois, acarretaram numa total aridez na bacia (representada pelas formações Pirambóia e Botucatu). Existem propostas contrárias a esta interpretação. Segundo Riccomini (1995), haveria

uma discordância significativa entre a Formação Irati e a Formação Corumbataí, porém não entre o topo do Grupo Passa Dois e o Grupo São Bento. Matos (1995) estudou os paleossolos que estão entre o topo da Formação Corumbataí e a base da Formação Pirambóia no Estado de São Paulo, tendo concluído que o hiato entre as duas unidades não deve ser significativo. Milani (1997, 2004) interpretou que a Formação Pirambóia ocorre interdigitada com a Formação Rio do Rasto, sem a existência de discordância marcante entre o Grupo Passa Dois e São Bento.

De qualquer modo, ocorreu significativa diminuição de espessura do Grupo Passa Dois rumo à margem nordeste da bacia, conforme correlações em Rohn (1994, 2001). Esta diminuição de espessura deve-se principalmente à erosão dos estratos superiores do grupo, mais acentuadamente no nordeste do Estado de São Paulo.

A falta de consenso mostra que ainda há necessidade de novos estudos no âmbito estratigráfico, paleontológico e também quanto à tectônica durante a deposição do Grupo Passa Dois.

4 – PRINCIPAIS CONCEITOS DA ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E RESPECTIVAS ABORDAGENS PARA O GRUPO PASSA DOIS

Considerando que o presente trabalho aborda discussões sobre a estratigrafia de seqüências das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, incluiu-se o presente capítulo para resumir os principais conceitos e apresentar algumas observações da literatura referentes às seqüências ou ciclos em bacias intracratônicas e sucessões mistas de siliciclastos e carbonatos. Este capítulo também esclarece o significado de vários termos utilizados na estratigrafia de seqüências, simplificando as discussões dos resultados.

A “estratigrafia de seqüências” pode ser definida como o estudo de relações de rochas sedimentares dentro de um arcabouço cronoestratigráfico de estratos relacionados geneticamente. Uma seqüência é limitada por superfícies de erosão ou de não deposição, por suas concordâncias relativas (Della Favera, 2001).

O principal objetivo da Estratigrafia de Seqüências é a interação de dados geológicos obtidos através de diferentes técnicas exploratórias como sísmica, perfilagem de poços, paleontologia, análise faciológica, petrográfica, etc., para obtenção de um arcabouço cronoestratigráfico. É necessário o reconhecimento de padrões deposicionais cíclicos presentes em todas as escalas viáveis de trabalho, que seriam produtos de controles eustáticos e tectônicos, ao lado do influxo sedimentar e dos efeitos climáticos (Menezes, 1994).

4.1 – Parassequências e ciclos

Van Wagoner *et al.* (1988) definiu “parassequência” como uma sucessão relativamente concordante de camadas ou conjuntos de camadas relacionadas geneticamente, separadas por superfícies de inundação marinhas ou suas conformidades correlativas. As parassequências têm um caráter de “raseamento” para o topo, evidenciado muitas vezes por padrão litológico de granocrescência ascendente (exceto em planícies de marés, onde as parassequências mostram padrão de granodecrescência ascendente). Parassequências típicas são da ordem de alguns metros a dezenas de metros de espessura e podem ser visualizadas em muitos afloramentos. Segundo Van Wagoner *et al.* (1988) o empilhamento das parassequências pode ser progradacional, retrogradacional e agradacional (Fig. 4.1). O reconhecimento dos padrões é de fundamental

importância para a estratigrafia de seqüências, pois permite a identificação dos tratos de sistemas e consequentemente das seqüências.

Nos intervalos em que existem intercalações carbonáticas, originadas em condições ambientais provavelmente distintas das siliciclásticas, o conceito de parasseqüências não se aplica (Yang & Kominz, 2002). Por esta razão, neste trabalho, empregou-se o termo “ciclo”, de conotação operacional.

As superfícies de inundação delimitadoras dos ciclos puramente siliciclásticos formaram-se durante elevações do nível relativo do corpo d’água quando o índice de criação de novo espaço deposicional excedeu a habilidade dos sedimentos em preencherem o espaço. Tipicamente, no limite, há lamitos de águas relativamente mais profundas que sobrepõem litologias dominadas por arenitos de águas mais rasas da parasseqüência anterior. Entretanto, muitas vezes ocorre uma unidade transgressiva entre o topo da parasseqüência anterior e a base da sucessão granocrescente ascendente seguinte (Arnott, 1995, Fig. 4.2).

A unidade transgressiva pode ser originada por distintos processos durante a retração da linha de costa, porém, em última análise, todos envolveriam algum retrabalhamento dos sedimentos previamente depositados. Cabe ser destacado que a erosão não se deve a um abaixamento do nível de base, mas ao ajuste do novo perfil de equilíbrio. Em geral, ocorre a remoção dos sedimentos mais finos através do retrabalhamento por ondas enquanto que os sedimentos mais grossos são concentrados, formando um resíduo denominado *lag* (Fig. 4.2). Neste caso, a sucessão granocrescente ascendente, sob o ponto de vista puramente litológico, começaria no topo da unidade transgressiva, podendo causar confusão na delimitação das parasseqüências (Arnott, 1995). Os sedimentos da unidade transgressiva não são necessariamente grossos (Arnott, 1995), podendo causar dificuldades ainda maiores no reconhecimento dos limites. O contato entre a unidade transgressiva e os sedimentos finos sobrepostos (geralmente folhelhos) marcariam o final da transgressão e o começo de nova progradação.

No caso de sucessões carbonáticas, há diversos exemplos de ciclos granocrescentes ascendentes de ambientes marinhos costeiros rasos (*e.g.* Cotter, 1990; Aigner & Bachmann, 1992, 1997) e até de lagos (Platt & Wright, 1991). Em alguns casos, a sucessão vertical é similar à verificada nas parassequências siliciclásticas, onde os sedimentos mais grossos da porção granocrescente ascendente já correspondem a um intervalo transgressivo. Na figura 4.3, reproduzida de Aigner & Bachmann (1997), é exemplificado um intervalo de alguns metros de espessura do “Muschelkalk” da Alemanha formado por margas, oosparitos e packstones conchíferos. Na figura, os autores mostram um ciclo granocrescente convencional (com os sedimentos mais grossos no topo), sua equivalência a uma parassequência e a reinterpretação como “sequência de alta frequência”. No caso das sequências os limites estariam na base dos carbonatos bioclásticos mais grossos e a superfície de inundação máxima estaria no topo destes carbonatos.

As intercalações carbonáticas entre pacotes predominantemente siliciclásticos tornam a interpretação da história deposicional das bacias bastante complexa. Os carbonatos originam-se apenas em águas limpas, relativamente quentes e alcalinas, sem sedimentação siliciclástica. Em geral, a sedimentação simultânea de carbonatos e siliciclastos são incompatíveis havendo vários modelos para tentar explicar os sistemas mistos (Mount, 1984). Alguns modelos consideram a sedimentação em áreas geográficas distintas e outros consideram a sedimentação em tempos distintos. Carbonatos impuros ocorrem pela mistura com siliciclastos durante tempestades ou por retrabalhamentos.

Na literatura, há diversos exemplos de sucessões carbonáticas-siliciclásticas mistas, porém raramente são apresentadas interpretações detalhadas de ciclos, parassequências e sequências. Em geral, em bacias rasas, as águas são mais “limpas” (sem argila em suspensão) nas fases transgressivas, quando a costa fica cada vez mais distante e o perfil de equilíbrio é modificado de forma que o aporte de sedimentos continentais diminui significativamente. Portanto, nos modelos convencionais, os carbonatos geralmente são transgressivos (*e.g.* Holland, 1993). Entretanto, existem outras situações.

Num exemplo do Devoniano do Estado de New York (EUA), Brett & Baird (1985) interpretaram que os carbonatos representariam as condições mais rasas, depositadas sob influência de ondas de tempestade. Neste caso, os siliciclastos teriam sido depositados em águas mais profundas devido a *bypass*, sem passar pelos sítios carbonáticos. Os carbonatos também seriam correlacionáveis a siltitos e arenitos regressivos (de águas rasas) de outras partes da bacia. Os autores salientaram que, embora os carbonatos tenham extensão lateral considerável, eles poderiam ser diácronos.

Soreghan (1997) mostrou ciclos das Montanhas Rochosas, de idade carbonífera, com siliciclastos (argilitos a arenitos) na parte inferior e carbonatos na parte superior, sugerindo condições gradativamente mais rasas da base para o topo. A porção siliciclástica de cada ciclo corresponderia a uma progradação deltaica e a parte carbonática representaria uma fase climática mais árida que teria diminuído o fluxo siliciclástico (Fig. 4.4). Zonneveld *et al.* (2001) sugeriram modelo similar para o Triássico do oeste do Canadá, também controlado pelo clima. Contudo, neste exemplo, não existiriam depósitos deltaicos preservados e os carbonatos seriam constituídos por fragmentos de conchas e por outros restos esqueléticos carbonáticos. Os autores interpretaram que depósitos deltaicos provavelmente eram construídos nas estações úmidas, após chuvas torrenciais sobre regiões áridas, mas eram rapidamente retrabalhados e redistribuídos por correntes paralelas à costa, ondas normais e ondas de tempestades. Os restos esqueléticos (fragmentados até a fração areia e silte) seriam concentrados nas porções mais rasas da costa (devido à menor densidade das partículas em comparação ao quartzo) ou levados para as porções mais profundas durante tempestades. Nas porções mais rasas, a energia das ondas poderia ter sido abafada pela presença de algas e vegetais vasculares. De qualquer forma, em vista da aridez, o volume de sedimentos carbonáticos teria sido muito maior que o de siliciclastos.

Strasser *et al.* (1999), os quais identificaram seqüências predominantemente carbonáticas marinhas a costeiras de várias ordens de grandeza (centímetros a dezenas de metros) do Jurássico da Suíça, França e Espanha, verificaram que as argilas encontradas em margas lagunares teriam chegado à bacia nas seguintes situações: a) durante fases de queda do nível do mar, devido à progradação da costa; b) por retrabalhamento de depósitos siliciclásticos durante transgressões; c) por aumento das chuvas. De acordo com a posição das áreas da bacia em relação aos cinturões climáticos, os índices pluviométricos eram maiores em certas áreas do que em outras, de modo que a ocorrência de siliciclastos não obedecia a um padrão definido segundo as variações do nível de base. Assim, em certos locais, há mais siliciclastos nos intervalos depositados durante as fases com nível relativo do mar baixo, mas em outros, as maiores proporções de siliciclastos foram observadas nos intervalos das transgressões e de mar alto (Strasser *et al.*, 1999), diferindo totalmente dos padrões normais.

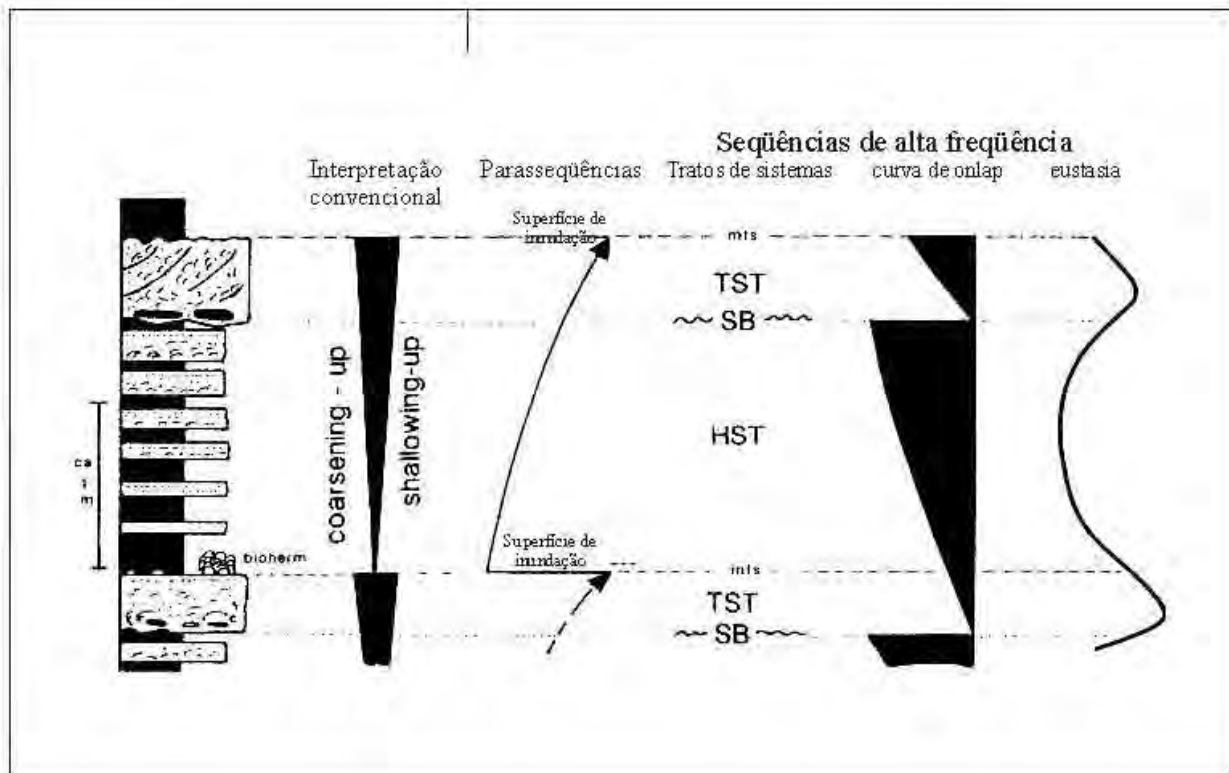


Figura 4.3: Comparação de um ciclo granocrescente convencional (sedimentos mais grossos no topo) com parasequência (Aigner & Bachmann, 1997). Notar que os limites da parasequência não coincidem com os limites da sequência de alta frequência (SB = limite de sequência; TST = Trato de sistema transgressivos; HST = Trato de sistema de mar alto).

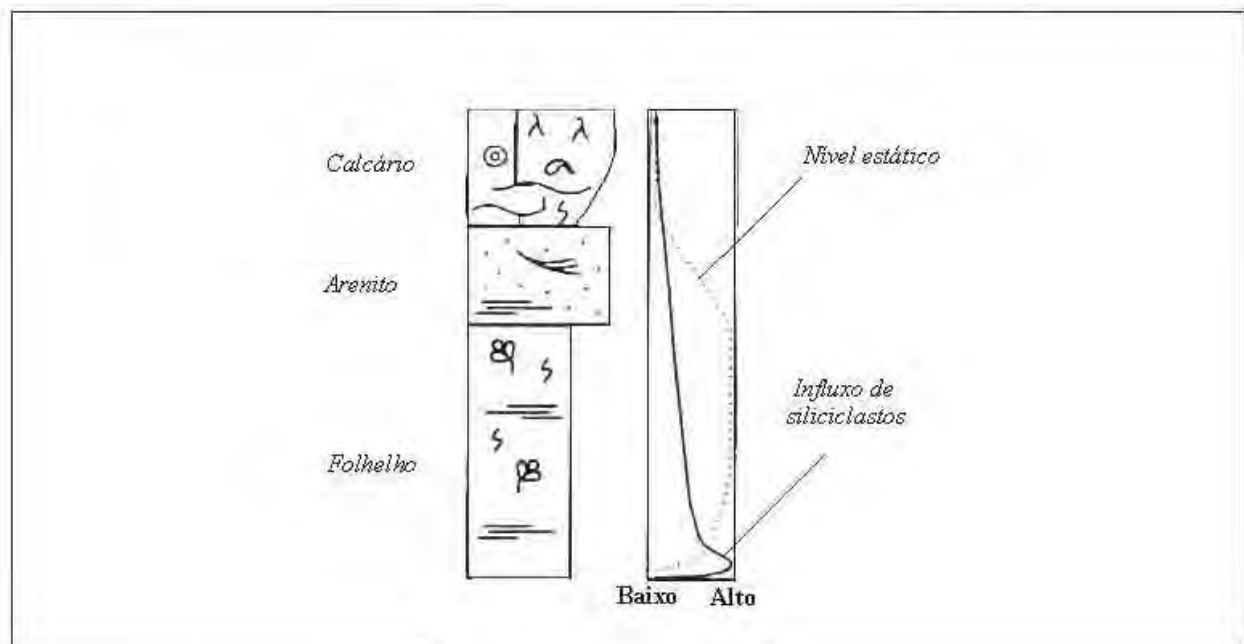


Figura 4.4: Ciclo de raseamento, com siliciclastos (argilitos a arenitos) na parte inferior e carbonatos na parte superior. A porção siliciclástica de cada ciclo corresponderia a uma progradação deltaica e a parte carbonática representaria uma fase de clima mais árido que teria diminuído o fluxo siliciclástico (segundo Soreghan, 1997).

4.2 - Estratigrafia de seqüências em bacias intracratônicas

Na literatura internacional, ocorreram grandes avanços nas correlações estratigráficas através da estratigrafia de seqüências (Vail *et al.*, 1977; Van Wagoner *et al.*, 1990; etc.), quase sempre aplicada a sistemas deposicionais costeiros e marinhos, sobretudo a bacias marginais. Nestes sistemas deposicionais, uma seqüência, limitada por discordâncias, seria constituída por trato de sistemas de mar baixo, transgressivo e trato de mar alto.

Apesar dos conceitos da estratigrafia de seqüências (empilhamento de parasseqüências, tratos de sistemas e principalmente os limites de seqüências) terem sido inicialmente propostos para sistemas costeiros e marinhos de margens continentais passivas, atualmente, eles vêm sendo também utilizados para análise de depósitos continentais e de bacias intracratônicas. Porém, são necessárias algumas ressalvas, já que estas bacias apresentam certas características distintas.

Em geral, as bacias intracratônicas caracterizam-se por baixas taxas de subsidência, perfis de rampa muito suaves e pequenas espessuras de lâmina d'água, o que resulta num pequeno espaço para acomodação e acumulação de sedimentos. Estas características geram seqüências delgadas e extensas, normalmente sem geometria deposicional reconhecível (quebra de plataforma e talude) e com superfícies de discordância praticamente horizontais e planas (Della Fávera, 2001).

O fato destas bacias serem relativamente rasas, as tempestades representam um papel importante na redistribuição dos sedimentos e criação de hiatos (Menezes, 1994), sendo portanto comum a ocorrência de fácies tempestíticas. Outro fator importante neste contexto é que qualquer variação do nível relativo do mar provoca grandes inundações ou exposições.

Neste tipo de bacia, as seqüências normalmente são caracterizadas apenas pela sucessão de depósitos dos tratos de sistema transgressivo e de mar alto (sendo muito difícil o reconhecimento do trato de sistema de mar baixo ou de margem de plataforma), delimitadas por superfícies de discordância de geometria planar. O limite de seqüências coincide com a superfície transgressiva, podendo, às vezes, ser representada por *lags* transgressivos, raramente por vales incisivos reconhecíveis.

Pöppelreiter & Aigner (2003) analisaram sucessões mistas do Triássico da Alemanha, englobando depósitos marinhos e continentais de bacia intracratônica. Os autores constataram que o espaço de acomodação muito pequeno e uniformemente distribuído nas bacias cratônicas não promove progradação de fácies de modo gradual e contínuo. Ao invés disso, desenvolvem-se lençóis de fácies por milhares e dezenas de milhares de quilômetros quadrados. Estes lençóis

comumente estão arrançados na arquitetura de fácies agradacional (espessura/extensão da ordem de 1:200.000), freqüentemente referidos como estratificação de “camadas de bolo”. O gradiente morfológico mínimo faz com que mudanças muito pequenas do nível do mar causem modificações geográficas muito grandes da posição da linha de costa e do nível de base das ondas, estes passando por vastas áreas (Pöppelreiter & Aigner, 2003). Isso poderia resultar em mudanças abruptas e descontínuas de zonas de fácies de um ciclo a outro. Além disso, estas mudanças resultariam em contínua redistribuição e reorganização dos sedimentos. Assim, os lençóis muitas vezes consistem em fácies amalgamadas.

Outro aspecto interessante destacado por Pöppelreiter & Aigner (2003) é que a região de maior energia dos mares destas bacias não corresponde à costa, mas a uma parte média da plataforma com extensão de várias dezenas de quilômetros (distantes dezenas de quilômetros da costa). As fácies típicas desenvolvidas seriam carbonatos bioclásticos ou arenitos retrabalhados por ondas de tempestade, ambos podendo constituir rochas-reservatório de hidrocarbonetos. Esta zona de alta energia passaria, rumo à costa, para uma zona de baixa energia, também de dezenas de quilômetros de largura, apresentando transição suave de ambiente marinho raso para a planície costeira. As fácies típicas seriam fácies carbonáticas ou siliciclásticas finas, muito bioturbadas, pobremente selecionadas. A baixa energia seria causada pela dissipação da energia das ondas causada pelo baixo gradiente da plataforma (Pöppelreiter & Aigner, 2003).

Quanto às sucessões carbonáticas-siliciclásticas mistas do exemplo do Triássico da Alemanha, os siliciclastos (às vezes, com carvão) seriam do início das fases transgressivas e do final das fases regressivas. Os carbonatos representariam as condições mais marinhas e distais dos ambientes deposicionais, da fase transgressiva-regressiva intermediária, quando as águas se tornavam relativamente mais profundas e limpas, embora ainda rasas o suficiente para a influência das ondas de tempestade (Pöppelreiter & Aigner, 2003). Portanto, esta interpretação não difere totalmente dos modelos convencionais, nos quais os carbonatos seriam originados nas fases transgressivas ou de mar alto. Entretanto, estes autores propuseram um novo padrão de ciclos de acordo com a razão de acomodação (A) e de suprimento (S), ao invés das seqüências e parasseqüências tradicionais. Os argumentos para a proposta seriam: 1. O padrão “bolo de camadas” não apresentaria as geometrias típicas das seqüências (“lesmas” com relações de *onlap*, *offlap*, etc.), as quais seriam necessárias para a identificação dos tratos de sistemas. 2. Os limites de seqüências poderiam ser confundidos com outras superfícies de discordância. 3. Os fatores controlantes da ciclicidade não poderiam ser determinados com segurança no caso da sucessão da Alemanha, de modo que os ciclos A/S seriam um modo mais pragmático para delinear ciclos

estratigráficos. 4. Os tipos de ciclos seriam variáveis das águas mais rasas às mais profundas. 5. Ciclos A/S poderiam ser traçados por longas distâncias, independentemente das litologias e, assim, auxiliariam nas correlações ao longo da bacia. Até o momento, esta recente proposta de Pöppelreiter & Aigner (2003) não parece ter sido aplicada por outros autores, porém demonstra, ao menos, que os modelos de estratigrafia de seqüências ainda não foram resolvidos em diversas situações.

4.3 - Estratigrafia de seqüências do Grupo Passa Dois

Através da análise de seqüências sedimentares e dados relativos a taxa de subsidência da Bacia do Paraná, Milani (1997) propôs seis grandes seqüências deposicionais (ordovício-siluriana, devoniana, carbonífero-eotriássica, neotriássica, jurássico-eocretácea e neocretácea), sendo que o Grupo Passa Dois pertence à seqüência Carbonífera-Eotriássica (Fig. 4.5). Estas unidades propostas, que foram nomeadas de acordo com o período de tempo no qual se deu a maior parte da sua sedimentação ou atividade vulcânica, estão separadas por longos hiatos de tempo, da ordem de até 100Ma. É importante salientar que Milani (1997) atribuiu a parte superior do Grupo Passa Dois ao Eotriássico, porém outros autores (Rohn & Lavina; Rohn & Stollhofen, 2000, etc.) consideram que esta unidade seria totalmente permiana. Portanto, a seqüência não seria Carbonífera-Eotriássica, mas Carbonífera-Permiana.

Segundo Milani (1997) e Milani & Ramos (1998) existe uma boa correlação entre o regime tectônico atuante no domínio sul-ocidental do Gondwana e a evolução destas seqüências, sendo as fases de subsidência resultado de flexura litosférica acarretada pela propagação de esforços resultantes da compressão na borda sul do Gondwana. Os esforços compressivos, que estiveram ativos durante quase todo o Fanerozóico foram iniciados com a subducção placa oceânica do Pantalassa sob o bloco siálico gondwânico, o qual acarretou no soerguimento de arco magmático e faixas dobradas nas bordas do supercontinente do Gondwana. Ramos (1984) advoga que o terreno da Patagônia é um fragmento continental alóctono, cuja união ao bloco siálico gondwânico teria ocorrido a partir do Carbonífero.

Durante o final do Paleozóico a Bacia do Paraná foi afetada por dois grandes eventos tectônicos relacionados ao final da colisão das placas da Patagônia e Sulamericana, sendo elas as orogenias Tardi-herciniana (Sanrafaélica) dos Andes e a Fini-herciniana (Cabo-La Ventana). Segundo Milani (1997), o intervalo que abrange o Grupo Itararé, na base, até as formações Rio do Rasto e Pirambóia (denominado Gondwana I) estaria relacionado a um ciclo de subsidência acelerada, acarretada por esforços flexurais da orogenia Tardi-herciniana (Sanrafaélica). Milani (2004), relatou que em dados de sísmica de reflexão, as movimentações neopermianas se expressam como anticlinais desenvolvidos por esforços transpressivos nas proximidades dos grandes alinhamentos SW-NE.

A superseqüência Godwana I, definida por Milani (1997) representaria claramente um ciclo transgressivo-regressivo de grande escala (terceira ordem), que se sucedeu ao ápice das condições glaciais, sendo iniciado por depósitos de influência glacial (Grupo Itararé), que foram substituídos gradativamente por sedimentos deltaicos da Formação Rio Bonito. A contínua elevação do nível de base proporcionou o aumento do espaço de acomodação, possibilitando a deposição de sedimentos finos da Formação Palermo. Segundo Milani & Ramos (1998), condições de máximas batimetrias (inundação máxima) estão documentadas na Formação Palermo. Acima deste intervalo está representada uma progressiva continentalização, marcada inicialmente, por um caráter agradacional (Formação Irati) e posterior caráter progadacional (formações Serra Alta, Teresina, Rio do Rasto e Pirambóia).

Quase nenhum trabalho detalhado foi realizado no contexto da estratigrafia de seqüências para as formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto do Grupo Passa Dois. Alguns autores, tais como, Menezes (1994); Gama Jr & Perinotto (1992) e Lavina (1991) abordaram o tema nestas formações, porém de uma forma mais ampla, isto é, envolvendo diversas formações ou grupos.

Hachiro (1991) através de correlação litológica de afloramentos da borda setentrional e de perfis de poços, determinou dez marcos estratigráficos entre a parte superior da Formação Palermo (Tatuí) e a base da Formação Serra Alta (Corumbataí). Estes marcos lhe permitiram subdividir o “Subgrupo” Irati em três seqüências de terceira ordem, com padrão de empilhamento transgressivo-mar alto, separadas por paraconformidades quase planares. Vale destacar que o topo da terceira seqüência já estalara dentro da Formação Serra Alta.

Araújo (2001) interpretou três seqüências de quarta ordem para a Formação Irati, que seriam constituídas, exclusivamente, por tratos de sistemas transgressivos e de mar alto. O autor considerou que a dinâmica de empilhamento das litofácies carbonáticas e siliciclásticas foi praticamente contrária à normalmente interpretada para plataformas mistas, ou seja, os siliciclastos seriam

predominantemente transgressivos e os carbonatos seriam do trato de mar alto. O modelo proposto por Araújo (2001) é coerente com a ocorrência de elementos que indicam exposição subaérea dos carbonatos. Em alguns furos de sondagem, a terceira seqüência da Formação Irati coincidiria com os últimos carbonatos, mas em outros, esta seqüência terminaria na parte inferior da Formação Serra Alta. Lages (2004) salientou que uma fina brecha ocorre no limite entre as formações Irati e Serra Alta em diversos furos, representando o *lag* transgressivo de uma nova seqüência. Assim, as duas formações teriam seqüências totalmente independentes.

Menezes (1994) subdividiu as unidades permianas da Bacia do Paraná (na região de Candiota, RS) em quatro seqüências de 2ª ordem e detalhou a seqüência 2 em cinco seqüências de 3ª ordem:

Seqüência 1 – Composta pelo Grupo Itararé.

Seqüência 2 – Composta pelas formações Rio Bonito, Palermo e Irati (com a superfície de inundação máxima localizada no terço inferior da Formação Palermo).

Seqüência 3 – Composta pela Formação Estrada Nova (equivalente, no presente trabalho, às formações Serra Alta e Teresina), com superfície de inundação na parte média.

Seqüência 4 – Composta pela Formação Rio do Rasto.

Quanto à seqüência 3, Menezes (1994) não a subdividiu em seqüências de 3ª ordem, pois os indicadores litológicos das oscilações relativas do nível do mar (necessários para o controle dos padrões de perfis geofísicos) não foram determinados. Já as seqüências 1 e 4 não foram subdivididas em função da polêmica quanto à aplicabilidade do método a ambientes glaciais e continentais.

Rohn (2001) e Lourenço (2002), de acordo com o estudo de testemunhos de furos de sondagem, delimitaram ciclos de diversas ordens de grandeza para a Formação Teresina e a parte inferior da Formação Rio do Rasto. Os ciclos menores (submétricos a métricos) seriam geralmente caracterizados por sucessões granocrescentes ascendentes. Os ciclos foram discutidos em termos de variações relativas do nível de base, porém não foram realizadas tentadas interpretações no contexto da estratigrafia de seqüências.

Meghlhioratti (2005), através de análise de afloramentos e testemunhos de dois furos de sondagem deu continuidade ao estudo de ciclos. Estes são caracterizados por granocrescência ascendente e espessamento ascendente dos estratos arenosos, freqüentemente limitados por carbonatos ou coquinas. As coquinas formadas por conchas totalmente fragmentadas ou com

alguma proporção de valvas inteiras podem representar retrabalhamentos sucessivos por ondas de tempestades e incorporações de novas conchas durante intervalos transgressivos. No caso dos carbonatos, as interpretações são mais complexas. Diversos carbonatos de águas rasas estão recobertos por folhelhos escuros, evidenciando passagens “abruptas” para condições de águas calmas de ambientes mais profundos ou lagunares (Rohn, 2001; Lourenço, 2002; Meglhioratti, 2003, 2005 e Rohn *et al.*, 2003 a, b). Certos carbonatos são transgressivos, outros regressivos e alguns corpos estão complexamente amalgamados, podendo representar uma seqüência completa. Meglhioratti (2005) definiu preliminarmente quatro seqüências de 3ª ordem para a região de Sapopema-Congonhinhas, sendo a Seqüência 01 correspondente à Formação Serra Alta e parte inferior da Formação Teresina, a Seqüência 02, à parte intermediária da Formação Teresina, a Seqüência 03 a porção superior da Formação Teresina e a Seqüência 04, à Formação Rio do Rasto (Membro Serrinha).

5 - MÉTODOS E ETAPAS DE TRABALHO

Para facilitar a organização da dissertação, todas as figuras foram numeradas conforme os respectivos capítulos em que são mencionadas (Ex: Fig. 5.1, corresponde à primeira figura do capítulo 5).

As etapas de trabalho e respectivos métodos subdividiram-se em três fases principais: aquisição de dados, trabalhos laboratoriais e interpretações. Abaixo é apresentado um fluxograma mostrando estas etapas de forma sucinta (Fig. 5.1).

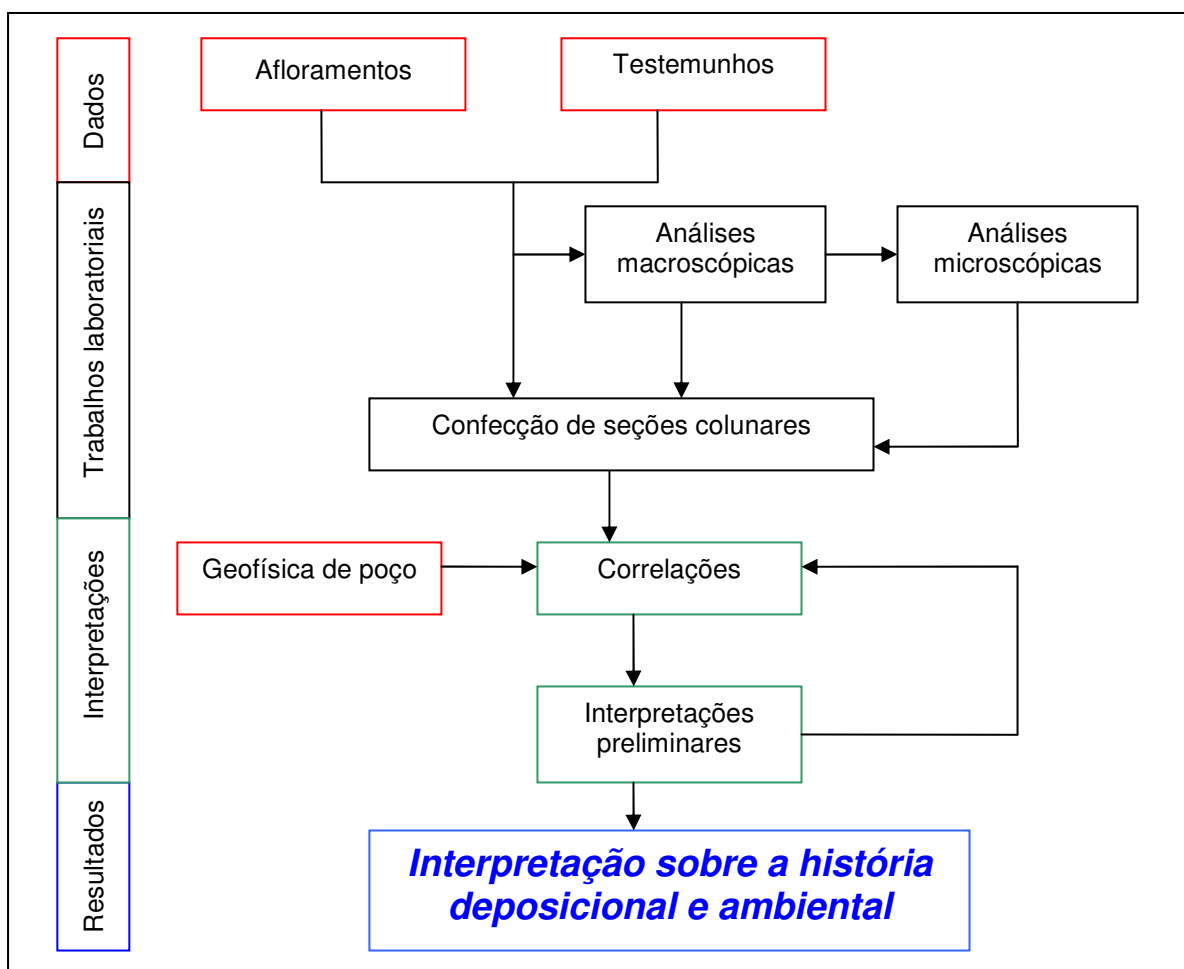


Figura 5.1: Fluxograma de atividades.

5.1 – Levantamento bibliográfico

Foi realizada pesquisa bibliográfica enfocando a geologia regional e a paleontologia do Grupo Passa Dois nos Estados do Paraná e São Paulo, além de assuntos mais específicos (estratigrafia de seqüências e sedimentação mista carbonática-siliciclástica em bacias intracratônicas).

5.2 – Obtenção dos dados

5.2.1 – Descrição de Testemunhos dos Furos de Sondagens FP-09, PL-12, PL-13, PL-14 e FP-12-SP

Os furos de sondagem localizam-se na porção sudoeste do Estado de São Paulo (Fig. 5.2). Estes furos são de grande importância, pois apresentam um intervalo testemunhado quase contínuo das formações Serra Alta e Teresina do Grupo Passa Dois (Tabela 01). Os testemunhos foram descritos nos depósitos da CPRM e do DNPM localizados, respectivamente, nas cidades de Araraquara (SP) e São Pedro (SP).

Tabela 01: Dados sobre os furos de sondagem estudados no Estado de São Paulo

Furo de Sondagem	Localização	Coordenadas (UTM)	Cota (m)	Espessura da Formação Serra Alta	Espessura da Formação Teresina	Contato com a Formação Pirambóia
PL-09-SP	Guareí (SP)	7.401.850N 776.750E	642	55,7	44,50	Não
PL-12-SP	Paranapanema	7.401.800N 726.500E	500	45m	230m	Não
PL-13-SP	Bofete (SP)	7.446.200N 790.250E	500	57	59,30	Não
PL-14-SP	Paranapanema (SP)	7.411.650N 719.000E	579	56,32	132,20	Não
FP-12-SP	Botucatu (SP)	7.480.600N 780.500E	500	45	230	Sim

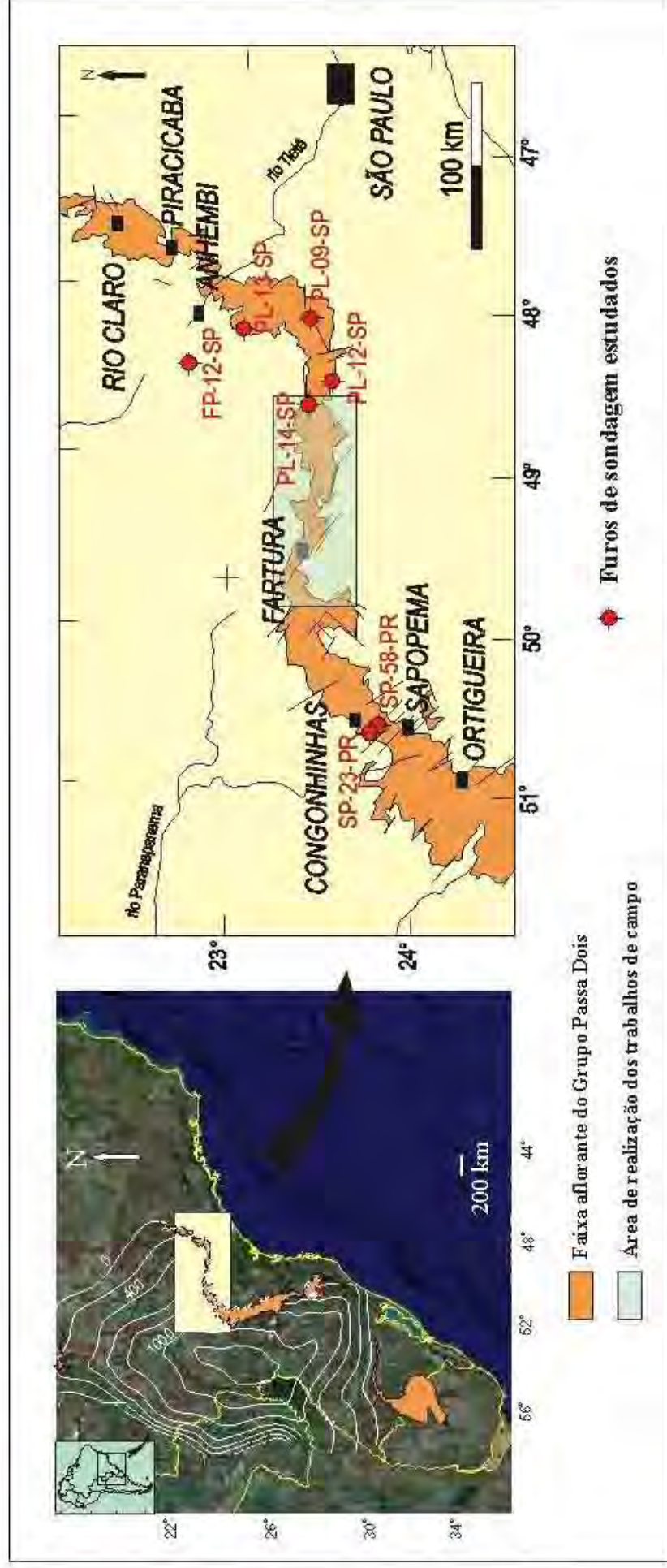


Figura 5.2: Mapa de localização dos furos de sondagem estudados e da região onde foram realizados os trabalhos de campo.

A boca do furo de sondagem PL-09-SP está um pouco abaixo do contato entre o Grupo Passa Dois e a unidade sobreposta (Formação Pirambóia).

5.2.2 – Novas Observações e Reinterpretações dos Furos de Sondagens SP-23-PR e SP-58-PR e de afloramentos na região de Congonhinhas-Sapopema

O furo de sondagem SP-23-PR, inicialmente estudado em Lourenço (2002); Meglhioratti (2003) e Rohn *et al.* (2003 a, b), localiza-se no município de Congonhinhas (PR) nas coordenadas UTM 737.863N / 543.384E e cota de 953,64m (Fig. 5.2). Os testemunhos estão armazenados no depósito do DNPM em São Pedro (SP). Vale ressaltar que, no depósito, faltam algumas caixas deste furo de sondagem. Este furo abrange as formações Serra Alta (70 m) e Teresina (349 m), além da parte inferior do Membro Serrinha (199 m) da Formação Rio do Rasto.

O furo de sondagem SP-58-PR também se localiza no município de Congonhinhas, nas coordenadas UTM 7.371.930N / 547.620E e na cota 814,10m (Fig. 5.2). A parte inferior da Formação Serra Alta (cerca de 15m) encontra-se alterada devido a intrusão de magma que originou um espesso pacote de diabásio (52m). O material alterado da Formação Serra Alta apresenta-se endurecido, coloração cinza clara e em alguns casos ainda preserva suas estruturas originais (Meglhioratti, 2005). Diferente do furo de sondagem SP-23-PR, este só abrange as formações Serra Alta (80m) e Teresina (345m)

5.2.3 - Trabalhos de Campo

Visando correlacionar os furos de sondagem com afloramentos e completar o perfil litológico colunar entre a boca dos furos de sondagem e o contato com a Formação Pirambóia, além de tentar aprimorar a caracterização das litofácies, foram realizados trabalhos de campo em três regiões: Nordeste do Estado do Paraná, Paranapanema (SP) e Angatuba (SP). Em comparação a Santa Catarina e porções meridionais do Estado do Paraná, estas regiões já mereceram um número maior de estudos sob diversos enfoques (pesquisa de hidrocarbonetos, pesquisa de carvão, geologia estrutural, estudos estratigráficos, e paleontológicos) e apresentam quantidade significativa de dados, tais como aqueles obtidos através de furos de sondagem testemunhados ou apenas perfilados (CPRM e Petrobrás). No entanto, até o momento, não existem publicados levantamentos

sistemáticos de seções desde a base da Formação Serra Alta até o topo da Formação Teresina/Corumbataí.

Durante os trabalhos de campo foram realizados levantamentos sistemáticos de perfis litológicos com clinômetro, abrangendo descrições litofaciológicas, confecção de fotografias de afloramentos e fácies, coleta de amostras, além de descrições tafonômicas preliminares. Para alguns afloramentos não foram construídas seções colunares devido à pequena espessura dos depósitos expostos e/ou por estarem isolados de outras seções mais longas.

Outras regiões também foram visitadas nos trabalhos de campo, mas não mereceram descrições detalhadas devido à ocorrência de grande número de falhas, diques de diabásio e afloramentos encobertos que dificultam o levantamento de perfis contínuos. Entre elas estão as regiões de Fartura, Taguaí e alguns pontos às margens da Represa de Xavantes.

Vale destacar que os trabalhos de campo iniciais foram financiados pela ANP através do PHR-05 (diárias e transporte). Outros tiveram o apoio do auxílio à pesquisa da Fapesp (Proc. 05/550227-4).

Nordeste do Estado do Paraná

Esta área é de fundamental importância, pois se situa numa região intermediária entre os furos de sondagem já estudados da região de Congonhinhas-Sapopema (SP-23-PR e SP-58-PR) e os do Estado de São Paulo (FP-12, PL 09, PL-13 e PL-14). O estudo nesta área se concentrou na rodovia que liga Ribeirão Claro a Carlópolis, situada à pequena distância da margem oeste da represa de Xavantes, onde o perfil foi denominado “Mirante”, e numa estrada não pavimentada próxima, denominado “Rib 01” (Fig. 5.3). Os principais dados são apresentados na Tabela 02.

Tabela 02: Dados sobre os principais perfis litológicos levantados na região de Ribeirão Claro-Carlópolis/PR

Perfis	Coordenadas Base (UTM)	Espessuras (m)	Abrangência	Contato com a Formação Pirambóia
Mirante	7.425.883 N 627.148 E	109	Rio do Rasto	Sim
Rib 01	7.422.591 N 623.012 E	112	Teresina e Rio do Rasto	Não

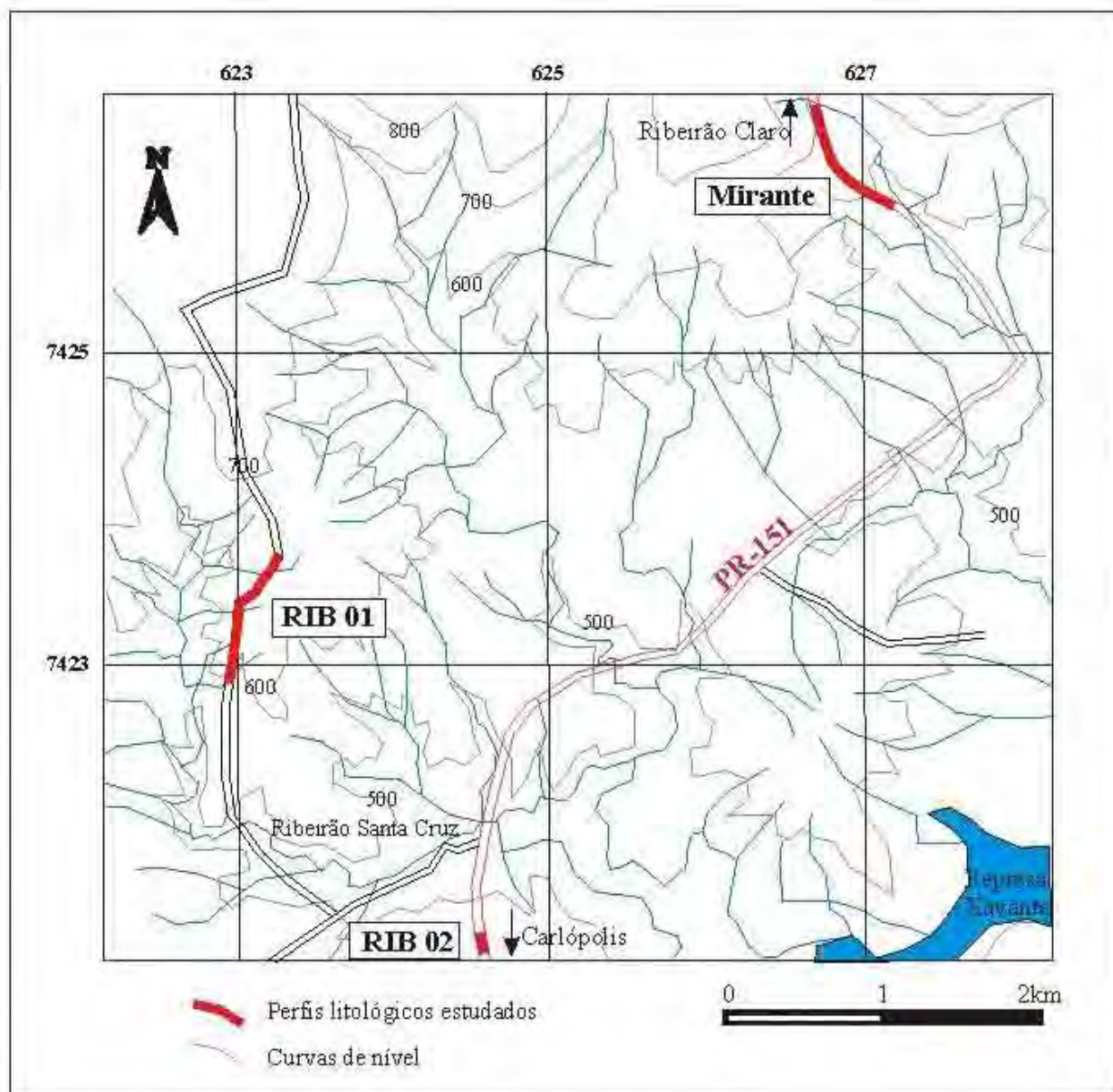


Figura 53: Mapa mostrando a localização dos perfis litológicos levantados na região de Ribeirão Claro-Carlópolis.

No perfil Mirante, a coluna litológica composta pelo Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto apresenta altura de 108,5m (62 visadas de 1,75m). Um dos aspectos importante analisado neste perfil é a falta de conchostráceos, que são muito comuns e abundantes nas regiões mais a sul e indicam ambiente de água doce ou no máximo salobra. Outras observações importantes no perfil do Mirante foram um pacote carbonático (cerca de 50cm) contendo grande quantidade de nódulos estromatolíticos organizados de forma caótica, uma camada delgada de possíveis sismitos e o contato discordante entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia.

O perfil litológico Rib 01 foi levantado em uma estrada não pavimentada próxima à rodovia Ribeirão Claro-Carlópolis, visando aumentar a abrangência do intervalo litoestratigráfico na área. Esta seção complementa o perfil do Mirante, já que ela abrange rochas das formações Teresina e Rio do Rasto. A Formação Rio do Rasto pode ser bem correlacionada entre as duas seções, devido principalmente à sua grande proximidade, fato este que permitiu construir um perfil composto entre elas abrangendo as formações Teresina, Rio do Rasto e Pirambóia (com aproximadamente 175m de espessura).

Além destes dois principais perfis, destacam-se outros na região. Um localiza-se na estrada que liga Ribeirão Claro a Carlópolis (Rib 02, UTM 7.421.079N / 642.501E), onde se encontra um calcário oolítico métrico com estratificação cruzada. Calcários oolíticos de grandes espessuras foram anteriormente registrado apenas nas pedreiras de Taguaí, cerca de 33 km a leste de Ribeirão Claro. Numa pedreira localizada entre os dois trevos da cidade de Jacarezinho (PR), na estrada BR 153, cerca de 30 km de ribeirão claro, a pequena seção colunar levantada (cerca de 5m), destaca-se pela ocorrência de deformações em rochas da Formação Rio do Rasto. As deformações são estruturas de “chamas” com aproximadamente 60 cm de espessura. Estas feições possuem concavidades para cima, sugerindo escape ascendente de fluidos durante liquefação de sedimentos inconsolidados. As fácies observadas no perfil Mirante e Jacarezinho diferem daquelas encontradas nas regiões mais a sul (Congonhinhas-Sapopema), pelo aumento da proporção dos corpos arenosos e pelo aparecimento de níveis de carbonatos com nódulos de sílica. Também é interessante o fato de que no lado leste da represa Xavantes, cerca de 30 km do perfil do Mirante, onde Rohn *et al.* (1996) levantaram um perfil, a espessura da Formação Rio do Rasto já é muito menor.

Região de Paranapanema (SP)

Nesta região foram levantados dois perfis litológicos (Par 01 e Par 02, Tabela 03 e Fig. 5.4) e visitou-se o local do furo de sondagem PL-14-SP. O perfil litológico Par 02 localiza-se poucos metros do furo de sondagem PL-14-SP e inicia-se aproximadamente na mesma cota que a boca deste poço.

Tabela 03: Dados sobre os perfis litológicos levantados na região de Paranapanema/SP

Perfis	Coordenadas Base (UTM)	Coordenadas Topo (UTM)	Espessuras (m)	Abrangência	Contato com a Formação Pirambóia
Par 01	7.412.547 N 721.885 E	7.412.363 N 722.061 E	41	Teresina	Sim
Par 02	7.411.661 N 719.099 E	—————	38	Teresina	Não

Região de Angatuba (SP)

Durante o trabalho de campo nesta região foram levantados dois perfis litológicos (Ang 01 e Ang 02, Tabela 04 e Fig. 5.5) e visitada a região próxima ao furo de sondagem PL- 09-SP.

Tabela 04: Dados sobre os perfis litológicos levantados na região de Angatuba/SP

Seções	Coordenadas Base (UTM)	Coordenadas Topo (UTM)	Espessuras (m)	Abrangência	Contato com a Formação Pirambóia
Ang 01	7.402.221 N 765.350 E	7.401.021 N 765.354 E	73	Teresina	Não
Ang 02	7.396.707 N 765.828 E	7.396.371 N 765.882 E	20	Teresina	Sim

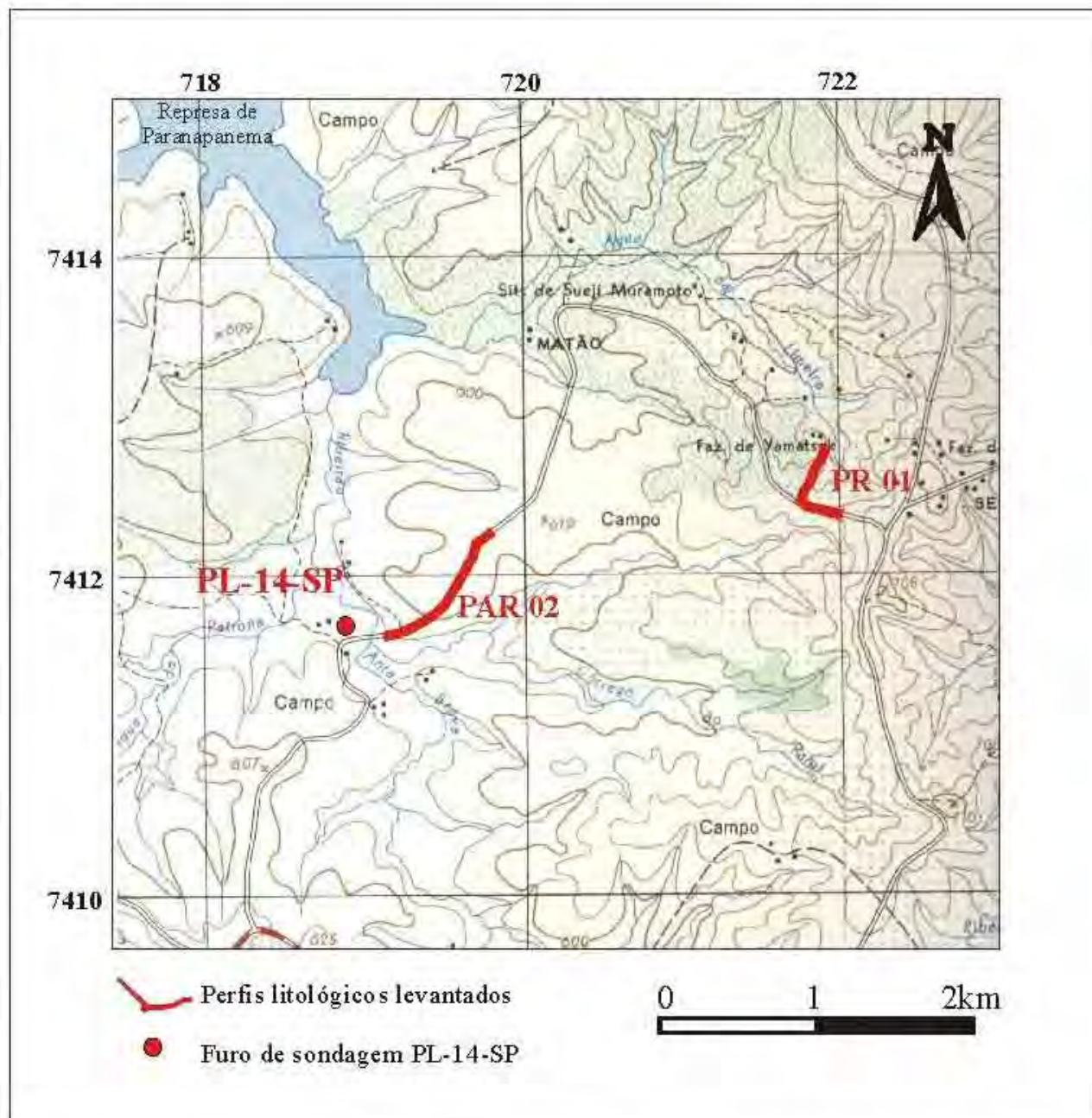
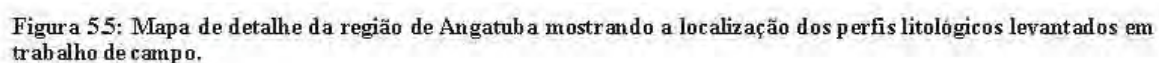


Figura 5.4: Mapa topográfico da região de Paranapanema mostrando a localização do furo de sondagem PL-14-SP e dos perfis litológicos levantados em trabalho de campo.



5.3 – Trabalhos laboratoriais

Foram coletadas muitas amostras, tanto dos testemunhos, como nos afloramentos, visando diversas análises.

5.3.1 – Análises Macroscópicas

Muitas das amostras são carbonatos que foram coletados para uma melhor caracterização litológica. Outras amostras são fossilíferas, as quais objetivaram análises tafonômicas, posicionamento bioestratigráfico (principalmente através da identificação de bivalves das biozonas *Pinzonella illusa*, *Pinzonella neotropica* ou *Leinzia similis*), interpretações de paleoambientes (por exemplo, através de conchostráceos, os quais indicam água doce), além do próprio cadastramento de localidades fossilíferas.

As amostras foram levadas ao laboratório de laminação do IGCE/Unesp, onde foram serradas perpendicularmente ao plano de acamamento. Quanto aos testemunhos, uma das metades foi devolvida às caixas de testemunhos no depósito da CPRM. Com a outra metade, foram feitas descrições detalhadas.

Para cada amostra, preparou-se uma ficha de descrição contendo todos os atributos tafonômicos e sedimentológicos observados, incluindo esquemas das feições mais interessantes.

Nas descrições tafonômicas, utilizou-se como guia, principalmente, o trabalho de Simões & Holz (1997), no qual a descrição tafonômica é subdividida em cinco itens: feições sedimentológicas, feições bioestratinômicas dos bioclastos, feições estratigráficas da assembléia fossilífera, feições paleoecológicas e feições diagenéticas.

5.3.2 – Análises Microscópicas

Os carbonatos foram classificados conforme a nomenclatura de Folk (1962), visando interpretar, principalmente, se eles foram depositados em condições de baixa ou alta energia. Carbonatos impuros, ou seja, com até 50% em siliciclastos, estão recebendo denominações conforme Mount (1985) como, por exemplo, micrito arenoso, esparito arenoso, etc. No caso de proporções maiores de siliciclastos, as rochas receberam as denominações como arenito micrítico,

siltito micrítico, etc. Neste trabalho não é usada a denominação marga porque esta rocha normalmente apresentaria granulação muito fina e estaria associada a condições marinhas mais profundas.

Ao microscópio é possível complementar a descrição dos atributos tafonômicos dos bioclastos, como grau de fragmentação e de arredondamento, a presença de alguma incrustação, grau empacotamento, tipos de fossilização e outras feições, visando interpretar o grau relativo de retrabalhamento antes da sua deposição final.

A análise petrográfica permitiu a descoberta de muitos fósseis, principalmente ostracodes, que são pouco visíveis a olho nu.

5.3.3 – Confeção de Perfis Litológicos

Os perfis litológicos, feitos manualmente durante a descrição dos furos de sondagem e dos afloramentos, foram preparados ao computador. Inicialmente, foi utilizado o programa *Autocad*, o qual permite plotar os dados com grande precisão nas escalas. O aprimoramento gráfico (introdução de cores, simbologias, etc.) dos perfis foi realizado com a utilização do programa *Corel Draw*. Nesta etapa também foram adicionados os dados geofísicos de raio gama e de resistividade aos perfis litológicos dos furos de sondagem (exceto no furo PL-14-SP onde não houve aquisição do perfil de resistividade). O perfil de raio gama mede a radioatividade natural da formação e é utilizado para o reconhecimento de intervalos mais ou menos radioativos. Os intervalos que apresentam maiores valores de radioatividade (com deslocamento da curva de raio gama à direita) estão normalmente associados a níveis de folhelhos, enquanto que os de menores valores (com deslocamento da curva de raio gama para a esquerda) à arenitos e calcários. Estas características permitem a utilização deste método no auxílio para o reconhecimento de padrões granocrescentes e granodecrescentes ascendentes, de superfícies de afogamento e/ou de inundação máxima. Porém deve-se que tomar muito cuidado, pois existem exceções, tais como arenito rico em feldspatos que pode apresentar o mesmo padrão dos folhelhos.

O perfil de resistividade mede a resistência que uma rocha e seu conteúdo fluido oferecem a uma corrente elétrica. Nos poços estudados os maiores picos de resistividade estão associados aos calcários. Estes picos de alta resistividade, associados aos dados de raio gama, auxiliam na correlação dos dados de poços por longas distâncias.

De acordo com os dados, as litologias foram organizadas em litofácies, de conotação descritiva e não interpretativa, conforme Walker (1992). Os nomes das litofácies procuram resumir as suas principais características em termos de composição e estruturas. As litofácies carbonáticas obedecem a nomenclatura de Folk (1962) e para os carbonatos impuros, foi usada a classificação de Mount (1985). As siglas das litofácies são derivadas diretamente dos nomes das litofácies. Os símbolos e cores usados nos perfis litológicos seguem o padrão adotado em Lourenço (2002), para facilitar a visualização das correlações com o furo SP-23-PR.

Com o propósito de facilitar as correlações entre as das distintas áreas, os perfis litológicos de afloramentos e de poços situados próximos entre si combinados nos seguintes perfis compostos:

SP-58-PR + SP-23-PR = Perfil composto Congonhinhas-Sapopema/PR

Perfil Mirante + Perfil Rib 01 = Perfil composto Ribeirão Claro-Carlópolis/PR.

PL-14-SP + Par 01 + Par 02 = Perfil composto Paranapanema/SP 01.

PL-09-SP + Ang 01 + Ang 02 = Perfil composto Angatuba/SP.

Cabe esclarecer que os furos de sondagem SP-23-PR e SP-58-PR distam entre si apenas 4km e são facilmente correlacionados através dos perfis geofísicos e litológicos. Faltam diversas caixas de testemunhos do furo de sondagem SP-23-PR e a boca do outro furo está ligeiramente abaixo do contato entre as formações Teresina e Rio do Rasto. Desta forma, no perfil composto (Fig. 5.6), a maior parte das formações Serra Alta e Teresina deriva do furo SP-58-PR e o restante corresponde ao SP-23-PR.

O perfil litológico composto de Paranapanema/SP 01 reúne os perfis Par 01 e Par 02, os quais foram levantados logo acima da boca do furo de sondagem (PL-14-SP). No perfil litológico composto de Angatuba, ocorre ligeira sobreposição do furo FP-09-SP pelo perfil de afloramento Ang 01 (Fig. 5.7). Na região de Ribeirão Claro-Carlópolis, a base do perfil litológico Mirante é praticamente correlacionável ao topo do perfil Rib 01.

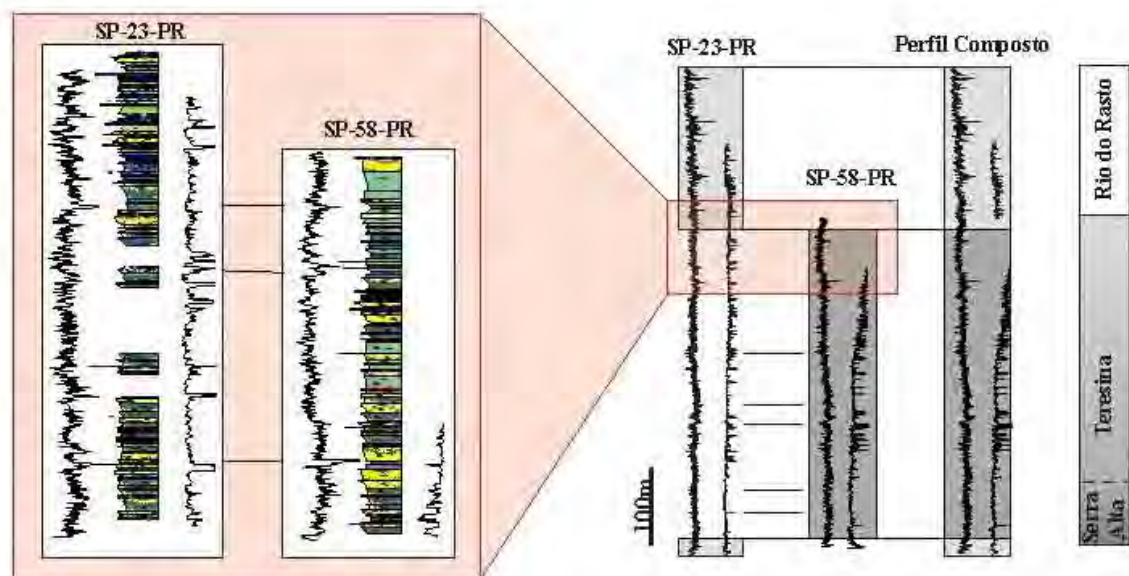


Figura 5.6: Esquema de confecção de perfil litológico composto da área de Congonhinhas-Sapopema/PR. O detalhe à esquerda mostra correlações mais detalhadas e lacunas no perfil litológico do furo SP-23-PR, correspondendo a caixas de testemunhos perdidas

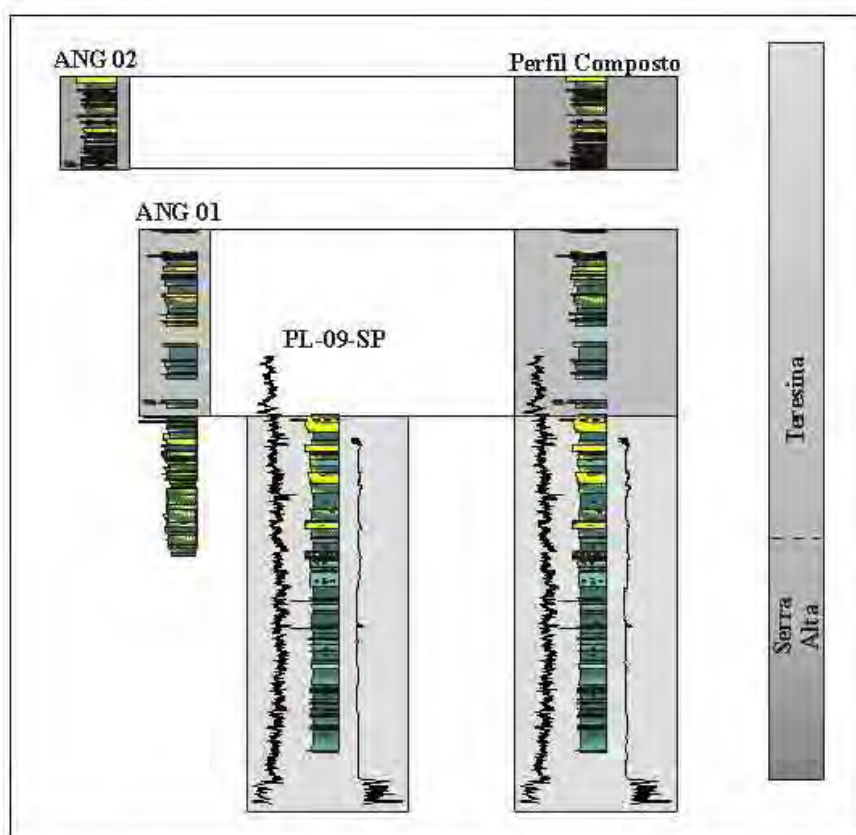


Figura 5.7: Esquema de confecção de perfil litológico composto da área de Angatuba/SP. Os perfis mais detalhados encontram-se nas figuras 6.2 e 6.10.

6 - LITOFÁCIES

Neste trabalho é adotado conceito de fácies na concepção de Walker (1992), onde fácies são corpos de rochas não confinados com determinadas características descritivas, sendo estas uma particular combinação entre tipo litológico, estrutura física e atributos biológicos. As fácies não apresentam caráter interpretativo. Através dos dados obtidos com as descrições macroscópicas e microscópicas, foram definidas oito litofácies siliciclásticas (Tabela 05) e doze litofácies carbonáticas e bioclásticas (Tabela 06).

Tabela 5: Litofácies siliciclásticas

Fácies	Subfácies	Descrição	Figs
F	F1	Folhelhos de cores variadas, finamente laminados ou maciços, com ou sem presença de bioturbação	6.12
	F2	Folhelhos cinza escuros, finamente laminados ou maciços, sem presença de bioturbação. Em muitos níveis é comum a presença de pirita.	6.11
S		Siltitos cinza-claros a escuros, laminados ou finamente interlaminados com arenito muito fino e freqüentemente bioturbados.	6.12
RH s-arg		Rochas heterolíticas predominantemente siltico-argilosas com acamamento <i>wavy</i> ou lenticular, bioturbação e, às vezes, gretas de contração.	6.13
RH s-are		Rochas heterolíticas predominantemente siltico-arenosas com acamamento <i>wavy</i> ou <i>flaser</i> , bioturbação e, às vezes, gretas de contração.	6.13
A	Ah	Arenitos muito finos com estratificação cruzada de baixo ângulo ou <i>hummocky</i> .	6.14
	Ac	Arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada por ondas.	6.15
	Ap	Arenitos finos a muito finos com pseudo-estratificação provavelmente gerada por ondulações cavalgantes.	6.16
	At	Camadas tabulares de arenitos (05 a 15 cm) sobrepostas sem estruturas internas preservadas.	
	Am	Arenitos finos a muito finos mosqueados.	
	Amf	Arenito maciço com grande quantidade de grãos de feldspato.	6.17
	Ads	Arenitos finos a muito finos associados a deformações penecontemporâneas (estruturas convolutas)	6.18
Acarb		Arenitos finos a muito finos com grande quantidade de grãos aloquímicos carbonáticos.	6.19
Brs		Brechas siliciclásticas milimétricas a centimétricas, constituídas por fragmentos angulosos de rochas sedimentares intraformacionais.	
Ps		Arenitos finos mal selecionados avermelhados decimétricos como porções irregularmente brechadas sem evidência de transporte, interpretados como paleossolos.	6.20

Tabela 6: Litofácies carbonáticas e bioclásticas.

Fácies	Descrição	Figs.
BM	Micritos ou biomicritos puros maciços ou laminados, eventualmente com ostracodes, bivalves e raros grãos de quartzo.	6.21a
Mpy	Micritos cinza escuros, afossilíferos, contendo grande quantidade cristais de pirita.	6.21b
BMimp	Biomicritos denominados “impuros” devido a sua mistura (em até 50%) com grãos finos a muito finos de quartzo (raramente feldspato), eventualmente com intraclastos angulosos e oóides, apresentando estrutura maciça ou acamamento <i>wavy</i> , às vezes com interlaminações de filmes estromatolíticos.	6.22
BMimp/NE	Biomicritos impuros com nódulos estromatolíticos.	6.25
BMimp/Th	Biomicritos impuros com presença do icnogênero <i>Thalassinoides</i> (30 a 60 cm).	6.26
OBS	Oobioesparitos métricos a submétricos.	6.27
OBS/c	Oobioesparitos métricos com estratificações cruzadas tangenciais na base.	6.28
Coq	Coquinas centimétricas a decimétricas sobrepostas a superfícies de erosão bem marcadas.	6.29
Brc	Brecha carbonática centimétrica, constituída por material retrabalhado de lamias siliciclásticas ou carbonáticas gretadas e/ou outras rochas sedimentares intraformacionais.	6.29
Bb	<i>Bone beds</i> milimétricos a centimétricos, constituídos por restos de peixes e coprólitos.	
Bl	Níveis micríticos milimétricos a decimétricos com estromatólitos <i>in situ</i> .	
Nod	Carbonatos impuros ou arenitos calcíferos com muitos nódulos milimétricos a centimétricos de sílica, organizados em níveis horizontais.	6.30

Os resultados da descrição faciológica dos testemunhos dos furos de sondagem e dos afloramentos estão apresentados sob a forma de perfis nas figuras 6.2 a 6.10, cuja legenda consta na figura 6.1.

LITOLOGIAS E LITOFÁCIES

	Brecha siliciclástica (fácies Brs)
	Arenito (fácies A e diversas subfácies conforme as estruturas e outras feições)
	Rocha heterolítica sílico-arenosa, com acamamento <i>wavy</i> (fácies RH s/are)
	Rocha heterolítica sílico-argilosa, com acamamento <i>wavy</i> (fácies RH s/arg)
	Siltito (fácies S)
	Folhelho (fácies F)
	Bone bed (fácies B b)
	Brecha carbonática (fácies Bre)
	Coquina (fácies Co q)
	Oolitesparito (fácies OBSe OBS/c)
	Biomicro Impuro (fácies BM imp)
	Biomicro Impuro com <i>Thalassinoides</i> (fácies BMimp/th)
	Biomicro Impuro com estromatólitos re trabalhados (fácies BMimp/NE)
	Biomicro ou Micro (fácies BM e Mpy)
	Arenito carbonático (fácies A carb)
	Rochas com grande quantidade de nódulos (fácies Nod)

ESTRUTURAS E ACAMAMENTOS

	Estratificação cruzada		D. Deformação
	Estratificação cruzada de baixo ângulo		Laminação convoluta
	Estratificação cruzada <i>hummocky</i>		Diques clásticos
	Pseudo-estratificação por ondulações cavalgantes		Greta de contração milimétrica
	Estratos delgados tabulares sobrepostos		Greta de contração decimétrica
	Laminação plano-paralela		B. Bioturbação
	Laminação cruzada		S. Concreções silicosas
	Laminação ondulada		Superfície ondulada
	Interlaminação discreta de areia, silte e argila com acamamento <i>wavy</i> e lenticular		Superfície erosiva

ORGANIZAÇÃO DOS BIVALVES

	Valvas inteiras dispostas de forma caótica
	Valvas fragmentadas dispostas de forma caótica
	Valvas inteiras organizadas com a superfície convexa para cima
	Valvas fragmentadas organizadas com a superfície convexa, em geral, para cima
	Valvas articuladas fechadas

FÓSSEIS

	Licófito
	Nódulos estromatolíticos
	Estromatólitos <i>in situ</i>
	Conchostráceos

CICLOS

	Decimétricos (C DM)
	Métricos (C M)
	Decamétricos (C DAM)

Figura 6.1: Legenda dos perfis litológicos.

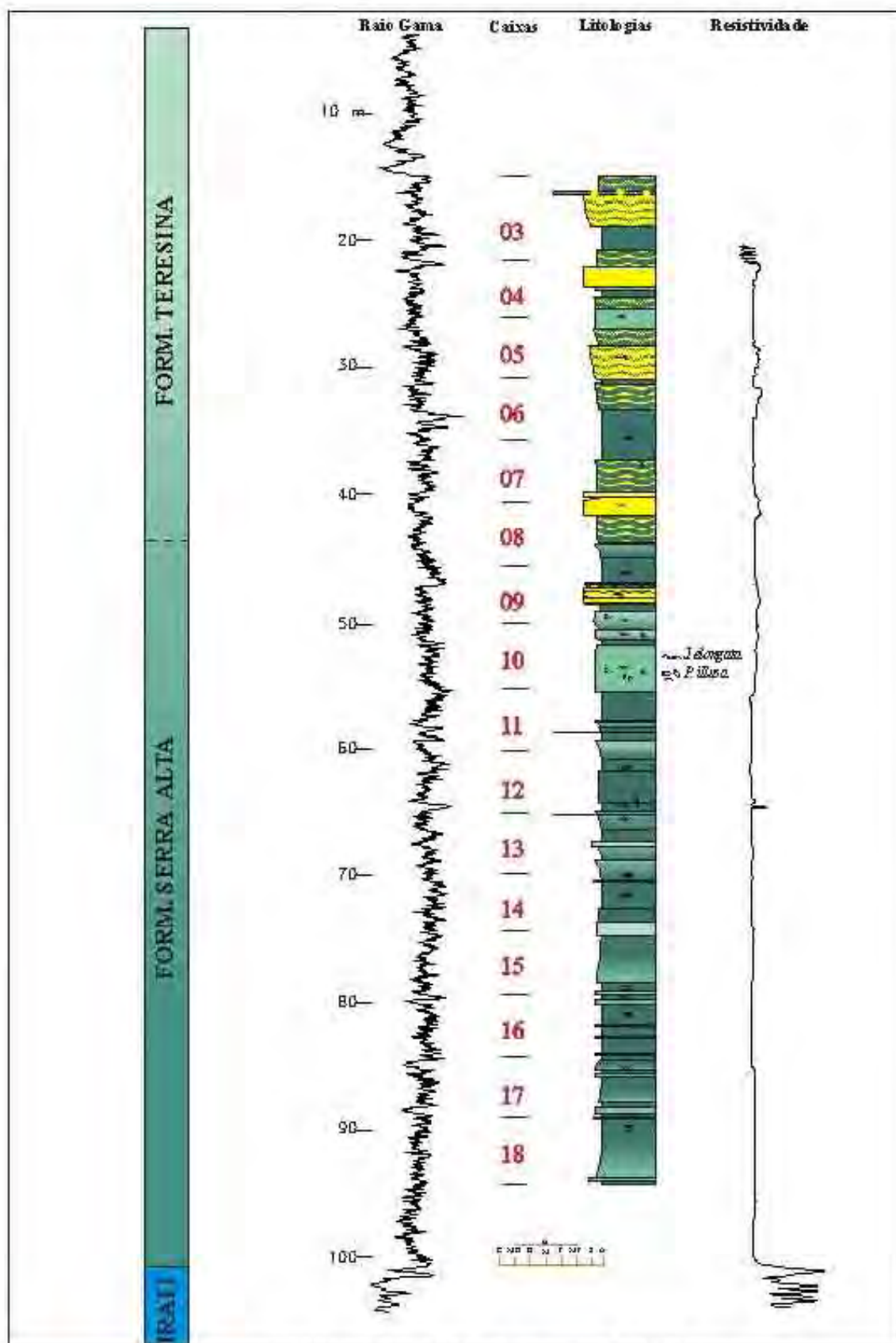


Figura 6.2: Perfil litológico do furo de sondagem PL-09-SP.

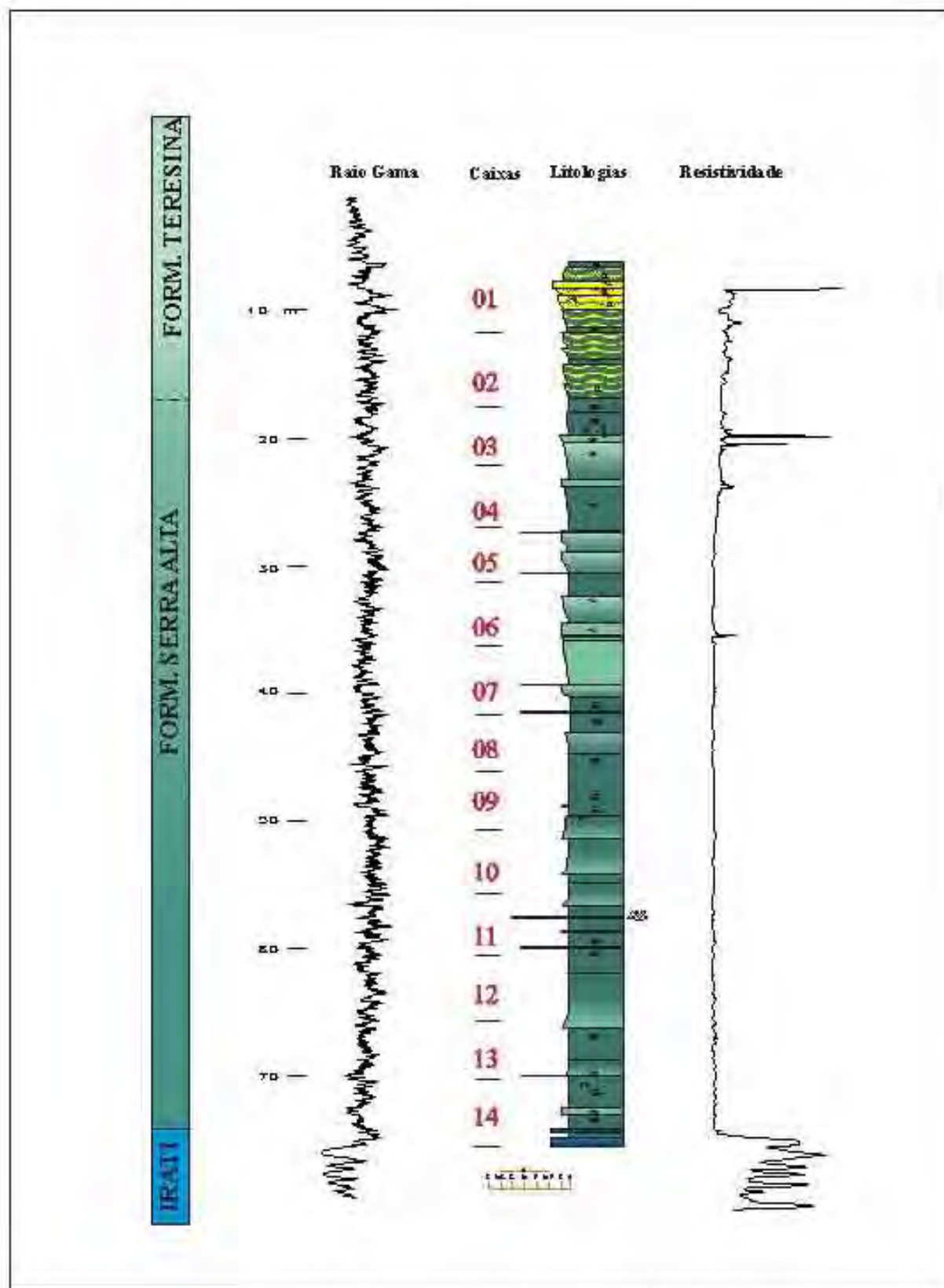


Figura 6.3: Perfil litológico do furo de sondagem PL-12-SP.

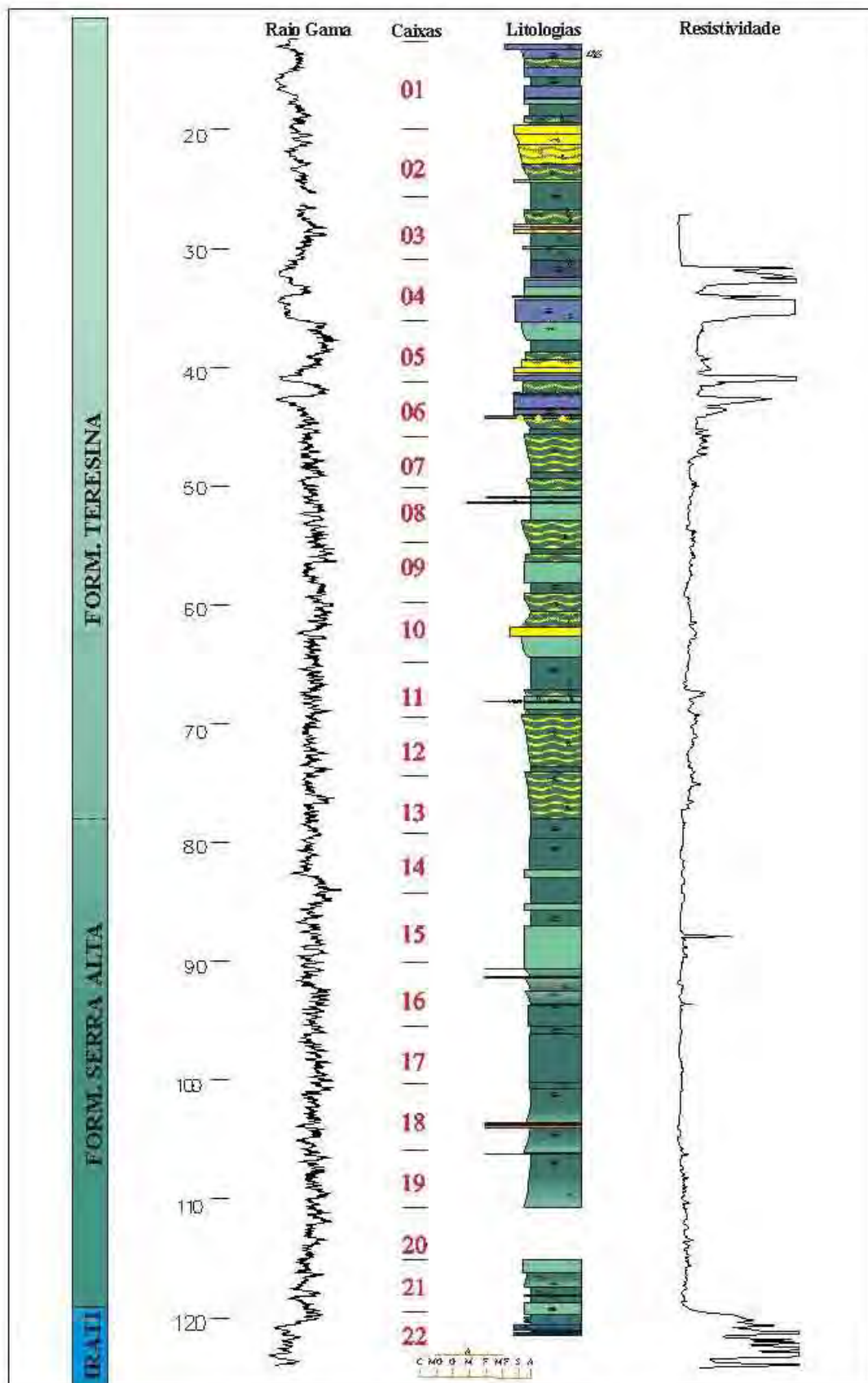


Figura 6.4: Perfil litológico do furo de sondagem PL-13-SP.

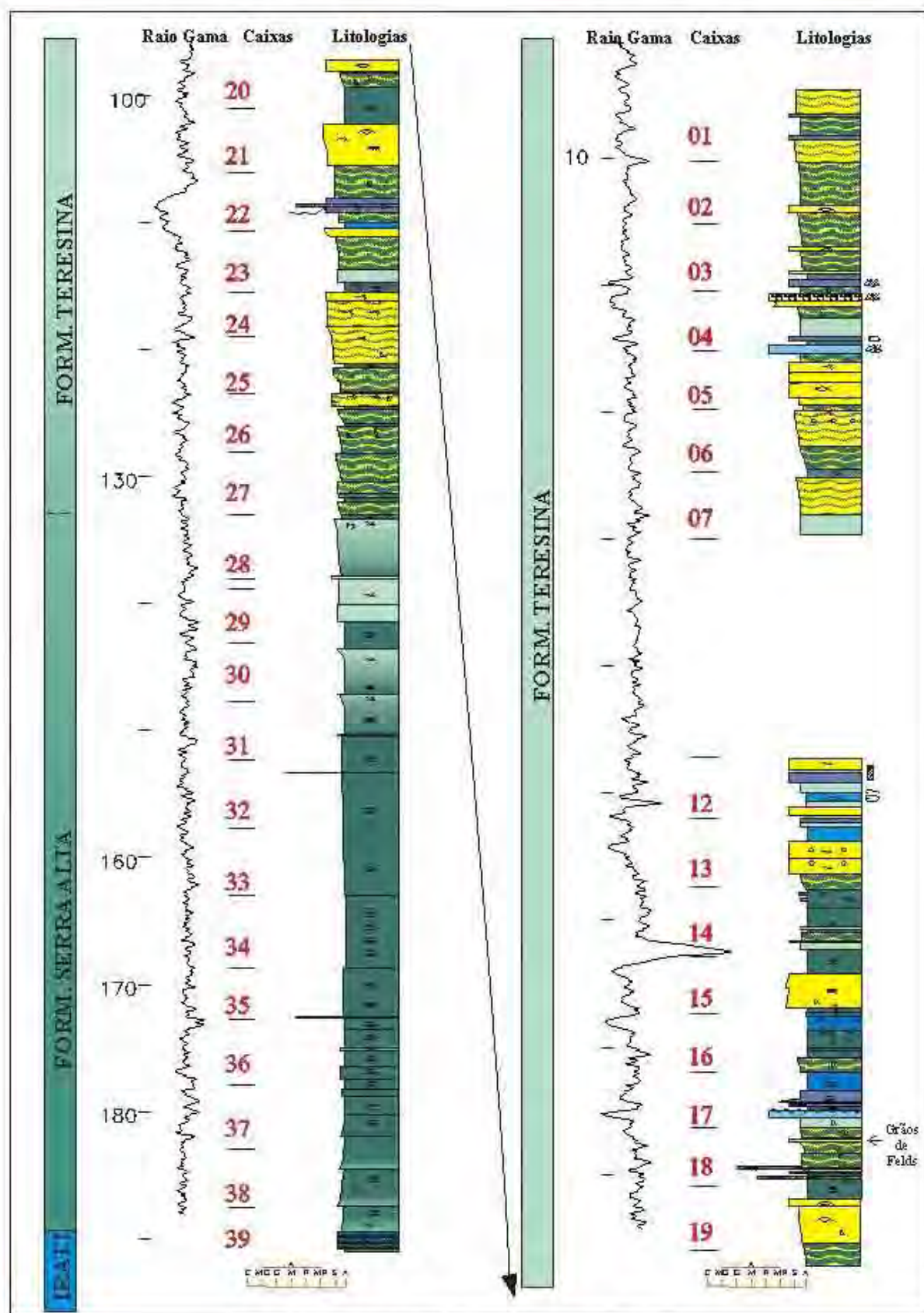


Figura 6.5: Perfil litológico do furo de sondagem PL-14-SP.

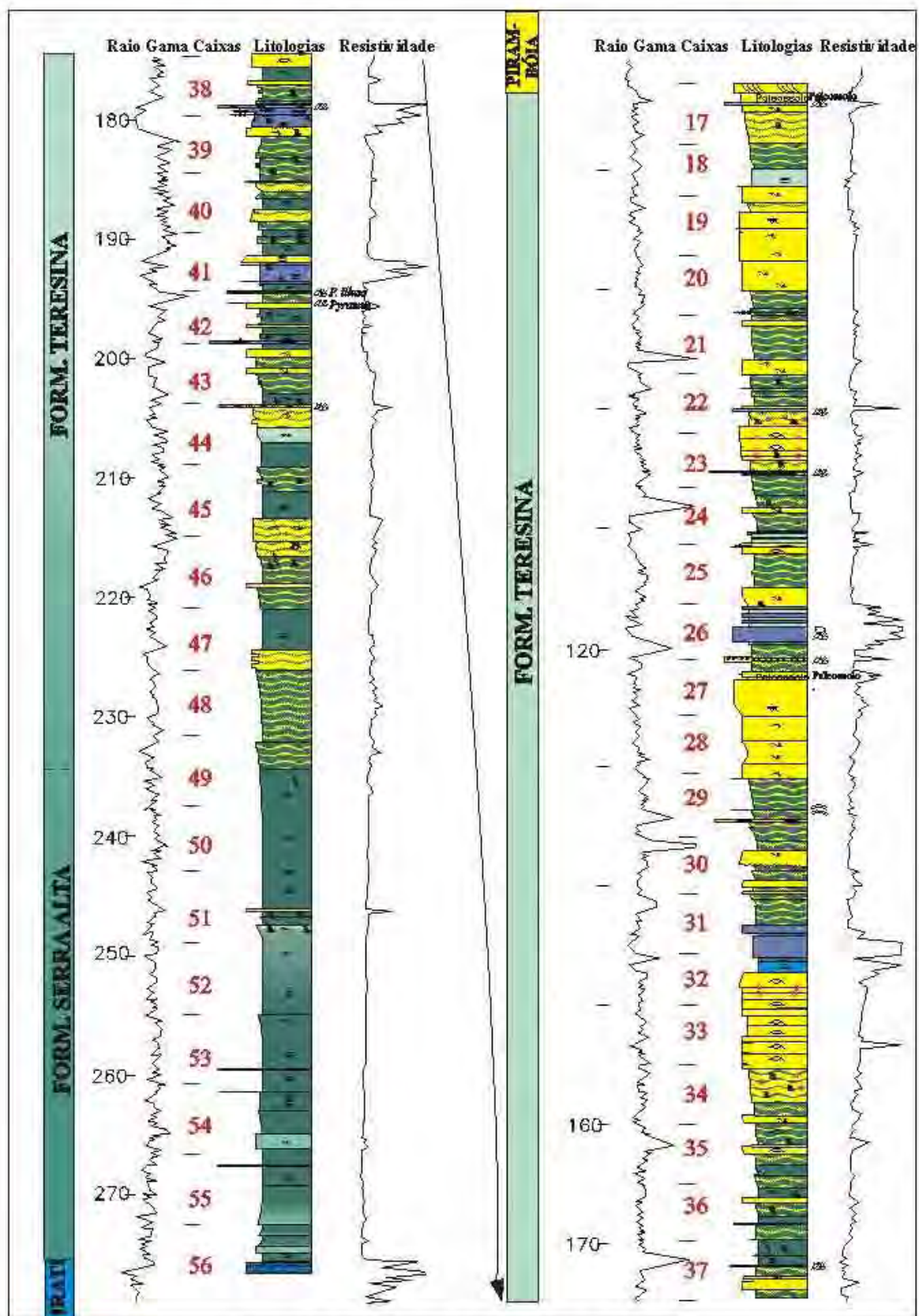


Figura 6.6: Perfil litológico do furo de sondagem FP-12-SP.

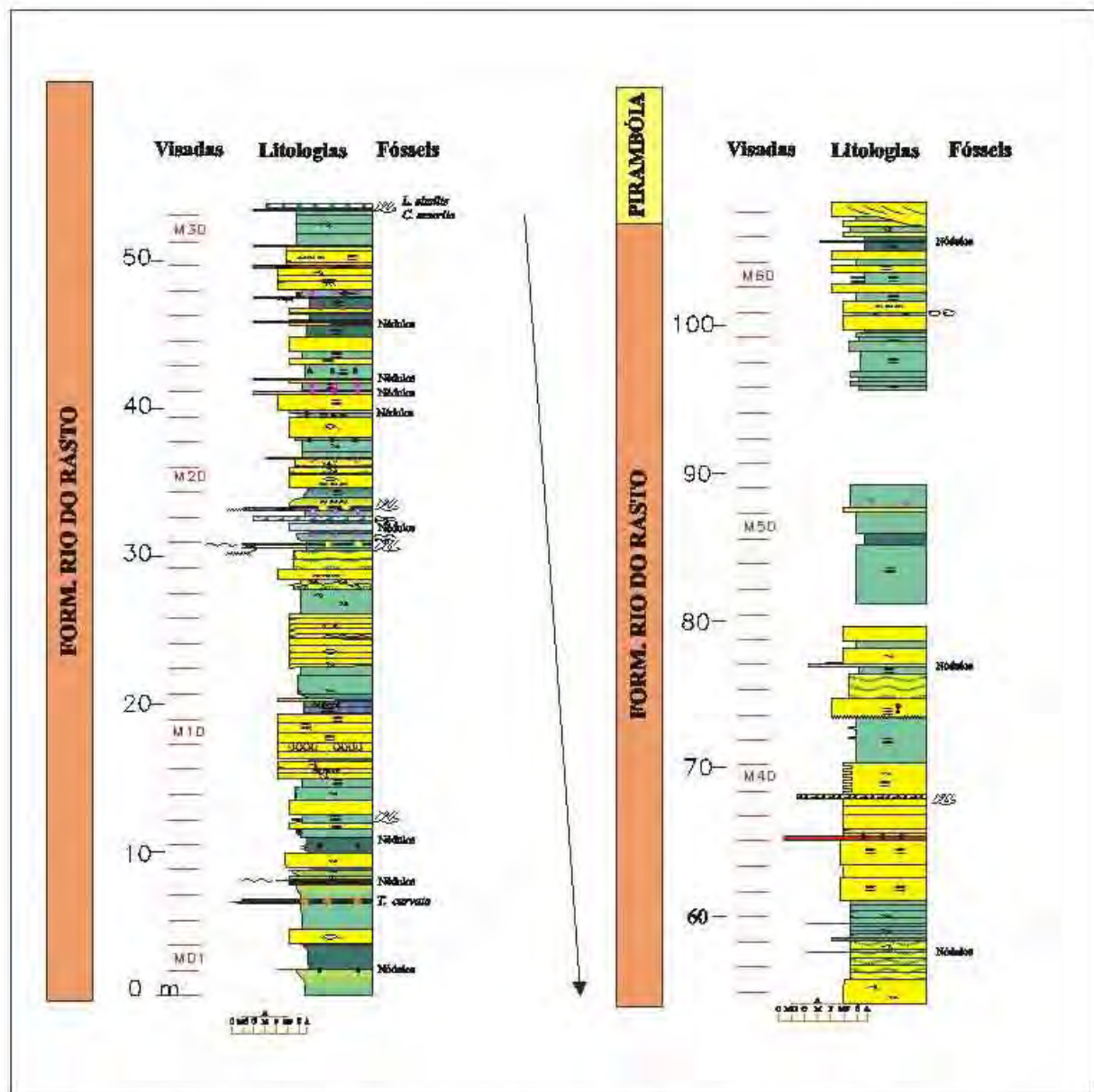


Figura 6.7: Perfil litológico do Mirante, levantado na estrada Ribeirão Claro-Carlópolis (PR-151).

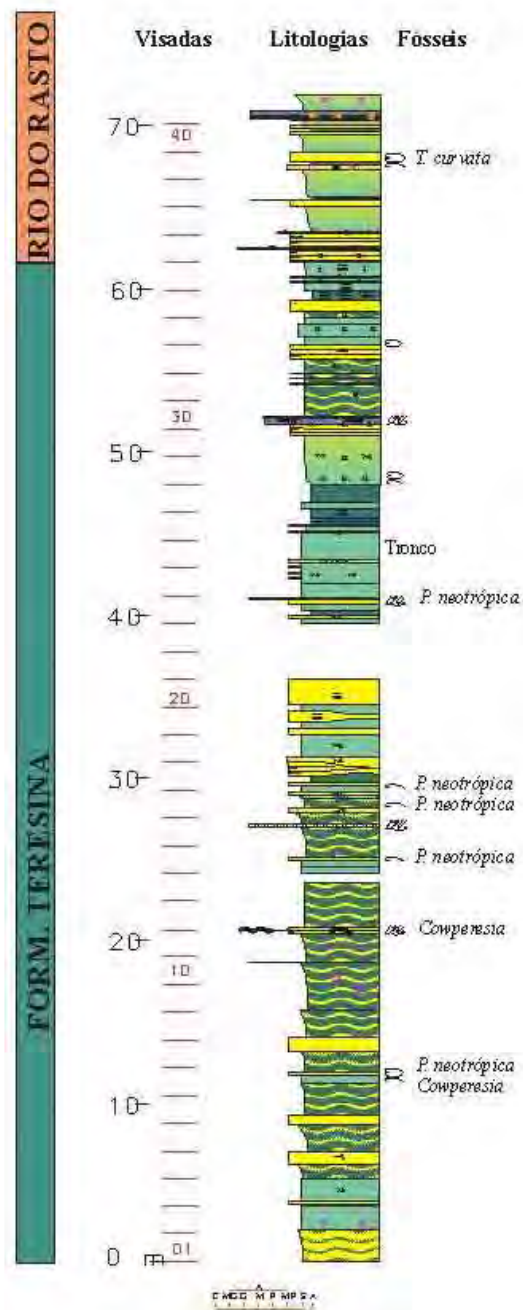


Figura 6.8: Perfil litológico Rib 01.

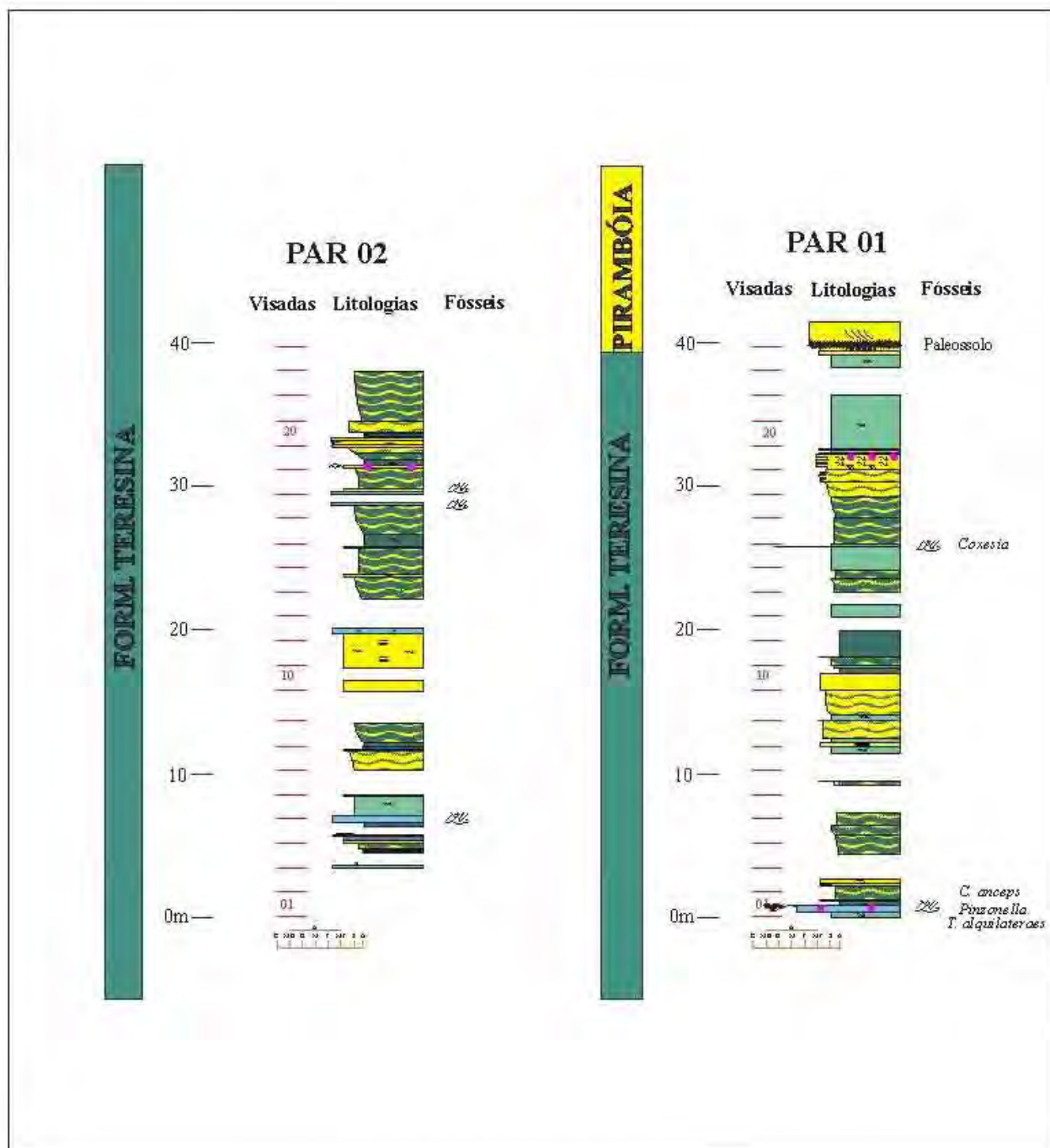


Figura 6.9: Perfis litológicos Par 01 e Par 02.

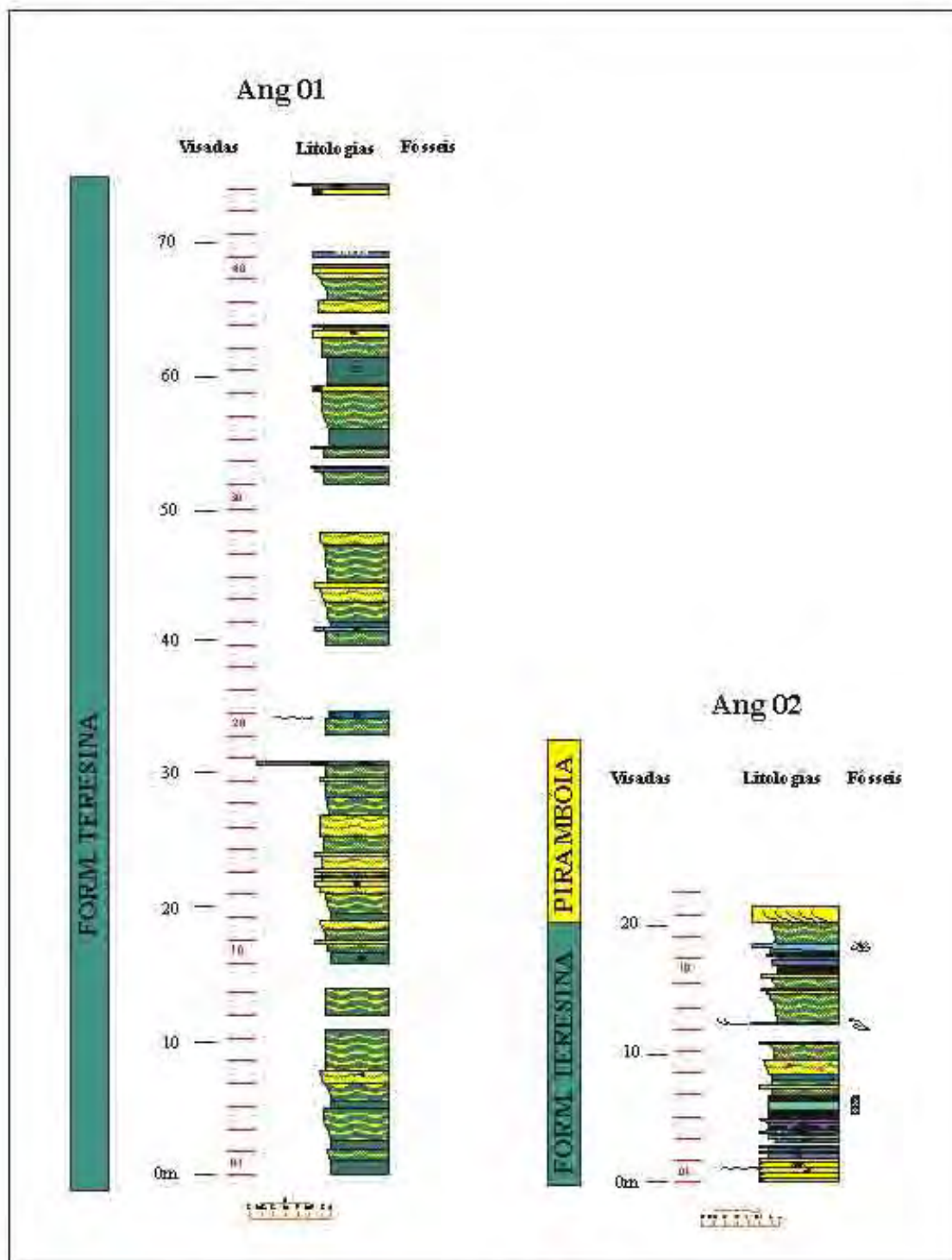


Figura 6.10: Perfis litológicos Ang 01 e Ang 02.

6.1 – Descrição e interpretação das litofácies siliciclásticas

6.1.1 - Fácies F

É composta por folhelhos ou argilitos cinza escuros, finamente laminados ou maciços (Fig. 6.11), com ou sem bioturbação (respectivamente subfácies F1 e F2), com raras intercalações milimétricas de siltitos. Em muitos níveis não bioturbados é comum a presença de pirita. Na Formação Rio do Rasto, em superfície, podem ocorrer variações quanto à coloração, podendo apresentar tons avermelhados ou arroxeados (Fig. 6.12).

As características da subfácies F2, tais como a presença de pirita, a cor escura e a falta de bioturbação, sugerem origem por decantação de argila em ambiente redutor, relativamente profundo ou restrito, enquanto que a subfácies F1, atesta origem em ambiente mais oxigenado.

A subfácies F1 abrange todas as formações investigadas do Grupo Passa Dois, enquanto que a subfácies F2 é mais expressiva na Formação Serra Alta, onde apresenta espessuras métricas. Na Formação Teresina, em geral, estas fácies ocorrem associadas à base dos ciclos granocrescentes, sendo normalmente sobrepostas por material mais siltico (Fácies S).

6.1.2 -Fácies S

Caracterizam-se por siltitos cinza-claros a escuros (podendo também apresentar colorações avermelhadas ou arroxeadas, em superfície, na Formação Rio do Rasto, Fig. 6.12), laminados ou finamente interlaminados com arenitos muito finos e freqüentemente bioturbados. Esta fácies reflete depósitos de decantação em águas calmas.

A Fácies S possui maior expressão na Formação Rio do Rasto, onde apresenta espessuras centimétricas a métricas. Na Formação Teresina, esta fácies ocorre associada a ciclos granocrescentes ascendentes, estando intercalada, normalmente, entre as fácies F e Rh s/arg.



Figura 6.11: Exemplos da litofácies F (folhelho) da Formação Serra Alta. Caixa 36 do furo de sondagem PL-14-PR.



Figura 6.12: Aspecto típico de afloramento da Formação Rio do Rasto, mostrando predomínio de rochas silteosas empastilhadas (avermelhadas) da fácies S (siltito) com intercalações argilosas (roxas) da fácies F (folhelho). Topo da Serra Grande, Congonhinhas (PR).

6.1.3 - Fácies Rh s-arg

É caracterizada por rochas heterolíticas predominantemente siltico-argilosas de coloração acinzentada clara a escura, interlaminada por níveis arenosos (eventualmente carbonáticos) milimétricos esbranquiçados (Fig. 6.13a). Nesta fácies é comum a presença de acamamento *wavy* ou lenticular, bioturbação e, às vezes, gretas de contração (associadas principalmente às porções mais argilosas, Fig. 6.13 b).

Esta fácies ocorre predominantemente na Formação Teresina, onde alcança espessuras variadas, sendo desde centimétricas a métricas. Normalmente, constitui importante intervalo dos ciclos granocrescentes ascendentes, sobrepondo siltitos (Fácies S) ou diretamente folhelhos (Fácies F), além de aparecer intercalada entre arenitos e carbonatos. Na Formação Rio do Rasto, esta fácies tem menor expressão que na Formação Teresina. Na Formação Serra Alta, a fácies é incomum, alcançando poucos centímetros próximo ao contato transicional com a Formação Teresina.

Diversos autores (Schneider *et al.*, 1974; Petri & Coimbra, 1982; Sousa *et al.*, 1991; Andreis & Carvalho, 2001; etc.) relacionaram os depósitos com acamamento *wavy*/lenticular/flaser da Formação Teresina a planícies de marés. Entretanto, Raaf *et al.* (1997) verificaram que fácies bastante similares às de planícies de marés poderiam ser geradas em plataformas marinhas rasas com influência de ondas de tempestades. Nestes casos, as porções mais arenosas das fácies representariam a sedimentação ocorrida durante as tempestades e as porções mais finas corresponderiam à decantação lenta do dia-a-dia, em condições calmas. Considerando que a fácies com acamamento *wavy/linsen* está amplamente distribuída na Formação Teresina, tanto nas bordas da Bacia do Paraná, como em porções mais centrais (Mendes, 1984) e ao longo de quase toda a coluna, não se pode definir uma paleogeografia com claras diferenças entre *onshore* e *offshore*. Desta forma, Lavina (1991) apresentou a interpretação de que a fácies não estaria relacionada a planícies de marés, porém a amplo corpo d'água raso influenciado por tempestades. Um argumento adicional seria a freqüente associação da fácies a corpos com estratificação cruzada *hummocky*, os quais seriam litorâneos.

Em vista das condições muito rasas do ambiente, pequenos abaixamentos do nível relativo da água já causavam grandes exposições, gerando gretas de contração. Ressecamentos provavelmente não ocorriam apenas nas porções marginais da bacia. A própria ação das ondas moldava o leito na forma de suaves elevações e depressões. As partes elevadas podiam ser expostas após ligeiras quedas do nível relativo da água. Ocasionalmente, as áreas ressecadas eram maiores.

A fácies Rh s-arg apresenta predominância dos sedimentos finos decantados em condições hidrodinâmicas calmas, provavelmente em condições batimétricas relativamente profundas que raramente eram diretamente influenciadas por tempestades.

6.1.4 - Fácies Rh s-are

Caracteriza-se por rochas heterolíticas predominantemente siltico-arenosas de coloração cinza clara a esverdeada, apresentando interlaminções mais delgadas de argilitos escuros. Os arenitos são finos a muito finos esbranquiçados (às vezes carbonáticos), milimétricos a centimétricos, de geometria lenticular ou tabular (Fig. 6.13a). Estes delgados arenitos têm estruturas internas variáveis, podendo ser maciças, laminadas ou apresentar estratificação cruzada por ondas. Como na fácies Rh s/arg, é comum a presença de acamamento *wavy* e também *flaser*, bioturbação e gretas de contração (Fig. 13c).

Esta fácies ocorre predominantemente na Formação Teresina, onde normalmente se encontra sobrejacente à fácies Rh s-arg e sobreposta pelas fácies A, BMimp e OBS. A espessura é variada, entre poucos centímetros e alguns metros.

As interpretações comentadas anteriormente para as rochas heterolíticas siltico-argilosas (Fácies Rh s-arg) podem ser estendidas para as siltico-arenosas (Fácies Rh s-are), ou seja, as porções arenáceas foram depositadas sob influência de ondas de tempestades através de processos de tração e as argilosas representam as condições hidrodinâmicas calmas, sem ondas, através de processos de decantação. A maior proporção de arenitos na fácies pode ser devida a condições batimétricas geralmente mais rasas, possivelmente nas porções mais altas do leito (*shoals*), as quais eram mais freqüentemente retrabalhadas por ondas e as frações mais finas eram removidas.

6.1.5 - Fácies A

Caracteriza-se por arenitos (predominantemente quartzosos) finos a muito finos de espessuras normalmente centimétricas a métricas. Suas cores são variadas podendo ter tons claros (creme, cinza, branco e verde) e escuros (vermelho e alaranjado). Estas últimas cores são encontradas normalmente em alguns arenitos da Formação Rio do Rasto (em superfície).

Nesta fácies são encontradas diversas estruturas sedimentares que definem diversas subfácies:



Figura 6.13: Exemplos de fácies heterolíticas (RH s-arg e RH s-are). A) Caixa 19 (PL-14-SP), destacando-se exemplos de fácies heterolíticas predominantemente argilosas (RH s-arg) e predominantemente arenosas (RH s-are) da Formação Teresina. B) Rocha heterolítica siltico-argilosa (Fácies RH s-arg) da Formação Teresina (região de Congonhinhas-Sapopema) com gretas de contração médias (fendas com espessuras centimétricas). C) Rocha heterolítica siltico-arenosa (Fácies RH s-are) da Formação Teresina (região de Angatuba) com gretas de contração pequenas.

Subfácies Ah: camadas tabulares decimétricas de arenitos muito finos com laminação cruzada *hummocky* (Figs. 6.14) geradas pela interação de fluxo oscilatórios com a ação de fluxo unidirecionais durante eventos de tempestades. Em lâmina petrográfica nota-se que esta fácies é um arenito quartzoso maturo, parcialmente cimentado (carbonático) com micas orientadas dispersas. Os grãos de quartzo apresentam boa seleção (predomínio da fração areia muito fina) e formas arredondadas/subarredondadas.

Subfácies Ac: arenitos muito finos a finos com laminação cruzada por ondas (Fig. 6.15a, b) resultante da migração de forma de leito sob ação de fluxo oscilatório. Nesta subfácies é comum a ocorrência de marcas onduladas com elevado grau de simetria (Fig. 6.15c, d).

Subfácies Ap: Arenitos muito finos com provável pseudo-estratificação gerada por alteração de arenito fino com ondulações cavalgantes (Fig. 6.16), onde as pseudo-estratificações devem corresponder a linhas de cavalgamento sem as ondulações cavalgantes preservadas. Esta subfácies deve corresponder a lobos de suspensão (Lavina, 1991; Rohn, 1994) geradas por fluxos hiperpicnais em corpos de água doce devido a descargas rápidas de rios efêmeros e outros cursos d'água em lagos ou em planícies inundadas durante chuvas torrenciais. Esta subfácies ocorre apenas na Formação Rio do Rasto, mais comumente a partir da parte superior do Membro Serrinha (Rohn, 1994).

Subfácies At: pacotes constituídos por camadas tabulares sobrepostas de arenito com 05 a 15 cm de espessura, sem estruturas internas preservadas.

Subfácies Am: arenitos mosqueados resultantes de intensa bioturbação.

Subfácies Amf: arenitos finos maciços com grande quantidade de grãos de feldspato (Fig. 6.17). Os grãos de quartzo apresentam formatos subangulosos com pouco contato entre os grãos e encontram-se associados a diversos grãos de feldspato e pequenos clastos arredondados de filossilicatos. Este arcabouço está envolvido por uma matriz argilosa, possivelmente derivada da alteração do feldspato. A grande quantidade de feldspato, associado à imaturidade da rocha indica proximidade entre o sítio deposicional e a rocha fonte (borda da bacia). Esta subfácies ocorre na Formação Teresina (PL-14-SP).



Figura 6.14: Exemplos de fácies Ah. A) Detalhe em testemunho (amostra 19.R05 do furo PL-14-SP, Formação Teresina) de arenito muito fino com estratificação cruzada (micro) *hummocky*. B) Afloramento na margem sudoeste da Represa Xavantes, com arenitos muito finos com estratificação cruzada *hummocky*.

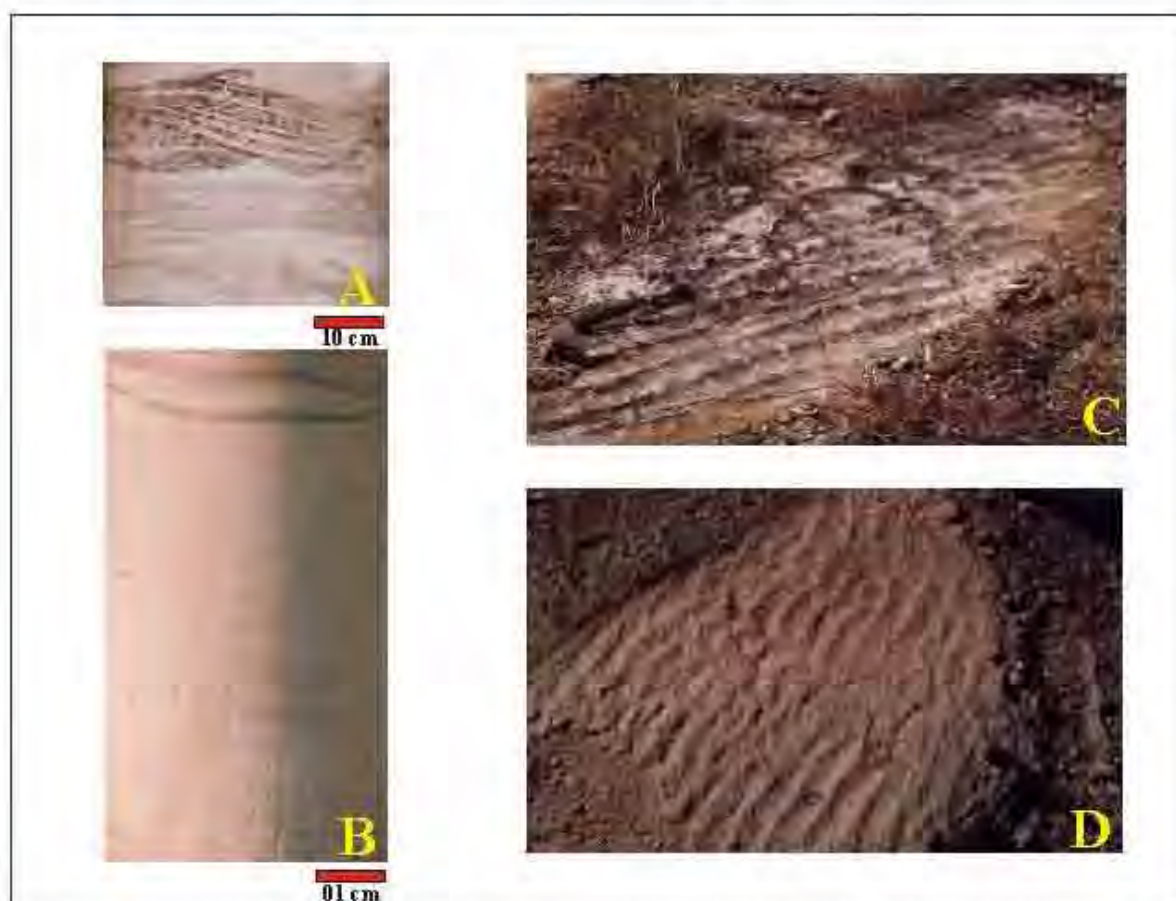


Figura 6.15: Exemplos de fácies Ac. A e B) Detalhe em testemunho (amostras 24.r05 e 21.r05 do furo PL-14-SP, Formação Teresina) de arenitos finos com estratificação cruzada por onda. C e D) Visão em planta de marcas onduladas com boa simetria localizadas, respectivamente, em Angatuba (Ang 02, visada 01) e Ribeirão Claro (Rb 01, visada 12).



Figura 6.16: Aspecto típico de afloramento da Formação Rio do Rasto (região de Sapopema-Congonhinhas), mostrando pacote arenoso alterado métrico de coloração vermelho-alaranjada com provável pseudo-estratificação provavelmente derivada de ondulações cavalgantes (Fácies Ap); porções mais siltsas (Fácies S) na parte superior do afloramento.



Figura 6.17: Exemplo da fácies Amf. Arenito fino contendo grãos de quartzo subangulosos em matriz argilosa, associado a feldspato e clastos arredondados de filossilicatos. A) Fotografia com nicóis cruzados. B) Fotografia com nicóis paralelos.

Subfácies Ads: arenitos muito finos a finos com deformações penecontemporâneas (Fig. 5.18). Estas deformações caracterizam-se por estruturas convolutas decimétricas (com persistência lateral) confinadas entre estratos horizontais ou subhorizontais não deformados. Segundo Fernandes & Coimbra (1993), estas estruturas assemelham-se a partes superiores de “taças de conhaque”, separadas por condutos verticais (zonas de ascensão de fluido). A presença destas estruturas contorcidas entre estratos sub-horizontais sem perturbação não é atribuída à sobrecarga, mas sim a fluidificação induzida por eventos episódicos, possivelmente provocados por atividade sísmica de média a grande intensidade pouco tempo após à sedimentação, antes da litificação dos sedimentos e sobreposição por outro estrato.. Esta subfácies foi identificada apenas na Formação Rio do Rasto.

No perfil do Mirante (estrada Ribeirão Claro-Carlópolis), no intervalo da visada 09 foram encontrados sismitos similares aos encontrados em Jacarezinho, porém com menores dimensões.

Entre estes arenitos, os mais comuns são os com estratificação cruzada de baixo ângulo ou *hummocky* e cruzadas por ondas, que evidenciam, no geral, um ambiente de sedimentação aquático influenciado por fluxos oscilatórios, provavelmente induzidos por tempestades.

6.1.6 - Fácies Acarb

São arenitos muito finos a finos com grande quantidade de grãos aloquímicos carbonáticos (proporção inferior a 50% de carbonato) como grãos micritizados (Fig. 6.19), fragmentos de micritos e/ou conchas, além de raros oóides e pelóides. Nestes arenitos, são comuns estratificações cruzadas de baixo ângulo e *hummocky*. Eles distribuem-se nas formações Teresina e Rio do Rasto.

Estas características sugerem origem em um ambiente deposicional afetado por eventos de tempestade, os quais misturaram grãos aloquímicos e sedimentos siliciclásticos transportados a partir de fontes distintas.

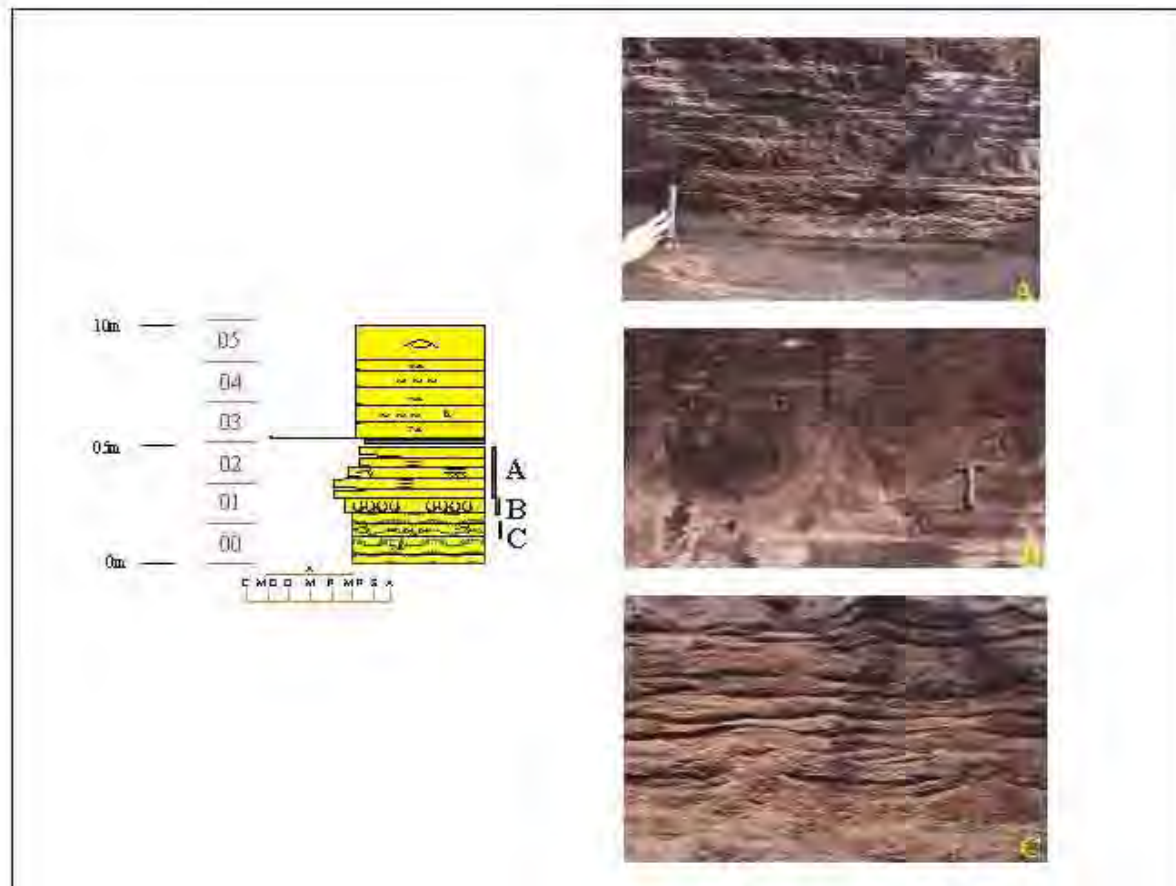


Figura 6.18: Exemplo da fácies Ads (B). Seção colunar levantada na pedreira em Jacarezinho próximo ao km 20 da rodovia BR 153, ao lado de viaduto sobre ferrovia. A) Arenito muito fino com estratos delgados tabulares sobrepostos (parte superior). B) Deformações possivelmente geradas por atividade sísmica. C) Rocha heterolítica silício-arenosa com marcas onduladas ou laminações cruzadas por onda.



Figura 6.19: Exemplo da fácies Acarb (lâmina petrográfica fotografada com nicóis cruzados, Formação Teresina). Arenito carbonático onde os grãos angulosos mais claros correspondem a quartzo (um pouco mais de 50% da área fotografada), havendo também proporção significativa de matriz micrítica, carapaças de ostracodes (especialmente na parte superior) e alguns fragmentos de oóides.

6.1.7 - Fácies Brs

Caracteriza-se por brechas siliciclásticas de espessura milimétrica a centimétrica, constituídas por fragmentos angulosos (milimétricos a centimétricos) de rochas sedimentares intraformacionais. As características desta fácies sugerem erosão de rochas da própria bacia, rápida deposição e pouco transporte. Esta fácies ocorre nas formações Teresina e Rio do Rasto.

6.1.8 – Fácies Ps

Caracteriza-se por camadas decimétricas (30 a 60cm) onde há pequenos fragmentos de siltitos angulosos dispersos em matriz siliciclástica fina sem evidências de transporte por fluxos de detritos. (Fig. 6.20). Este intervalo apresenta feições semelhantes à saprólito fino (parte superior do horizonte C) onde a estrutura e textura da rocha não são mais reconhecidas. A sigla usada (“Ps”) refere-se a paleossolo.

Esta fácies ocorre associada ao contato discordante entre as formações Teresina e Pirambóia em algumas localidades do Estado de São Paulo (FP-12-PR e PAR 01). Há outro paleossolo no furo de sondagem FP-12-SP (Fig. 6.6), que corresponde a uma discordância intraformacional 50m abaixo do contato Teresina/Pirambóia e 155m acima do topo da Formação Irati.



Figura 6.20: Paleossolo (Fácies Ps) decimétrico associado à discordância Teresina-Pirambóia. A) Detalhe do paleossolo mostrando diferenciação nas cores e caráter brechóide. B) Arenito com estratificação cruzada típico da Formação Pirambóia.

6.2 – Descrição e interpretação das litofácies carbonáticas e bioclásticas

6.2.1 - Fácies BM

Esta fácies é caracterizada por micritos ou biomicritos puros maciços ou laminados, eventualmente com ostracodes (articulados ou desarticulados), bivalves e raros grãos de quartzo (Fig. 6.21a).

Os bioclastos ocorrem inteiros, sem sinais de fragmentação, com suas valvas silicificadas ou recristalizadas. As valvas isoladas dos bivalves sugerem abertura e separação das valvas pós-morte por decomposição dos tecidos moles e eventualmente remobilização por agentes bioturbadores, porém não há fragmentação devido à baixa energia do sistema.

Distribui-se nas formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto. Ocorre normalmente associada a rochas que evidenciam ambiente de menor energia (Fácies F e S), sem influência de tempestades.

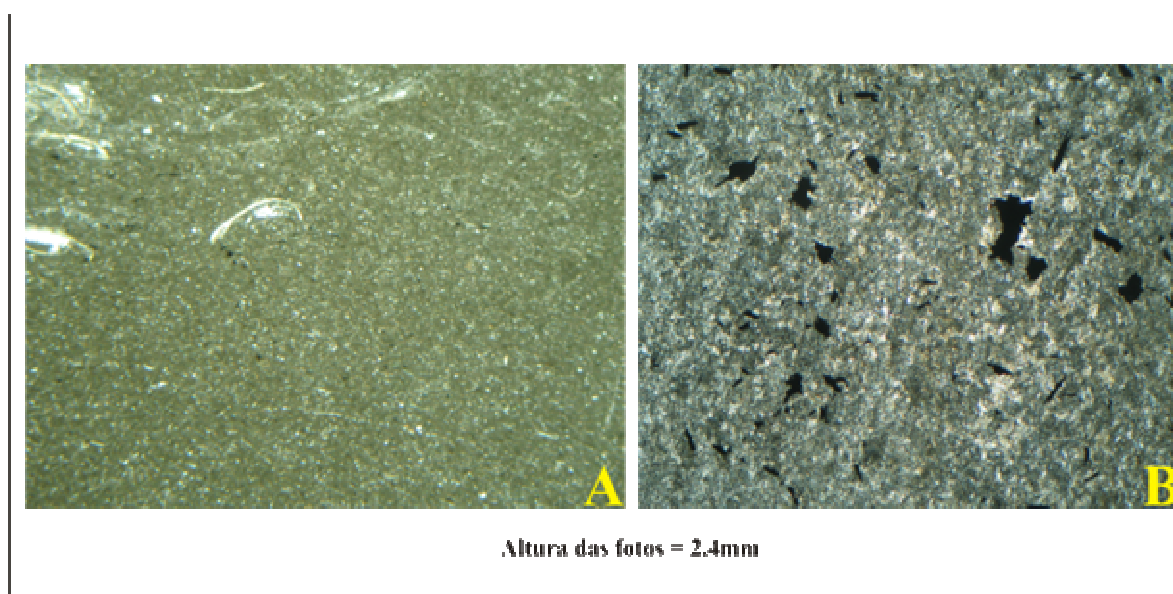


Figura 6.21: Exemplo da fácies BM e Mpy. A) Biomicrito contendo ostracodes e raros grãos de quartzo dispersos (Amostra 55r.3 do furo SP-58-PR, Formação Teresina). B) Micrito contendo cristais de pirita (opacos). Amostra 82r.4 do furo SP-58-PR (Formação Serra Alta).

6.2.2 - Fácies Mpy

Esta fácies ocorre exclusivamente na Formação Serra Alta e caracteriza-se por calcário micrítico cinza escuro (em lâminas ou estratos milimétricos a centimétricos), afossilífero, contendo grande quantidade de pirita. Os cristais de pirita apresentam formatos euédricos e sub-euédricos e ocorrem organizados dispersamente na matriz micrítica (Fig. 6.21b), indicando seu desenvolvimento após a deposição da lama carbonática.

A presença de grande quantidade de pirita, associada à falta de fósseis e icnofósseis, sugere origem em fundo de corpo d'água anóxico calmo, evidenciado também pela relação com folhelhos argilosos (Fácies F2) da Formação Serra Alta.

6.2.2 - Fácies BMimp

Corresponde a biomicritos denominados “impuros” devido a sua mistura com grãos siliciclásticos finos a muito finos (geralmente quartzo, Fig. 6.22a), em proporção inferior a 50%. São maciços (grãos siliciclásticos dispersos em matriz micrítica) ou podem apresentar acamamento *wavy* (lâminas milimétricas alternadas de micritos e arenitos muito finos). É comum a presença de brechas de rochas sedimentares, raros oóides (deformados e/ou fragmentados), interlaminções de filmes estromatolíticos (Fig. 6.22b) e folhas de licófitas (somente na Formação Teresina). Também podem ocorrer gretas de contração de diversos tamanhos (Fig. 6.22c e d).

Em geral, nos biomicritos impuros observados, as laminações são conferidas pela organização dos grãos siliciclásticos, mas as lâminas petrográficas mostram que estes grãos normalmente não se tocam. Uma das possíveis explicações para estas estruturas sedimentares seria que, originalmente, a fácies apresentava mistura de grãos siliciclásticos e grãos carbonáticos finos (fragmentos de conchas e de micritos retrabalhados); durante a diagênese, os grãos carbonáticos podem ter sofrido micritização, originando uma massa homogênea entre os grãos siliciclásticos. Tanto na Formação Teresina como na Formação Rio do Rasto é comum a presença de níveis silicificados (matriz e/ou fósseis) em biomicritos impuros ou em outras litologias, evidenciando saturação de fluído rico em SiO₂ em determinados estratos durante a diagênese.

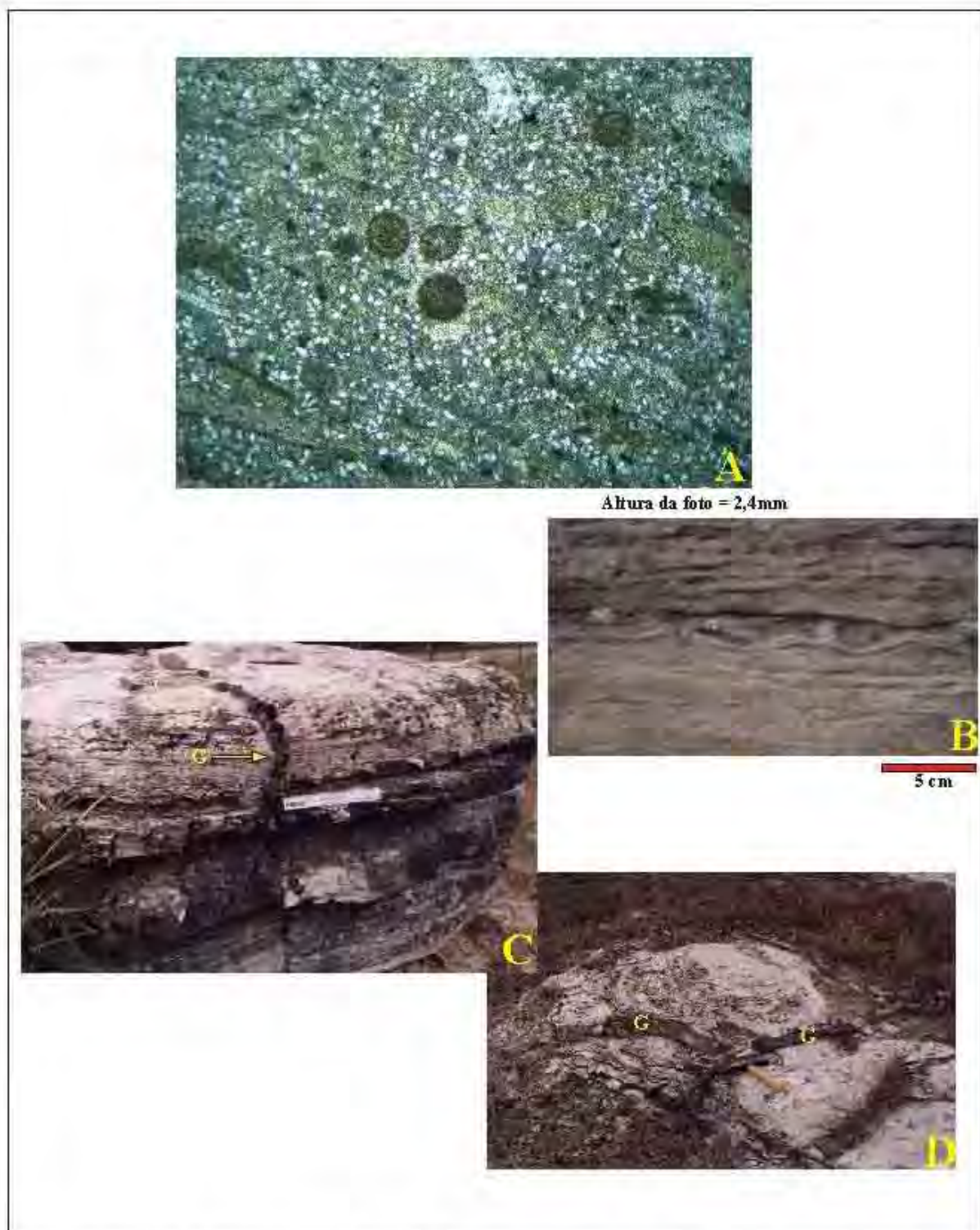


Figura 6.22: Exemplos de Fácies BMimp na Formação Teresina. A) Fotografia de lâmina petrográfica mostrando mistura de grãos de quartzo e oóides com a matriz micrítica (amostra 4712, SP-58-PR). B) Lâminas finas de micritos alternadas com lâminas onduladas desenvolvidas por cianobactérias em condições de baixa energia hidráulica. C e D) Gretas (G) gigantes e pequenas, respectivamente, em corte e em planta (seção colunar Ang 02).

As conchas de bivalves, encontradas em diferentes litologias, são os melhores indicadores de etapas de silicificação. Em alguns casos, houve a total dissolução do carbonato de cálcio das conchas com posterior precipitação da sílica. As fases de sílica ocorrem segundo uma seqüência de cristalinidade, das bordas para o centro dos espaços deixados pela dissolução das conchas, que se constitui por opala, calcedônia (fibrosa e/ou radial), chert/sílex e quartzo. Esta seqüência pode ocorrer completa ou não sendo que, normalmente existe o predomínio de duas fases (chert e calcedônia). Em alguns casos, tanto em amostra de mão como em lâmina petrográfica, é possível visualizar a presença de adição de óxido de ferro em bivalves silicificados. Em lâmina petrográfica nota-se que a adição dos óxidos é posterior à silicificação (Fig. 6.23), devido ao fato destes serem encontrados nas porções mais internas das conchas silicificados, onde ainda podem existir espaços não preenchidos nas etapas de silicificação.

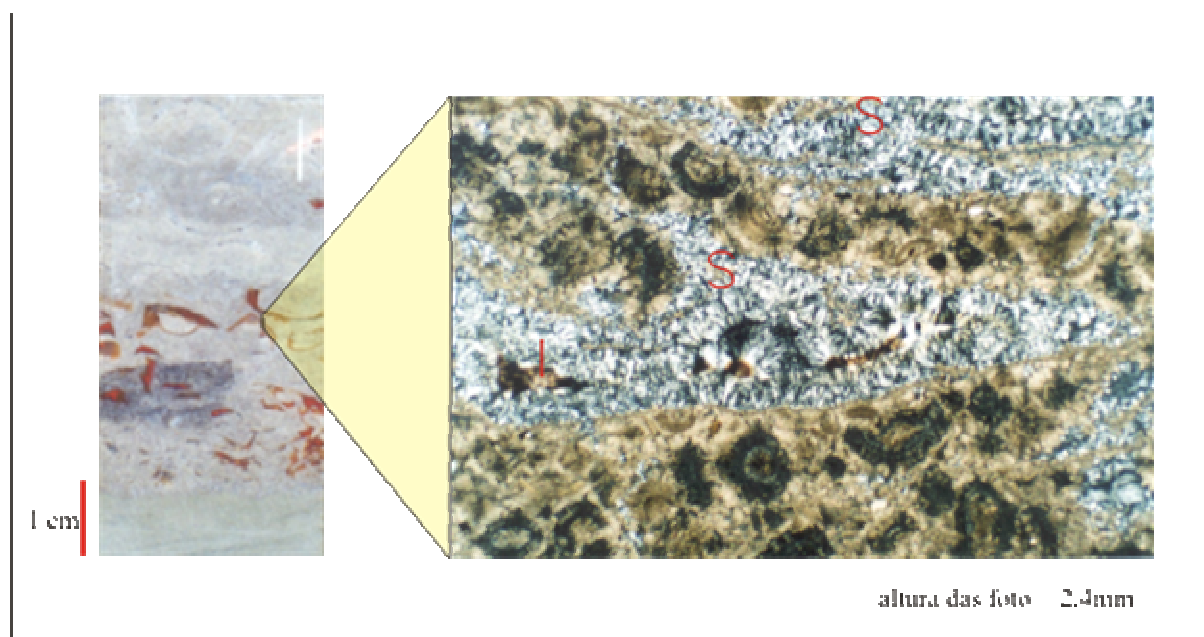


Figura 6.23: Oobioesparito (Am 55.3 do furo SP-23-PR) mostrando avançado estágio de silicificação. Intervalo contendo valvas silicificadas (S) com impregnação por óxido de ferro (I) e oóides silicificados.

Em suma, podemos inferir (idealizar) as etapas diagenéticas: carbonato de cálcio, dissolução do carbonato de cálcio, precipitação da sílica (etapas de silicificação) e adição de óxido de ferro. Normalmente, a diagênese não é tão simples, podendo esta seqüência estar incompleta.

Esta fácies apresenta espessuras variáveis (centimétricas a métricas, sendo, no geral, inferiores a 40 cm). Sugere origem em ambientes carbonáticos, normalmente calmos, sujeitos a

ingressões de siliciclásticos durante tempestades. Isto explica, em um mesmo carbonato, a freqüente alternância desta fácies com a fácies BM (biomicrito ou micrito). Deve ser destacada a alta complexibilidade envolvida na deposição destes carbonatos sob influência de eventos de tempestades. Segundo Specht & Brenner (1979), um único evento de tempestade, entre períodos de tempo bom, poderia empilhar diferentes tipos de carbonatos nas regiões entre bancos. Em algumas amostras foi possível averiguar o esquema de Specht & Brenner (1979) em escala microscópica (Fig. 6.24), correspondendo aos carbonatos amalgamados.

Outras feições peculiares observadas, porém de forma discreta e dispersa, são estilólitos em rochas carbonáticas preferencialmente micríticas e níveis com dissoluções.

6.2.3 – Fácies BMimp/NE

Caracteriza-se por biomicritos impuros maciços com nódulos estromatolíticos (Fig. 6.25 e 7.3b). Os nódulos estromatolíticos são geralmente centimétricos, dispersos a fracamente empacotados e ocorrem organizados de forma caótica. Os estromatólitos ocorrem incrustados em valvas de bivalves.

A fácies BMimp/NE difere da fácies BMimp pelo fato da primeira sugerir um ou mais eventos de maior energia hidráulica, pois os bioclastos (nódulos estromatolíticos) sofreram alguma mobilização que resultou na sua organização caótica. Ainda assim, a presença de micrita entre os bioclastos indica duração muito curta dos intervalos de maior energia. Provavelmente a história da fácies BM imp/NE envolveu uma fase inicial em que existia um ambiente calmo e raso com deposição de lama micrítica sobre o substrato. Valvas isoladas de bivalves constituíam os únicos pontos mais duros do substrato e favoreceram a instalação de comunidades de cianobactérias, originando nódulos estromatolíticos discretos. Durante um ou mais eventos de tempestades, ondas remobilizaram ligeiramente os nódulos estromatolíticos, misturando-os caoticamente com a lama micrítica. Interpretações similares já foram apresentadas por Rohn & Fairchild (1986) para amostras de Joaquim Távora.

Esta fácies ocorre na parte superior da Formação Teresina e na parte inferior da Formação Rio do Rasto (na estrada Ribeirão Claro-Carlópolis e na Serra Grande em Congonhinhas).

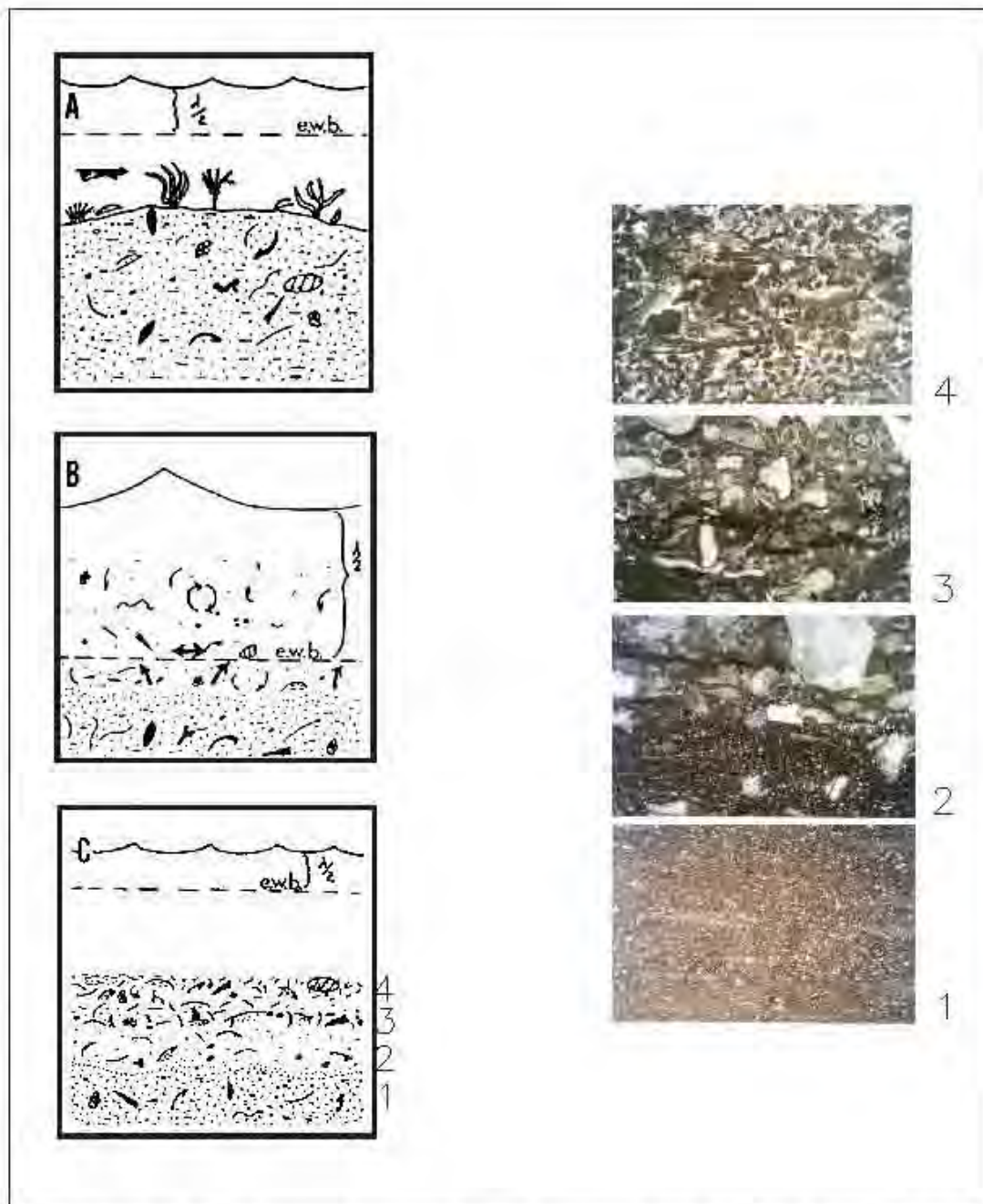


Figura 6.24: Modelo para deposição de diferentes tipos de carbonatos num intervalo de pequena espessura, representando um sítio deposicional localizado entre bancos (*shoals*) afetado por um único evento de tempestade (Specht & Brenner, 1979). Este modelo pode ser explicado por três etapas (figuras A, B e C). Na primeira etapa (figura A), tem-se a formação de biomirritos em condições normais, onde o nível de base das ondas de tempo bom não toca o substrato. Na etapa seguinte (figura B), o local é afetado por ondas de tempestade (que atingem o substrato), provocando erosão da parte superior da lama carbonática, colocando os bioclastos e os sedimentos em suspensão, causando também sua relativa fragmentação e relativa seleção. Posteriormente, tem-se o retorno as condições iniciais (figura C). Ao final do processo, têm-se quatro tipos de carbonatos: 1) biomirrito de tempo bom, 2) biomirrito impuro com bioclastos bem dispersos, 3) biomirrito impuro com bioclastos fracamente empacotados e 4) biopararito impuro. À direita, é mostrada a comparação destes intervalos com a lâmina petrográfica da amostra Am 61.4 do furo de sondagem SP-23-PR.

6.2.4 – Fácies BMimp/Th

Esta fácies foi observada exclusivamente na porção média da Formação Teresina (provavelmente em um único nível) e caracteriza-se pela presença do icnogênero *Thalassinoides* (primeiro registro do Grupo Passa Dois, Rohn *et al.*, 2004) em micritos impuros, com espessura entre 30 e 60 cm (Fig. 6.26). Em afloramento, este carbonato apresenta aspecto cavernoso devido à dissolução da matriz, enquanto que em testemunho, sua matriz é um micrito esbranquiçado com alguns grãos de quartzo e as escavações estão preenchidas por micrito um pouco mais róseo e mais impuro, incluindo prováveis pelotas fecais irregulares, muitas escamas de peixes e algumas conchas de bivalves. No furo de sondagem SP-58-PR (caixa 36), percebe-se que a superfície das paredes das escavações foi modificada durante a diagênese devido à dissolução parcial do micrito.

Esta fácies ocorre na parte superior de um ciclo granocrescente ascendente, sendo limitada, no topo, por superfície de erosão e sobreposta por folhelho de um novo ciclo. A superfície de erosão no topo da camada bioturbada pode estar ocultando uma história relativamente longa, com múltiplas variações do nível relativo de base do corpo aquático. Assim, a lama carbonática talvez já estivesse ligeiramente endurecida antes da sua ocupação pelos organismos. A presença de muitos grãos de quartzo nas escavações indica contexto sedimentar com maior contribuição siliciclástica durante o processo de bioturbação (não contexto carbonático, como na deposição prévia da matriz).

O icnogênero *Thalassinoides* ocorre tanto em ambientes marinhos, quanto aquáticos continentais. Contudo, o diâmetro relativamente grande das escavações seria mais típico de ambientes marinhos (A. Seilacher, comunicação verbal, 2004). Esta ocorrência poderia ser atribuída a uma ingressão marinha na bacia, porém faltam evidências em áreas maiores que confirmem um possível episódio dessa natureza e ainda não foram encontrados fósseis dos organismos que produziram tais escavações (prováveis crustáceos), os quais poderiam fornecer evidências bem mais seguras sobre o ambiente.

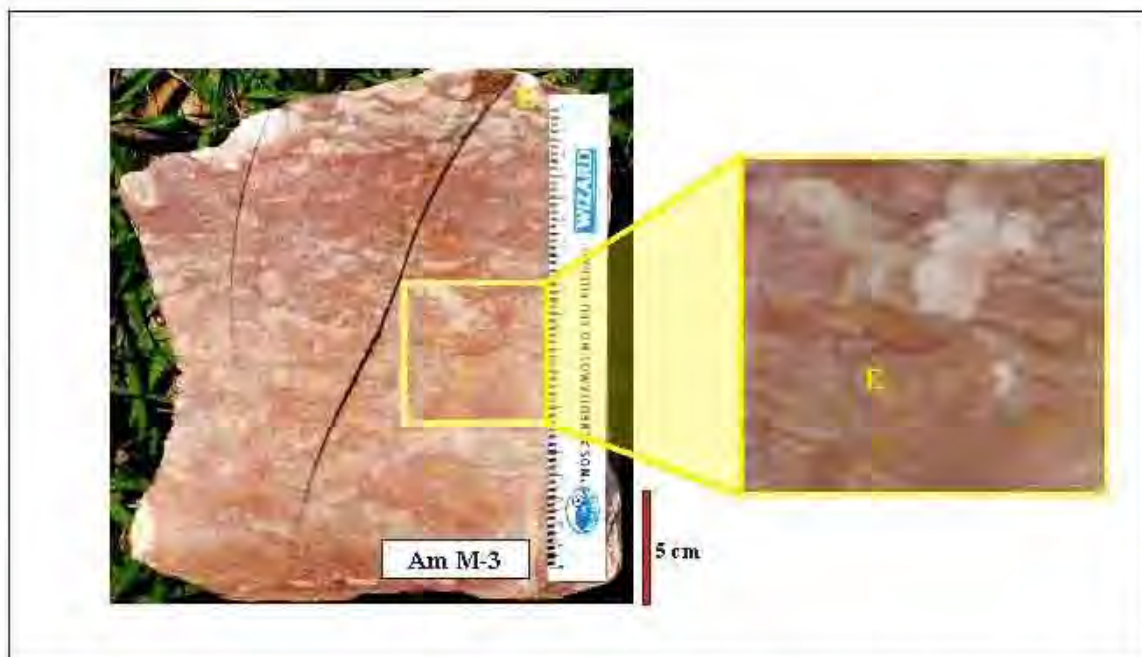


Figura 6.25: Exemplo da fácies BMimp/NE (Amostra M-3 do perfil do Mirante, Formação Rio do Rasto). Biomicro impuro contendo nódulos estromatolíticos (E), organizados de maneira caótica.

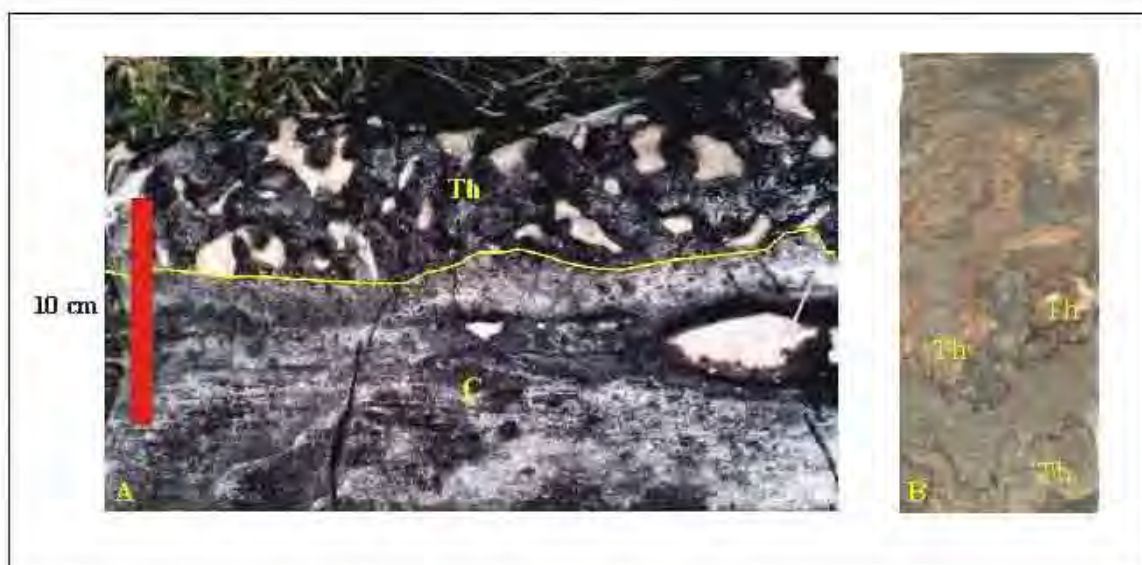


Figura 6.26: Exemplo de fácies Mimp/Th da Formação Teresina. A) Afloramento (região de Congonhinas-Sapopema, UTM 7371.000N/548.290E) onde micrito impuro totalmente bioturbado por escavações do irrogênero *Thalassinoides* (Th) sobrepõe outro micrito impuro (C). B) Corte vertical de testemunho do mesmo intervalo, mostrando preenchimento das escavações (Th) por carbonato mais impuro que a matriz micrítica original e paredes parcialmente dissolvidas durante a diagênese (Amostra 36.r4 do furo de sondagem SP-58-PR).

6.2.5 - Fácies OBS

Caracteriza-se por oobioesparitos maciços ou estratificados contendo bivalves dispersos a fracamente empacotados, recristalizados e/ou silicificados, dispostos de forma caótica e com grau de fragmentação variado. Esta fácies é exclusiva da Formação Teresina (para o intervalo estudado) e apresenta espessuras geralmente métricas a submétricas. Outro detalhe importante é o fato deles serem mais abundantes na porção intermediária da Formação Teresina.

Os oóides normalmente apresentam granulação entre 1,0 e 2,0 Ø e são esféricos com padrão radial, envolvendo grãos de quartzo, ostracodes ou pequenos fragmentos de bivalves (silicificados ou não); podem ocorrer oóides de formas assimétricas e irregulares (Fig. 6.27). Podem também ocorrer micritizados. Os bivalves ocorrem desde dispersos até fracamente empacotados, recristalizados ou silicificados, em organização caótica. Nestes bioclastos, o grau de fragmentação é variado, mas é grande o número de valvas relativamente inteiras. Em associação, podem ocorrer raros grãos de quartzo. Alguns corpos demonstram história deposicional complexa, com variações da energia deposicional. A orientação relativamente variável da superfície convexa das valvas e os seus tamanhos heterogêneos indicam transporte por tração e deposição rápida, sem possibilidade de seleção dos bioclastos e a sua orientação para a posição mais estável (que seria a superfície convexa para cima).

Os oóides de formatos radiais e alguns de formatos assimétricos, segundo Strasser (1986) atestam origem em ambiente restrito (pouca agitação da água). Seriam originados em porções mais elevadas do leito (*shoal*), influenciados por ondas de tempestades. Conforme Ghilardi (1999), quase todos os bivalves da Formação Teresina eram endobentônicos com preferência por substratos relativamente finos e estáveis. Portanto, parece ser pouco provável que os organismos viviam no banco de oóides. Desta forma, pode-se interpretar que a mistura de bivalves com os oóides ocorreu em eventos de tempestades. A associação de bivalves recristalizados e silicificados, em alguns casos, evidencia mais do que um período de retrabalhamento com ocorrência de mistura temporal dos bioclastos. O cimento espático condiz com a deposição sob condições de alta energia. Provavelmente, não ocorreram episódios repetitivos de retrabalhamento dos bioclastos pelo fato destes encontrarem relativamente inteiros. Segundo Harwood & Sullivan (1991), oóides micritizados indicam que houve interrupção na produção de oóides nos *shoals* e conseqüentemente exposição subaérea.

Nos níveis oolíticos podem ser encontradas marcas onduladas assimétricas e simétricas.

Esta fácies ocorre exclusivamente na Formação Teresina e assemelha-se aos depósitos das pedreiras de Fluviópolis (PR) e Prudentópolis (PR) descritos em Rohn (1994) e Castro *et al.* (2001).

6.2.6 - Fácies OBS/c

Caracteriza-se por oobioesparito métrico com estratificações cruzadas tangenciais e tabulares (Fig. 6.28). Os oóides (esféricos a alongados) encontrados nestes níveis estão silicificados e apresentam diferença de granulação entre os conjuntos de lâminas dos *foresets*, alternando níveis mais finos e grossos. Associados aos oóides são encontrados diversos fragmentos de conchas, além de alguns bivalves inteiros e raros grãos de quartzo.

Na estrada que liga Ribeirão Claro a Carlópolis, esta fácies ocorre sobreposta a uma brecha grossa composta por clastos angulosos derivados do estrato sotoposto, que foi parcialmente erodido (Fig. 6.28d).

A fácies de oobioesparito com estratificação cruzada assemelha-se aos calcários oolíticos encontrados na região de Fartura e Taguaí (Suguio *et al.*, 1974; Petri & Coimbra, 1982; Andreis e Carvalho, 2001).

Os estratos mais espessos de carbonatos encontrados pertencem a esta fácies e estão localizados preferencialmente na divisa do Estado do Paraná com o de São Paulo, na região de Carlópolis-Ribeirão Claro e Fartura-Taguaí.

As estratificações cruzadas tangenciais encontradas nesta fácies são compatíveis com ambiente subaquoso raso, sujeito à ação de ondas e correntes. Alguns autores, como Petri & Coimbra (1982), interpretaram que as estratificações teriam sido geradas por correntes de marés, eventualmente com influência de tempestades. Segundo Lavina (1991) outros tipos de fluxo tracional unidirecional podem gerar mega-ondulações em ambientes marinhos ou lacustres relativamente rasos. Em regiões litorâneas, estruturas induzidas por fluxos unidirecionais podem ser geradas por correntes (paralelas ou orientadas perpendicularmente à costa) derivadas de ondas induzidas por fortes tempestades.



Altura das fotografias = 2,4mm

Figura 6.27: Aspecto típico da fácies OBS em lâmina petrográfica. A) Oobioesparito, onde os oóides, em grande parte, estão micritizados e muitos apresentam forma alongada (Amostra 19E3 do furo de sondagem SP-58-PR). B) Oobioesparito com oóides esféricos e padrão radial, incluindo bivalve recristalizado (Amostra 58.3 do furo de sondagem SP-23-PR).



10m

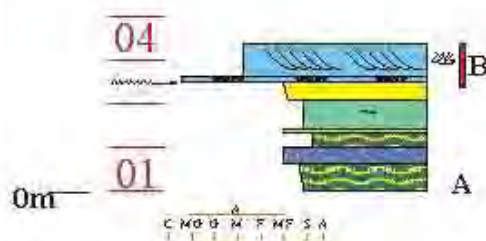


Figura 6.28: A) Perfil litológico Rib 02 (estrada Ribeirão Claro-Carlópolis) da Formação Teresina enfocando oobioesparito métrico com estratificação cruzada tangencial na base. B) Visão geral do afloramento. C) Detalhe mostrando alternância de camadas com granulação mais fina e mais grossa (respectivamente, oóides pequenos e maiores).

6.2.7 - Fácies Brc

Caracteriza-se por estratos carbonáticos brechóides centimétricos, constituídos por material re trabalhado de lam as siliciclásticas ou carbonáticas gretadas e/ou outras rochas sedimentares intraformacionais. Os clastos apresentam tamanhos que variam desde milimétricos até, raramente, poucos centímetros (Fig. 6.29c e d). Esta fácies normalmente ocorre associada a carbonatos que gradam para biomicritos impuros (Fácies BMimp) ou arenitos carbonáticos (Fácies Ac).

Como os calcários oolíticos, os níveis carbonáticos brechóides concentram-se na porção intermediária da Formação Teresina e normalmente ocorrem delimitando o topo/base de ciclos granocrescentes ascendentes médios (alguns metros) até grandes (10 a 40m de espessura).

6.2.8 - Fácies Coq

Caracteriza-se por coquinas com espessuras centimétricas a decimétricas, constituídas por bivalves desarticulados, intensamente fragmentados a poucos fragmentados, em organização normalmente caótica (Fig. 6.29a, b, c), apresentando cimento espático ou matriz micrítica (possivelmente, por micritização secundária). A estruturação interna pode ser gradacional normal. As coquinas geralmente sobrepõem superfícies de erosão bem marcadas.

Estas características sugerem que estas concentrações foram geradas por intenso re trabalho causado por prováveis repetidas ondas de tempestades. Esta fácies distribui-se nas formações Teresina e Rio do Rasto.

6.1.9 - Fácies Bb

Caracteriza-se por *bone beds* milimétricos a centimétricos, constituídos por restos de peixes e coprólitos. Estes níveis evidenciam intenso re trabalho.

Esta fácies ocorre predominantemente na Formação Serra Alta, onde se encontra intercalada entre rochas argilosas (Fácies F).

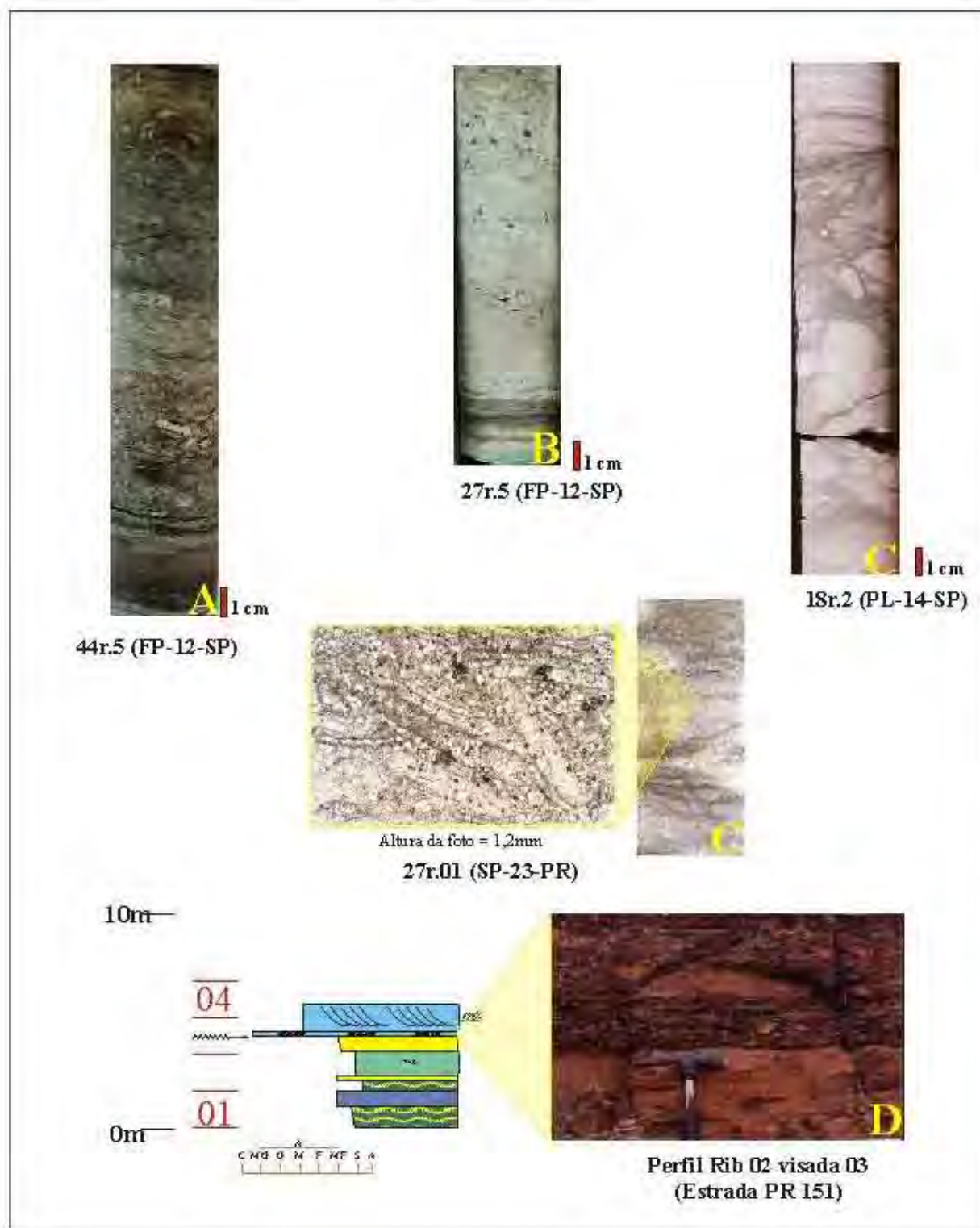


Figura 6.29: Exemplos das Fácies Coq e Br. A e B) Coquinas da Formação Teresina delimitadas na base por superfícies de erosão com bivalves desarticulados e organizados de forma caótica. C) Coquina da Formação Rio do Rasto com conchas de granulação muito fina (farinha de concha). D e E) Brecha carbonática com clastos ângulos dispersos (Formação Teresina).

6.2.10 - Fácies B1

Corresponde a biolutitos milimétricos a decimétricos formados por estromatólitos *in situ* (Fig. 7.3). Nos casos em que os estromatólitos são colunares, os espaços entre as colunas estão preenchidos por micritos. Esta fácies indica a existência de um ambiente deposicional de águas carbonáticas calmas, quentes, rasas e limpas. Os estromatólitos colunares indicam condições ligeiramente mais energéticas que os suavemente ondulados, porém todos se desenvolveram em condições hidráulicas relativamente calmas.

Normalmente, esta fácies ocorre no topo de ciclos granocrescentes e são sobrepostas por folhelhos (Fácies F), que evidenciam o início de um novo ciclo. Ocorrem nas formações Teresina e Rio do Rasto.

6.2.11 – Fácies Nod

Caracteriza-se pela presença de abundantes nódulos (ou pequenos bolsões) milimétricos a centimétricos, geralmente esbranquiçados, desenvolvidos tanto em rochas siliciclásticas quanto carbonáticas. Os nódulos são carbonáticos ou constituídos por sílex. As camadas que contêm os nódulos são tabulares, geralmente com grande extensão lateral e espessuras submétricas (Fig. 6.30). Preliminarmente, sugere-se que os nódulos estejam relacionados a determinadas condições eodiagenéticas ou a incipiente pedogênese.

Matos (1995) reconheceu feições semelhantes no topo da Formação Teresina e interpretou estes depósitos nodulares de sílica como indicadores de paleodepósitos evaporíticos substituídos. Outro aspecto que corrobora a possível origem evaporítica é o fato que em algumas camadas estes nódulos apresentam formatos incomuns, tais como dobras fechadas (dobras enterolíticas) semelhantes àquelas geradas em depósitos evaporíticos.

Esta fácies ocorre preferencialmente na Formação Rio do Rasto na região nordeste do Estado do Paraná (Ribeirão Claro–Carlópolis), enquanto que na região mais a sul (Congonhinhas-Sapopema), é muito menos freqüente, com nódulos mais discretos (observados em testemunho do furo de sondagem SP-23-PR).

O reconhecimento e entendimento dos eventuais aspectos pedogenéticos e/ou diagenéticos (principalmente da eodiagênese) das camadas com nódulos são de fundamental importância, pois pode haver relação com as condições climáticas da época da deposição, auxiliando assim na interpretação paleoambiental do intervalo estudado.



Figura 6.30: Exemplo da fácies Nod. A e B) Estratos com grande quantidade de nódulos dispersos. C) Camada horizontal decimétrica contendo grande quantidade de nódulos de sílica. Afloramentos pertencente a Formação Rio do Rasto (estrada Ribeirão Claro-Carópolis, PR-151).

7 – CONTEÚDO FOSSILÍFERO

A caracterização tafonômica dos fósseis é importante para a Geologia pelo fato dos processos que ocorreram com os organismos desde a sua morte até o seu sepultamento final, e após o soterramento (diagênese) estarem intrinsecamente ligados à história da sucessão sedimentar. Os fósseis auxiliam também nas interpretações paleoambientais e paleoecológicas, tendo grande valor nas interpretações das condições ambientais da bacia.

Abaixo é apresentado o conteúdo fossilífero encontrado em cada unidade, enfocando principalmente o seu significado paleoambiental e deposicional.

7.1 - Bivalves

Os moluscos bivalves encontrados no Grupo Passa Dois podem ocorrer em diversos tipos de rochas e com diferentes assinaturas tafonômicas (Fig. 7.1).

Na Formação Serra Alta, os raros bivalves encontrados (um pouco abaixo do topo) ocorrem tanto em biomicritos, quanto em matriz siliciclástica. Os bivalves verificados em folhelhos (com raras interlaminações de arenito) ocorrem dispersos a concentrados em níveis, estando a maioria das valvas ainda articuladas em posição de vida ou levemente deslocadas. Estes bivalves, encontrados no furo de sondagem PL-09-SP (caixa 10), foram identificados como *Pinzonella illusa* e *Jacquesia elongata*.

Como já citado, outra forma de ocorrência dos bivalves da Formação Serra Alta é em biomicritos. Nestes, as valvas apresentam-se tanto recristalizadas como em conservação parcial (com preservação das lamelas de crescimento observada em cortes de conchas ao microscópio). As valvas normalmente ocorrem articuladas, organizadas em níveis, evidenciando leve transporte. Nesta matriz, não ocorrem grãos de quartzo detríticos, indicando ambiente de águas carbonáticas calmas, abaixo do nível de base das ondas de tempestades. Não foi possível a identificação das espécies que ocorrem nestes biomicritos principalmente pelo fato deles terem sido encontrados em testemunhos de furo de sondagem, cujo diâmetro é muito pequeno e também porque os carbonatos são muito compactos, sendo quase impossível a exposição completa das conchas.

Na Formação Teresina, os bivalves ocorrem comumente recristalizados ou silicificados e raramente preservados na forma de moldes. As valvas ocorrem geralmente desarticuladas, fragmentadas ou não, às vezes incrustadas por pequenos estromatólitos, normalmente depositadas

por influência de ondas. Estes moluscos podem ser encontrados preservados em coquinas, carbonatos e arenitos. Nesta formação, foram reconhecidas diversas espécies, tais como: *Pinzonella neotropica*, *Pinzonella illusa*, *Ferrazia cardinalis*, *Jackesia elongata*, *Cowperesia anceps*, *Terraia aequilateralis*, *Jackesia brasiliensis* e um exemplar de *Coxesia mezzalirai*.

Na Formação Rio do Rasto, diferentemente das demais formações estudadas, é mais comum a presença de bivalves preservados na forma de moldes compostos em siltitos ou arenitos muito finos, raramente ocorrem conchas recristalizadas. As valvas estão quase sempre completas, sem evidência de abrasão e bioerosão. Há também diversas ocorrências de bivalves em níveis coquinosos. Nesta formação foram reconhecidas *Terraia* sp., *Terraia curvata*, um megadesmido indeterminado, *Cowperesia emerita* e *Leinzia similis*.

No capítulo “correlações” é discutida a distribuição vertical das espécies, confrontando-a com o biozoneamento proposto por Rohn (1994) para o Grupo Passa Dois.

7.2 – Conchostráceos

São pequenos crustáceos providos de duas valvas quitinosas ou calcoquitinosas bem leves, que são facilmente transportadas em suspensão e depositadas, geralmente, com sedimentos muito finos (silte e argila). São característicos de depósitos formados em corpos aquosos continentais.

Os fósseis são encontrados exclusivamente na Formação Rio do Rasto, na forma de moldes (recobertos por carbonato de cálcio ou óxido de manganês/ferro) dispersos e fracamente empacotados, distribuídos em matriz argilosa, siltica ou raramente arenosa fina (Fig. 7.2). As valvas podem ocorrer abertas, fechadas, perfeitamente sobrepostas ou um pouco deslocadas.

O quase desaparecimento deste crustáceo na região nordeste do Estado do Paraná (região de Ribeirão Claro-Carlópolis), indicando uma possível mudança no quimismo da água. Um único exemplar foi encontrado na pedreira de Jacarezinho, situada cerca de 30 km de Ribeirão Claro, aproximadamente no mesmo intervalo estratigráfico.

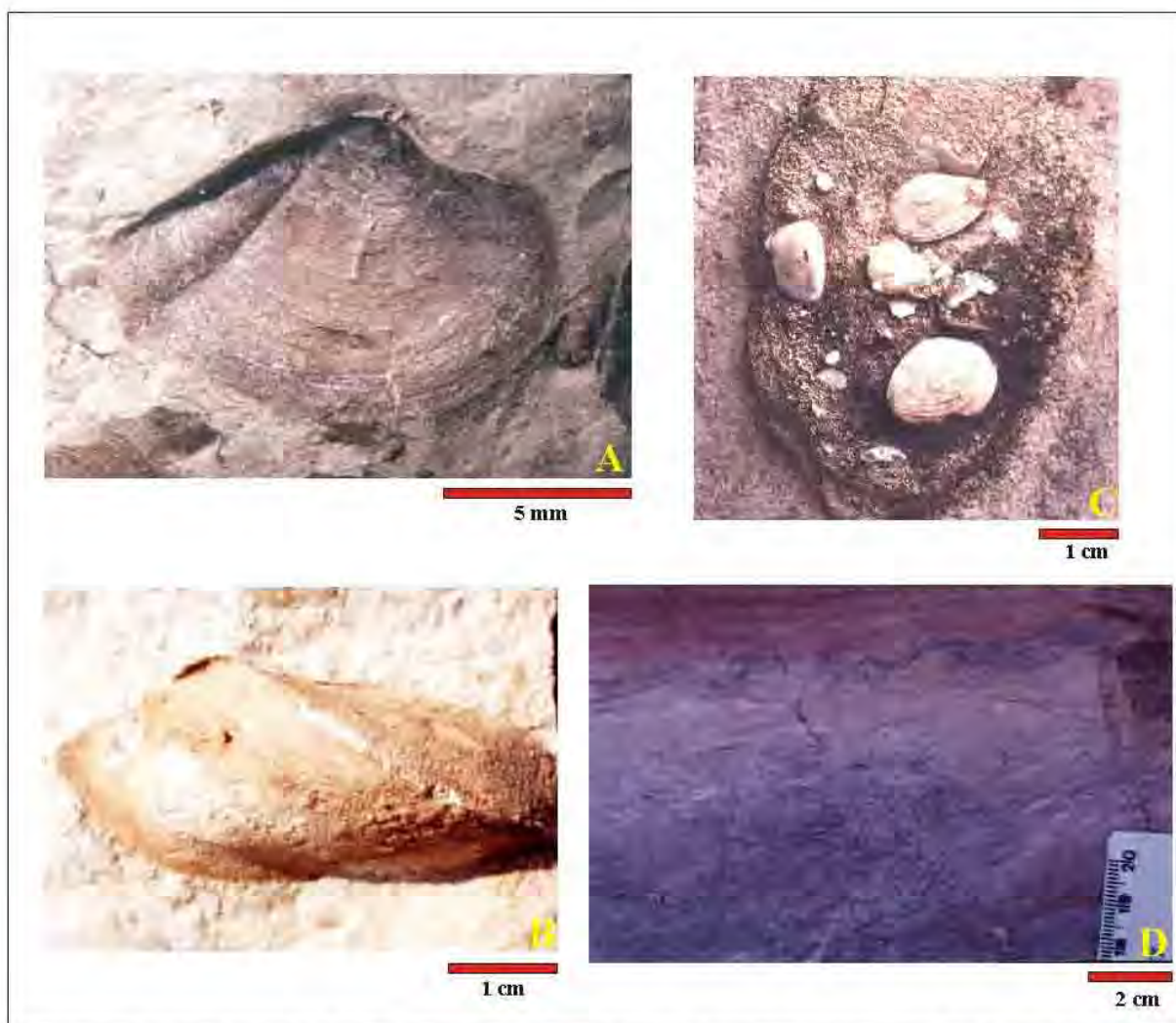


Figura 7.1: Exemplos de bivalves. A) *Megadesmido* preservado na forma de molde em matriz siltico-argilosa da Formação Rio do Rasto (Am 34.1 do furo de sondagem SP-23-PR.; B) *Jacquesia* bem preservado em calcário oolítico da Formação Teresina na região de Congonhinhas-Sapopema/PR. C) *Oobioesparito* com bivalves fracamente empacotados (PAR 01 v01); e D) Coquina com bivalves silicificados organizados de forma caótica (Formação Rio do Rasto, Am M17).



Figura 7.2: Exemplos de conchostráceos (exclusivos da Formação Rio do Rasto). *Paranalecia* preservada na forma de molde em matriz siltica.

7.3 - Estromatólitos

Os estromatólitos maiores (centimétricos a decimétricos) ocorrem preservados *in situ*. O melhor exemplo é o do furo de sondagem SP-58-PR (Fig.7.3a), que apresenta forma de sino invertido e colunas finamente ramificadas. Este tipo de ocorrência sugere a existência de um ambiente de águas pouco agitadas, limpas, além de substrato endurecido. Estromatólitos *in situ* foram registrados apenas na Formação Teresina.

Oncóides e pequenos estromatólitos nodulares (incrustando bivalves) aparecem concentrados em biomicritos impuros suportados pela matriz, em posições caóticas, indicando retrabalhamento durante eventos de maior energia (Fig. 7.3b). Estes estromatólitos apresentam laminações paralelas, onduladas ou com padrão colunar e geralmente incrustam as superfícies convexas de conchas ou fragmentos de conchas recristalizadas, podendo ocorrer também pequenas películas nas concavidades das valvas (Fig. 6.24). Este contexto indica que existia um ambiente de águas carbonáticas calmas, quentes e rasas, onde as valvas faziam o papel do substrato duro na interface água/sedimento, propício para o desenvolvimento das cianobactérias (como já foi observado por Rohn & Fairchild, 1986).

A orientação aleatória dos nódulos estromatolíticos e, por outro lado, o seu empacotamento variável fraco (suportados pela matriz) a denso, mostra que estes foram misturados com lama do próprio ambiente carbonático, provavelmente num evento um pouco mais energético causado por ondas de tempestade.

Nódulos estromatolíticos ocorrem nas formações Teresina e Rio do Rasto.

7.4 - Gastrópodes

São muito raros, sendo encontrados apenas numa rocha siltico-arenosa do Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto na região de Congonhinhas-Sapopema (PR). Assemelha-se a formas anteriormente descritas e identificadas como *Dendropupa*. Esta ocorrência é caracterizada por moldes dispersos associados a bivalves (*Cowperesia emerita*) com valvas articuladas abertas, indicando condições deposicionais muito calmas.

7.5 - Ostracodes

São amplamente distribuídos pelo Grupo Passa Dois, sendo encontrados em litologias diversas, tanto em rochas siliciclásticas, como em rochas carbonáticas. Normalmente são encontrados associados a outros fósseis.

Em micritos e biomicritos, os ostracodes ocorrem, normalmente, articulados fechados, e o espaço entre as valvas pode estar preenchido pela matriz micrítica ou, mais comumente, por calcita. Aparecem também valvas articuladas abertas e desarticuladas (Fig. 6.21). Já em rochas siliciclásticas, os ostracodes ocorrem na forma de moldes.

7.6 - Restos de peixes

Ocorrem normalmente dispersos a levemente empacotados em argilitos, siltitos, arenitos muito finos e *bone beds* (Fig. 7.4a). As escamas de paleonisciformes e de celacantídeos são as mais comuns (Fig. 7.4b e c), ocorrendo com ganoína carbonificada ou como moldes (geralmente, na Formação Rio do Rasto).

7.7 - Vegetais

Na Formação Teresina são encontrados caules de licófitas (*Lycopodiopsis*, Fig. 7.5c) e folhas de licófitas (permineralizadas por sílica) dispersos a concentrados em rochas calcárias (biomicritos impuros) ou rochas siliciclásticas. Casos excepcionais são de folhas (*Pecopteris* e *Glossopteris*) nas formações Teresina e Rio do Rasto (Fig. 7.5 e, f) e caules permineralizados por sílica (Fig. 7.5 a, b). Em um nível foram encontrados fusinitos.

Os caules normalmente são transportados por longas distâncias por flutuação. Por isso, não podem ser usados como indicadores de proximidade das áreas fontes.

Também há ocorrências de moldes de oogônios de carófitas (*Leonardosia langei*) com recobrimento de óxido de manganês, dispersos a fracamente empacotados em matriz síltico-arenosa da Formação Teresina (Fig. 7.5d). A grande abundância de oogônios de carófitas atesta proximidade ao ambiente de vida destas algas e condições hidrodinâmicas calmas. É importante lembrar que as algas carófitas normalmente vivem em condições de água doce a, no máximo, salobras (Maranhão, 1995).

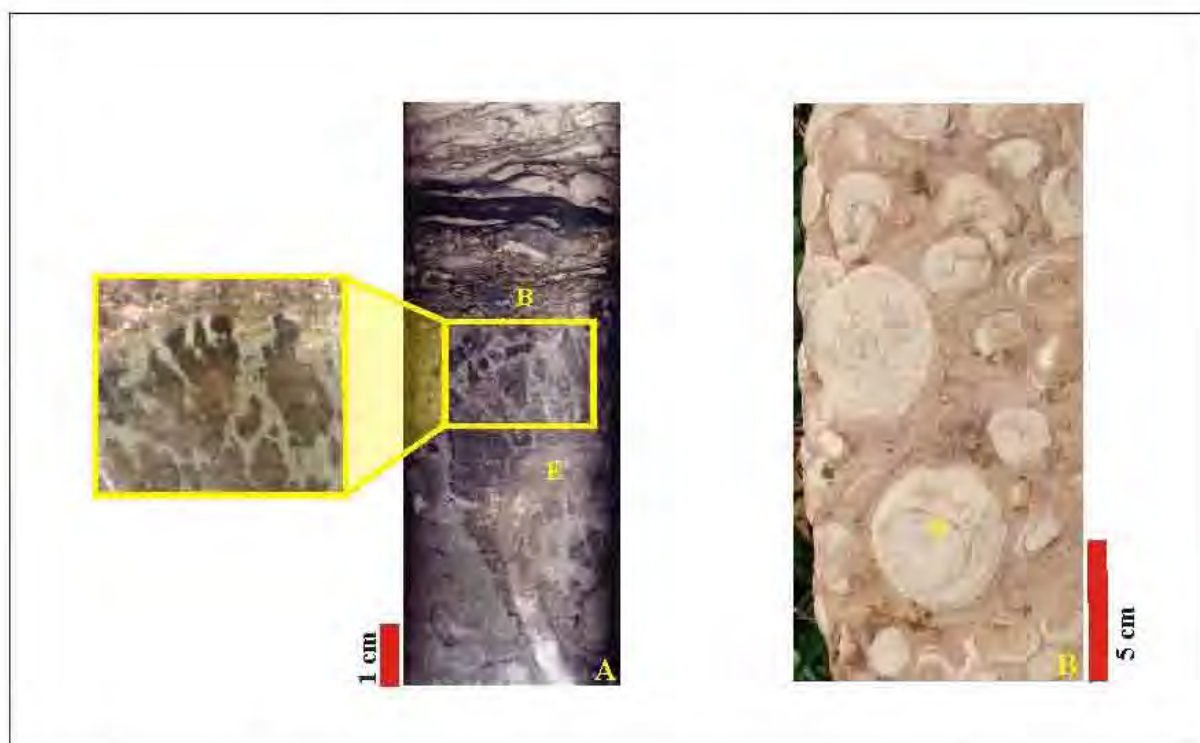


Figura 7.3: Exemplos de ocorrências de estromatólitos. A) Estrato carbonático centimétrico (Am 58 r.4 do furo SP-58-PR) contendo estromatólito colunar ramificado divergente *in situ* (E), truncado no topo por superfície de erosão sobreposta por material brechóide (B). B) Biomicrito (Am M-3 da seção do Mirante) com nódulos estromatolíticos (N) de tamanhos variados.



Figura 7.4: Exemplos de restos de peixes. A) Escama de celacantídeo (11mm de comprimento) dispersa em matriz siltica (Formação Teresina, Am 52r.4 do furo SP-23-PR). B) *Bone bed* pouco espesso da Formação Serra Alta (Am 18r.1 do furo de sondagem PL-13-SP). C) Visão em planta de um *bone bed*. (Am 05r.2 do furo de sondagem PI-12-SP).



Figura 7.5 : Exemplos de vegetais. A e B) Troncos de gimnospermas permineralizadas por sílica (encontrado na região de Ribeirão Claro-Carlópolis. C) Caule e folhas de licófitas. D) Oogônios de carófitas (*Leonardosia langei*) preservados na forma de moldes com recobrimento por óxido de manganês (Am 53.2 do furo de sondagem SP-23-PR); E) Compressão de folha de *Glossopteris* (Am 42.r3 do furo de sondagem SP-58-PR). F) Compressão de pinas de pteridófitas (*Pecopteris*, Am 42. r3 do furo de sondagem SP-58-PR).

8 – CICLOS

A análise faciológica dos dados de poços e de perfis levantados em trabalhos de campo permitiu reconhecer que estes normalmente estão organizados em ciclos métricos (3m a 8m) geralmente granocrescentes ascendentes. Alguns ciclos são complexos e incluem carbonatos, brechas, coquinas e outras litologias.

Na Formação Serra Alta são reconhecidos ciclos granocrescentes e granodecrescentes métricos com certa dificuldade, acarretada principalmente pela pequena diferença granulométrica entre as fácies. Os ciclos granodecrescentes ascendentes são encontrados na porção inferior desta formação e são caracterizados pela passagem de siltitos (Fácies S) para folhelhos escuros, às vezes, piritosos (Subfácies F2). No intervalo médio e superior desta formação ocorrem ciclos granocrescentes ascendentes formados pela passagem de folhelhos (Subfácies F2) para siltitos (S). Vale destacar que em ambos os ciclos geralmente há predomínio da Fácies F sobre a Fácies S.

Na Formação Teresina são encontrados ciclos granocrescentes ascendentes (Fig. 8.1a e b). Os ciclos mais simples, formados por apenas siliciclastos com aumento ascendente da granulação assemelham-se aos ciclos “PAC” (*punctuated aggradational cycles*) de Goodwin & Anderson (1985), os quais indicariam levantamentos relativos “instantâneos” do nível de base seguido pelo preenchimento do espaço de acomodação. Rohn (2001), estudando a Formação Teresina, também notou semelhança entre os ciclos granocrescente encontrados nesta formação com os ciclos “PAC”. Os ciclos ideais são iniciados por folhelhos (Fácies F), passando para siltitos (Fácies S) e/ou rochas heterolíticas argilosas (Fácies RH s-arg), rochas heterolíticas arenosas (com bioturbação, Fácies RH s-are) e, finalmente, arenitos finos com laminações cruzadas por ondas (Subfácies Ac) e/ou estratificações cruzadas *hummocky* (Subfácies Ah). Estes últimos nem sempre estão presentes ou preservados. Em alguns casos, as rochas heterolíticas apresentam gretas de contração, demonstrando exposição subaérea. Alguns ciclos decimétricos a métricos já começam com rochas heterolíticas, passando ascendentemente de argilosas para arenosas. Estes ciclos representam intervalos de “raseamento”, ou seja, começam com os depósitos de águas mais profundas e/ou distais e terminam com os depósitos de águas mais rasas e/ou proximais ou até com ressecamento e erosão.

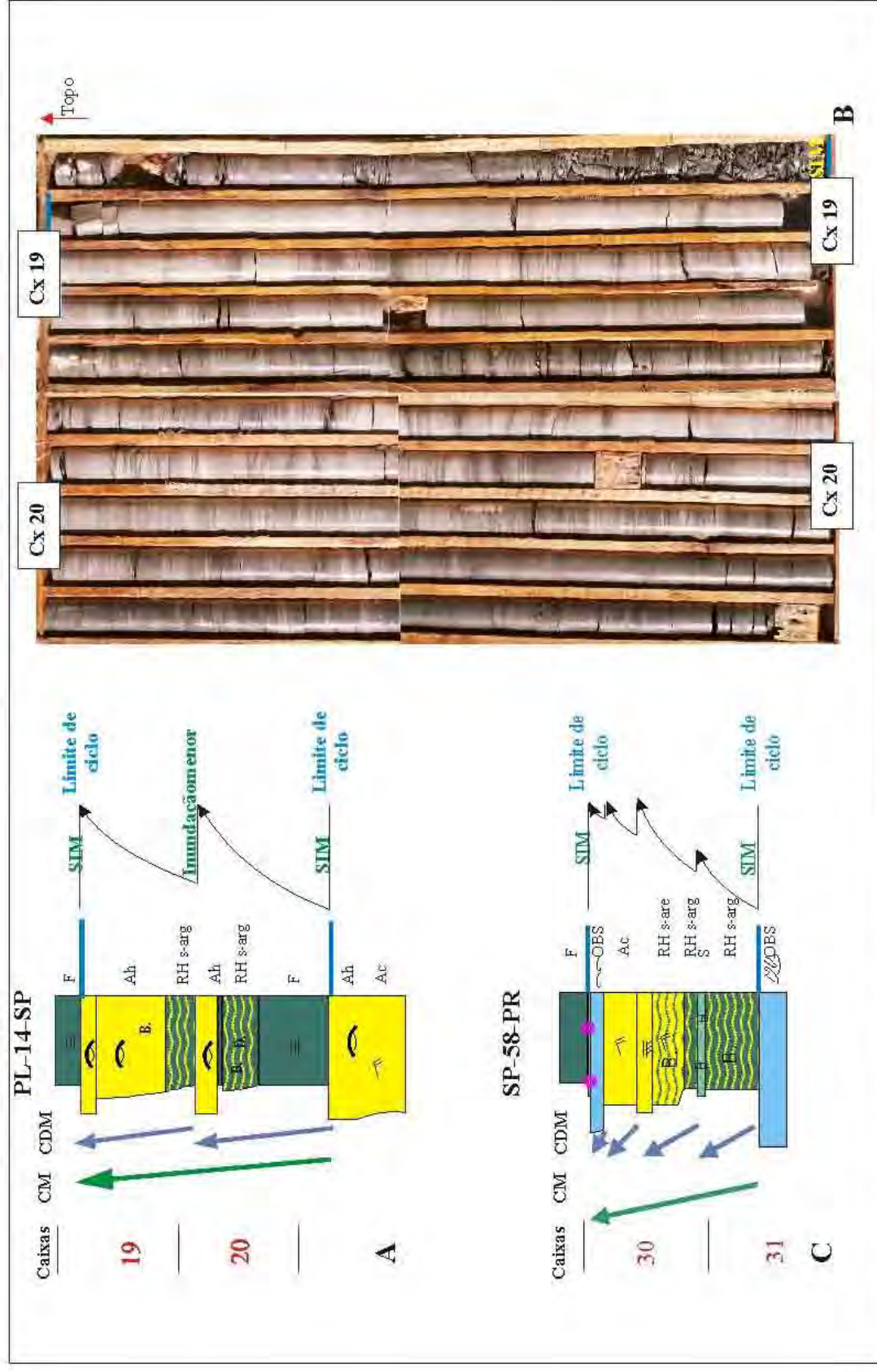


Figura 8.1: Exemplos de ciclos métricos mostrando limites, superfície de inundação máxima (SIM). A) Ciclo siliciclástico. B) Fotografia das caixas 20 e 19 do exemplo A. C) Ciclo misto, com oob lespartito no topo, interpretando-se que a sua deposição foi facilitada em virtude do aumento da aridez que diminuiu o influxo de siliciclastos ao ambiente deposicional e, desta forma, diminuindo a turbidez da água. A presença de gretas de contração no topo do ciclo indicando exposição sub-aérea.

Outros intervalos característicos da Formação Teresina são ciclos granocrescentes ascendentes muito parecidos com os citados acima (Fig. 8.1c), os quais diferem apenas pela presença de carbonatos na parte superior (oobioesparitos, Fácies OBS) e micritos, geralmente impuros (Fácies BMimp) ou na base (micritos puros e impuros, Fácies BM e BMimp, Fig. 8.2). Nestes intervalos carbonáticos ainda podem ocorrer pequenas intercalações siliciclásticas. O posicionamento dos carbonatos na base ou no topo dos ciclos é discutido no capítulo 10, onde são apresentadas as interpretações dos paleoambientes.

Alguns corpos carbonáticos são homogêneos ao longo de sua extensão vertical (biomicritos ou bioesparitos, geralmente submétricos) e outros corpos parecem evidenciar uma amalgamação complexa de distintos tipos de carbonatos. Abaixo dos folhelhos que iniciam os ciclos granocrescentes, podem existir finas brechas e/ou coquinas. Segundo Arnott (1995), estes estratos coquinóides e/ou brechóides delimitadores de ciclos corresponderiam a *lags* transgressivos. Aigner & Bachmann (1992), estudando o Triássico da Alemanha, reconheceram ciclos semelhantes. A maior concentração de conchas estaria na base dos ciclos, em grande parte fragmentadas e corresponderia a intervalos de menor aporte de terrígenos causado pelo o afogamento das áreas-fontes, antes da inundação máxima. Fácies amalgamadas mais complexas certamente escondem um intervalo relativamente grande de tempo em sua deposição. Tais corpos, em si, talvez já deversem ser delimitados como ciclos separados, porém há situações em que os carbonatos são centimétricos a milimétricos e com fácies amalgamadas até em escala microscópica, de forma que os ciclos perderiam a sua função como instrumento de correlação.

Na Formação Rio do Rasto há predominância de ciclos granocrescentes, como aqueles da Formação Teresina, iniciando-se com folhelhos escuros (Subfácies F1) e passando para siltitos (Fácies S) e arenitos (Fácies A), podendo ocorrer intercalações de biomicritos (Fácies BM) e/ou coquinas (Fácies Coq), porém com organizações litológicas bem mais complexas e variáveis. Nesta formação também são reconhecidos raros ciclos granodecrescentes ascendentes exclusivamente siliciclásticos. Estes ciclos podem ser relacionados à sedimentação por fluxos hiperpicinais nas desembocaduras de cursos d'água episódicos em lagos permanentes ou em áreas inundadas.

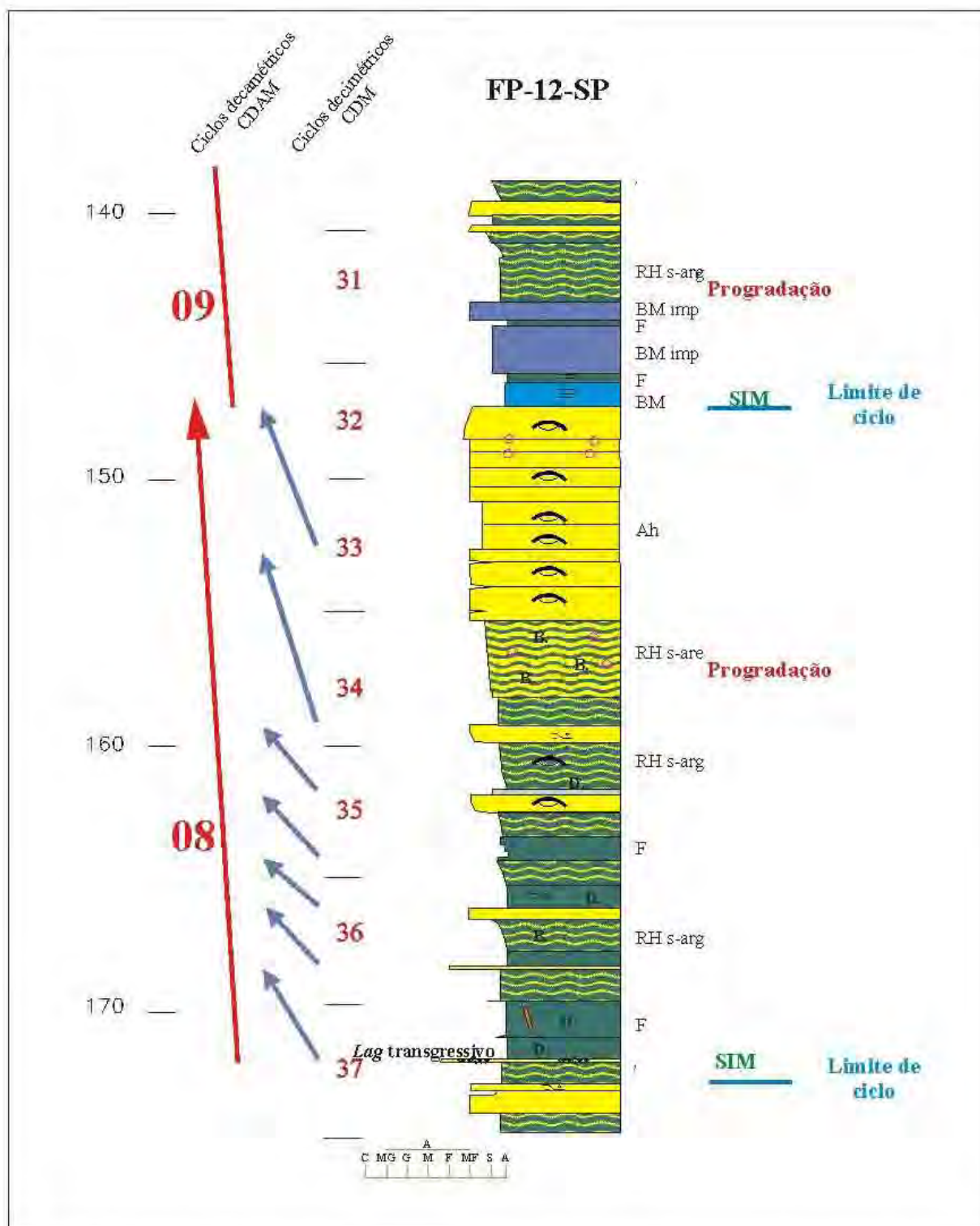


Figura 8.2: Exemplo de ciclos granocrescentes ascendentes decamétricos utilizados nas correlações mostrando limites de ciclos e superfícies de inundação máxima (SIM). Notar que o início do ciclo 09 é definido pelo aparecimento de calcários finos em associação com rochas siliciclásticas finas indicando subida relativa do nível de base. Vale destacar que os bancos carbonáticos têm que ser analisados com muito cuidado e individualmente, pois eles podem representar situações tanto de início como de final de ciclo.

A delimitação dos ciclos nas três formações nem sempre é fácil, havendo intervalos (geralmente carbonáticos), onde alguns corpos parecem estar isolados do contexto geral. Kidwell (1986) relacionou estratos bioclásticos amalgamados intercalados entre siliciclásticos em intervalos regressivos (trato de nível de base alto) a eventos de tempestades. Também cabe ser ressaltado que os corpos carbonáticos mais delgados das formações Teresina e Rio do Rasto parecem apresentar pequena extensão lateral. Por exemplo, certos corpos verificados no furo de sondagem SP-23-PR (à distância de apenas aproximadamente 4 km) não puderam ser reconhecidos no furo de sondagem SP-58-PR e nos afloramentos próximos (Fig. 8.3). Por outro lado, na escala de decâmetros parece haver boa correlação entre os intervalos com maiores proporções de carbonatos.

Os ciclos granocrescentes ascendentes que normalmente apresentam espessuras entre decímetros e poucos metros (indicados como “CDM” na figura 8.1 e posteriores) foram agrupados em ciclos métricos (“CM”), também de caráter geral granocrescente ascendente. Às vezes, tais ciclos coincidem com os menores, porém, em outros intervalos, os ciclos métricos podem abranger dois a quatro ciclos decimétricos. O critério utilizado para a delimitação dos ciclos métricos é a ocorrência de folhelhos escuros na base (ou eventualmente brechas/coquinas que representam *lags* transgressivos sotopostos aos folhelhos escuros). Os folhelhos escuros representam os intervalos em que a profundidade do corpo d’água do ambiente deposicional foi significativamente maior do que em outros intervalos da história deposicional.

Os ciclos métricos, por sua vez, foram agrupados em ciclos decamétricos (em média 35m, “CDAM”) com padrões granocrescentes e granodecrescentes que auxiliaram nas correlações e também nas interpretações das variações do nível relativo de base dos ambientes deposicionais das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto.

Os ciclos granocrescentes ascendentes são constituídos por ciclos menores gradativamente mais arenosos, de modo similar ao que ocorre no empilhamento progradacional de parasequências (Van Wagoner *et al.* 1987). Os ciclos decamétricos granodecrescentes assemelham-se ao empilhamento retrogradacional de parasequências, sendo constituídos por ciclos decimétricos e métricos gradativamente mais argilosos. Os padrões dos grandes ciclos também podem ser visualizados através do comportamento das curvas de raio gama dos furos de sondagem. Contudo, as intercalações carbonáticas muitas vezes aparecem como grandes picos à esquerda (valores mais baixos) nas curvas, os quais podem mascarar os padrões granocrescentes e granodecrescentes.

Ao todo foram definidos 21 ciclos decamétricos para o intervalo estudado, sendo 17 granocrescentes ascendentes e 4 granodecrescentes ascendentes. O empilhamento destes ciclos reflete, de forma geral, um aumento da proporção de fácies mais arenosas (porém sempre muito finas a finas) entre a Formação Teresina e a Formação Rio do Rasto.

9 – CORRELAÇÕES

Foram realizadas correlações estratigráficas entre os furos de sondagem SP-23-PR, SP-58-SP, PL-14-SP, PL-12-SP, PL-09-SP, FP-12-SP, PL-13-SP, e os perfis litológicos levantados nos trabalhos de campo. Como já comentado, os perfis de afloramentos e de poços de cada região foram combinados nos seguintes perfis litológicos: Congonhinhas-Sapopema/PR (SP-58-PR e SP-23-PR), Ribeirão Claro-Carlópolis/PR (Rib 01 e Mirante), Paranapanema/SP 01 (PL-14-SP, Par 01 e Par 02), Paranapanema/SP 02 (PL-12-SP), Angatuba/SP (PL-09-SP, Ang 01 e Ang 02), Botucatu/SP (FP-12-SP) e Bofete/SP (PL-13-SP).

A figura 9.1 apresenta o perfil com as correlações entre os perfis litológicos compostos. As informações sobre estratigrafia de seqüências contidas nesta figura como, por exemplo, seqüências, superfície de inundação máxima (SIM), etc., serão discutidas no capítulo 11 (Estratigrafia de seqüências e evolução paleogeográficas).

Na Formação Serra Alta houve certa dificuldade de definição dos ciclos decamétricos (01, 02, 03 e 04) devido à pouca variação litológica. Na Formação Teresina, os ciclos são delimitados com segurança através da interação dos dados litológicos e geofísicos. Para a Formação Rio do Rasto, as principais dificuldades nas correlações devem-se à mudança lateral de fácies, passando do predomínio síltico-argiloso no sul (Congonhinhas-Sapopema) para síltico-arenoso ao norte (Ribeirão Claro-Carlópolis).

Intervalos métricos com predomínio de estratos de carbonatos constituíram bons horizontes-guias durante as correlações. Os oobioesparitos predominam na porção intermediária da Formação Teresina (ciclos 09 e 10).

A correlação dos ciclos decamétricos possibilitou o reconhecimento de uma discordância intraformacional na porção nordeste da Formação Teresina. Outros fatos que atestam a presença desta discordância é a presença de paleossolo (FP-12-SP) e de cores de alteração (tons avermelhados) nas rochas abaixo desta superfície. Rohn (2001) já havia suspeitado a existência de tal discordância intraformacional, porém agora há mais dados que tornam a interpretação mais segura.

A discordância pode ser melhor visualizada na figura 9.2 onde foram usados apenas perfis das regiões de Congonhinhas-Sapopema, Paranapanema 01 e Botucatu, sem as seções de áreas intermediárias.

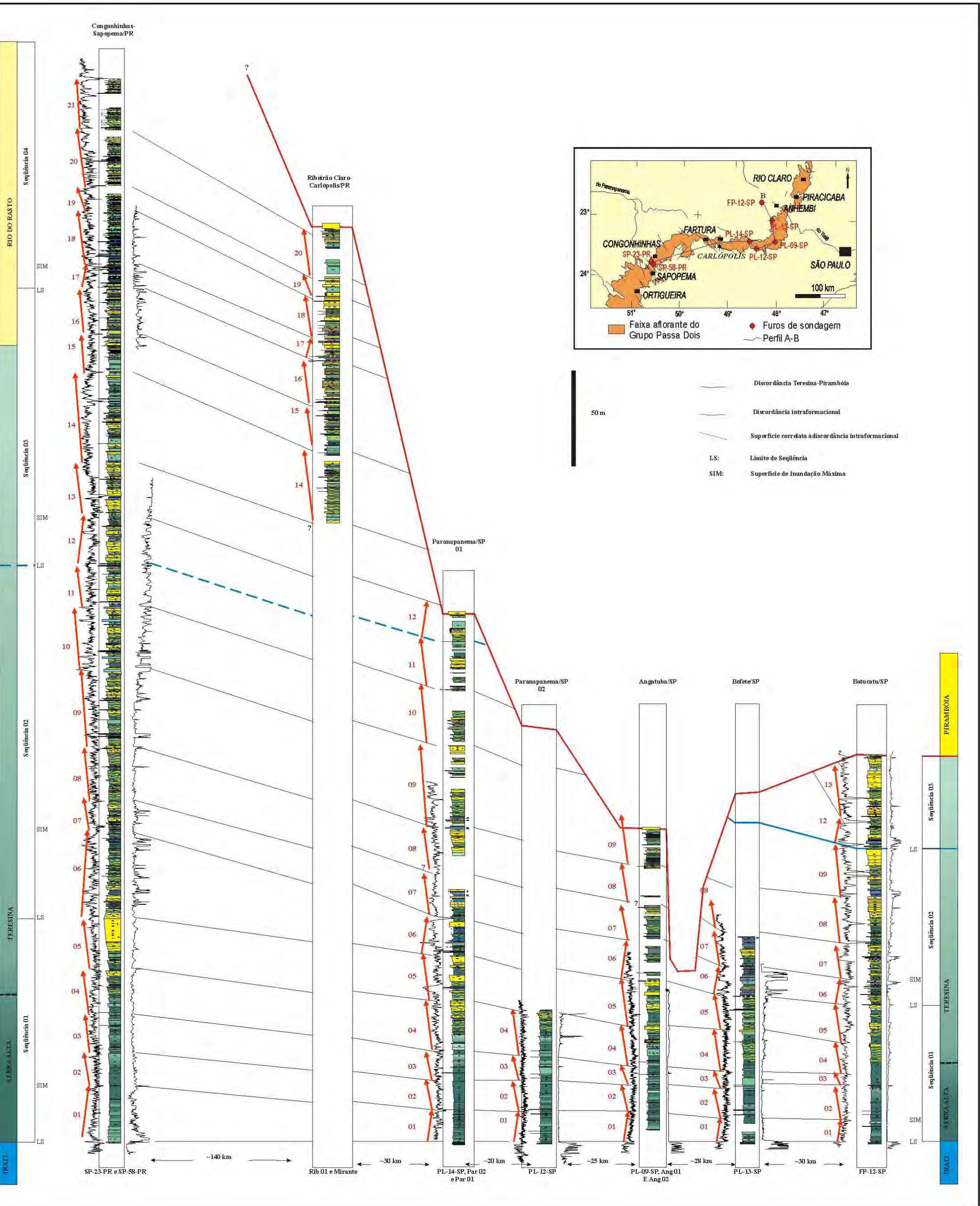


Figura 9.1: Correlação das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto na porção nordeste do Estado do Paraná e centro-sul do Estado de São Paulo.

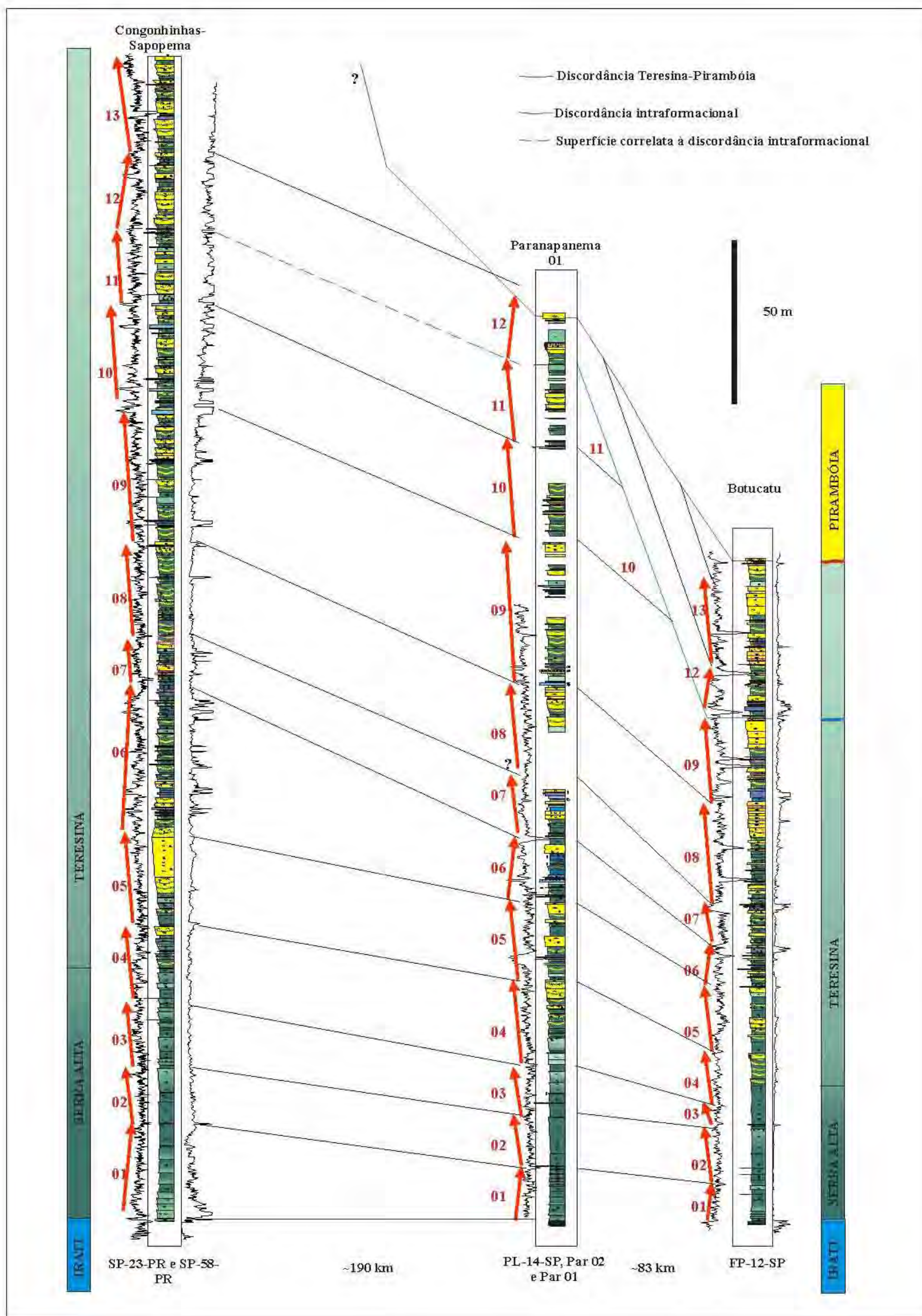


Figura 9.2: Correlação entre os principais dados das formações Serra Alta e Teresina (regiões de Congonhinhas-Sapopema/PR, Paranapanema/SP 01 e Botucatu/SP).

Na figura 9.1, o traçado do topo da Formação Teresina, o qual corresponde a uma grande discordância sotoposta à Formação Pirambóia, é uma linha bastante irregular. Na área de Angatuba, foi constatada a ocorrência da Formação Pirambóia logo acima do furo de sondagem PL-09-SP, porém a poucos quilômetros do furo, a espessura da Formação Teresina já é bastante maior (seções Ang 01 e 02).

Considerações bioestratigráficas em vista das correlações

Após a realização das correlações, os dados paleontológicos foram combinados num único perfil, o que possibilitou o posicionamento vertical das assembléias fossilíferas (Fig. 9.3) das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto para a porção nordeste do Estado do Paraná e centro-sul do Estado de São Paulo. Os bivalves muitas vezes não puderam ser identificados porque aparecem apenas em corte nos testemunhos de furos de sondagem e não podem ser removidos da matriz. Na figura 9.3 não são apresentados os dados de restos de peixes, ostracodes e gastrópodes, devido a sua ampla distribuição vertical, bem como dos fósseis não identificados ao nível de gênero/espécie (principalmente bivalves). Os estromatólitos foram mantidos no quadro (Fig. 9.3) devido às suas implicações ambientais. Os círculos pretos na figura 9.3 representam os fósseis da região de Congonhinhas-Sapopema e os verdes das demais áreas.

Os dados dos bivalves e conchostráceos foram confrontados com os biozoneamentos propostos por Rohn (1994) para o Grupo Passa Dois, o que possibilitou inferir a distribuição das biozonas na área de estudo.

Para a Formação Serra Alta, os dados são escassos devido à relativa escassez de fósseis e à dificuldade de reconhecimento dos raros bivalves encontrados em testemunhos, sendo possível apenas visualizar a Biozona *Pinzonella illusa* na parte superior da formação.

A distribuição das espécies de bivalves reconhecidas na Formação Teresina permitiu posicionar as biozonas *Pinzonella neotropica* (porção superior, ciclos 12, 13, 14 e 15) e *Pinzonella illusa* (porção inferior e média, ciclos abaixo do 12). Preliminarmente, através destas ocorrências, foi possível verificar que a Biozona *Pinzonella illusa* na área de estudo apresenta espessuras maiores do que as estimadas anteriormente, caso este também reconhecido por Meghioratti & Rohn (2005) na região de Paranapanema/SP.

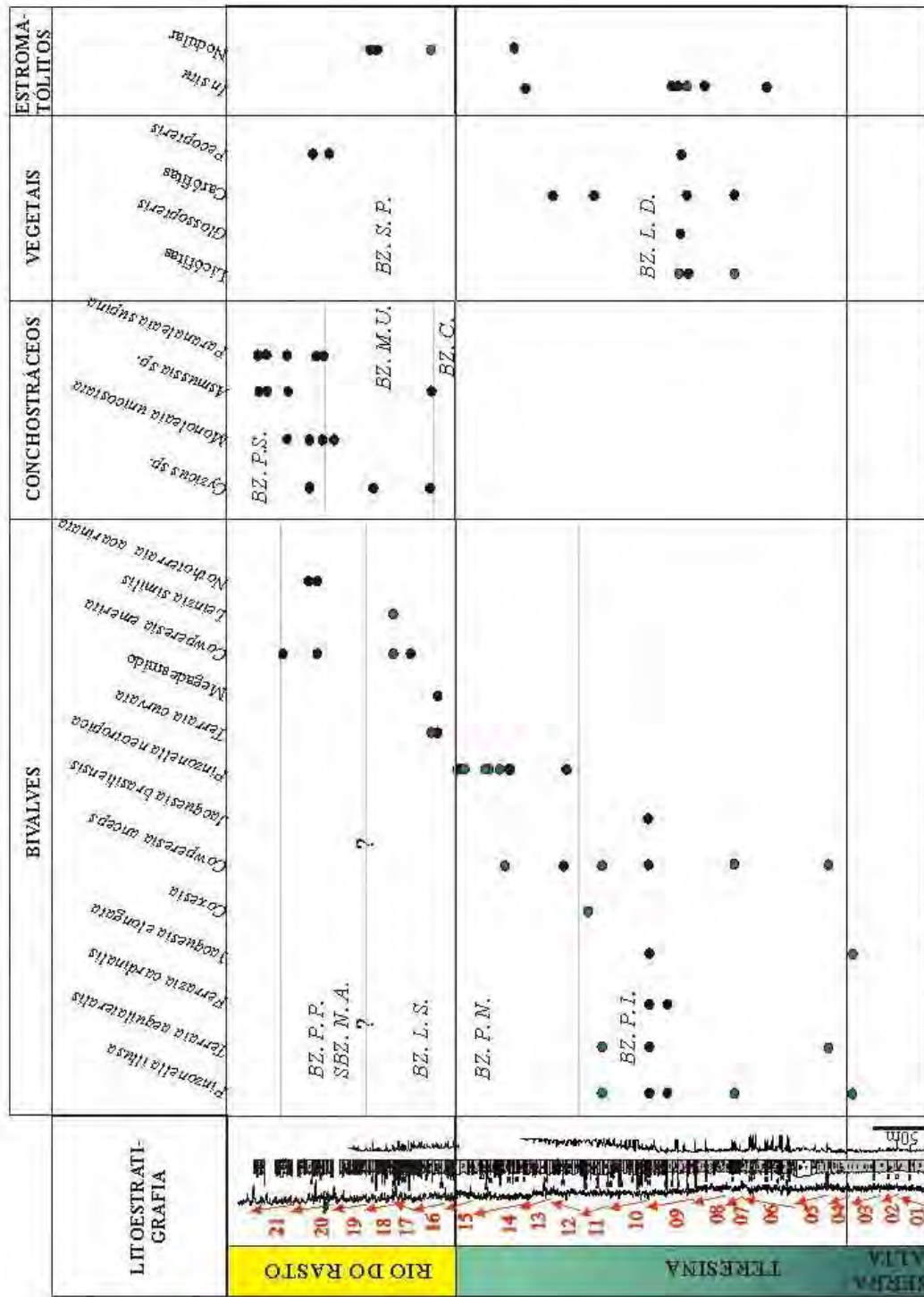


Figura 9.3: Distribuição vertical das assembleias fossilíferas e respectivos zóonemas bioestratigráficos das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto para a porção nordeste do Estado do Paraná e centro-sul do Estado de São Paulo. Dados calibrados de acordo com a seção composta da região de Congoninhas-Sapopema. Para os bivalves foram reconhecidas as biozonas *Pinctonella litorea* (BZ. P. 1), *Pinctonella neotropica* (BZ. P. N.), *Leintzia similis* (BZ. L. S.) e a subzona *Nolito terrada acarinata* da biozona *Pinctonella*? *Platiniensis* (BZ. P. / SIEZ. N. A.). Para os conchostreáceos foram identificadas as biozonas *Cyclacis* sp. (BZ. M. U.) e a biozona *Monolepta uniostrata* (BZ. M. U.) e a *Paramuleta sapina*? *Platiniensis* (BZ. P. S.) e para os vegetais as biozonas *Lycopodiopsis deryi* (BZ. L. D.) e *Sphenopeltium paranaense* (BZ. S. P.).

Na área de estudo, as espécies constituintes da Biozona *Pinzonella neotropica* foram encontradas na região de Congonhinhas-Sapopema e Ribeirão Claro-Carlópolis. Apesar de bivalves desta biozona não terem sido reconhecidos no furo de sondagem FP-12-SP, é previsível que ocorram mais ao norte e nordeste da bacia, pois há registros em afloramentos em diversas áreas, como em Rio Claro, Piracicaba, Tambaú, etc. (Rohn, 1994). Vale destacar que a discordância intraformacional verificada na Formação Teresina parece delimitar as biozonas de bivalves *Pinzonella illusa* (abaixo) e *Pinzonella neotropica* (acima).

As espécies de bivalves identificadas no Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto permitem reconhecer a Biozona *Leinzia similis* (porção inferior) e a Subzona *Nothoterraia acarinata* da Biozona *Palaeomutela? platinensis* (porção superior).

Para os conchostráceos, foi possível corroborar o biozoneamento proposto por Rohn (1994), sendo os fósseis encontrados na área pertencentes às biozonas *Cyzicus* (porção inferior, cerca de 20m), *Monoleaia unicostata* (porção intermediária, cerca de 100m) e *Paranaleaia supina* (porção superior, cerca de 80m). Vale ser destacado o quase desaparecimento deste crustáceo na região nordeste do Estado do Paraná (região de Ribeirão Claro-Carlópolis) indicando uma possível mudança no quimismo da água. Um único exemplar foi encontrado na pedreira de Jacarezinho, distante cerca de 30 km de Ribeirão Claro.

A distribuição vertical dos vegetais possibilitou o reconhecimento das biozonas *Lycopodiopsis derbyi* (Formação Teresina) e *Sphenophyllum paranaense* (Formação Rio do Rasto). Merece destaque um importante nível carbonático encontrado na base do ciclo 09 onde, em algumas localidades (Congonhinhas-Sapopema e Paranapanema 01), ocorrem concentrações de folhas de licófitas. Este nível correlaciona-se ao nível “M” em Soares & Landim (1973), onde também ocorreriam licófitas. Pode tratar-se de um horizonte-guia regional.

10 – DISCUSSÃO DOS RESSULTADOS: CARACTERIZAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA DAS UNIDADES, PALEOAMBIENTES E INTERPRETAÇÕES DOS CICLOS

10.1 – Formação Serra Alta

A Formação Serra Alta é constituída, predominantemente, por folhelhos escuros sem bioturbação (Subfácies F2), havendo ocorrências dispersas de *bone beds* (Fácies Bb) e delgados calcários micríticos (Fácies BM e Mpy). O ambiente deposicional desta unidade consistiu em águas com deposição predominantemente pelítica (abaixo do nível de base das ondas de tempestades) em condições anóxicas, distantes da costa. Na Formação Serra Alta, a relativa homogeneidade litológica não permite o reconhecimento claro de sucessões verticais granocrescentes ou granodecrescentes. Em geral, as variações são muito sutis. Somente mais próximo ao topo da formação começam a aparecer rochas heterolíticas com acamamento wavy e *linsen*, assinalando o gradual raseamento do ambiente deposicional.

As pequenas intercalações carbonáticas entre sedimentos pelíticos da Formação Serra Alta, depositados em condições de águas calmas devem representar intervalos de tempo em que as águas da bacia se tornaram mais “limpas”, sem siliciclastos em suspensão. Estas condições poderiam estar relacionadas a ligeiras subidas do nível de base, ou seja, fases transgressivas, quando a costa era afogada e as áreas continentais ficavam mais distantes, diminuindo o aporte de terrígenos à bacia. Alternativamente, em alguns casos, a diminuição de siliciclastos em suspensão poderia estar relacionada à instalação de condições mais secas, quando as drenagens alimentadoras da bacia se tornavam menos eficientes no transporte de sedimentos.

Os finos *bone beds* também podem originar-se em duas situações distintas. Na primeira alternativa, possivelmente exemplificada pelo nível da base da caixa 11 (PL-09-SP, Fig. 6.2), as concentrações de restos de peixes representariam intervalos de tempo em que ocorria um aporte mínimo de sedimentos do continente, de modo que os únicos sedimentos disponíveis eram os bioclastos produzidos pelos organismos pelágicos que morriam no corpo d’água e gradualmente se acumulavam no fundo. Portanto, neste caso, o *bone bed* corresponderia a um intervalo de inundação máxima.

Na segunda alternativa, talvez exemplificada pelo nível do topo da caixa 13 (PL-09-SP, Fig. 6.2), possivelmente houve concentração dos restos de peixes por retrabalhamento e remoção dos sedimentos mais finos, quando o corpo d'água se tornou ligeiramente mais raso de modo que ondas alcançavam o fundo. Este padrão de *bone bed* é equivalente a um *lag* transgressivo. No caso exemplificado, levando em consideração os perfis geofísicos do furo de sondagem, tal interpretação parece ser válida.

Nos furos de sondagem analisados, o limite inferior desta formação é marcado pelo contato concordante de folhelhos betuminosos da Formação Irati com folhelhos da Formação Serra Alta. Semelhantemente, Hachiro (1996) e Araújo (2001), também definem este contato com o desaparecimento dos folhelhos betuminosos da Formação Irati. Para Castro (1993), a Formação Irati mostra normalmente contato transicional com a Formação Serra Alta. Porém, não se pode descartar o reconhecimento de brechas por Lages (2004) em diversas localidades (nordeste e sul do Paraná, FP-04-PR, FP-03-PR e FP-01-PR, e na região de Rio Claro). A presença destes níveis brechóides associados ao brusco desaparecimento dos mesossauros da Formação Irati evoca uma possível discordância entre esta unidade e a Formação Serra Alta. Esta discordância marca uma mudança ambiental, passando de condições rasas e de pouca circulação de água para condições provavelmente mais profundas, distantes da costa, com melhor circulação da água, abaixo do nível de base das ondas de tempestades e fundo anóxico e distantes da costa.

O contato da Formação Serra Alta com a Formação Teresina é transicional, marcado pela passagem gradacional dos folhelhos da Formação Serra Alta para rochas heterolíticas características da Formação Teresina (Fig. 10.1). Nos furos de sondagem PL-09-SP e FP-12-SP, localizados na porção nordeste da área de estudo, são encontrados alguns finos corpos arenosos, possivelmente tempestíticos, que permitem inferir uma relativa proximidade à paleoborda da bacia, em comparação com os furos do Estado do Paraná, os quais abrangem sítios em posição um pouco mais interiores da bacia.

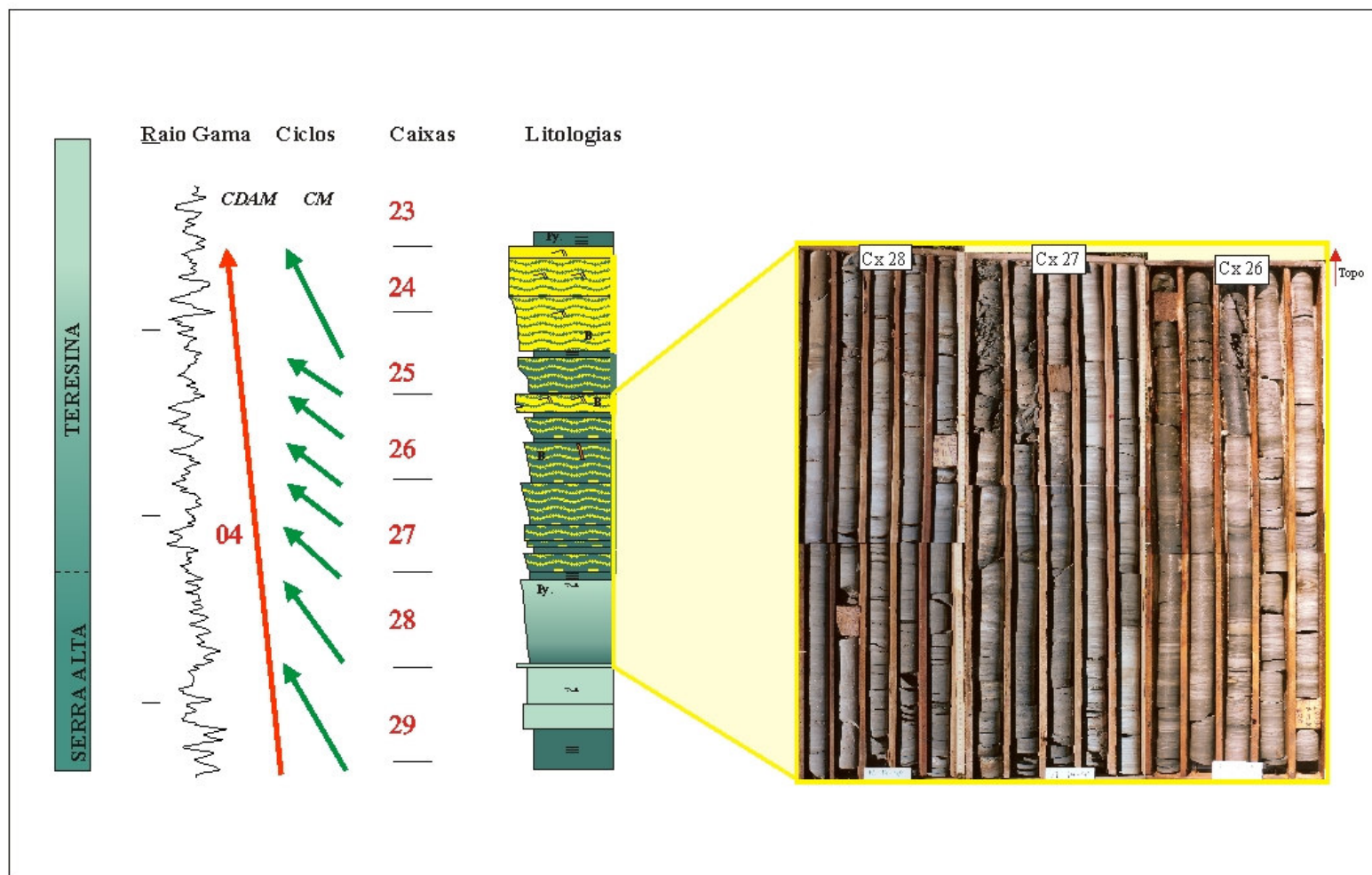


Figura 10.1: Perfil litológico do furo de sondagem PL-14-SP mostrando a transição da Formação Serra Alta para a Formação Teresina. Legenda encontra-se na Figura 6.1.

10.2 – Formação Teresina

Conforme comentado no capítulo 08, as fácies encontradas na Formação Teresina estão organizadas em ciclos granocrescentes ascendentes siliciclásticos ou mistos (Fig. 8.4), sendo os ciclos siliciclásticos ideais caracterizados por intervalos iniciados por folhelhos (Fácies F), passando para siltitos (Fácies S) e/ou rochas heterolíticas argilosas (Fácies RH s-arg), rochas heterolíticas arenosas (com bioturbação, Fácies RH s-are) e finalmente arenitos finos com laminações cruzadas por ondas (Subfácies Ac) e/ou estratificações cruzadas *hummocky* (Subfácies Ah). Já os ciclos mistos diferem-se dos siliciclásticos, geralmente, por apresentarem carbonatos na parte superior (calcários grossos, Fácies OBS) ou na base (calcários finos, Fácies BM e BMimp). As gretas de contração não obrigatoriamente ocorrem no topo dos ciclos, junto às rochas heterolíticas mais arenosas. Em diversas situações, as gretas estão nas rochas heterolíticas mais finas ou em siltitos, sem organização definida nos ciclos. Nestes casos, os depósitos com gretas também podem representar acumulação em pequenos embaixamentos ou áreas mais protegidas das ondas, sujeitas a ressecamento.

Abaixo dos folhelhos que iniciam os ciclos granocrescentes, podem existir finas brechas ou coquinas constituídas por conchas fragmentadas que devem corresponder a *lags* transgressivos. Alguns arenitos apresentam conchas de moluscos bivalves. Pavimentos de conchas e arenitos bioclásticos com predominância de conchas inteiras poderiam pertencer ao topo de ciclos ou parassequências (Banerjee & Kidwell, 1991).

Autores mais antigos advogaram que arenitos espessos começam a ocorrer somente na parte superior da Formação Teresina, porém vale ser ressaltada a presença de um corpo arenoso de aproximadamente 10m de espessura na porção inferior da Formação Teresina (cerca de 30m acima do contato da Formação Serra Alta com a Formação Teresina, ciclo 05), na região de Congonhinhas-Sapopema/PR (SP-23-PR e SP-58-PR), além de outros corpos arenosos decimétricos a métricos dispersos por toda coluna sedimentar. Rohn (2001), em descrição de outros furos de sondagem, quase todos situados a sudoeste da área aqui estudada, também reconheceu o grande corpo arenoso próximo à base da Formação Teresina.

Uma das maiores dificuldades nas interpretações do Grupo Passa Dois é o sistema deposicional da Formação Teresina, não existindo um consenso entre diversos autores. Alguns admitiram sistema deposicional marinhos rasos e planícies de marés para a Formação Teresina (Sousa *et al.*, 1991; Fernandes & Coimbra, 1994 e Matos, 1995), enquanto outros, levando em

consideração estudos paleontológicos detalhados, descartaram a influência direta do mar. Aparentemente, não há evidências de marés para esta formação (Lavina, 1991 e Rohn, 1994).

Os fósseis analisados sugerem oscilações na salinidade da água, pois em alguns níveis são encontrados oogônios de carófitas, os quais indicariam a existência de água doce, e em outros, diversas ocorrência de estromatólitos, tanto *in situ* como retrabalhados, que evidenciam condições ecológicas estressantes, possivelmente ocasionadas por hipersalinidade. Outro fator que reforça a hipótese de que os paleoambientes não poderiam ter sido marinhos normais é o endemismo e a baixa diversidade da fauna de moluscos bivalves preservada na Formação Teresina (Maranhão, 1995; Simões *et al.*, 1998; Mello, 1999). Cabe ser ressaltado que, entre todos os fósseis analisados, nenhum é comprovadamente marinho.

Tanto no furo de sondagem SP-58-PR (base do ciclo 10, próximo ao limite dos ciclos 09 e 10), quanto num afloramento, na região de Congonhinhas-Sapopema (Fig. 6.25a), existe um nível de micrito impuro intensamente bioturbado (30 a 60 cm), onde os icnofósseis foram identificados como *Thalassinoides* (Rohn *et al.*, 2004, Meglhioratti, 2005). A intensa bioturbação teria sido facultada devido à estabilidade do ambiente, com taxas de sedimentação muito baixas. Contudo, a superfície superior da camada é irregular, evidenciando erosão, e as escavações foram preenchidas por carbonato mais impuro (com muitos grãos de quartzo) do que a matriz, ocorrendo também fragmentos de conchas. Esta situação corresponde à icnofácies *Glossifungites*, a qual freqüentemente está associada a discordâncias. Um fato que deve ser destacado é que escavações do icnogênero *Thalassinoides*, com diâmetros grandes semelhantes aos encontradas na região de Congonhinhas-Sapopema, geralmente são atribuídos a ambientes marinhos. Desta forma, não se pode descartar a possibilidade de que, em determinado momento, tenha ocorrido alguma conexão do corpo d'água da bacia do Paraná ao oceano, nas tal possibilidade não pode ser generalizada para toda a Formação Teresina.

Arenitos com estratificação cruzada hummocky não descartam uma origem em corpo d'água fechado, sem comunicação com o oceano. Por exemplo, Martel & Gibling (1991), Hamblin (1992) e Dam & Surlyk (1993) demonstraram a ocorrência deste tipo de estrutura em depósitos lacustres.

Na Formação Teresina predomina litologias pelíticas, porém a proporção de siltitos e argilitos é pequena em relação às rochas heterolíticas finas com acamamento *wavy*/lenticular (geralmente bastante bioturbadas). Isso sugere a influência muito freqüente de ondas de tempestade na sedimentação, em águas relativamente rasas, de fundo quase sempre oxigenado, o qual permitiu a proliferação de vida bentônica. A predominância destas litofácies heterolíticas, assim como freqüentes gretas de contração, não somente nos furos de sondagem descritos, mas também em

outros furos próximos à borda leste/nordeste da Bacia do Paraná (Rohn, 2001) e em poços situados em porções mais interiores da bacia (Rohn, 1994,; Rohn *et al.*, 1995), não permitem reconhecer claras situações paleogeográficas de borda de corpo d'água ou a distinção de porções mais centrais ou mais distais. Os carbonatos da Formação Teresina, às vezes correlacionáveis por grandes distâncias, normalmente também sugerem relativa homogeneidade batimétrica desde as bordas, até as porções mais centrais da bacia. Conforme Read (1985) e Pratt & James (1986) no caso de rampas carbonáticas homoclinais, a baixa inclinação do substrato favorece a formação de bancos rasos em vários pontos da bacia. Os bancos são constituídos, normalmente, por restos esqueletais ou oóides, às vezes, associados a evaporitos, freqüentemente criados ou iniciados por ondas de tempestades sazonais ou ciclônicas. Estes bancos podem ser expostos e apresentar fácies equivalentes às das regiões costeiras (Pratt & James, 1986). Pöppelreiter & Aigner (2003) interpretaram que em bacias intracratônicas, devido à baixíssima inclinação do substrato, as porções mais próximas à costa apresentariam menor energia (por “abafamento” das ondas) do que áreas da plataforma já relativamente distantes da costa.

De acordo com o modelo das rampas carbonáticas (Pratt & James, 1986), onde bancos carbonáticos podiam se desenvolver em vários pontos da bacia durante os períodos de águas “limpas”, os carbonatos fossilíferos da Formação Teresina poderiam ter as seguintes origens:

Oobioesparitos: Estes corpos devem corresponder aos bancos carbonáticos construídos e freqüentemente retrabalhados pela ação de ondas de tempestade. Em muitos calcários oolíticos, a presença de valvas inteiras de bivalves, com empacotamentos variáveis ao longo dos estratos, sugere sua incorporação ao banco de oóides e rápido sepultamento durante os eventos de tempestade, sem longo retrabalhamento. Correspondem aos *storm beds* em Castro *et al.* (2001). Em alguns oobioesparitos, os oóides são esféricos, sugerindo condições de agitação da água relativamente freqüentes e saturação da água em íons bicarbonato e Ca^{++} . Contudo, em diversos estratos, os oóides não são perfeitamente esféricos, mas irregulares e alongados, com padrão radial predominante dos cristais, corroborando a interpretação de condições de agitação esporádicas e não contínuas (Strasser, 1986). Alguns oobioesparitos apresentam oóides quebrados e conchas bem fragmentadas, evidenciando maior retrabalhamento dos aloquímicos previamente depositados, possivelmente em condição já desfavoráveis para a geração de novos oóides. Em alguns casos, há bivalves menos fragmentados, indicando que foram introduzidos neste contexto por eventos de tempestades posteriores.

Biomicroitos: Em amplas áreas da bacia, entre os bancos de carbonato influenciados pelas ondas de tempestade, ocorria a sedimentação de lama carbonática (Fácies BM), sempre em condições muito calmas, abaixo do nível de base das ondas de tempo bom e normalmente também, das de tempestades. Nestes biomicroitos são comuns carapaças de ostracodes isoladas ou articuladas. Tanto os ostracodes, quanto diversos bivalves, provavelmente viviam nessas lamas carbonáticas. As carapaças isoladas dos ostracodes podem representar elementos de ecdises. As valvas isoladas dos bivalves sugerem abertura e separação das valvas pós-morte por decomposição dos tecidos moles e eventualmente remobilização por agentes bioturbadores. Não houve fragmentação das carapaças e conchas porque a energia era sempre baixa. Algumas valvas foram colonizadas por esteiras de cianobactérias, pois constituíram o único substrato duro do ambiente. Comumente, estas regiões eram afetadas por eventos de tempestades, que introduziam neste sistema materiais alóctonos, como grãos de quartzo, fragmentos de rochas, bioclastos e oóides (Fácies BMimp).

Segundo Specht & Brenner (1979), um único evento de tempestade, entre períodos de tempo bom, poderia empilhar diferentes tipos de carbonatos nas regiões entre bancos. Em algumas amostras foi possível averiguar o esquema de Specht & Brenner (1979) em escala microscópica, correspondendo aos carbonatos amalgamados.

Há exemplos da literatura, como hoje no Golfo Pérsico, em que a sedimentação carbonática é favorecida nas condições áridas ou semi-áridas. Nessas condições, o transporte de sedimentos siliciclásticos (especialmente argilas) das áreas continentais para a costa é bem menor do que em condições úmidas e a diminuição do afluxo de água doce torna o ambiente deposicional mais alcalino, favorável à precipitação de carbonatos. Conforme já comentado, alguns registros antigos da literatura com carbonatos na parte superior de ciclos que sugerem raseamento para o topo, foram atribuídos ao aumento da aridez (Soreghan, 1997; Zonneveld *et al.*, 2001). O aparecimento de calcários, geralmente oolíticos, aparentemente no topo de ciclos granocrescentes ascendentes da Formação Teresina (Fig. 8.1c), deve estar relacionado à mudança de condições climáticas mais úmidas para secas, quando diminuía o aporte de sedimentos siliciclásticos ao corpo d'água, favorecendo a sedimentação carbonática.

No topo de ciclos siliciclástico-carbonáticos também é comum a presença de calcários micríticos. Estes calcários geralmente são impuros devido à pequena profundidade do corpo receptor (após “raseamento” provocado por aumento de aridez) e deslocamento da linha de costa rumo ao centro do corpo d'água, o que propiciava a ingressão de siliciclásticos durante eventos de tempestades. Calcários micríticos também aparecem em outro tipo de ciclo, neste caso na sua parte

inferior, representando rápida subida do nível de base, afogamento das áreas costeiras e conseqüentemente diminuição do aporte de terrígenos à bacia (Fig. 6.6, FP-12-SP, caixa 32).

Na Formação Teresina também ocorrem corpos carbonáticos intercalados entre rochas siliciclásticas mais ou menos finas, sem relação com as partes superiores dos ciclos. Alguns podem estar relacionados a fases transgressivas, repetindo-se aproximadamente as interpretações apresentadas para os carbonatos da Formação Serra Alta. Outros poderiam estar vinculados às porções mais proximais do ambiente deposicional, onde as ondas eram abafadas e normalmente ocorria a deposição de sedimentos muito finos (conforme o modelo de Pöppelreiter & Aigner, 2003). A sedimentação carbonática das porções mais costeiras era promovida, provavelmente, em fases mais secas, em corpos de água rasos (lagunas). Eventualmente, durante eventos de tempestades, ocorria ingresso de siliciclastos nestes corpos d'água.

Biomicritos impuros influenciados por tempestades podem conter bioclastos bastante fragmentados, e grãos de quartzo, fragmentos de rochas e eventuais oóides inteiros ou fragmentados. Nesses exemplos, as ondas de tempestades retrabalharam levemente os bioclastos previamente contidos nas lamas carbonáticas e acrescentaram material derivado de bancos carbonáticos adjacentes e também de áreas siliciclásticas, provavelmente mais próximas ao continente. Às vezes, estas camadas também incluem clastos micríticos angulosos (brecha carbonática) que se originaram por gretamento e erosão de bancos expostos. No caso de carbonatos sem grande distribuição lateral (por exemplo, Fig. 8.3), conclui-se que alguns sítios carbonáticos ocuparam áreas restritas. Pode-se interpretar, a exemplo do modelo de Strasser *et al.* (1999), que o ambiente deposicional era compartimentado por bancos construídos durante tempestades e deslocavam nos eventos sucessivos. Assim, ora eram criados sítios favoráveis à sedimentação carbonática numa área, ora em outra.

Importantes exemplos de pacotes carbonáticos impuros, que apresentam boa correlação nos perfis litológicos, são os da parte inferior do ciclo 09, onde são encontrados feldspatos (SP-58-PR) e folhas de licófitas (SP-58-PR e Ang 02). Ambos devem indicar relativa proximidade às áreas continentais, pois os feldspatos são minerais relativamente instáveis na água, com baixo potencial de preservação após longo transporte e/ou retrabalhamento, e as licófitas provavelmente pertenciam à vegetação costeira e suas folhas não devem ter flutuado por longas distâncias na água. Na base do ciclo 06, no furo de sondagem PL-14-SP, foi encontrado um arenito imaturo contendo grande quantidade de grãos de feldspato, permitindo interpretar que este corpo representa uma certa proximidade à área fonte.

É interessante mencionar que no furo de sondagem FP-12-SP há indício de hidrocarbonetos. Esta ocorrência está associada a um intervalo (aproximadamente 1m) de rochas heterolíticas siltico-arenosas da base da Formação Teresina (Fig. 10.2). Neste furo nota-se também a ocorrência de exudações de óleo através de fraturas em rochas (testemunhos) da Formação Irati e intercalações de diabásios nesta mesma formação.

A região de Botucatu/Anhembi, onde se localiza o furo de sondagem FP-12-SP, já foi alvo de avaliações petrolíferas (Paulipetro e Petrobras) devido principalmente à existência do alto estrutural de Anhembi e pelas ocorrências de arenitos asfálticos (Formação Pirambóia, poucos metros acima da Formação Teresina). Cruzando os dados de ocorrências dos arenitos asfálticos (Araújo *et al.* 2004) com o furo de sondagem FP-12-SP (Fig. 10.3) nota-se que ambos estão associados aos flancos do alto estrutural de Anhembi e a lineamentos geológicos (NW-SE e NE-SW).

Em quase todo o Estado de São Paulo (exceto em regiões próximas à divisa com o Estado do Paraná, como por exemplo, na região de Fartura), a Formação Teresina encontra-se erodida e sobreposta por rochas da Formação Pirambóia. Esta discordância erosiva é definida pela passagem abrupta de rochas heterolíticas com intercalações de níveis arenosos ou carbonáticos da Formação Teresina para arenitos finos com estratificação cruzada de origem eólica da Formação Pirambóia. Em algumas regiões nota-se a existência de paleossolos decimétricos.

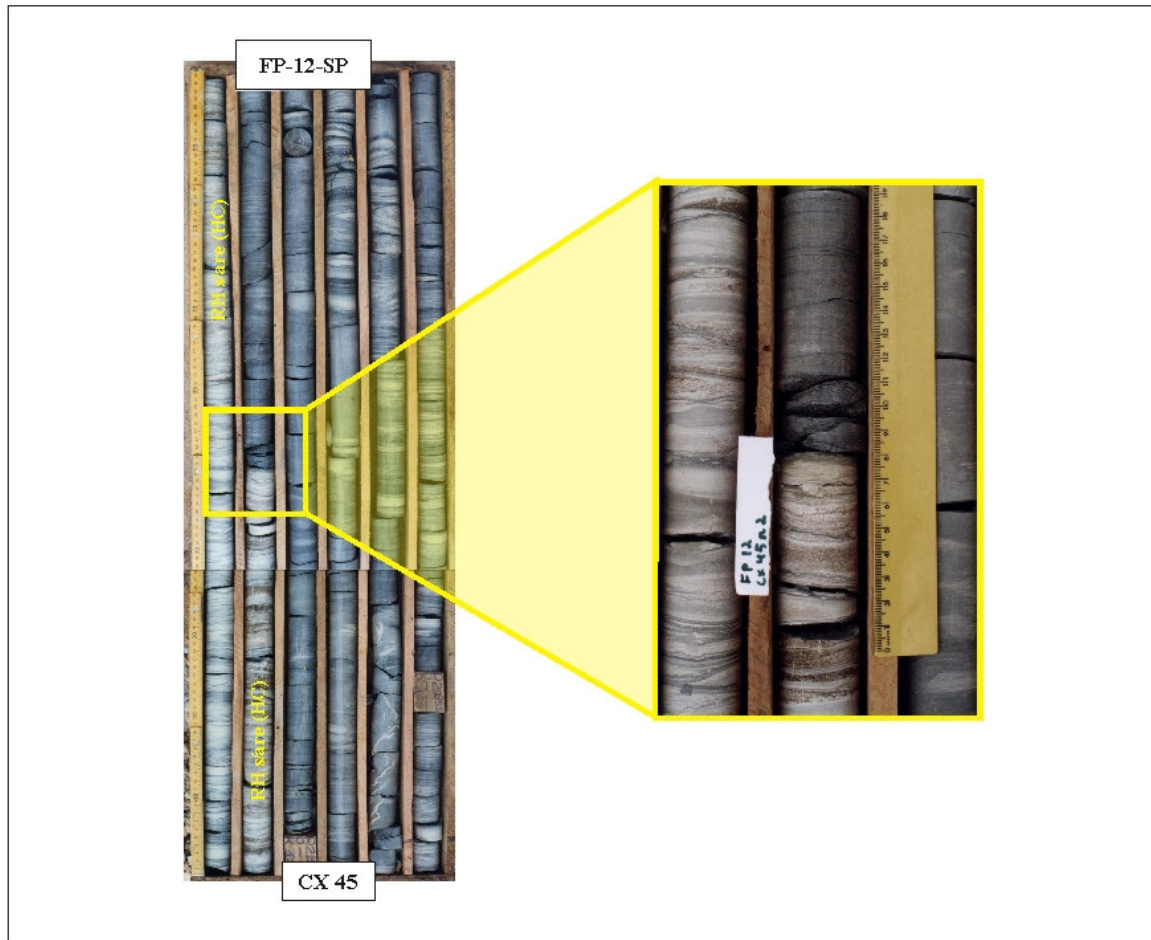


Figura 10.2: Rochas heterolíticas siltico-arenosas (RH s-are) da porção inferior da Formação Teresina com indícios de hidrocarbonetos (HC).

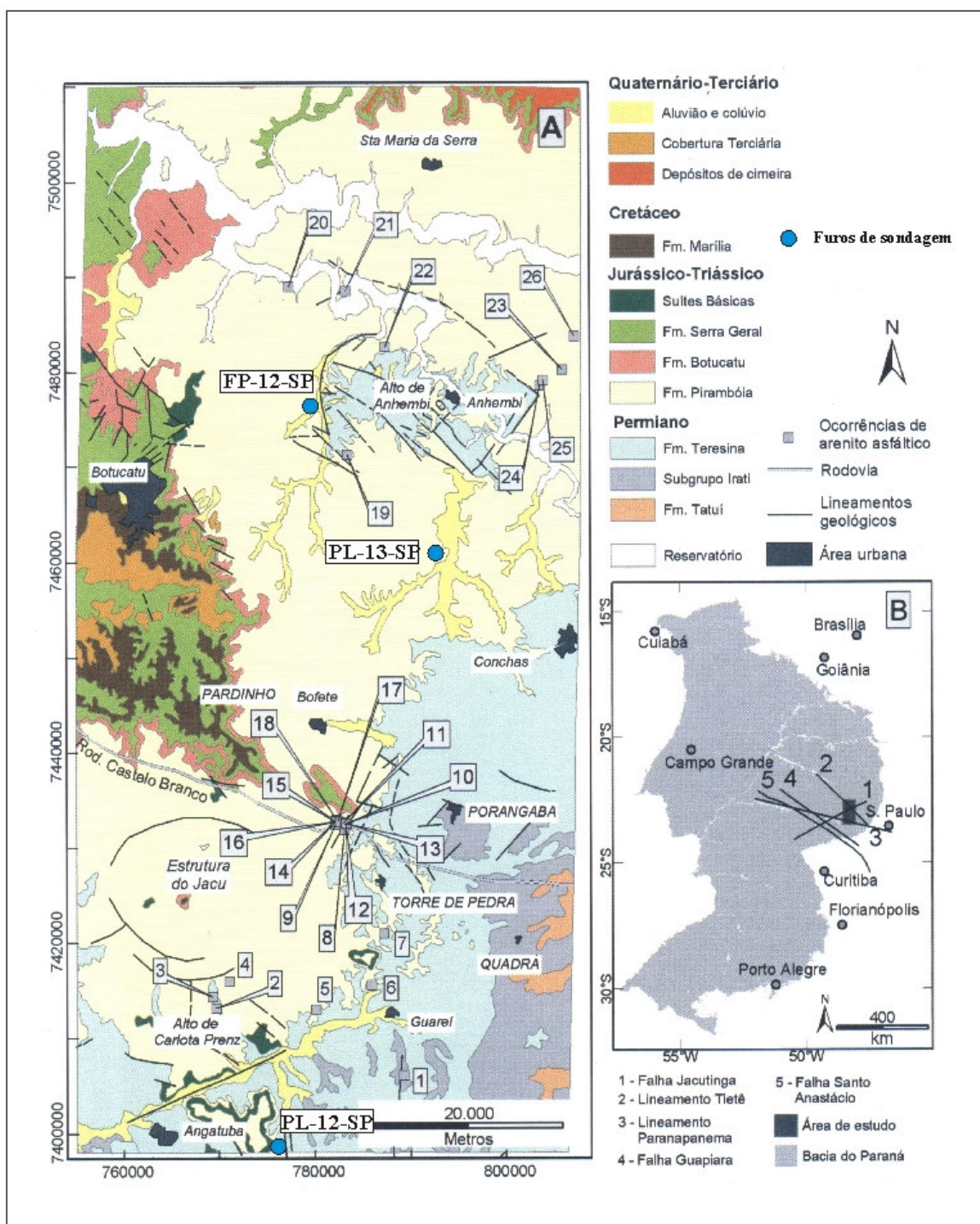


Figura 10.3: Mapa geológico mostrando as ocorrências de arenitos asfálticos do Estado de São Paulo (Araújo *et al.*, 2004) onde foram plotados os pontos de localização dos furos de sondagem estudados (PL-12-SP, PL-13-SP e FP-12-SP). Nota-se que o poço FP-12-SP, onde foram encontrados indícios de hidrocarboneto, está localizado no flanco do alto estrutural de Anhembi, próximo de lineamentos, como em outras diversas ocorrências de arenitos asfálticos.

10.3 – Formação Rio do Rasto (Membro Serrinha)

As características reconhecidas durante as descrições, tais como depósitos influenciados por ondas de tempestades, a baixa frequência elementos arquiteturais deltaicos e a falta de fácies eólicas, além do conteúdo fossilífero encontrado (comparação com o biozoneamento proposto por Rohn, 1994) atestam que o intervalo analisado, tanto na região de Congonhinhas-Sapopema, como na região de Ribeirão Claro-Carlópolis, pertence ao Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto.

Os perfis geofísicos (SP-23-PR) não demonstram claras mudanças litológicas entre as formações Teresina e Rio do Rasto. Somente os testemunhos (SP-23-PR) mostram o aparecimento abrupto de diversos corpos de arenitos submétricos, alguns com granodecrescência ascendente, diminuição acentuada da ocorrência de rochas heterolíticas com acamamento *wavy/flaser/lenticular* (Fácies RH s-arg e RH s-are) e o desaparecimento completo dos oobioesparitos (Fácies OBS e OBS/c). Os corpos de arenitos finos a muito finos submétricos apresentam, freqüentemente, pequenos clastos em sua base e devem estar relacionados ao maior aporte de areias continentais à bacia, seja como pequenas barras de desembocadura ou deltas, seja como barras dos próprios canais distributários. Aparecem também, com maior freqüência, corpos arenosos com estratificações cruzadas por ondas que podem representar o retrabalhamento do material arenoso suprido pelo continente. Cabe ser ressaltada a falta de grãos de quartzo grossos, sugerindo distância grande da área fonte e/ou relevo relativamente arrasado nas áreas adjacentes à bacia (a nordeste/leste).

Tanto na região de Congonhinhas-Sapopema/PR e Ribeirão Claro-Carlópolis/PR, o intervalo de contato entre as formações Teresina e Rio do Rasto foi investigado ao longo de algumas estradas, porém concluiu-se que há grandes dificuldades para o reconhecimento do ponto exato do contato porque as litologias não se modificam muito de uma formação para a outra e as estruturas sedimentares estão obliteradas por alteração. Pode-se dizer que apenas há certeza na determinação do último nível com *Pinzonella neotropica* e do primeiro com *Terraia curvata*, encontrados, respectivamente, nas formações Teresina e Rio do Rasto.

A pouca variação litológica na passagem entre as formações Teresina e Rio do Rasto e a dificuldade de reconhecimento destes intervalos em afloramentos, foram as razões para que diversos autores (Vieira, 1973; Riccomini, 1984; Rohn, 1994) interpretassem este contato como sendo concordante ou gradacional, sem a existência de uma discordância que tenha envolvido importante hiato de tempo. Entretanto, Lavina (1991) relatou que este contato, apesar de transicional em algumas regiões, como em Santa Catarina e Paraná, seria abrupto no Estado do Rio Grande do Sul. O mesmo autor sugeriu que porções centrais da bacia teriam sofrido um processo de

subsidência mais acentuado do que as regiões marginais. Isto explicaria o contato transicional em muitas áreas da bacia.

Na região de Congonhinhas-Sapopema, logo acima do contato entre as duas formações, já aparecem os primeiros conchostráceos, indicadores de água doce a, no máximo, salobra. Poucos metros acima deste contato, tanto no furo de sondagem SP-23-PR, quanto no perfil litológico Rib 01, aparece um megadesmido típico da base da Formação Rio do Rasto, já reconhecido por Rohn (1994), porém não formalmente descrito e classificado. O aparecimento abrupto dos conchostráceos, bastante frequentes em vários níveis, indica mudança do quimismo da água, o que deve explicar, também, o desaparecimento dos oobioesparitos. Segundo Rohn (1994), a extinção da espécie *Pinzonella neotropica* (característica da porção superior da Formação Teresina) e o aparecimento das espécies da Biozona *Leinzia similis* (da base do Membro Serrinha) pode ser atribuída à dulcificação da água.

As características faciológicas encontradas na área de estudo não permitem afirmar a existência de uma discordância entre as formações Teresina e Rio do Rasto, e sim um contato transicional a, no máximo, concordante. Este contato marca a passagem de um “mar” raso interior (base do ciclo 15), com oscilação da salinidade da água para um ambiente continental (fluvio-lacustre, topo do ciclo 15).

A Formação Rio do Rasto na região de Ribeirão Claro-Carlópolis (perfil do Mirante) encontra-se erodida e sobreposta por rochas da Formação Pirambóia. Esta discordância erosiva é definida pela passagem abrupta de rochas siltico-argilosas com intercalações de níveis arenosos ou carbonáticos da Formação Rio do Rasto para arenitos finos com estratificação cruzada de origem eólica da Formação Pirambóia. Rumo a nordeste, a Formação Rio do Rasto desaparece porque foi erodida. Nas regiões de Paranapanema, Angatuba e Botucatu, a Formação Pirambóia sobrepõe diretamente a Formação Teresina, ocorrendo paleossolos entre as duas unidades. Paleossolos não puderam ser verificados no contato entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia, pois se encontram intemperizados ou os furos de sondagem (como o SP-23-PR) têm suas bocas situadas em posições estratigráficas mais baixas.

Na Formação Rio do Rasto há ciclos granocrescentes, como aqueles da Formação Teresina, iniciando-se com folhelhos escuros (Subfácies F1) e passando para siltitos (Fácies S) e arenitos (Fácies A), ocorrendo intercalações de biomicritos (Fácies BM) e/ou coquinas (Fácies Coq), porém com organizações litológicas bem mais complexas e variáveis. Na Formação Rio do Rasto, mais que nas unidades subjacentes, são necessários muitos estudos para interpretar corretamente as sucessões, especialmente as intercalações carbonáticas, já que esta formação reflete sedimentação

em ambiente continental. Na literatura consultada, há diversos exemplos de intercalações carbonáticas entre depósitos siliciclásticos de lagos, porém sem considerações especiais sobre a compatibilidade entre os respectivos sistemas deposicionais, nem sobre a história deposicional no âmbito da estratigrafia de seqüências. Num modelo de Camoin *et al.* (1997), os carbonatos formar-se-iam na perto das margens de um lago (na Bacia Central Andina da Bolívia) e os siliciclastos seriam depositados na planície de inundação e nas porções mais distais. Num outro modelo, Hamblin (1992) interpretou que poderiam co-existir planícies carbonáticas lacustres nas áreas um pouco mais distantes dos deltas e fan-deltas, mas numa mesma área geográfica. No momento, as fácies dos biomicritos da Formação Rio do Rasto não contribuem diretamente na elucidação do ambiente deposicional pois, *a priori*, são similares aos biomicritos da Formação Teresina, depositados em condições de águas calmas. A principal diferença num corpo micrítico é representada pela ocorrência de conchostráceos.

O perfil litológico levantado na região de Ribeirão Claro-Carlópolis (Fig. 10.4) se diferencia do levantado na região de Congonhinhas-Sapopema (Fig. 10.5) por apresentar padrão bem mais arenoso (com arenitos até decamétricos) e pelo aparecimento de inúmeros níveis com abundância de nódulos silicosos ou carbonáticos (Fácies Nod). Neste trabalho, a Fácies Nod é interpretada como resultado de processo eodiagênicos, semelhantes aos atuantes na geração de calcretes e silcretes. Vale destacar a escassez dos conchostráceos nesta região e em Jacarezinho atestando provável mudança no quimismo da água.

Na região de Ribeirão Claro-Carlópolis, onde existem grandes exposições, é possível visualizar que os corpos arenosos ocorrem organizados de duas formas:

- 1) Camadas tabulares com espessura decimétrica a métrica, lateralmente contínuas e com estruturas que indicam influência de eventos de tempestades. Warren (2006) denominou estes depósitos como “Lençóis de arenitos de tempestades”. Estes depósitos normalmente ocorrem intercalados entre fácies predominantemente pelíticas (Fácies F e S).
- 2) Pacotes de espessuras métricas a decamétricas bastante extensos em escala de afloramento, que se acunham suavemente.

A presença deste contraste entre a porção sudoeste (Congonhinhas-Sapopema) e a região central da área de estudo (Ribeirão Claro-Carlópolis) permite interpretar que a segunda corresponde a uma porção mais proximal do que a primeira.

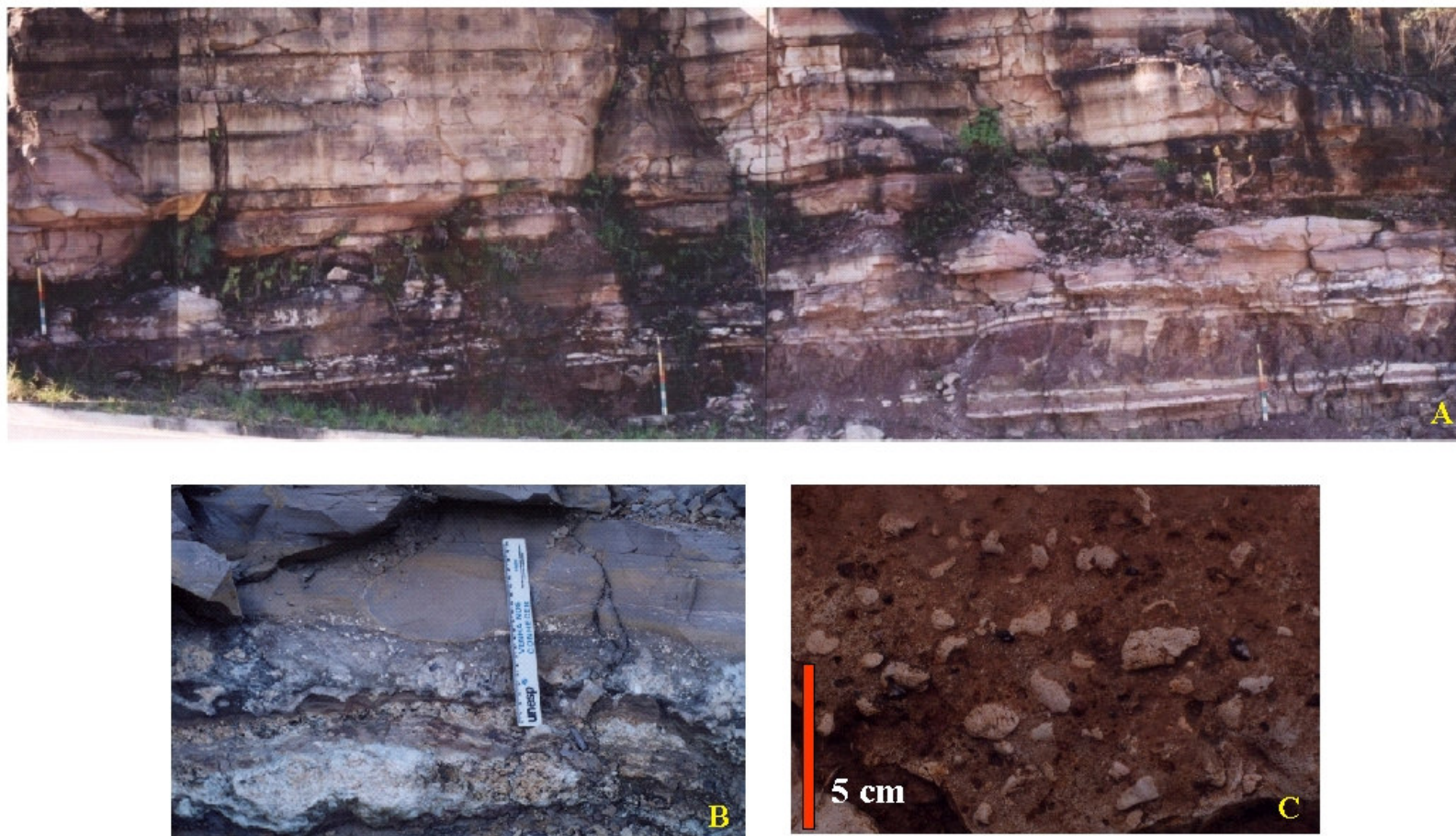


Figura 10.4: Aspectos típicos Formação Rio do Rasto na região de Ribeirão Claro-Carlópolis, mostrando proporção maior de fácies arenosas (pacotes decamétrico ou centimétricos) do que fácies argilosas (A), além de níveis com grande quantidade de nódulos (B e C).

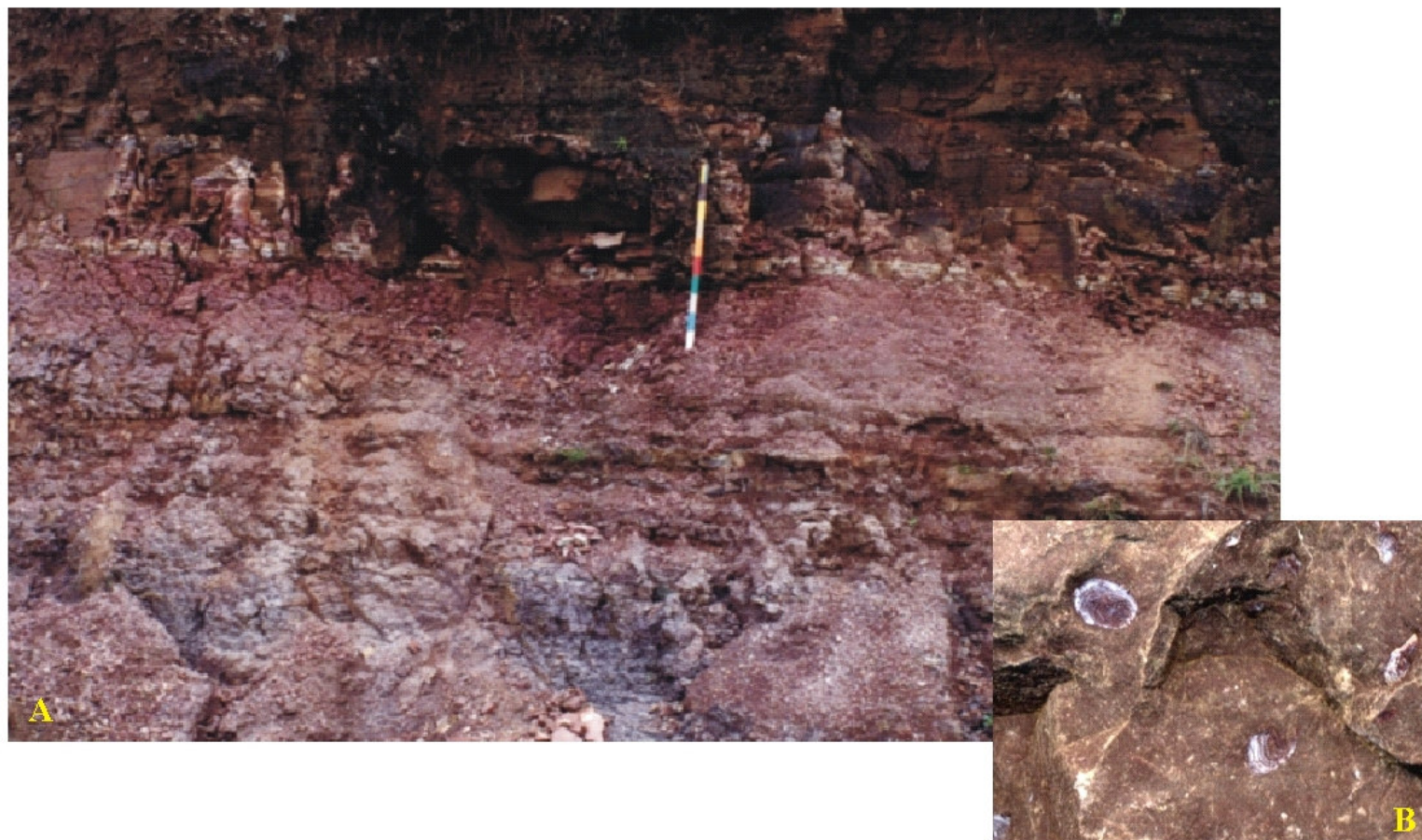


Figura 10.5: Aspectos típicos da Formação Rio do Rasto na região de Congoninhas-Sapopema, mostrando maior proporção de fácies argilosas e siltsas do que fácies arenosas (A), além de frequentes níveis com conchostráceos (B).

A porção mais carbonática do Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto (bem visualizada na região de Congonhinhas-Sapopema, ciclo 17) não apresenta tantos corpos arenosos, como na parte mais inferior da unidade (ciclos 16 e parte do 15), sugerindo que ocorreu nova expansão do corpo d'água (portanto, nova fase transgressiva, Fig. 10.6). Esta transgressão ocorreu devido à instalação de condições mais úmidas, quando a contribuição pluvial superou a perda de água por evaporação. Nesta fase, as águas afogavam os “deltas” e diminuía o aporte de siliciclastos. As intercalações de biomicritos impuros (Fácies BMimp) e coquinas (Fácies Coq) neste intervalo transgressivo (ciclo 17) foram gerados em eventos de tempestades, enquanto que as intercalações de folhelhos se formaram em períodos com maior aporte de material siliciclástico, que sujavam a água, impedindo a formação dos carbonatos finos.

A deposição carbonática deve estar relacionada a um aumento da alcalinidade da água, mas não da salinidade. Diversos estudos em lagos atuais (e.g. Esteves, 1988) têm demonstrado que o aumento em alcalinidade pode estar associado à proliferação de certas algas do fitoplâncton, as quais diminuem o CO_2 da água durante a realização da fotossíntese, diminuindo, assim, a proporção de ácido carbônico e a acidez da água. O fitoplâncton desenvolve-se melhor em condições de água limpa, sem argila em suspensão (por causa da necessidade de luz para realizar fotossíntese), porém intervalos chuvosos, por outro lado, podem aumentar a proporção de nutrientes na água, favoráveis à proliferação das algas. Na realidade, a deposição de carbonatos induzida por algas em lagos depende de uma série de fatores, como a circulação lateral e vertical da água, estações do ano, espécies de algas que compõem o fitoplâncton, etc. Condições de climas áridos a semi-áridos são mais favoráveis à elevação do pH da água do que condições úmidas, onde os lagos são alimentados por muito mais ácidos húmicos. De qualquer forma, parece que os conchostráceos atuais também preferem condições de água doce mais alcalinas do que ácidas.

No caso das coquinas (Fácies Coq), estas geralmente são representadas por fragmentos de bivalves muito pequenos, quase “moídos”, indicando longo retrabalhamento. Neste caso, os acúmulos de conchas podem ter constituído bancos freqüentemente retrabalhados por ondas normais e de tempestades originados em fases com pouco aporte de siliciclastos, possivelmente durante as fases transgressivas.

Rohn (1994) acredita que as variações do nível de base do lago foram controladas principalmente pelo clima. Quando o clima era mais úmido, o lago não se tornava muito mais profundo porque havia rápida progradação e retrabalhamento das areias fornecidas pelo continente, preenchendo o espaço deposicional, além do aporte de muitos restos vegetais.

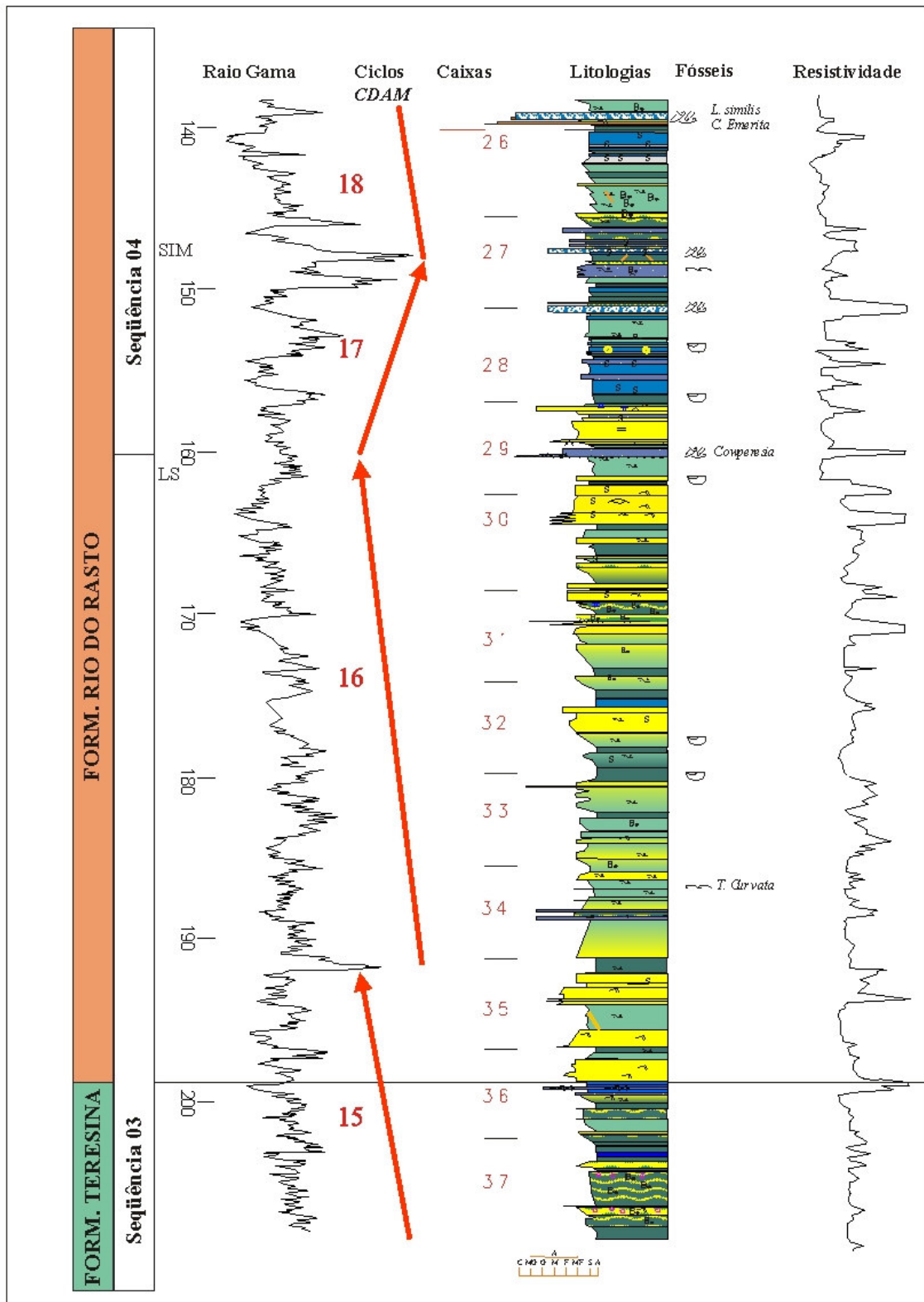


Figura 10.6: Perfil litológico do furo de sondagem SP-23-PR (modificada de Lourenço, 2002) mostrando o contato entre as formações Teresina e Rio do Rasto. Nota-se também a grande concentração de níveis carbonáticos associados a fácies argilosas no ciclo 17, sugerindo uma nova expansão do corpo d'água (fase transgressiva).

11 - ESTRATIGRAFIA DE SEQUÊNCIAS E EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA

Um aspecto fundamental a ser considerado nas interpretações do Grupo Passa Dois refere-se ao provável comportamento tectônico da bacia durante o respectivo intervalo de tempo. Desde a deposição da Formação Irati, a bacia apresentou assoalho muito plano e subsidência muito lenta e relativamente uniforme em grandes extensões (Zalan *et al.*, 1990; Rohn *et al.*, 1995). Conforme as classificações de plataformas carbonáticas de Read (1985), a bacia do Paraná comportou-se como uma rampa homoclinal. As rampas homoclinais seriam plataformas com mergulhos muito baixos (muito menores que 1 grau). Nestas condições, com subsidência muito lenta, os depósitos da bacia do Paraná podem ter experimentado repetidos retrabalhamentos por ondas de tempestades, ocultando grande parte da história da bacia. Em vista destes retrabalhamentos, os sedimentos supridos nas regiões costeiras acabavam sendo distribuídos por amplas áreas, inclusive nas porções mais centrais da bacia. Ao final, os sedimentos organizavam-se como um extenso lençol, sem demonstrar claro diacronismo. Por esta razão, a interpretação dos depósitos preservados pode ser complexa.

As formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto representam uma progressiva continentalização, porém esta não foi contínua e linear.

Na análise dos ciclos decamétricos (01 a 21) e das correlações entre as seções (Fig. 9.1) verifica-se que os ciclos podem ser agrupados em quatro seqüências nas formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto. Cada seqüência é caracterizada por um ciclo decamétrico transgressivo na base sobreposto por diversos ciclos regressivos, separados por pequenos intervalos transgressivos bem discretos. Segundo Della Fávera (2001), nas bacias intracratônicas, onde o assoalho é muito plano e a subsidência muito lenta, as seqüências não apresentam ou não preservaram o trato de sistema de nível de base baixo (“mar baixo”), ocorrendo apenas os tratos transgressivos e de nível de base alto (regressivo).

Dados de datações radiométricas mencionadas por Stollhofen *et al.* (2000) em tufos vulcânicos na Namíbia logo acima do último nível de *Leinzia similis* (255 Ma) e Souza (2006) em cinzas vulcânicas na Formação Irati (278 Ma) permitiram estimar que cada seqüência corresponde a um intervalo de aproximadamente 3,5 Ma, sendo portanto classificadas como de terceira ordem (Vail, *et al.*, 1997, tabela 07).

Tabela 07: Ordem de grandeza das seqüências, segundo Vail *et al.* (1991).

Seqüências	Tempo de duração	Características
1ª ordem	Maior que 50Ma	correspondem ao registro sedimentar preservado durante um ciclo de Wilson.
2ª ordem	de 5 a 50Ma	são as maiores seqüências observadas dentro de um ciclo de Wilson.
3ª ordem	de 0,5 a 5Ma	correspondem às seqüências observadas em escalas sísmicas (seqüências básicas).
4ª ordem	de 0,1 a 0,5 Ma	são representados por parasseqüências ou por seqüências, muitas vezes de caráter episódico e extensão lateral limitada.
5ª ordem	de 0,01 a 0,1Ma	são representados por parasseqüências ou por seqüências, muitas vezes de caráter episódico e extensão lateral limitada.
6ª ordem	menor que 0,01Ma	são representados por parasseqüências ou por seqüências, muitas vezes de caráter episódico e extensão lateral limitada.

Seqüência 01: Corresponde à Formação Serra Alta e à parte inferior da Formação Teresina (ciclos 01, 02, 03, 04 e 05).

O limite inferior desta seqüência é o contato com a Formação Irati, sendo este, caracterizado em algumas regiões por fina brecha que pode ser interpretada como *lag* transgressivo (Lages, 2004). A presença de níveis brechóides em diversas localidades, associados ao brusco desaparecimento dos mesossauros e dos folhelhos betuminosos da Formação Irati evoca importante mudança ambiental e uma possível discordância entre esta unidade e a Formação Serra Alta. Apesar das pequenas variações litológicas, o ciclo transgressivo é bem marcado nos perfis geofísicos (raios gama) dos furos de sondagem analisados. A porção regressiva desta seqüência (ciclos 02, 03, 04 e 05) abrange desde a porção superior da Formação Serra Alta até a base da Formação Teresina. Da mesma forma que a porção transgressiva, a porção regressiva é bem reconhecida nos perfis geofísicos (raios gama) dos furos de sondagem, mostrando claramente o padrão progradacional dos ciclos. O topo da seqüência 01 corresponde ao espesso arenito da parte inferior da Formação Teresina, representando o máximo da fase regressiva.

Seqüência 02: Abrange a porção intermediária da Formação Teresina (ciclos 06, 07, 08, 09, 10 e 11). Na porção nordeste/leste da área de estudos (PI-09-SP, PL-13-SP e FP-12-SP), o limite inferior da porção transgressiva (ciclo 06) é marcado por níveis de coquinas e calcários oncolíticos (possivelmente *lag* transgressivos). Já na região de Congonhinhas-Sapopema este limite é definido,

através dos perfis de raio gama, pela quebra do padrão regressivo do ciclo inferior para um padrão transgressivo.

Devido à grande quantidade de carbonatos associados a este ciclo transgressivo, os perfis de raio gama devem ser usados com muito cuidado, pois os calcários, com baixa radioatividade, mascaram o padrão transgressivo, além de dificultarem o reconhecimento da superfície de inundação máxima. Tais calcários são micríticos e estão associados a folhelhos escuros sendo, portanto, de condições ambientais distais e de baixa energia.

Tanto nos perfis de raio gama, quanto nos testemunhos, os ciclos regressivos são bem definidos, principalmente na porção mais nordeste (FP-12-SP) da área estudada. A partir da superfície de inundação máxima até o início da próxima seqüência, os perfis de raio gama mostram padrão regressivo. Litologicamente cabe ser salientado, que grande parte dos calcários oolíticos e brechóides se concentra na porção intermediária e superior deste grande ciclo regressivo, formado pelo empilhamento dos ciclos decamétricos 07, 08, 09, 10 e 11. Estes níveis brechóides, em sua grande maioria, delimitam ciclos granocrescentes médios e podem estar associados a seqüências de ordens mais altas. Os calcários oolíticos e as brechas carbonáticas, associados a rochas geralmente mais grossas e com gretas de contração, evidenciam a queda do nível de base e progradação das fácies proximais. A queda no nível de base acarretava a exposição de áreas e formação de gretas, as quais, logo em seguida eram retrabalhadas e depositadas, formando as brechas.

Na porção nordeste da área de estudo, o topo deste grupo é delimitado pela ocorrência de uma discordância intraformacional, marcada pela presença de paleossolo e a falta dos ciclos 10 e 11, e talvez parte do ciclo 09. Já na porção sudoeste (SP-58-PR), este topo é definido pela ocorrência de um pacote carbonático brechóide (superfície transgressiva da próxima seqüência) de cerca de 50 cm, associado a grãos de quartzo, bivalves e fragmentos de rochas intraformacionais. Este pacote, constituído por distintos tipos de clastos, reflete diversos pulsos erosivos e possivelmente esconde a falta de uma parte do registro sedimentar da Formação Teresina na região de Congonhinhas-Sapopema. Não foram realizadas correlações com seções situadas mais a sul e centro da bacia, sendo previsível que nestas regiões ocorra registro mais completo do ciclo 11.

Seqüência 03: Corresponde à porção superior da Formação Teresina e base da Formação Rio do Rasto. Nos perfis geofísicos dos poços (raio gama) é possível notar claramente dois padrões, um transgressivo (ciclo 12) e um regressivo (ciclos 13, 14, 15 e 16).

Como já descrito acima, o limite inferior desta seqüência é marcado pela presença de uma discordância intraformacional (região nordeste) e sua superfície correlata (talvez também

discordante) a sudeste da área estudada. O padrão transgressivo é bem marcado nos perfis de raio gama. Este intervalo difere dos intervalos transgressivos das seqüências 01 e 02, pelo fato deste apresentar, em geral, rochas de granulação mais grossa. A superfície de inundação máxima, nesta seqüência, é marcada em uma porção mais argilosa.

O topo desta seqüência é estabelecido cerca de 40m acima do contato entre as formações Teresina e Rio do Rasto na região de Congonhinhas-Sapopema. Tanto nesta região como em Ribeirão Claro-Carlópolis, este topo, é marcado pela presença de níveis brechóides decimétricos.

Esta seqüência é muito importante pois marca passagem de um “mar” interior raso (ciclos 12, 13, 14 e base do ciclo 15) para ambiente continental (topo do ciclo 15 e ciclo 16).

Seqüência 04: Abrange exclusivamente a Formação Rio do Rasto. Como nas formações Serra Alta e Teresina, foi possível reconhecer empilhamentos de ciclos (17, 18, 19, 20 e 21) desta seqüência na Formação Rio do Rasto, porém com certa dificuldade, acarretada principalmente pela grande variação litológica e pela escassez de dados (apenas duas regiões estudadas). Apesar das grandes dificuldades, o perfil de raio gama do poço SP-23-PR mostra intervalos com padrões (da base para topo) transgressivo e regressivo, que são abaixo descritos. Tanto na região de Congonhinhas-Sapopema, quanto na região de Ribeirão Claro-Carlópolis, não está preservada a parte final da seqüência, pois faltam os depósitos mais regressivos que seriam previsíveis rumo ao topo.

O primeiro ciclo da seqüência 04 (ciclo 17, transgressivo) caracteriza-se pelo aparecimento abrupto de diversos níveis de carbonatos finos associados a folhelhos e siltitos. Este intervalo reflete condições ligeiramente mais úmidas, que proporcionavam o aumento do nível de base (trato de sistema transgressivo), provocando o afogamento de barras de desembocaduras em lagos e diminuindo, assim o aporte de siliciclastos. Vale destacar que na região de Ribeirão Claro este intervalo não apresenta tantos níveis carbonáticos, possivelmente devido a maior proximidade à área-fonte, que supria a região com proporção maior de terrígenos, não permitindo assim, a instalação de condições ideais para precipitação de carbonatos.

Com a estabilização do nível de base, iniciou-se nova progradação (ciclos 18, 19, 20 e 21). Na região de Congonhinhas-Sapopema (porção distal) a progradação das fácies é mais visível, iniciando-se com rochas predominantemente mais siltico-argilosas que gradam lentamente para porções com predomínio de rochas siltico-arenosas e arenosas.

Rohn *et al.* (2005) mostraram, através de análise de paleocorrentes de fácies fluviais do Membro Morro Pelado da Formação Rio do Rasto, direção de transporte de sedimentos aluviais

predominantemente para norte. Warren (2006), em estudo desta mesma fácies no Estado de Santa Catarina também relatou direção de transporte semelhante (NW).

No caso do Membro Serrinha, os depósitos ainda representam condições predominantemente lacustres, antes da instalação de um grande sistema aluvial dirigido do sul para o norte. A maior proporção de areia na região de Ribeirão Claro-Carlópolis em comparação com a de Congonhinhas-Sapopema deve refletir sua situação paleogeográfica mais próxima das áreas-fontes de sedimentos ou maior contribuição eólica, pois os paleoventos apresentavam-se predominantemente de norte para sul (Rohn *et al.*, 2005). Nas condições lacustres, os sedimentos arenosos eram retrabalhados por ondas de tempestades. Nestas áreas, em posição mais marginal da bacia, os numerosos estratos com nódulos podem estar relacionados com exposição subaérea (início de pedogênese ou processos eodiagenéticos relacionados ao ressecamento de estratos sobrepostos). Nas regiões mais interiores da bacia, como provavelmente em Congonhinhas-Sapopema, o paleoambiente era de caráter mais tipicamente lacustre, com menos acumulações de areia e exposições subaéreas menos frequentes.

Na figura 11.1 é apresentado um quadro cronoestratigráfico do Grupo Passa Dois para a área de estudo mostrando a distribuição das quatro seqüências descritas acima, bem como suas principais fácies, estruturas e biozonas.

As fácies e o conteúdo fossilífero do intervalo representado pelas formações Serra Alta-Teresina sugerem que não houve grandes variações climáticas que pudessem ter causado grandes ciclos transgressivos-regressivos delimitados por discordâncias. No geral, o clima deve ter sido relativamente seco. Pequenas variações climáticas certamente controlaram a deposição dos ciclos menores, com subida e descida no nível de base, durante fases relativamente mais úmidas e secas. Possivelmente, estas variações também controlaram a deposição dos carbonatos.

Lateralmente, os ciclos propostos para as formações Serra Alta e Teresina (Fig. 9.1) apresentam uma tendência a se adelgaçarem rumo a nordeste da área estudada. Esta característica, associada ao fato dos ciclos apresentarem maior quantidade de fácies proximais (espessos pacotes de arenitos) na região de Botucatu (FP-12-SP) do que os da região Congonhinhas-Sapopema (SP-23-PR e SP-58-PR), sugere maior proximidade à paleoborda da bacia. Estas diferenças geográficas estão bem representadas nos ciclos 08 e 09. Na Formação Serra Alta, há poucas diferenças litológicas de uma região para a outra, sendo apenas reconhecidos alguns raros arenitos pouco espessos nos furos de sondagem PL-09-SP e FP-12-SP.

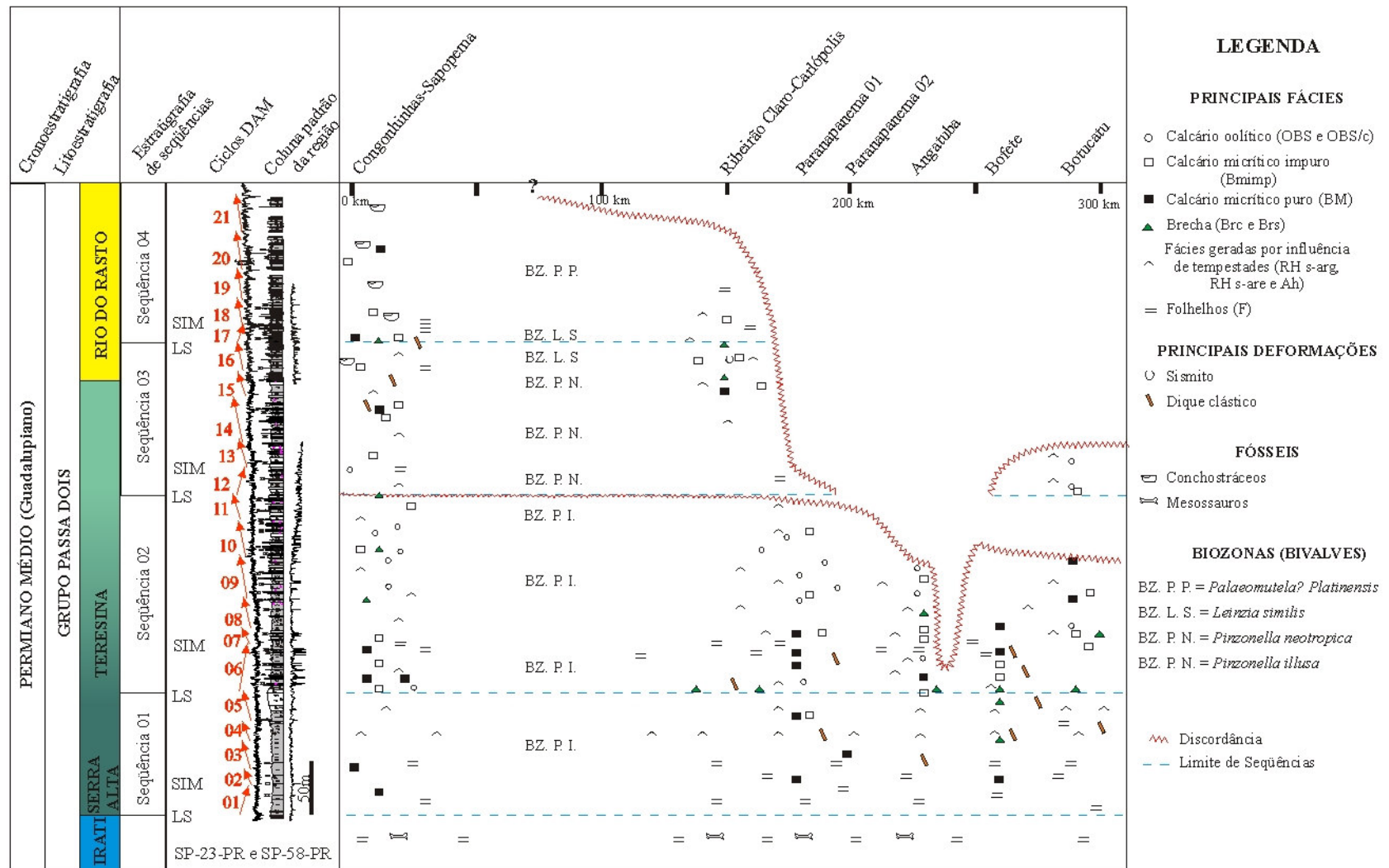


Figura 11.1: Diagrama cronoestratigráfico do Grupo Passa Dois para as porções nordeste do Estado do Paraná e centro-sul do Estado de São Paulo.

No geral, os maiores adelgaçamentos de ciclos rumo nordeste-leste da área de estudo (Fig. 9.1) ocorrem nos intervalos transgressivos (ciclos 01, 06 e 12) e refletem maior taxa de criação de espaço de acomodação nas partes mais centrais da bacia do que nas bordas. Para a melhor visualização da evolução da bacia, são apresentadas correlações que utilizam como *datum* superfícies de inundação máxima de cada seqüência (Figs. 11.2, 11.3 e 11.4). Este tipo de correlação permite observar as variações geográficas das espessuras dos ciclos. Quando são comparados os ciclos regressivos entre si, nota-se que os da seqüência 01 apresentam maiores adelgaçamentos para nordeste, enquanto que ciclos das seqüências 02 e 03, o adelgaçamento é quase nulo. Este fato permite inferir que a inclinação das linhas de correlação para NE (Figs. 11.2, 11.3 e 11.4) deve-se principalmente ao fato da Formação Serra Alta ser menos espessa neste rumo. Desta forma, o próprio contato entre as formações Irati e Serra Alta pode representar comportamento tectônico distinto entre porções mais centrais e a borda da bacia.

Segundo Milani (1997), o intervalo que abrange o Grupo Itararé, na base, até as formações Rio do Rasto e Pirambóia (denominado Gondwana I) estaria relacionado a um ciclo de subsidência acelerada, acarretada por esforços flexurais da orogenia Tardi-herciniana (Sanrafaélica). A análise das seções, que permitiu o reconhecimento de quatro seqüências (com eventos transgressivos e regressivos) nas formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, mostram que existiram, na região, reflexos de diversos pulsos de esforços compressivos resultantes da subdução da placa oceânica do *Pantalassa* sob o Gondwana. Como reflexo destes eventos ocorreram maiores taxas de subsidência nas regiões mais centrais e taxas cada vez menores rumo as porções periféricas da bacia ou até soerguimentos na borda da bacia leste/nordeste (evidenciada por exposição e erosão de grandes intervalos). Apesar de maiores taxas de subsidência nas porções mais centrais da bacia, as fácies das formações Serra Alta e Teresina mostram que o assoalho da bacia permaneceu muito plano e com subsidência muito lenta. Estes fatores permitiram que o espaço de deposição criado fosse rapidamente preenchido de forma simultânea ao longo de toda a bacia, sem criar muitas diferenças batimétricas entre as regiões distais e proximais. Outro fator que proporcionou relativa homogeneidade faciológica entre as porções distais e proximais era o constante retrabalhamento dos sedimentos por ondas de tempestades, que redistribuíam os sedimentos das regiões costeiras para as porções mais centrais da bacia, gerando uma organização em “lençol”.

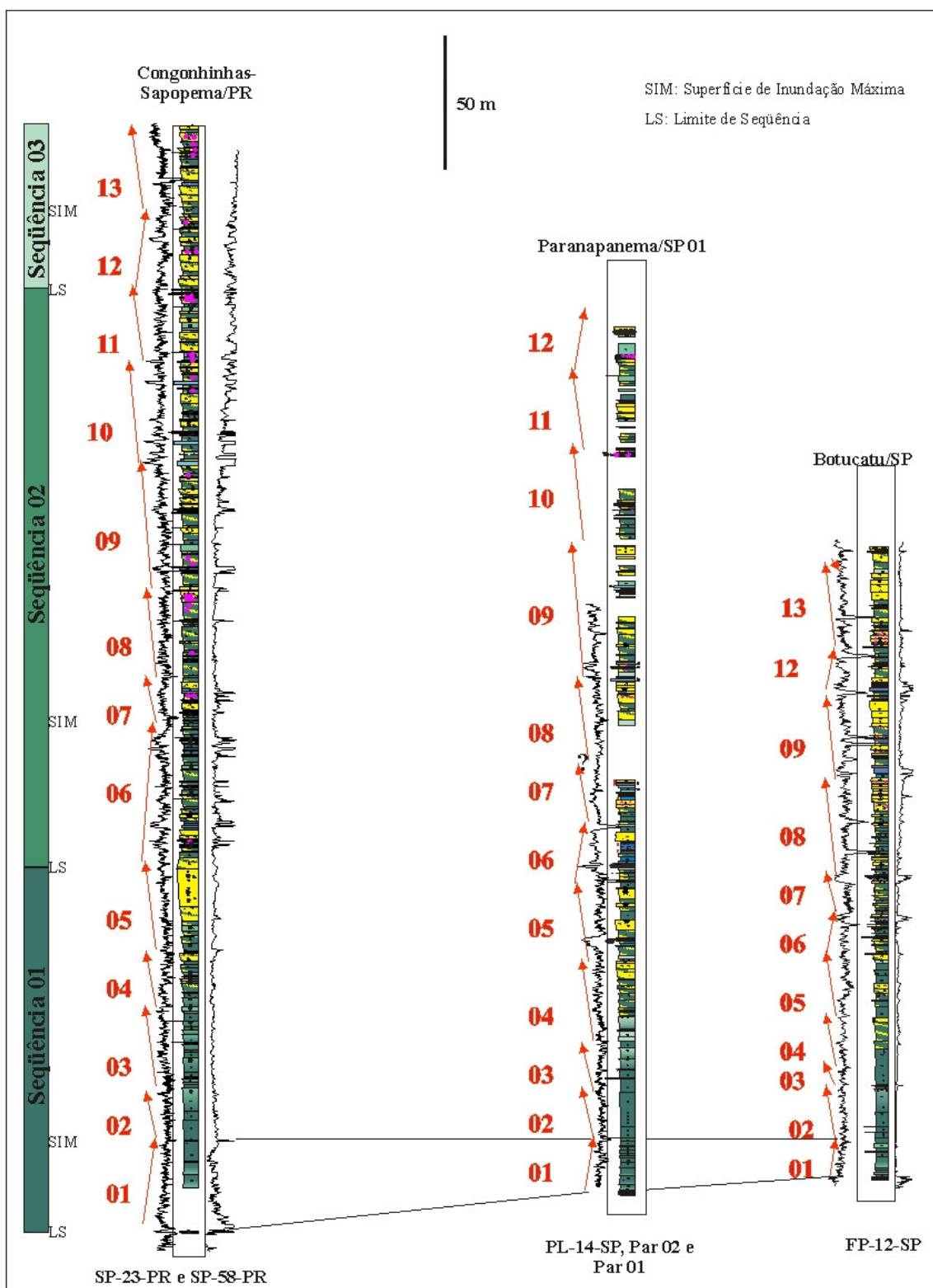


Figura 11.2: Perfil de correlação com *datum* na base do ciclo 02 que mostra aumento da espessura do ciclo inferior de nordeste para sudoeste, ou seja, rumo ao interior da bacia, em vista de maior taxa de subsidência nas porções mais centrais.

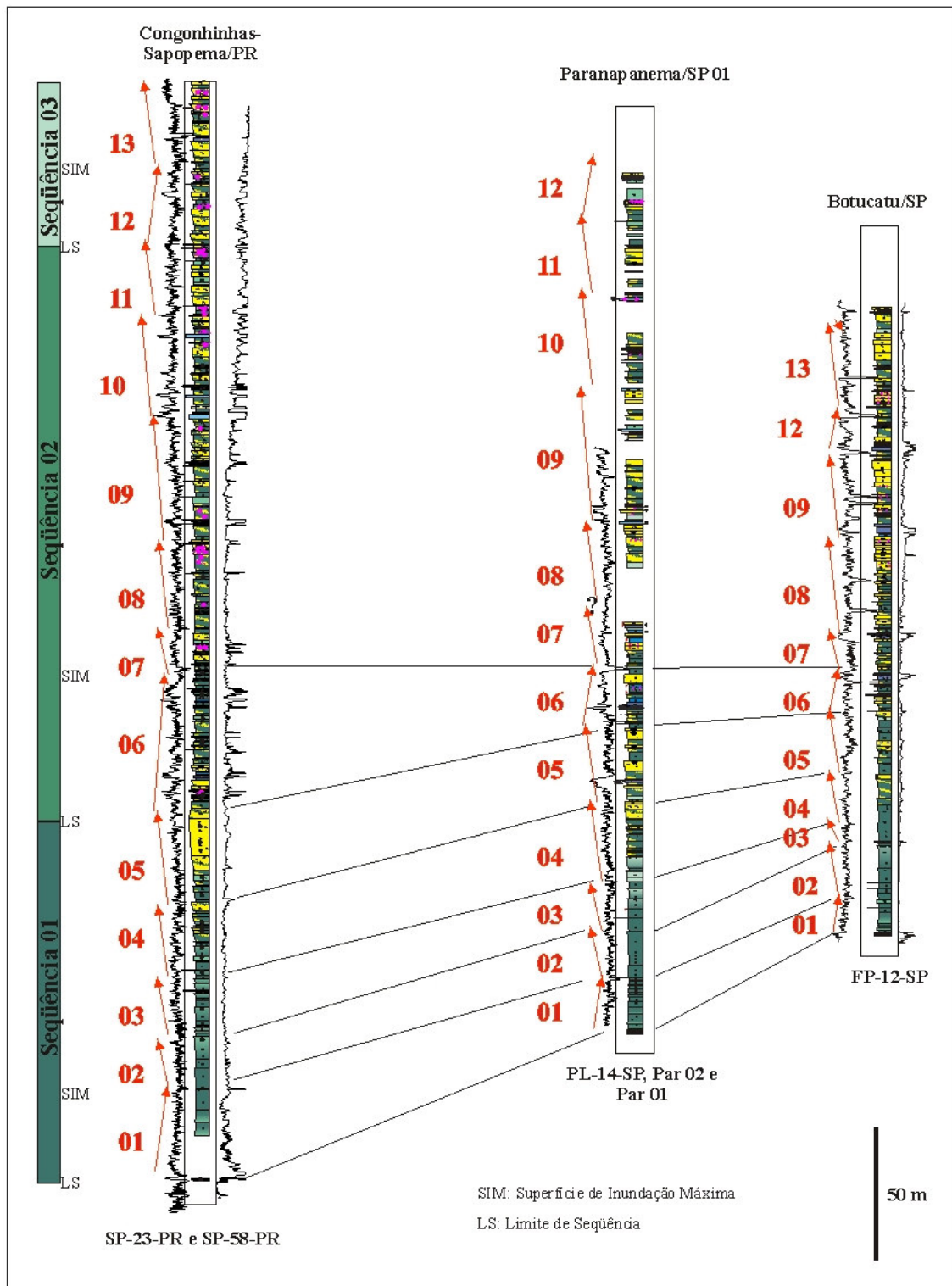


Figura 11.3: Perfil de correlação com *datum* na base do ciclo 07 que mostra aumento da espessura dos ciclos inferiores de nordeste para sudoeste, ou seja, rumo ao interior da bacia, em vista de maior taxa de subsidência nas porções mais centrais.

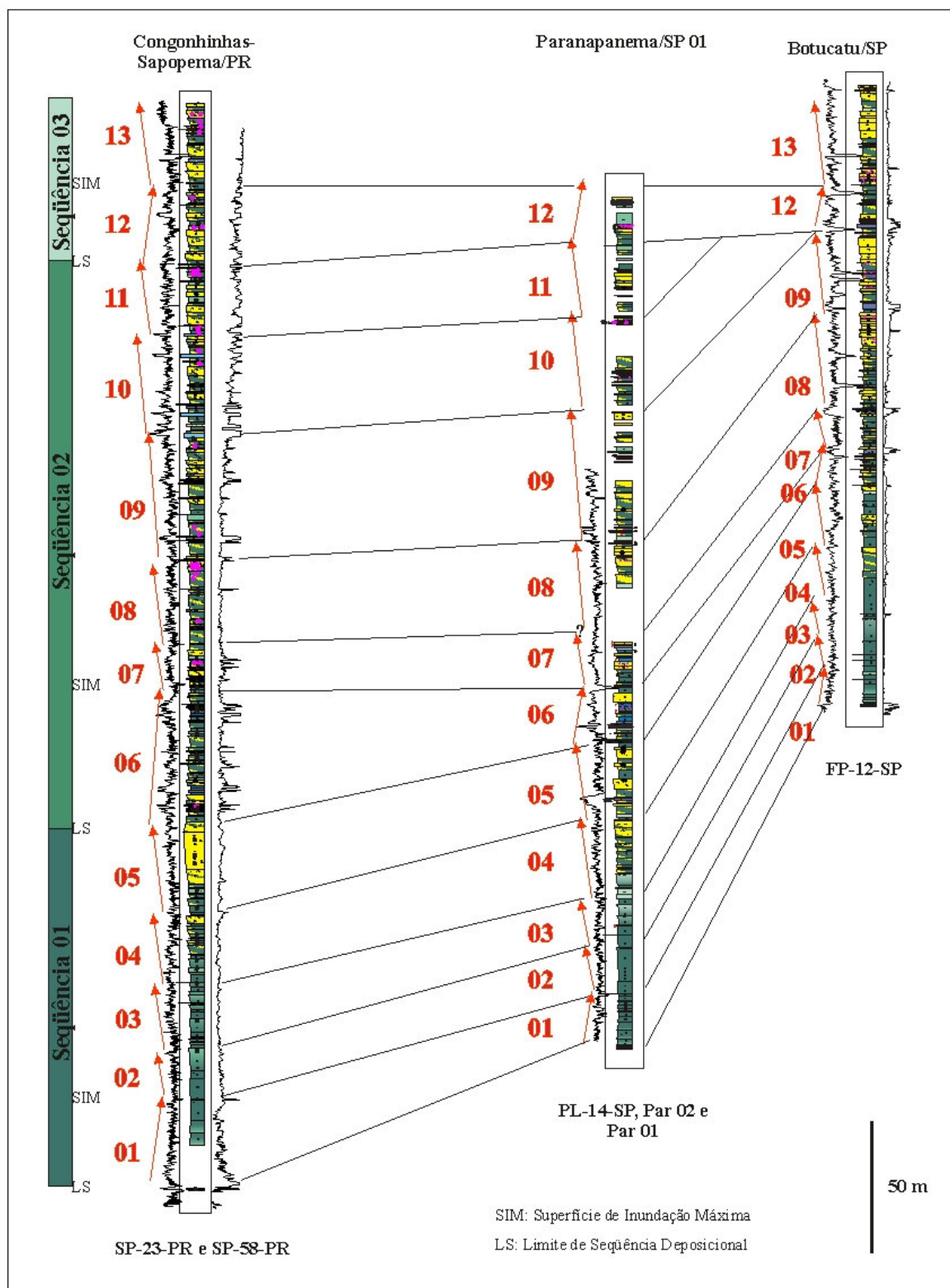


Figura 11.4: Perfil de correlação com *datum* na base do ciclo 13 que mostra aumento da espessura do ciclo inferior de nordeste para sudoeste, ou seja, rumo ao interior da bacia, além de discordância acarretado pela maior taxa de subsidência nas porções centrais.

Os pulsos tectônicos registrados nas formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto sempre marcam o início das seqüências, gerando maiores taxa de criação de espaço de acomodação nas regiões mais interiores da bacia na área de estudo (região de Congonhinha-Sapopema) e menores nas porções marginais (FP-12-SP). Este fato é bem visualizado nas porções transgressivas, onde os ciclos são mais delgados nas partes marginais da bacia.

Diversos autores (Souza, 1992; Suguio, 2003; etc.) reconheceram diques clásticos na Formação Corumbataí (correlata às formações Serra Alta e Teresina). Segundo Riccomini *et al.* (1992), diques clásticos poderiam ter sido formados por liquefação induzida por abalos sísmicos penecontemporâneos à sedimentação, evidenciando certa instabilidade tectônica. O estudo dos furos de sondagem permitiu reconhecer que estes normalmente estão associados aos ciclos 04, 05 e 06, entre o topo da Formação Serra Alta e base da Formação Teresina. Este fato, juntamente com as maiores porcentagens de adelgaçamento de ciclos rumo às margens da bacia (das fases regressivas, ciclos 04 e 05) em comparação com intervalos mais superiores (ciclos 07, 08, 09, 10, 11 e 13), sugerem que maior instabilidade tectônica está representada na seqüência 01. O não aparecimento de diques clásticos na porção intermediária e inferior da Formação Serra Alta possivelmente está associado à falta de intervalos arenosos e à homogeneidade litológica.

O maior evento tectônico na região estudada diz respeito à discordância intraformacional registrada entre as seqüências 02 e 03. Novamente, a borda nordeste da bacia, onde o hiato respectivo à discordância é maior, experimentou soerguimento maior que as regiões centrais da bacia. No topo da seqüência 03 (Formação Rio do Rasto, topo do ciclo 16) também foram encontradas deformações penecontemporâneas induzidas por abalo sísmico. Possivelmente estas deformações são relacionadas a eventos sísmicos precursores àqueles que geraram condições ideais para deposição da seqüência 04.

A variação faciológica da Formação Rio do Rasto encontrada entre a porção sudoeste (Congonhinas-Sapopema, mais argilosa) e a região central da área de estudo (Ribeirão Claro-Carlópolis, mais arenosa e com grande quantidade de nódulos) permite interpretar que a segunda corresponde a uma porção mais marginal da bacia do que a primeira.

O contato do Grupo Passo Dois com a Formação Pirambóia gera muitas discussões. Diversos autores (Riccomini *et al.*, 1984; Milani, 1997; Lavina, 1991, 1994), levando em conta as porções mais centrais da bacia, onde ocorrem fácies eólicas no Membro Morro Pelado da Formação Rio do Rasto, acreditam que este contato seja transicional. Porém, alguns deles (Rohn, 1994; Caetano-Chang, 1997; Rohn, 2001), também afirmam que nas regiões mais periféricas da bacia este contato seja erosivo.

Na área de estudo, os dados analisados não mostram evidências que o contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia seja transicional, tais como grãos de areia com alto grau de arredondamento (típicos de arenitos eólico) introduzidos às fácies costeiras e/ou estruturas de carga causadas pela sobreposição rápida de estratos pelíticos ainda inconsolidados da Formação Teresina por dunas da Formação Pirambóia. A falta de evidências como mencionadas acima, mais o fato de rochas tipicamente eólicas da Formação Pirambóia sobreporem diferentes níveis estratigráficos do Grupo Passa Dois, tanto da Formação Teresina, como do Membro Serrinha, permite afirmar que haja uma discordância marcante com hiato significativo.

As evidências visualizadas sugerem um caráter proximal para a área de estudo, com grande soerguimento após a deposição do Grupo Passa Dois. A correlação demonstra claramente que a discordância, no geral, se torna mais acentuada rumo a nordeste da área de estudo. Semelhantemente, Caetano-Chang (1997) afirma que em boa parte da região nordeste da bacia do Paraná, este contato teria caráter erosivo.

12 – CONCLUSÕES

1 - Na Formação Teresina, a presença de indicadores de água doce (oogônio de carófitas) e de possíveis indicadores de águas salgadas e/ou alcalinas (estromatólitos, *Thalassinoides*), além da correlação dos carbonatos por longas distâncias, sugerem variações nas condições de salinidade e de turbidez da água. Considerando que, em geral, não havia conexão do corpo d'água ao oceano, as variações podem ter sido controladas pelo clima, ora mais seco (condições mais salgadas e sedimentação carbonática), ora mais úmido (condições mais salobras e sedimentação siliciclástica). A ocorrência de fácies de águas rasas, tanto nas regiões mais marginais da bacia, quanto na mais centrais, deve-se ao assoalho muito plano da bacia, onde fluxos induzidos por tempestades moldavam bancos que eventualmente eram expostos.

2 - O aparecimento de conchostráceos e o desaparecimento dos oobioesparitos na Formação Rio do Rasto devem indicar mudança na salinidade no ambiente aquático, com instalação de condições de água doce. Porém, o escasso registro de conchostráceos no nordeste do Estado do Paraná (região de Ribeirão Claro-Carlópolis) atesta condições ambientais provavelmente menos favoráveis que aquelas encontradas mais a sul.

3 - A Formação Rio do Rasto, na região mais próxima à paleoborda nordeste da bacia (Ribeirão Claro), apresenta maior proporção de arenitos, porém a sua granulação muito fino sugere relevo arrasado nas áreas emersas adjacentes e as estruturas sedimentares são indicativas de retrabalhamento por ondas de tempestade. A ocorrência de prováveis calcretes e o escasso registro de conchostráceos no nordeste são diferenças marcantes em comparação com as regiões mais meridionais/centrais da bacia (região de Congonhinhas-Sapopema), também compatíveis com a situação de borda, onde ocorria exposições subaéreas mais freqüentes e maiores mudanças químicas da água.

4 - A caracterização das fácies e de seu empilhamento permitiu a delimitação de ciclos estratigráficos decimétricos a decamétricos e de superfícies-chave (transgressivas e de inundação máxima). Através destas foram realizadas correlações e definidas quatro seqüências de terceira ordem, sendo a Seqüência 01 correspondente à Formação Serra Alta e parte inferior da Formação Teresina, a Seqüência 02 à parte intermediária da Formação Teresina, a Seqüência 03 à porção

superior da Formação Teresina e base da Formação Rio do Rasto e a Seqüência 04 à porção intermediária e superior do Membro Serrinha (Formação Rio do Rasto).

5 - Durante a deposição do Grupo Passa Dois, a bacia se caracterizou por um estágio de quiescência tectônica. Porém, ocorreram exceções evidenciadas por diques clásticos, sismitos, ciclos muito acentuadamente adelgaçados rumo às margens da bacia e discordâncias intraformacionais. Os limites entre as seqüências e os seus intervalos transgressivos parecem registrar as fases de maior instabilidade tectônica.

6 – Embora a sucessão vertical de fácies da Formação Teresina não mostre diferenças significativas entre as regiões mais centrais e mais marginais da bacia, correlações realizadas através de ciclos decamétricos permitiram o reconhecimento de uma discordância intraformacional expressiva no furo de sondagem em Botucatu, onde faltam cerca de 70m da coluna em comparação com a região de Congonhinhas-Sapopema. A superfície de discordância parece delimitar as biozonas de bivalves *Pinzonella illusa* (abaixo) e *Pinzonella neotropica* (acima). A discordância deve refletir soerguimento na borda leste/nordeste devido a esforços compressivos flexurais resultantes da subdução da placa oceânica do *Pantalassa* sob o Gondwana (orogenia Tardiherciniana).

13 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H., 1992. Sequence stratigraphic framework of the German Triassic. *Sedimentary Geology*, 80: 115-135.
- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. Sequence stratigraphy and facies models of Triassic carbonates, evaporites and clastics in North-Württemberg (South-German Basin). In: 18th European Regional Meeting of Sedimentology, Gaea Heidelberg, 4: 101-111.
- ALMEIDA, F. F. M., 1980. *Tectônica da Bacia do Paraná*, Brasil. Inst. Pesq. Tecn. (IPT), Rel., 14091
- ANDREIS, R. R. & CARVALHO, I. S., 2001. A Formação Corumbataí (Permiano Superior-Triássico Inferior, Bacia do Paraná) na pedreira de Pau Petro, Município de Taguaí, São Paulo, Brasil: Análise paleoambiental e das pegadas fósseis. *Rev. Bras. De Paleontologia*, 2: 33 – 46.
- ARAÚJO, L. M. 2001. *Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de geoquímica orgânica e inorgânica nas seqüências Irati*. Tese (Doutorado em Geociências), UFRS, Porto Alegre/RS, 2v, 301p.
- ARAÚJO, C. C.; YAMAMOTO, J. K. & ROSTIROLLA, S. P., 2004. Distribuição espacial e caracterização geológica dos arenitos asfálticos da borda leste da bacia do Paraná no Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geociências*, 34 (2): 187-200.
- ARNOTT, R. W. C., 1995. The parasequence definition: Are transgressive deposits inadequately addressed?. *Journal of Sedimentary Research*, B65 (1): 1-6.
- BARBOSA, O. & GOMES, F. A., 1985. Pesquisa de petróleo na bacia do rio Corumbataí, Estado de São Paulo, Brasil. *Bol. DNPM-DGM*, Rio de Janeiro, 171, 40p.
- BANERJEE, L., KIDWELL, S.M., 1991. Significance of molluscan shell beds in sequence stratigraphy: example from the Lower Cretaceous Mannville Group of Canada. *Sedimentology*, 38: 913-934.
- BRETT, C. E. & BAIRD, G. C., 1985. Carbonate-shale cycles in the Middle Devonian of New York: An evaluation of models for the origin of limestones in terrigenous shelf sequences. *Geology*, 13: 324-327.
- CAMOIN, G.; CASANOVA, J. ROUCHY, J. BLANC-VALLERON, M. & DECONINCK, J., 1997. Environmental controls on perennial and ephemeral carbonate lakes: the central palaeo-Andean Basin of Bolivia during Late Cretaceous to Early Tertiary times. *Sedimentary Geology*, 113: 1-26
- CASTRO, J. C., 1993. Eventos, ritmos e ciclos do Membro Assistência (Formação Irati) na margem leste da Bacia do Paraná. In: 1^o Simpósio sobre cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, Rio Claro/Sp, 75-87.
- CASTRO, J. C.; ROHN, R.; CASTRO, M. R. & TOLEDO, C. E., 2001. Camada de tempestito grosso (coarse grained storm beds): exemplos do Permiano da Bacia do Paraná. *REM*, 54 (3) 179-184.
- CAETANO-CHANG, M. R., 1997. *A Formação Pirambóia no centro-leste do estado de São Paulo*. Tese de Livre Docência, IGCE-UNESP, Rio Claro, 196p.
- DAM, G. & SURLYK, F., 1993. Cyclic sedimentation in a large wave and storm-dominated anoxic lake; Kap Stewart Formation (Rhaetian-Sinemurian), Jameson Land, East Greenland. *Sepe. Publs Int Ass. Sediment*, (18): 419-448.
- DELLA FÁVERA, J. C., 2001. *Fundamentos de estratigrafia moderna*. Ed. UERJ, Rio de Janeiro, 264p.
- ESTEVES, F. A., 1988 *Fundamentos de limnologia*. Editora interciência Ltda, Rio de Janeiro, 602p.
- FACCINI, U. F. & PAIM, P. S. G., 2001. Estratigrafia de seqüências em depósitos continentais. In: *Estratigrafia de Seqüências: fundamentos e aplicações*, Ed. RIBEIRO, H. J. P. S., Editora Unisinos, São Leopoldo, RS, 428p.
- FERNANDES, L. A & COIMBRA, A. M., 1993. Registros de episódios sísmicos na parte superior da Formação Rio do Rasto no Paraná. In: *Atas 3^o Simpósio de Geologia do Sudeste*, Rio de Janeiro, RJ, 271-275.
- FOLK, R. L., 1962. Spectral subdivisions of limestone types. In: Ham (ed.), *Classification of Carbonate Rocks. Memoir 1, American Association of Petroleum Geologist*, 62-85.
- FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; FAMBRINI, G. L.; RICCOMINI, C.; JANIQUIAN, L. AMEIDA, R. P.; PELOSI, A. P. M. R. & MACHADO, R., 2001. Estruturas induzidas por abalos sísmicos na Formação Santa Bárbara (Neoproterozóico III, Eocambriano), Bacia do Camaquã, RS: O

- Exemplo do Passo da Capela. *Revista Brasileira de Geociências*, 31 (2): 155-162.
- FÚLFARO, V. J., 1970. Contribuição à geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo. *Div. Geol. Miner. DNPM-DGM*, Rio de Janeiro, Bol., 254. 83p.
- FÚLFARO, V. J., 1974. Tectônica do Alinhamento estrutural do Paranapanema. *Bol. Inst. Geoc. São Paulo*. 5: 129-138.
- FÚLFARO, V. J.; SAAD, A. R.; SANTOS, M. V. & VIANNA, R. B., 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociência*, 12 (4): 590-610.
- FÚLFARO, V. J. & SUGUIU, K., 1974. Geologia da região de Fatura, SP. In: *Anais XXVIII Cong. Bras. Geol. Porto Alegre*, RS, 172-180.
- GAMA JR, E. G. (1979). A sedimentação do Grupo Passa Dois (Exclusive Formação Irati): um modelo geomórfico. *Rev. Bras. Geociências*, 9: 1-16.
- GAMA JR, E. G. & PERINOTTO, J. A. J., 1992. Sequências e tratos de sistemas deposicionais do Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná. In: *Cong. Brás. Geol. (Boletim de resumos expandidos)*, 37: 515-516.
- GHILARDI, R.P., 1999. *Paleoautoecologia dos bivalves do Grupo Passa Dois (Neopermiano) no Estado de São Paulo: bivalves fósseis como indicadores da dinâmica sedimentar*. USP, São Paulo, SP (Dissertação de Mestrado), Instituto de Geociências, 160p.
- GORDON JR., M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Brasil. DNPM - DGM, Rio de Janeiro, *Not. Prel. Est.*, 38, 20 p.
- HACHIRO, J., 1991. *Litotipos, associações faciológicas e sistemas deposicionais da Formação Irati no Estado de São Paulo*, São Paulo, IG-USP (Dissertação de mestrado), 175p.
- HAMBLIN, A. P., 1992. Half-graben lacustrine sedimentary rocks of the lower Carboniferous Strathlorne Formation, Horton Group, Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada, *Sedimentology*, 39: 263-284.
- HARWOOD, G. M. & SULLIVAN, M., 1991. Sedimentary history of the Moyvoughly area, County Westmeath, Ireland: Evidence for synsedimentary fault movements in a mixed carbonate-siliciclastic sequence. Dallas, *SEPM Core Workshop*, 15, 353-384.
- HOLLAND, S. M., 1993. Sequence stratigraphy of a carbonate-clastic ramp: The Cincinnati Series (Upper Ordovician) in its type área. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 105: 306-322.
- KIDWELL, S. M., 1986. Models for fossil concentrations: paleobiologic implications. *Paleobiology*, 12(1), 6-24.
- LAGES, L. C., 2004. *A Formação Irati (Grupo Passa Dois, Permiano, Bacia do Paraná) no furo de sondagem FP-01-PR (Sapopema, PR)*. Dissertação de Mestrado, UNESP, Rio Claro/SP, 105p.
- LANDIM, P. M. B., 1970. O Grupo Passa Dois (Permiano) na bacia do Rio Corumbataí, São Paulo. *Bol. DNPM-DGM*, 252: 1-103. Rio de Janeiro.
- LAVINA, E.L., 1991. *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná*. UFRGS, Porto Alegre, RS. (Tese de Doutorado). Instituto de Geociências. 2 vols., 333p., 81 figs.
- LOURENÇO, A. T. A., 2002. *As formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Grupo Passa Dois, Bacia do Paraná, Permiano) na região de Sapopema-São Jerônimo da Serra, PR*. Rio Claro, UNESP (Trabalho de Formatura), 87p.
- MARANHÃO, M.S.A.S., 1995. *Fósseis das formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo: subsídios ao conhecimento paleontológico e bioestratigráfico*. São Paulo-SP, Tese de Doutorado - IG-USP, 2 vols., 361p.
- MARTEL, A. T. & GIBLING, M. R., 1991. Wave-dominated lacustrine facies and tectonically controlled cyclicity in the Lower Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia, Canadá, *Sec. Publs Int. Ass. Sediment.* 13: 223-243.
- MATOS, S. L. F., 1995. *O contato entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia na borda leste da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, 175p.
- MEGLHIORATTI, T., 2003a. *Análise tafonômica dos fósseis do Grupo Passa Dois (Permiano, Bacia do Paraná) do furo de sondagem SP-23-PR da CPRM (Município de Sapopema, PR)*. Rio Claro, UNESP (Relatório final de Iniciação Científica, FAPESP Proc. nº 01/14506-6), 55p.
- MEGLHIORATTI, T., 2003b. Resultados finais da análise tafonômica dos fósseis do Grupo Passa Dois (Permiano, Bacia do Paraná) do furo de sondagem SP-23-PR da CPRM (Congonhinhas, PR). *XV Congresso de Iniciação Científica da UNESP – CIC*, Marília
- MEGLHIORATTI, T. & ROHN, R., 2004. Caracterização e interpretação das fácies carbonáticas das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Bacia do Paraná) da

- região de Sapopema-Congonhinhas (PR). *Cong. Brasileiro de Geologia*, Araxá/MG, In: cd.
- MEGLHIORATTI, T., 2005. *Estratigrafia do Grupo Passa Dois na região de Sapopema-Congonhinhas/PR (Permiano, Bacia do Paraná)*. Rio Claro, UNESP (Trabalho de Formatura), 64p.
- MEGLHIORATTI, T. & ROHN, R., 2005. Análise Estratigráfica das formações Serra Alta e Teresina na região de Paranapanema/SP (Bacia do Paraná). In: Boletim de Resumos do 9º *Simpósio de Geologia do Sudeste*, Niterói/RJ, p. 50.
- MEGLHIORATTI, T.; ROHN, R. & LOURENÇO, A. T. A., 2005. Estratigrafia do Grupo Passa Dois na região de Sapopema-Congonhinhas/PR (Permiano, Bacia do Paraná). In: Boletim de Resumos do 9º *Simpósio de Geologia do Sudeste*, Niterói/RJ, p. 218.
- MELLO, L. H. C., 1999. *Análise cladística dos bivalves do Grupo Passa Dois (Neopermiano), Bacia do Paraná, Brasil: implicações taxonômicas, evolutivas e paleobiogeográficas*. São Paulo, SP (dissertação de mestrado). IG-USP, 169p.
- MENDES, J. C., 1952. A Formação Corumbataí na região de do Rio Corumbataí: estratigrafia e descrição de lamelibrânquios. *Fac. Filo. Ciên. Letras, USP, Bol. 145* (Geol. 08): 1-119.
- MENDES, J.C., 1967. The Passa Dois Group (The Brazilian Portion of the Paraná Basin). In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. (eds.) *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Curitiba, Cons. Nac. Pesq., Centro Invest. Gondwana, Inst. Geol. (UFP), Comis. Carta Geol. Paraná, p.199-166.
- MENDES, J. C., 1984. Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. *Rev. I. G., Inst. Geol., São Paulo*, 5 (1/2): 15-24.
- MENEZES, J. R. C., 1994. *Estratigrafia de seqüências em dados de sondagem: aplicação ao Permiano da Bacia do Paraná na Região de Candiota (RS)*. Porto Alegre, RS (dissertação de mestrado), UFRGS, 124p.
- MILLANI, J. E.; FRANÇA, A. B. & SCHNEIDER, R. L., 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8 (1): 69-82.
- MILANI, E. J., 1997. *Evolução tectono-estratigráfico da Bacia do Paraná e o seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental*. Porta Alegre, IG-UFRGS (Tese de doutorado), 255p.
- MILANI, E. J., 2004. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da bacia do Paraná. In: *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Edto. Becca, São Paulo, 264-279.
- MILANI, E. J. & RAMOS, V. A., 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28 (4): 473-484.
- MOUNT, J., 1985. Mixed siliciclastic and carbonate sediments: aproposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32: 435-442.
- PETRI, S. & COIMBRA, A. M., 1982. Estruturas sedimentares das Formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição para a elucidação dos seus paleoambientes geradores, Brasil. In: *Actas 5º Congr. Latino-Americano de Geologia*, 2: 353-371.
- PLATT, N. H. & WRIGHT, V. P., 1991. Lacustre carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. In: *Lacustre Facies Analysis*. Special Publication International Association of sedimentologists, Black-well Scientific Publication, 13.
- PÖPPELREITER, M. & AIGNER, T., 2003. Unconventionall pattern of reservoir fácies distribution in epeiric successions: Lessons from na outcrop analog (Lower Keuper, Germany). *AAPG Bulletin*, 87 (1): 39-70.
- PRATT, B. R. & JAMES, N. P., 1986. The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: Tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentology*, 33: 313-343.
- RAAF, J. F. M.; BOERSMA, J. R. & VAN GELDER, A., 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, Contyv Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24: 451-483.
- RAMOS, A. N. & FORMOSO, M. L. L., 1976. Clays mineralogy of the sedimentary rocks of the Paraná Basin, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 6: 15-42.
- RAMOS, A. N. & FORMOSO, M. L. L., 1976. Clays mineralogy of the sedimentary rocks of the Paraná Basin, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 6: 15-42.
- RAMOS, V. A., 1984. Patagônia: um continente paleozóico a deriva? In: *9º Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche*, 2: 311-325.
- RED, J. F., 1985. Carbonate plataform facies models. *AAPG Bulletin*, 69 (1): 1-21.
- RIBEIRO, D. R. P., 2000. Caracterização dos silcretes do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru, na região do triângulo mineiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4): 663-664.

- RICCOMINI, C.; GIMENEZ FILHO, A. & ALMEIDA, F. F. M., 1984. Considerações sobre a estratigrafia do Permo-Triássico na região da Serra do Cadeado, Paraná. In: *33º Congresso Brasileiro de Geologia*, Rio de Janeiro, 2: 754-764.
- RICCOMINI, C.; CHAMANI, M. A. C.; AGENA, S. S.; FAMBRINI, G. L.; FAIRCHILD, T. R. & COIMBRA, A. M., 1992. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbataí Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. *An. Acad. Bras. Ciên.*, Rio de Janeiro, 64: 210.
- RICCOMINI, C., 1995. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondwânicos da porção centro-ocidental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. São Paulo, IG-USP (Tese de livre docência), 100p.
- RODRIGUES, R. & QUADROS, L.P. 1976 Mineralogia das argilas e teor de boro das formações paleozóicas da Bacia do Paraná. In: *Anais 29º Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto*, 2:351-379.
- ROHN, R., 1988. *Bioestratigrafia e paleoambientes da Formação Rio do Rasto na Borda leste da Bacia do Paraná (Permiano Superior, Estado do Paraná)*, São Paulo, 225p, Dissertação de Mestrado, Inst. de Geog., USP.
- ROHN, R. 1994 *Evolução Ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná*. São Paulo-SP, Tese de Doutorado, IG-USP, 2v., 327p.
- ROHN, R. & STOLLHOFEN, H., 2000. The Permian age of the Passa Dois Group (Paraná Basin, Southern Brazil) re-affirmed. In: *International Geologic Congress*, 31, CD-ROM.
- ROHN, R., 2001. A estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira (PR). In: MELO, J.H.G. & TERRA, G.J.S. (eds.) *Correlação de seqüências Paleozóicas Sul-Americanas. Ciência-Técnica-Petróleo*. Seção: Exploração de Petróleo, 20: 209-218.
- ROHN, R. & FAIRCHILD, T.R., 1986. Estromatólitos permianos em calcário coquinóide do Grupo Passa Dois, Nordeste do Paraná. *Anais Acad.brasil.Ciênc.*, 58(3):433-444.
- ROHN, R.; PERINOTTO, J.A.J.; FULFARO, V.J.; SAAD, A.R. & SIMÕES, M.G., 1995. On the significance of the *Pinzonella neotropica* Assemblage (Upper Permian) for the Paraná Basin - Brazil and Paraguay. In: *Boletim de resumos expandidos 6º Simpósio Sul Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre. SBG, UFRGS, 260-261.
- ROHN, R.; MEGLHIORATTI, T. & LOURENÇO, A. T. A., 2003 a. The Permian Serra Alta, Teresina and Rio do Rasto formations in SP-23-PR borehole, eastern Paraná Basin, Brazil. *3rd Latinamerican Congress of Sedimentology*, Belém/PA, 301-303.
- ROHN, R., LOURENÇO, A. T. A. & MEGLHIORATTI, T., 2003 b. As formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto no furo de sondagem SP-23-PR (Permiano, Grupo Passa Dois, Borda Leste da Bacia do Paraná). In: *Resumos do 2º Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás*, Rio de Janeiro/RJ, p 40, CD-Rom (6 p.).
- ROHN, R.; TOGNOLI, F. M. & MEGLHIORATTI, T., 2004. Primeiros registros do iconôgenero *Thalassinoides* na Formação Teresina (Grupo Passa Dois, Permiano, Bacia do Paraná), na região de Sapopema-Congonhinhas (PR). *Congresso Brasileiro de Geologia*, Araxá, In: cd.
- ROHN, R.; ASSINE, M. L. & MEGLHIORATTI, T., 2005. A new insight on the Late Permian environmental changes in the Paraná Basin, South Brazil. In: *Gondwana 12 Conference*, Mendoza, Argentina, p. 316.
- SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A., 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: *Anais. 28º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, Porto Alegre, 1: 41-65.
- SIMÕES, M. G & HOLZ, M., 1997. Introdução à tafonômia. *15º Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Curso pré congresso.
- SIMÕES, M. G., ROCHA-CAMPOS, A. C., & ANELLI, L.E., 1998. Paleocology and evolution of Permian pelecypod assemblages (Paraná Basin) from Brazil. in Johnston, P. A. & Haggart, J. W. (eds). *Bivalves - An Eon of evolution - Paleobiological studies honoring Norman D. Newell*. Calgary, University of Calgary Press, 443-452. .
- SOARES, P. C. & LANDIM, P. M. B., 1973. Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. In: *Anais 27º Cong. Bras. Geologia*, Aracaju, 1:243-296.
- SOREGHAN, G. S., 1997. Walther's law, climate change and Upper Paleozoic cyclostratigraphy in the ancestral Rocky Mountains. *Journal of Sedimentary Research*, 67(6): 1001-1004.
- SOUSA, S.H. de M., 1985. *Fácies sedimentares das Formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo*. São Paulo, SP. (Dissertação de Mestrado), IG-USP, 142 p.

- SOUSA, S. H. M.; SUGUI, K. & CASTRO, J. C., 1991. Sedimentary facies of the Estrada Nova and Corumbataí Formation (Late Paleozoic of the Paraná Basin) in the State of São Paulo, Brazil. In: *7 International Gondwana Symposium*, São Paulo, 161-172.
- SPECHT, R. W. & BRENNER, R. L., 1979. Storm-wave genesis of bioclastic carbonates in Upper Jurassic epicontinental mudstones, East-Central Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(4): 1307-1322.
- STOLLHOFEN, H.; STANISTREET, I. G. & ROHN, R., 2000. The Gai-As lake system, Northern Namibia and Brazil. In: Gierlowski-Kordesch, E. H. & Kelts, K. R. (eds.). *Lake basins through space and time: AAPG Studies in Geology*, 46: 87-108.
- STRASSER, A. 1986. Ooids in Purbeckian limestones (lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentology*, 33: 711-727.
- STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S. P.; RAMPINO, M. R. & SCHWINDT, D. M., 2003. Deformação penecontemporânea na Formação Rio do Rasto (Permiano Superior a Triássico Inferior da Bacia do Paraná) na Serra do Cadeado, estado do Paraná. In: *IX Simp. Nac. de Estudo Tectônicos (SNET)*, Búzios, Rio de Janeiro, 1: 14.
- SUGUIO, K.; SALATI, E.; BARCELOS, J.H., 1974. Calcários oolíticos de Taguaí (SP) e seu possível significado paleoambiental na deposição da Formação Estrada Nova. *Rev. Brasil. Geoc.*, 4:142-166.
- SUGUIO, K., 2003. *Geologia sedimentar*. Ed. Edgard Blücher Ltda, São Paulo, SP, 400p.
- VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M. & THOMPSON, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes in sea level. In: *Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration*. PAYTON, C. E. (ed.). AAPG Memoir, 26: 63-97.
- VAN WAGONER, J. C.; MITCHUM, R. M.; POSAMENTIER, H. W. & VAIL, P. R., 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 2: Key definitions of sequence stratigraphy. In: Bally, A. W. (ed.). *Atlas of Seismic Stratigraphy*. Tulsa, AAPG. 1: 11-14, (AAPG Studies in Geology, # 27).
- VAN WAGONER, J. C.; POSAMENTIER, H. W.; MITCHUM, R. M.; VAIL, P. R.; SARG, J. F.; LOUTIT, T. S. & HARDENBOL, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, In: Wilgus, C. K.; Hastings, B. S.; Kendall, C. G. S. C., Posamentier, H. W.; Ross, C. A. & Van Wagoner, J. C., eds., *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*: SEPM Special Publication, 42: 39-45.
- VAN WAGONER, J. C.; MITCHUM, R. M. C.; CAMPION, H. M. & RAHMANIAN, V. D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists (Methods in exploration series, v 7)*, Tulsa, 55p.
- VIEIRA, A. J., 1973. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. In: *Anais 27º Cong. Bras. Geol*, Aracajú, 3: 259-277.
- WALKER, R. G., 1992. Facies, facies moldes and modern stratigraphy concepts. In: *Facies moldes*. Ed. WALKER, R. G. & JANES, N. P., Canadá, 1-14.
- WARREN, 2006. *Evolução sedimentar da Formação Rio do Rasto na região centro-sul do estado de Santa Catarina*. Dissertação de Mestrado, IG-USP, São Paulo, 174p.
- WASHBURNE, H. R., 1930. *Petroleum geology of the State of São Paulo*. São Paulo, 272p.
- YANG, W. & KOMINZ, M. A., 2002. Characteristics, stratigraphic architecture, and time framework of multi-order mixed siliciclastic and carbonate depositional sequences, outcropping Cisco Group (Late Pennsylvanian and Early Permian), Eastern Shelf, north-central Texas, USA. *Sedimentary Geology*, 154: 53-87.
- ZAINE, M. F., 1980. *Uma barreira geográfica no Paleozóico Superior na região de Fartura, SP*. Universidade de São Paulo (Dissertação de mestrado), 89p.
- ZÁLAN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; MARQUES, A.; ASTOLFI, M. A. M.; VIERA, I. S.; APPI, V. T. & ZANOTTO, O. A. 1990. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G. P. & MILANI, E. j., ed. *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Rio de Janeiro, Petrobrás – SEREC-CENSUD, 135 – 168.
- ZONNEVELD, J. P.; GINGRAS, M. K. & PEMBERTON, S. G., 2001. Trace fossil assemblages in a Middle Triassic mixed siliciclastic-carbonate marginal marine depositional system, British Columbia. *Paleo*, 166: 249-276.

