UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas - IGCE
Câmpus de Rio Claro

A FORMAÇÃO IRATI (GRUPO PASSA DOIS, PERMIANO, BACIA DO PARANÁ) NO FURO DE SONDAGEM FP-01-PR (SAPOPEMA, PR)

Leandra Costa Lages

Orientadora: Profa. Dra. Rosemarie Rohn Davies
Co-Orientador: Prof. Dr. Paulo Alves de Souza

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

.....

Rio Claro (SP)
2004

551.7 Lages, Leandra Costa
L174f A Formação Irati (Grupo Passa Dois, Permiano, Bacia do Paraná) no furo de sondagem FP-01-PR (Sapopema, PR) / Leandra Costa Lages. – Rio Claro : [s.n.], 2004
117 f. : il., tabs.

Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Rosemarie Rohn Davies
Co-orientador: Paulo Alves de Souza

1. Geologia estratigráfica. 2. Geoquímica. 4. Palinologia. 4. Carbonatos. 5. Paleoambientes. I. Titulo.

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

COMISSÃO EXAMINADORA

Profa. Dra. Rosemarie Rohn Davies

_____

Profa. Dra. Silvia Helena de Mello e Sousa

_____

Profa. Dra. Mariselma Ferreira Zaine

_____

Rio Claro, 21 de outubro de 2004

Resultado: Aprovada com distinção

Aos meus pais,

Oswaldo Teixeira Lages e

Maria Aparecida Costa Lages,

com carinho.

“Se você acha que a educação é cara, experimente a ignorância e veja quanto custa.”

Autor desconhecido

AGRADECIMENTOS

A Deus, ao meu mestre Meishu-Sama e aos meus antepassados pelas constantes graças do meu dia-a-dia.

À Profa. Dra. Rosemarie Rohn Davies e ao Prof. Dr. Paulo Alves de Souza pela orientação, paciência e amizade, que tornaram possível a realização deste trabalho.

Aos meus pais, Oswaldo e Cida, e irmãos, Gustavo e Danilo, pelo apoio e incentivo.

À Agência Nacional do Petróleo (ANP) pelo apoio financeiro através do Programa de Recursos Humanos (PRH-05) do Convênio UNESP–ANP.

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) pelo empréstimo dos testemunhos de sondagem, em especial ao geólogo Cícero A. de Oliveira, ao colega Luiz Lopes Moreira (Gigi) e ao Prof. Dr. Elias Daitx pelos contatos com a CPRM.

À Profa. Dra. Silvia Helena de Mello e Sousa e à Profa. Dra. Mariselma Ferreira Zaine por participarem da banca e pelas sugestões apresentadas.

Ao Prof. Dr. Dimas Dias Brito pela amizade e pela permissão de utilizar o Laboratório de Análises Micropaleontológicas, Microbióticas e de Ambientes.

Ao Prof. Dr. Joel Carneiro de Castro pelo carinho, incentivo e confiança depositada, e pelo auxílio na litoestratigrafia.

Aos geólogos Francisco W. Tognoli, Márcia E. Longhim, Angélica A. Zacharias, Thiago Meglhioratti, Howard-Peter K. Davies e Luiz Fernando de M. Montano pela amizade e colaboração em diversas etapas no trabalho.

Aos amigos do PRH-05/ANP e da Pós-Graduação da UNESP/Rio Claro pelo incentivo, em especial à Kátia R. N. Mendonça, Ana M. E. Castro, Jurandir Rosada Jr., Décio L. Semensatto Jr., Alessandro Batezelli, Maximilian Fries e Cláudia Chow.

Aos funcionários da UNESP/Rio Claro que me prestaram apoio em vários momentos difíceis, em especial à Darlene de Cássia Armbrust, Heloísa Partezani, José Maria Cazonatto, , Eliana M. D. Arrais, Antônio C. Porta Jr., Francisco M. G. Barrera, Cláudio R. da Silva, Vladimir Barbosa Jr. e Adilson José Rossini.

E a todos que contribuíram, direta ou indiretamente, para a concretização deste trabalho.

S U M Á R I O

Í N D I C E..... i

ÍNDICE DE FIGURAS E TABELAS.....ii

RESUMO..... iv

ABSTRACT..... v

1. INTRODUÇÃO..... 01

2. MÉTODOS..... 04

3. PRINCIPAIS INFORMAÇÕES BIBLIOGRÁFICAS SOBRE A FORMAÇÃO IRATI.....11

4. RESULTADOS.....48

5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....77

6. CORRELAÇÃO DO FURO DE SONDAGEM FP-01-PR COM OUTROS FUROS DA FORMAÇÃO IRATI..... 88

7. COMENTÁRIOS NO ÂMBITO DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS.....93

8. CONCLUSÕES.....100

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....104

Í N D I C E

1. INTRODUÇÃO.....01
1.1. Objetivos.....02
1.2. Localização do furo de sondagem.....02

2. MÉTODOS.....04
2.1. Descrição dos testemunhos e coletas de amostras.....04
2.2. Análise de dados.....06
2.2.1. Estudos Petrográficos.....06
2.2.2. Estudos Palinológicos.....07
2.2.3. Estudos Geoquímicos.....08

3. PRINCIPAIS INFORMAÇÕES BIBLIOGRÁFICAS SOBRE A FORMAÇÃO IRATI.....11
3.1. Bacia do Paraná.....11
3.2. A Formação Irati.....11
3.2.1. Litoestratigrafia e paleoambientes.....14
3.2.2. Contatos da Formação Irati com as unidades soto e sobrepostas.....17
3.2.3. Estratigrafia de Seqüências.....21
3.2.4. Paleontologia, Bio e Cronoestratigrafia.....29
3.2.4.1. Macrofósseis e Microinvertebrados.....29
3.2.4.2. Grãos de pólen e esporos.....33
3.2.4.3. Algas e acritarcas.....36
3.2.5. Palinofácies.....37
3.2.6. Unidades correlacionáveis à Formação Irati na África.....38
3.2.7. Geoquímica.....43

4. RESULTADOS.....48
4.1. Estudo das litofácies.....48
4.2. Caracterização litoestratigráfica.....51
4.3. Estudos Palinológicos.....63
4.3.1. Palinologia do Membro Taquaral.....65
4.3.2. Palinologia do Membro Assistência.....66
4.3.3. Correlações Palinoestratigráficas e Interpretações.....70
4.4. Estudos Geoquímicos.....72

5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....77

6. CORRELAÇÃO DO FURO DE SONDAGEM FP-01-PR COM OUTROS FUROS DA FORMAÇÃO IRATI.....88

7. COMENTÁRIOS NO ÂMBITO DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS.....93

8. CONCLUSÕES.....100

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....104

ÍNDICE DE FIGURAS E TABELAS

Figura 1 – Localização do furo de sondagem FP-01-PR estudado e de outros furos citados no texto.....03

Figura 2 – Perfil litológico do furo de sondagem FP-01-PR estudado.....05

Figura 3 – Perfil do furo FP-01-PR com indicação dos níveis amostrados..... 09

Figura 4 – Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná..... 12

Figura 5 – Carta Estratigráfica do Permo-Carbonífero da borda leste da Bacia do Paraná.....13

Figura 6 – Diagrama esquemático de ARAÚJO (2001) ilustrando os domínios deposicionais.....18

Figura 7 – Afloramentos do topo da Formação Irati..... 20

Figura 8 – Perfil litoestratigráfico do poço AB-1-SP, estudado por HACHIRO (1996).....24

Figura 9 – Seção correlativa de furos (GO-60/FP7) realizada por ARAÚJO (2001).....26

Figura 10 – Perfil litológico do poço FP-01-PR, ilustrando os níveis fossilíferos encontrados.....30

Figura 11 – Principais zoneamentos palinológicos estabelecidos da Bacia do Paraná.....34

Figura 12 – Mapa do Gondwana mostrando a posição aproximada do "mar" onde se depositaram as formações Irati, Whitehill, Huab e o Membro Black Rock durante o Eopermiano..... 40

Figura 13 – Correlação entre colunas estratigráficas das bacias do Karoo Principal, Huab e Paraná..... 42

Figura 14 – Seção do poço MA-29-SC estudado por ARAÚJO (2001).....47

Figura 15 – Fotografia dos testemunhos da base da Formação Irati..... 52

Figura 16 – Testemunhos ilustrando a litofácies micrito dolomítico..... 53

Figura 17 – Coquinas de bivalves do Membro Taquaral.....54

Figura 18 – Testemunhos ilustrando o contato dos membros Taquaral e Assistência.....55

Figura 19 – Ilustrações da litofácies micrito dolomítico brechado (MDB).....56

Figura 20 – Ilustrações da litofácies ritmito do Membro Assistência.....57

Figura 21 – Ilustrações da litofácies micrito dolomítico.....58

Figura 22 – Alternância de micritos dolomíticos e folhelhos betuminosos, constituindo ritmitos espessos.....59

Figura 23 – Fotografias de testemunhos do topo da Formação Irati.....60

Figura 24 – Perfil do poço FP-01-PR com indicação das litofácies reconhecidas.....61

Figura 25 – Esporos encontrados para a Formação Irati no furo FP-01-PR.....67

Figura 26 – Grãos de pólen encontrados para a Formação Irati no furo FP-01-PR.....68

Figura 27 – Palinomorfos da Formação Irati no furo FP-01-PR.....69

Figura 28 – Curvas dos teores de %COT e %S para a Formação Irati no furo FP-01-PR 75

Figura 29 – Correlação entre o furo de sondagem FP-01-PR e outros furos na borda leste na Bacia do Paraná.....92

Tabela 1 - Teores de Carbono Orgânico Total e de Enxofre da Formação Irati.....74

Tabela 2 - Dados anômalos encontrados para o Membro Taquaral.....76

RESUMO

A Formação Irati (Grupo Passa Dois, Permiano, Bacia do Paraná), subdividida nos membros Taquaral e Assistência, foi estudada no furo FP-01-PR da CPRM em Sapopema, PR (UTM 7.384.500N/562.000E), onde apresenta 44,5 m de espessura. Visando discutir os paleoambientes e a idade da formação, o trabalho envolveu descrições dos testemunhos, petrografia dos carbonatos, geoquímica dos pelitos (%COT e %S), palinologia e correlações estratigráficas. Os principais resultados inéditos são: 1) O Membro Taquaral, embora predominantemente síltico, apresenta finas coquinas de bivalves e porções areno-margosas no final de um ciclo granocrescente ascendente. 2) Tanto na base, quanto no topo da formação, há prováveis *lags* transgressivos constituídos por delgados *bone beds* de peixes. 3) Correlações entre furos da borda leste da bacia revelaram modificações na taxa de subsidência na região do Arco de Ponta Grossa, de relativamente alta para baixa, respectivamente para os membros Taquaral e Assistência. Tal fato e as marcantes diferenças litofaciológicas sugerem a separação dos membros por discordância. 4) As assembléias palinológicas, embora mal preservadas e constituídas quase apenas por grãos de pólen, algas *Bothryococcus* (dulçaqüícolas) e acritarcas (marinhos), indicam idade artinskiana por correlações com a África. 5) Análises críticas e algumas interpretações alternativas são apresentadas em relação aos paleoambientes e às seqüências estratigráficas.

Palavras-chave: Geologia estratigráfica, Geoquímica, Palinologia, Carbonatos, Paleoambientes.

ABSTRACT

The Irati Formation (Permian Passa Dois Group, Paraná Basin) divided into the Taquaral and Assistência members, is 44,5 m thick in CPRM's FP-01-PR borehole at Sapopema Municipality, Paraná State (UTM 7.384.500N/562.000E). Aiming paleoenviromental and age discussions, the work envolves description of cores, carbonate petrography, geochemistry of pelites (%TOC and %S), palynology and stratigraphic correlations. The main inedit results are: 1) The predominantely siltic Taquaral Member has thin bivalve coquinas and sandy marl portions at the end of a coarsening upwards cycle. 2) Both at the base and the top of the formation, there are probable transgressive lags constituted of thin fish bone-beds. 3) Correlations between boreholes at the eastern border of the basin reveal modifications in the subsidence rate in the region of the Ponta Grossa Arch, from relatively high to low, respectively for the Taquaral and Assistência members. This fact and the strong lithofaciological differences suggest a discordant boundary between the members. 4) The palynological assemblages, although badly preserved and almost exclusively constituted of pollen grains, *Bothyococcus* algae (freshwater) and acritharcs (marine), through correlations with Africa, indicate an Artinskian age. 5) Critical analysis and some alternative interpretations are presented for the paleoenvironments and stratigraphic sequences.

Key-words: Stratigraphic Geology, Geochemistry, Palynology, Carbonates, Paleoenvironments.

1. INTRODUÇÃO

A Formação Irati corresponde à unidade basal do Grupo Passa Dois da Bacia do Paraná e subdivide-se nos membros Taquaral e Assistência. Há várias décadas, a Formação Irati desperta relativo interesse econômico e científico. Trata-se da unidade permiana com a maior extensão geográfica e continuidade lateral da Bacia do Paraná, a despeito da sua espessura relativamente pequena. A formação apresenta litofácies bastante singulares como evaporitos e a alternância de calcários dolomíticos e folhelhos betuminosos. Destaca-se também pela presença de mesossaurídeos (répteis aquáticos primitivos), os quais permitem realizar excelentes correlações estratigráficas com unidades eopermianas do sul da África.

Parece haver consenso quanto à vasta extensão e homogeneidade dos sítios deposicionais que originaram a Formação Irati, incluindo as condições de fundo periodicamente anóxico que geraram os folhelhos betuminosos. Verifica-se também unanimidade na interpretação de extrema calmaria tectônica durante a acumulação da Formação Irati. O mesmo não acontece no que diz respeito às interpretações paleoambientais.

Embora já tenham sido realizados trabalhos significativos sobre a Formação Irati, ainda permanecem muitas dúvidas sobre a idade, as interpretações paleoambientais e a evolução da bacia no respectivo intervalo de tempo, especialmente quanto às variações do nível de base e sua provável relação com o paleoclima.

Assim, na tentativa de aprimorar os conhecimentos sobre a Formação Irati, a pesquisa abordou os estudos petrográficos dos carbonatos, análises geoquímicas dos folhelhos e estudo do conteúdo palinológico de amostras de um furo de sondagem realizado pela Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM), FP-01-PR, localizado no Município de Sapopema (PR).

Deve-se salientar que este furo foi escolhido pela ausência de intrusões de diabásio, as quais poderiam ter alterado as características geoquímicas das rochas e destruído os palinomorfos. Os testemunhos da Formação Irati deste furo de sondagem não haviam sido estudados anteriormente.

1.1. Objetivos

O projeto visa aprimorar os conhecimentos sobre a Formação Irati, através da análise de um furo de sondagem (FP-01-PR), principalmente as interpretações dos paleoambientes e suas variações ao longo da história deposicional, de acordo com dados petrográficos dos carbonatos, geoquímicos dos folhelhos e palinológicos.

Através da correlação do furo FP-01-PR com outros poços estudados anteriormente, objetiva-se detalhar informações sobre as variações laterais e verticais das fácies e os contatos litoestratigráficos próximos à borda leste/nordeste da Bacia do Paraná.

1.2. Localização do Furo de Sondagem

O poço FP-01-PR, perfurado em 1982 pela CPRM, através do "Projeto Carvão Borda Leste" (ABOARRAGE & LOPES, 1986), localiza-se na porção nordeste do Estado do Paraná, nas coordenadas UTM: 7.384.500N/562.000E, a 513 m de altitude, no Município de Sapopema (Figura 1). Trata-se de um furo contínuo com 401,00 m de profundidade. Os testemunhos estão disponíveis no depósito da CPRM em Araraquara (SP).

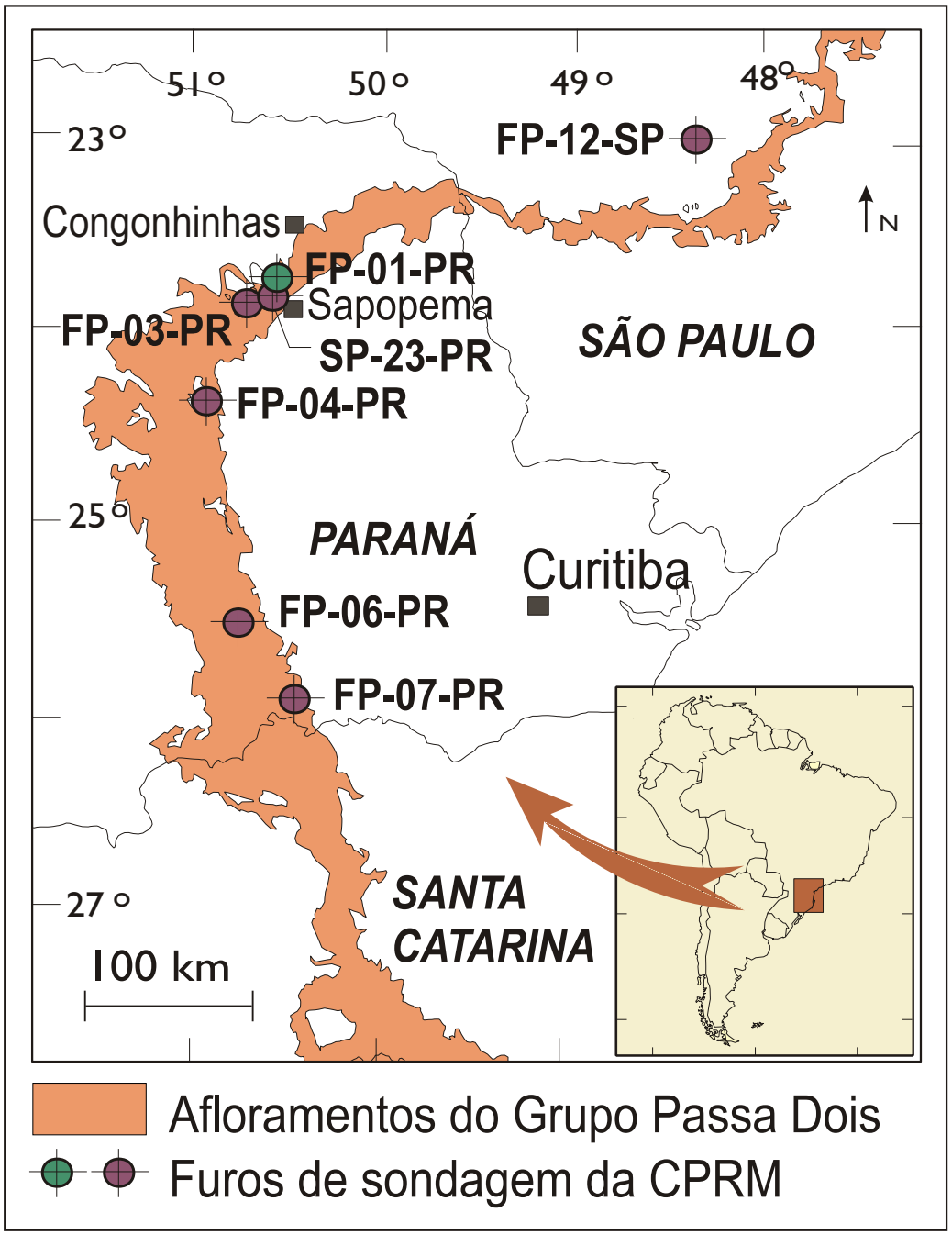


Figura 1 - Localização do furo de sondagem FP-01-PR estudado e de outros furos de sondagem citados no texto.

2. MÉTODOS

2.1. Descrição dos testemunhos e coleta de amostras

Em ABOARRAGE & LOPES (1986) estão apresentados os dados do furo de sondagem FP-01-PR, incluindo um perfil litológico e os perfis de raios gama e resistividade, reproduzidos na Figura 2. O furo está totalmente testemunhado e as descrições iniciais dos testemunhos foram realizadas por Jean-René R. Penatti em 1996, na escala vertical 1:10 (não publicadas), visando a descrição bem detalhada das litofácies e a identificação macroscópica dos fósseis e dos respectivos atributos tafonômicos.

Revisou-se a seção colunar de Penatti, acrescentando-se informações mais detalhadas sobre as litofácies e os respectivos contatos. Todas as caixas de testemunhos foram fotografadas, assim como detalhes de cada litofácies. Realizou-se amostragem cuidadosa dos testemunhos para análises palinológicas, petrográficas e geoquímicas.

Para os estudos petrográficos foram selecionados diversos níveis de carbonatos e para os palinológicos foram amostrados diversos argilitos, siltitos e folhelhos betuminosos. Tanto para os estudos petrográficos, como para os palinológicos, as amostragens não obedeceram um espaçamento regular. Já para o processamento geoquímico, o programa de amostragem dos testemunhos consistiu na coleta de, aproximadamente, 80 gramas de rocha, em intervalos regulares com espaçamento de 50 cm. No total, foram coletadas 11 amostras para análises palinológicas, 20 para análises petrográficas e 92 para análises geoquímicas. A Figura 3 apresenta o perfil litológico do poço, na escala 1:200, e indicação dos níveis amostrados, além dos perfis de raios gama e resistividade. As litofácies incluem as informações obtidas através das análises petrográficas e macroscópicas. Para a construção da seção colunar foram usados os programas de computador Autocad e Corel Draw. Foram necessários pequenos ajustes da seção litológica em relação aos perfis raios gama e resistividade devido a pequenas diferenças nas indicações das profundidades, além das variações causadas pela expansão dos folhelhos e argilitos após a retirada dos testemunhos do poço.

Dissertação de Mestrado: IGCE-UNESP, Rio Claro.....Lages (2004)

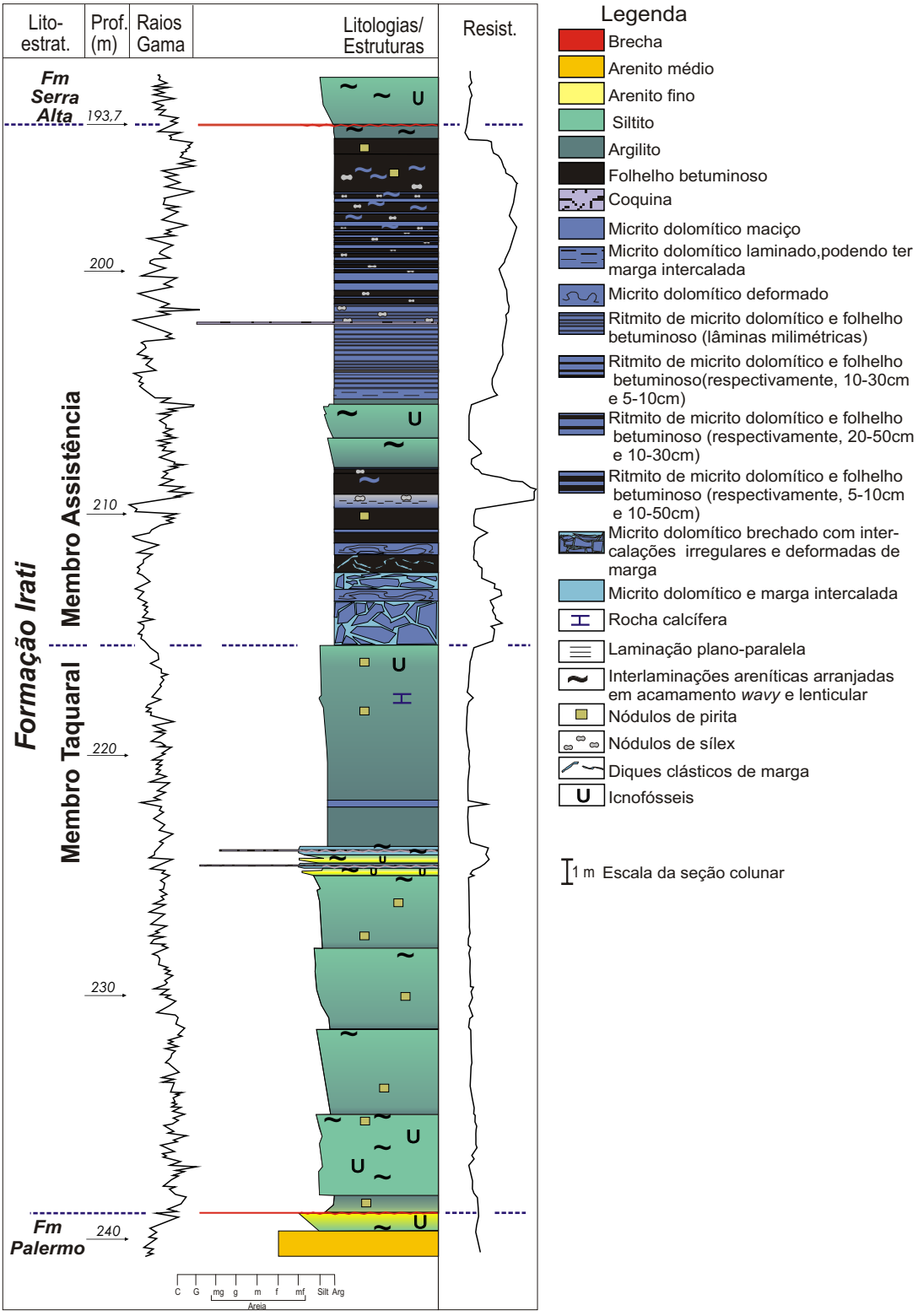


Figura 2 - Perfil litológico do furo de sondagem FP-01-PR

2.2. Análise de Dados

Os resultados obtidos foram complementados pelas informações sedimentológicas, estratigráficas e paleontológicas, coletadas através de pesquisa bibliográfica.

2.2.1. Estudos Petrográficos

Dentro do intervalo que compreende a Formação Irati no furo FP-01-PR, selecionaram-se os principais carbonatos, tendo sido confeccionadas 20 lâminas delgadas numeradas da base em direção ao topo da formação (L-1 a L-20), indicadas na Figura 3 e que foram guardadas no Departamento de Geologia Aplicada do IGCE/UNESP - Câmpus de Rio Claro. Sempre que possível, os níveis de coleta para a confecção das lâminas foram definidos de modo a incluir os contatos entre os carbonatos e os siliciclastos adjacentes, visando verificar se as passagens seriam abruptas, gradacionais ou se haveria alguma erosão e/ou retrabalhamento.

As lâminas foram preparadas no Laboratório de Laminação do Departamento de Petrologia e Metalogenia, segundo os procedimentos normais, sem a colocação de lamínula.

As análises das lâminas foram realizadas sob microscópio petrográfico do “Laboratório de Análises Micropaleontológicas, Microbióticas e de Ambientes”, do Departamento de Geologia Aplicada do IGCE/UNESP, em aumentos de 100, 200 e 400 vezes. O microscópio utilizado foi da marca Carl Zeiss, com câmara fotográfica acoplada. O grau de dolomitização das rochas carbonáticas foi determinado através do teste de tingimento pela aplicação de solução de alizarina.

As descrições dos carbonatos foram baseadas nas classificações de FOLK (1962). No caso das litofácies com 50 a 70% de micrita e o restante constituído por grãos siliciclásticos finos, optou-se pelo uso do termo marga (BISSELL & CHILINGAR, 1967 *apud* ARAÚJO, 2001).

2.2.2. Estudos Palinológicos

A palavra Palinologia foi empregada por HYDE & WILLIAMS (1944 *apud* SOUZA, 2000) para designar o estudo morfológico dos grãos de pólen e esporos, suas aplicações e modo de dispersão. Em um conceito mais amplo e moderno, a Palinologia trata do estudo da matéria orgânica microscópica que persiste após a dissolução dos componentes inorgânicos de uma rocha, em reação com HCI e HF. O material que resta, excetuando-se minerais neoformados durante o processo de dissolução química, compreende os "palinomorfos".

Assim, os palinomorfos constituem e são derivados de diversas categorias animais, vegetais e protistas (HYDE & WILLIAMS, *apud* SOUZA, 2000), tais como:

Esporomorfos: grãos de pólen de gimnospermas e angiospermas; esporos de fungos, briófitas e vasculares sem sementes (pteridófitas);

Fitoplâncton: cistos de dinoflagelados; prasinófitas (grupo de algas verdes); acritarcas; fitoclastos (cutículas, tecidos lenhosos, opacos, matéria orgânica amorfa); cianobactérias; rodofíceas; etc;

Zoomorfos: escolecodontes; quitinozoários e foraminíferos quitinosos.

No presente trabalho, as preparações palinológicas resultaram na identificação de apenas esporos, grãos de pólen, algas, acritarcas e fitoclastos (matéria orgânica amorfa e cutículas), devendo-se subentender esses dois grupos sempre que o termo palinomorfos é empregado.

Onze amostras (P-1 a P-11 – Figura 3) de folhelhos, siltitos e argilitos da Formação Irati foram preparadas segundo os métodos convencionais descritos em LAGES (2000) e SOUZA (2001), tendo sido comprados equipamentos para tal finalidade, com recursos da ANP, instalados no Laboratório de Sedimentologia do Departamento de Geologia Aplicada (IGCE/UNESP).

As formas selecionadas para ilustrar as figuras foram fotografadas no fotomicroscópio Carl Zeiss do "Laboratório de Análises Micropaleontológicas, Microbióticas e de Ambientes" do Departamento de Geologia Aplicada do IGCE/UNESP em aumentos de 400 e 1.000 vezes com filmes coloridos Asa 100. Também utilizou-se o microscópio de captura de imagens do mesmo laboratório para a ilustração de alguns espécimes.

2.2.3. Estudos Geoquímicos

Uma das ferramentas importantes para se estimar a potencialidade petrolífera de uma bacia sedimentar é a avaliação geoquímica das rochas potencialmente geradoras de petróleo. Dentre os parâmetros para tal caracterização estão a quantidade, qualidade e grau de evolução térmica da matéria orgânica. A quantidade de matéria orgânica é normalmente expressa pelo teor de carbono orgânico total (COT), cujo valor mínimo para despertar atenção como geradora potencial de petróleo situa-se acima de 1% para os folhelhos (TISSOT & WELTE, 1984 *apud* SANTOS NETO, 1993). Valores elevados de COT geralmente podem ser correlacionados com sedimentos de grãos mais finos devido à equivalência hidrodinâmica entre a matéria orgânica e o tamanho do grão (TYSON, 1995).

A presença do enxofre total (percentagem de enxofre da pirita + S orgânico) associado ao carbono, permite inferências sobre a salinidade e o grau de oxigenação do ambiente deposicional (*e.g.*, BERNER & RAISWELL, 1983 *apud* ARAÚJO, 2001).

As análises de geoquímica orgânica serviram para a caracterização do conteúdo orgânico. As amostras foram preparadas para análise da porcentagem de Carbono Orgânico Total (%COT) e da porcentagem do Teor de Enxofre (%S).

Primeiramente, as amostras foram moídas no setor de moagem do Departamento de Petrologia e Metalogenia e acondicionadas em saquinhos plásticos. É bastante importante para este tipo de análise que se evite ao máximo alguma contaminação. Para isto, após a moagem de cada amostra, os aparelhos usados foram minuciosamente lavados com água e sabão e, adicionalmente, foram aplicados jatos de ar de compressor para eliminar qualquer eventual resquício.

Assim, as 92 amostras (G1 a G92 – Figura 3) foram enviadas ao Laboratório de Geoquímica Orgânica da Faculdade de Geologia da Universidade Estadual do Rio de Janeiro para as análises geoquímicas.

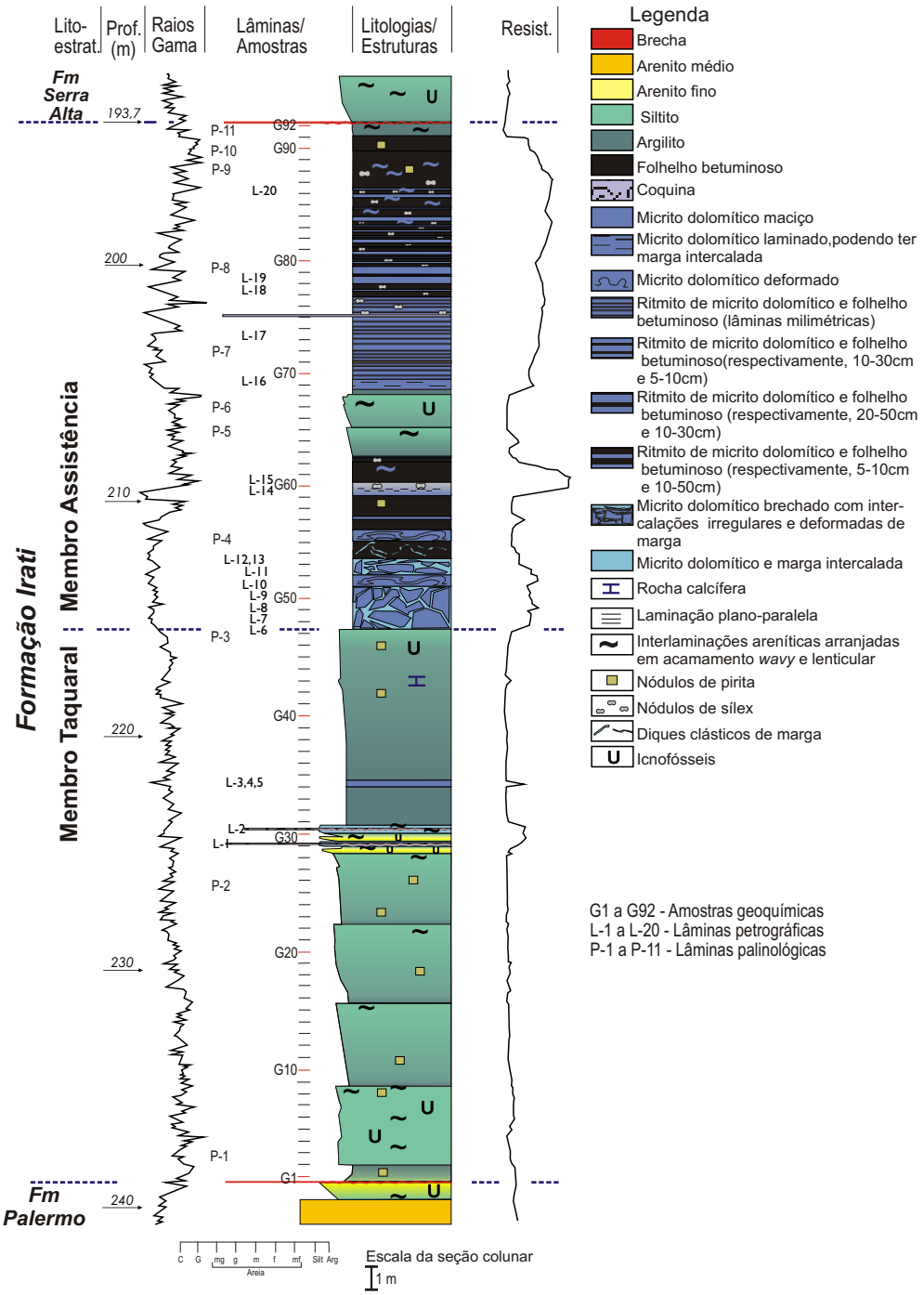


Figura 3 - Perfil Litológico do furo FP-01-PR com indicações dos níveis amostrados.

A quantificação do conteúdo de carbono orgânico total da rocha é obtida pelo emprego de um analisador de carbono elementar, LECO SC-444, com célula de detecção infravermelha, que converte o CO_2, proveniente da combustão da matéria orgânica total, em medida de carbono orgânico(ARAÚJO, 2001).

A quantificação do conteúdo de enxofre total da rocha é obtida pelo emprego de um analisador de enxofre elementar, que converte o SO_2, proveniente da combustão da rocha, em medida de enxofre. As análises de enxofre são realizadas no analisador LECO SC-444, equipamento não-dispersivo, com célula de detecção infravermelha (ARAÚJO, 2001).

SANTOS NETO (1993) e ARAÚJO (2001) descrevem os detalhes sobre as técnicas de preparação para obtenção dos teores de carbono orgânico total e de enxofre total.

Os valores da porcentagem de Carbono Orgânico Total (%COT) e da porcentagem do Teor de Enxofre (%S) estão reproduzidos na Tabela 1.

Em vista da obtenção de alguns resultados bastante anômalos para o Membro Taquaral, ou seja, altos valores de %COT e %S, oito amostras adicionais deste membro e três do Membro Assistência foram coletadas, moídas e analisadas. Este segundo lote de amostras resultou em valores baixos de %COT e %S para o Membro Taquaral (Tabela 2). Não foi possível identificar qual foi o motivo dos problemas no primeiro lote de amostras. Desta forma, na presente dissertação são apenas considerados os resultados obtidos para o Membro Assistência.

3. PRINCIPAIS INFORMAÇÕES BIBLIOGRÁFICAS SOBRE A FORMAÇÃO IRATI

3.1. Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná situa-se na parte centro-leste do continente sul-americano, cobrindo cerca de 1.600.000 km². Trata-se de uma bacia preenchida por quase 5.000 m de sedimentos paleozóicos, mesozóicos, lavas basálticas e, localmente, rochas cenozóicas (SCHNEIDER *et al.*, 1974).

MILANI *et al.* (1994) apresentaram uma carta estratigráfica da Bacia do Paraná, distinguindo seis grandes seqüências deposicionais: ordovício-siluriana, devoniana, carbonífero-eotriássica, neotriássica, jurássico-eocretácea e neocretácea (Figura 4). As unidades propostas, nomeadas de acordo com o período de tempo durante o qual se deu a maior parte da sua sedimentação ou atividade vulcânica, estão separadas por longos hiatos de tempo, da ordem de até 100 Ma. A parte caboníferа-permiana da carta estratigráfica, com reinterpretações geocronológicas e outras modificações realizadas por ROHN (comunicação escrita, 2004), está apresentada na Figura 5.

O Grupo Passa Dois, que pertence à seqüência Carbonífera-Eotriássica de MILANI *et al.* (1994), constitui-se, na porção sul da bacia, das formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto. Nos estados de São Paulo, Goiás e Mato Grosso, das formações Irati e Corumbataí (SCHNEIDER *et al.*, 1974).

3.2. A Formação Irati

Irati, que na língua tupi significa rio do mel (AMARAL, 1967), foi o termo usado por WHITE (1908 *apud* SANTOS NETO, 1993) ao propor a primeira coluna estratigráfica da Bacia do Paraná, para designar uma espessa sucessão de folhelhos pretos pirobetuminosos, portadora do réptil *Mesosaurus brasiliensis*, identificado na seção-tipo, a cerca de 3 km ao sul da estação ferroviária da cidade de Irati, no Estado do Paraná.

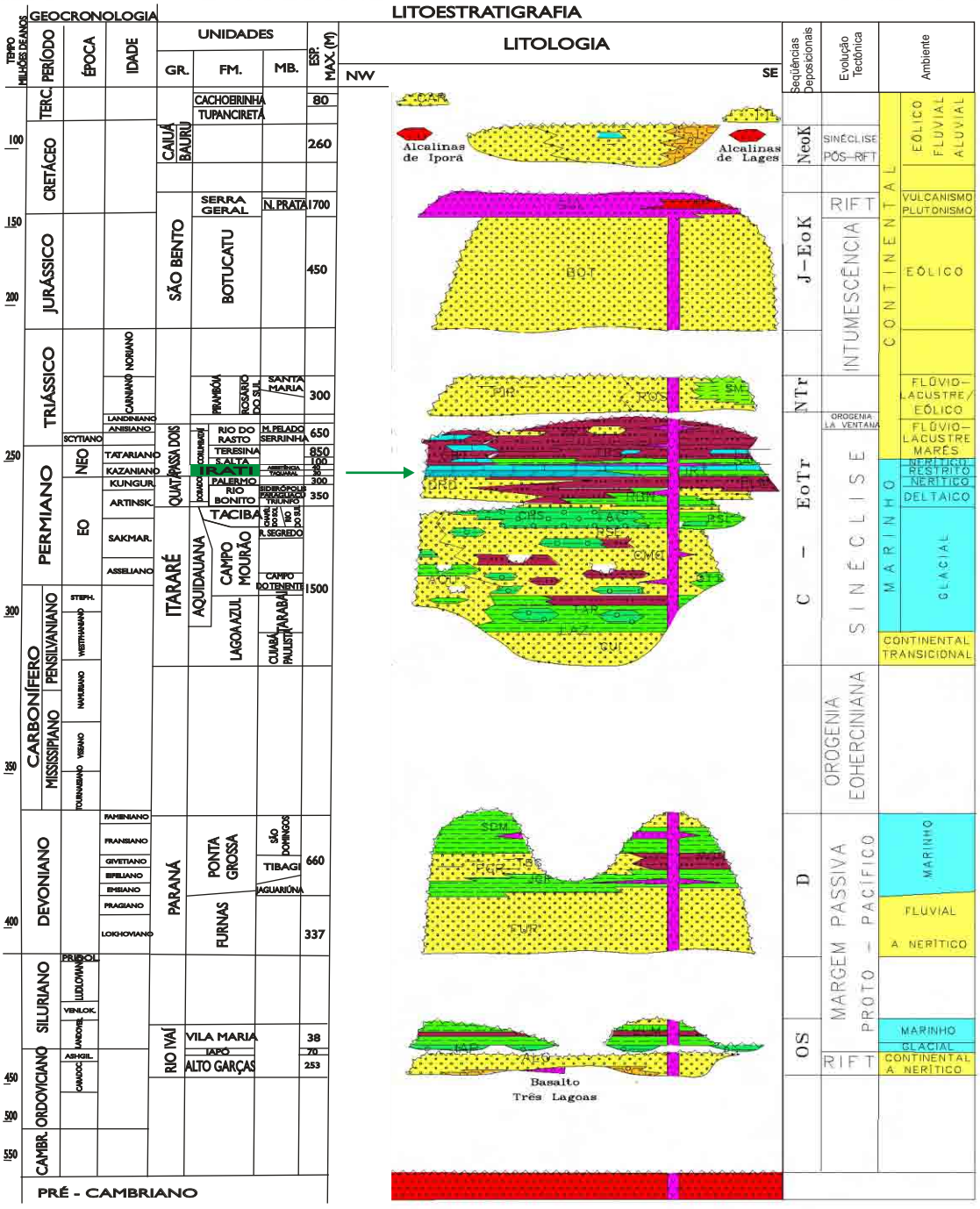
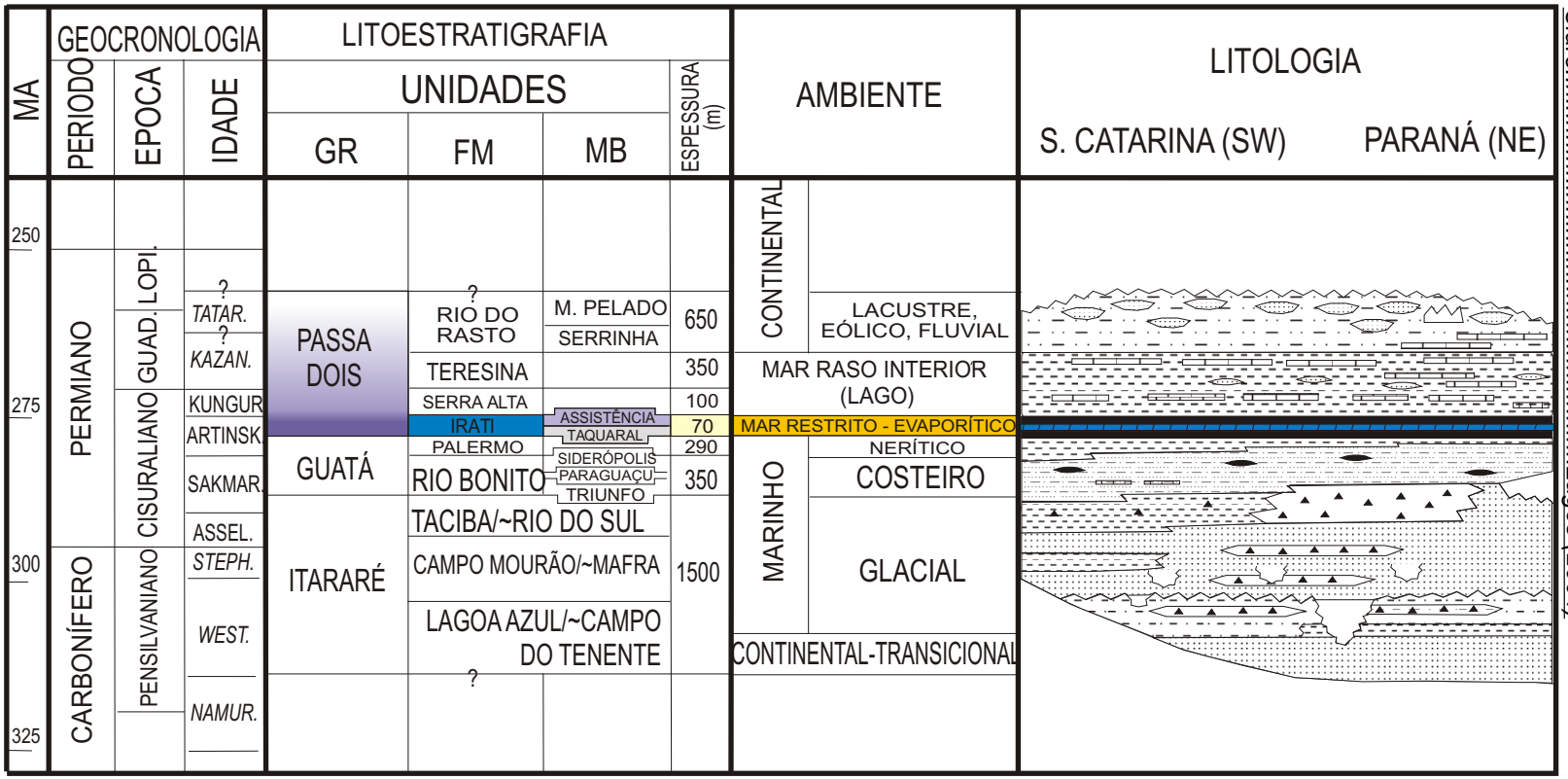


Figura 4 - Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná (MILANI *et al.*, 1994).



Dissertação de Mestrado: IGCE-UNESP, Rio Claro.....Lages (2004)

FIGURA 5 - Carta estratigráfica do Permo-Carbonífero da borda leste da Bacia do Paraná (Santa Catarina e Paraná) conforme ROHN (comunicação escrita, 2004). Geocronologia baseada em REMANE (2002), exceto as idades escritas em itálico (mantidas conforme cartas mais antigas). Posições cronoestratigráficas dos grupos, formações e membros ajustadas de acordo com dados paleontológicos e bioestratigráficos consistentes e datações radiométricas confiáveis de unidades

3.2.1. Litoestratigrafia e paleoambientes

A Formação Irati é a unidade basal do Grupo Passa Dois, Permiano da Bacia do Paraná, que se sobrepõe à Formação Palermo do Grupo Guatá (SCHNEIDER *et al.*, 1974).

A unidade ocupa uma área de, aproximadamente, 1.000.000 km², abrangendo, no Brasil, os estados de Mato Grosso, Goiás, Mato Grosso do Sul, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, provavelmente parte do Paraguai (SCHNEIDER *et al.*, 1974; HACHIRO, 1996), além do Uruguai e Argentina [Bacia do Chaco-Paraná (HACHIRO, 1996)].

A unidade subdivide-se em dois membros: Taquaral (inferior) e Assistência (superior). É composta por uma sucessão de folhelhos pretos síltico-argilosos e folhelhos pretos betuminosos, estes podendo conter nódulos de sílex e intercalações de rochas carbonáticas, além de siltitos cinzentos (maciços) e, ocasionalmente, arenitos na base.

Vale lembrar que HACHIRO *et al.* (1993) propuseram a elevação da Formação Irati à hierarquia de subgrupo e os membros Taquaral e Assistência à categoria de formação, sendo esta última formação subdividida nos membros Morro do Alto (inferior) e Ipeúna (superior), individualizados em camadas que se diferenciam ao norte e ao sul do Arco de Ponta Grossa. Contudo, essas propostas litoestratigráficas, aparentemente, ainda não se tornaram consagradas pela comunidade científica. Por isto, neste trabalho adotamos como válida a designação “formação”.

O Membro Taquaral, proposto por BARBOSA & ALMEIDA (1949), constitui-se de siltitos argilosos e folhelhos cinza-escuros e cinza-claros com laminação paralela. Apresenta espessuras da ordem de 10 m no Estado de São Paulo, e de 20 m no Paraná e em Santa Catarina (SANTOS NETO, 1993) e tem ocorrência generalizada na bacia.

O Membro Assistência com seção-tipo localizada no Distrito de Assistência em Rio Claro (SP), no trecho entre Piracicaba e Rio Claro, abrange uma sucessão de folhelhos e siltitos cinza-escuros com laminação paralela, nos quais se intercalam folhelhos pretos pirobetuminosos associados a horizontes de calcários dolomíticos de coloração creme e cinza-escura, com restos de mesossaurídeos restritos à sua metade superior, com marcas onduladas,

estilólitos e brechas intraformacionais. Alternâncias de calcários e folhelhos formam estratificação rítmica. Pode alcançar cerca de 40 m nas regiões centrais da bacia (HACHIRO, 1996). O membro foi interpretado como depositado em plataforma marinha com áreas de restrições, onde se acumularam os folhelhos pirobetuminosos. Nas áreas de restrições mais severas acumularam-se evaporitos (AMARAL, 1967).

Embora quase todos os autores ressaltem a grande continuidade lateral da Formação Irati, MENDES (1967) considerou que as formações Irati e Serra Alta estão intimamente ligadas, ocorrendo “sedimento do tipo Serra Alta abaixo, no meio e acima da litologia Irati". Por esta razão, atribuiu o *status* de fácies à unidade Serra Alta. A diminuição de espessura do intervalo típico da Formação Irati seria compensada pelo aumento da espessura da fácies Serra Alta, que poderia substituí-la por completo em certos casos. PETRI & FULFARO (1983), aparentemente, acataram esta interpretação e descreveram as duas unidades como associadas.

Sob o ponto de vista geológico, petrográfico e sedimentológico, AMARAL (1967, 1971) estudou a Formação Irati, abrangendo áreas desde o Estado de São Paulo até o Rio Grande do Sul, com dedicação especial à faixa aflorante entre Rio Claro, Piracicaba e Laranjal Paulista (SP). O autor, ainda, a partir de estudos de gabinete e das observações de campo, colocou à luz dos conhecimentos geológicos algumas hipóteses sobre as condições gerais, inclusive climáticas, em que se teriam depositado os sedimentos da Formação Irati. Pode-se citar, por exemplo, a constatação que o sílex, muito comum nas litologias carbonáticas, se formou por vários processos e em diferentes tempos. Um deles teria ocorrido antes da diagênese dos calcários, sendo, portanto, singenético, interpretado como resultado da dissolução de espículas silicosas de esponjas. Outro exemplo que merece destaque é a alternância de calcários e folhelhos, que formam estratificação rítmica, como influência climática. Esta ritmicidade corresponderia à alternância de fases secas e fases mais úmidas, respectivamente. Segundo o autor, a influência do clima seria sugerida pela pureza de cada fácies, onde as gradações inexistem, sendo quase ausentes as argilas na fração carbonática e os calcários nos folhelhos.

Cabe ressaltar ainda que AMARAL (1971) verificou a ocorrência de brechas constituídas por fragmentos que evidenciam “pequeno grau de

deslocamento" (ou seja, pouco ou nenhum transporte). Este autor constatou que ocorreriam passagens graduais de calcários brechados a não brechados e vice-versa, e ainda observou a ocorrência de marcas onduladas. PETRI & COIMBRA (1982) detalharam a descrição das brechas e interpretaram que elas poderiam estar geneticamente ligadas a *teepes*, não necessariamente a ambientes de marés e clima árido. Estes autores também observaram gretas de contração na Formação Irati, demonstrando que as condições redutoras não estavam relacionadas, obrigatoriamente, à profundidade da água. PETRI & COIMBRA (1982) verificaram que as marcas onduladas seriam predominantemente simétricas, com comprimento de onda de 10 a 15 cm e altura de cerca de 2 cm.

CASTRO (1988) observou pares de calcário e folhelho espaçados irregularmente e com leitos gradados e topos ondulados, sugestivos de estratificação cruzada *hummocky*. LAVINA (1991) identificou fácies de tempestitos carbonáticos (associados com folhelhos betuminosos) na Formação Irati do Rio Grande do Sul e citou possíveis outras ocorrências nos estados mais setentrionais. Tais tempestitos apresentariam estratificação cruzada *hummocky* e freqüentemente concentrações de ossos de mesossaurídeos e carapaças de crustáceos.

Segundo um modelo de HOLZ & SIMÕES (2002), que detalharam os tempestitos com mesossaurídeos, teriam ocorrido sucessivos episódios de soterramento, erosão, retrabalhamento e redeposição dos ossos por ação de tempestades. Segundo os autores, as fácies carbonáticas estariam mais próximas da costa e os folhelhos seriam representados como fácies coevas, depositadas nas porções mais distais. Os tempestitos ocorreriam intercalados aos calcários e aos folhelhos.

LAVINA (1991) considerou que os ritmitos de carbonatos e folhelhos do Membro Assistência, com 3 a 10 cm de espessura, observados principalmente no nordeste da bacia, seriam resultantes, respectivamente, de correntes de turbidez e sedimentação normal do "dia-a-dia". O fenômeno "disparador" das correntes poderia estar relacionado também a tempestades. A fonte carbonática estaria na costa, que sofreria erosão durante as tempestades.

Através da avaliação da intensidade dos processos de ondas e correntes, interpretadas como produzidas por tempestades, a partir da análise macro e micrométrica dos produtos sedimentares, das estruturas e de elementos

indicativos de tendência proximal-distal, ARAÚJO (2001) apresentou um arcabouço faciológico da Formação Irati e inferiu três domínios deposicionais (Figura 6): rampa interna carbonática, situada acima do nível médio das ondas normais; rampa intermediária, posicionada entre o nível médio das ondas normais e de tempestades; e rampa distal, localizada abaixo do nível médio das ondas de tempestades. Constituiria característica no domínio de rampa interna, a presença de litofácies carbonáticas exibindo recorrentes feições de exposições subaéreas, evaporitos associados e ação de fluxos relacionados a tempestades. Assim, segundo o autor, em termos regionais, a associação de rampa interna, restringe-se à fase de implantação da sedimentação carbonática, caracterizando, litoestratigraficamente, a base do Membro Assistência. Na rampa intermediária, dominaria a sedimentação mista, carbonática-siliciclástica, com predominância da laminação planar nos folhelhos e de estrutura grumosa nos *mudstones*, sugerindo a deposição em ambiente de baixa energia. Já o domínio de rampa distal se caracterizaria pela presença de folhelhos carbonosos e normais, com predomínio das laminações paralelas planares e onduladas-lenticulares, refletindo a baixa energia das correntes no ambiente.

3.2.2. Contatos da Formação Irati com as unidades soto e sobrepostas

A natureza do contato inferior tem sido bastante discutida na literatura. Em decorrência da presença de um nível rudáceo na base do Membro Taquaral, mapeada localmente no Estado de São Paulo, com espessura variando entre 0,1 a 1 metro (HACHIRO & COIMBRA, 1991), alguns pesquisadores passaram a interpretar como discordante a passagem entre as formações Palermo-Tatuí e a Formação Irati (BARBOSA & ALMEIDA, 1949; BARBOSA & GOMES, 1958).

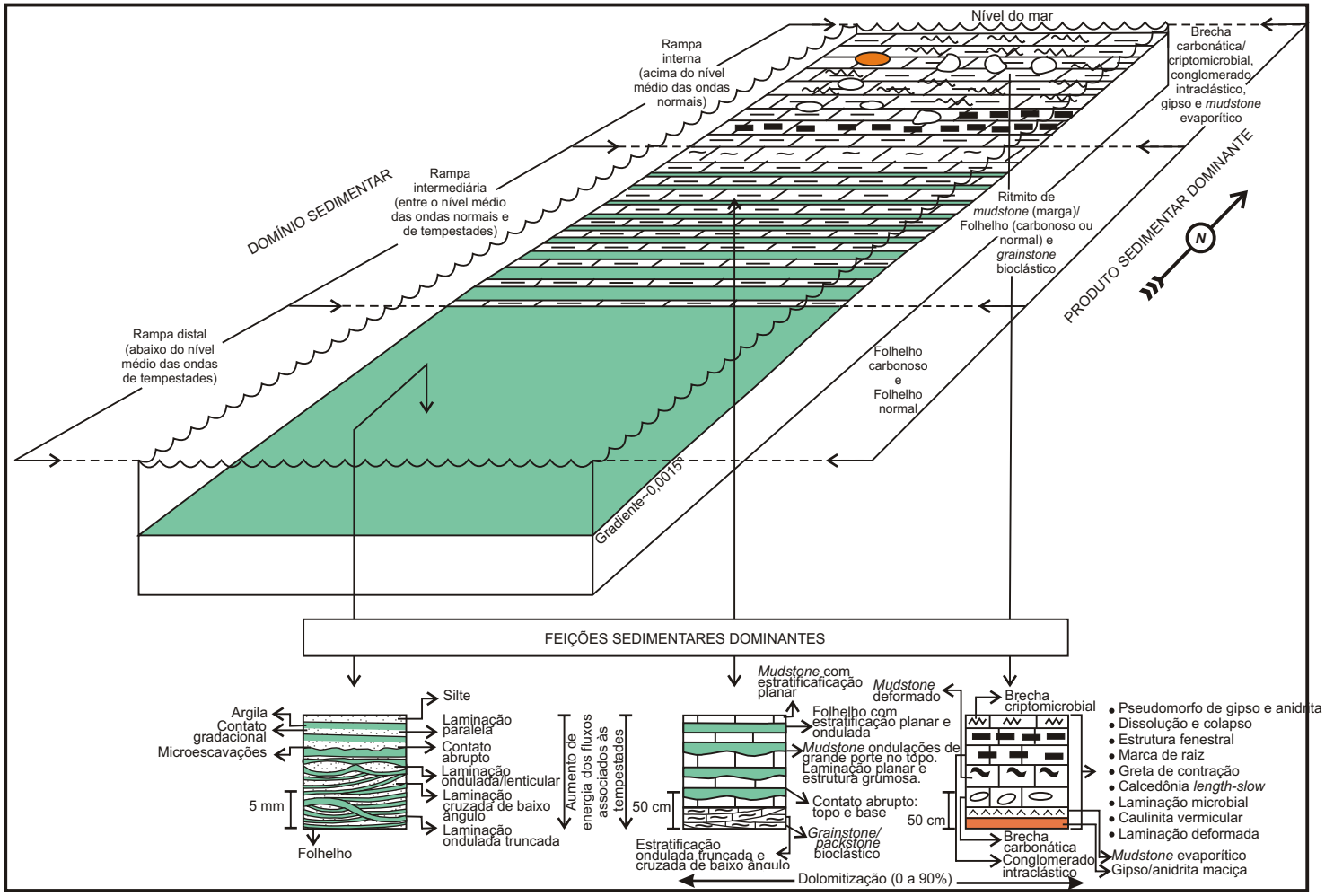


Figura 6 - Diagrama esquemático de ARAÚJO (2001) ilustrando os domínios deposicionais, produtos e feições sedimentares dominantes inferidos para a Formação Irati.

Segundo HACHIRO (1996) e ARAÚJO (2001), a base do Membro Taquaral corresponderia a uma superfície transgressiva. Para HACHIRO (1996), esta superfície seria marcada pela presença de leitos conglomeráticos, encontrados na margem este-nordeste do Estado de São Paulo, marcando uma relação de discordância.

CASTRO *et al.* (1993) assinalaram que na base do Membro Taquaral, no Estado de São Paulo, há conglomerados que podem ser considerados como pavimentos transgressivos. ASSINE *et al.* (2003), ao descreverem a Formação Tatuí no Estado de São Paulo, também incluíram considerações sobre o seu contato com a Formação Irati. Eles verificaram que, em diversos locais, há delgados conglomerados descontínuos clasto-sustentados, ricos em grânulos e seixos de sílex, restos de peixes e coprólitos. Salientaram que o conglomerado seria um depósito residual (*lag*) associado ao início da transgressão na instalação do Membro Taquaral, não podendo ser confundido com o conglomerado "Ibicatu", o qual ocorre na porção superior da Formação Tatuí. Esta discussão é abordada com maior profundidade no capítulo "Caracterização Litoestratigráfica".

Já para o contato superior, HACHIRO (1996) e ARAÚJO (2001) consideraram que ele coincide com o desaparecimento dos folhelhos betuminosos, porém não interpretaram este desaparecimento com uma discordância. Segundo ARAÚJO (2001), o contato superior com as formações Serra Alta e Corumbataí é unanimemente considerado concordante. Para CASTRO *et al.* (1993), a Formação Irati mostra normalmente contato transicional com a Formação Serra Alta.

ROHN (1998) verificou a ocorrência de uma camada submétrica síltico-arenosa no topo da Formação Irati na região de Rio Claro, Ipeúna e Limeira (SP), caracterizada por excelente partição em planos devido à estratificação plano-paralela, localmente com estratificação cruzada *hummocky* de muito baixo ângulo (Figura 7). Nos planos de estratificação há abundantes fragmentos de crustáceos e alguns restos bem preservados de mesossaurídeos isolados ou ainda articulados entre si, os quais sofreram nenhum ou pouco retrabalhamento. Portanto, segundo a autora, a camada foi originada ainda no contexto paleoecológico do ambiente de vida dos mesossaurídeos da Formação Irati, porém talvez já representasse o início da transição ao ambiente deposicional da

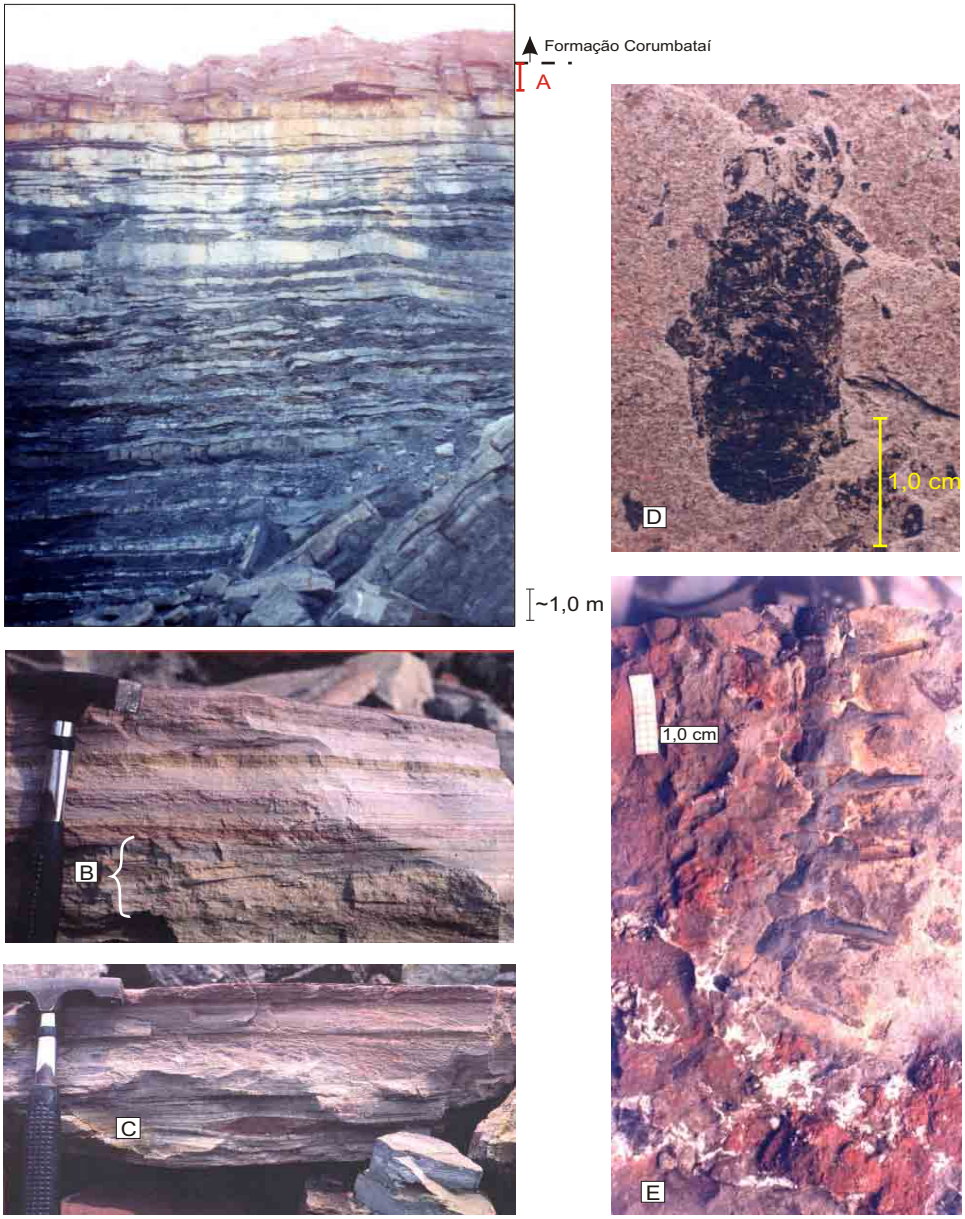


Figura 7 - Afloramentos do topo da Formação Irati ilustrando camada síltico-arenosa com estratificação plano-paralela (A) - pedreira de Assistência, Rio Claro-SP; e camadas síltico-arenosas em Ipeúna (SP), onde se observam estratificações cruzadas de baixo ângulo (B) e

Formação Serra Alta. Segundo a autora, esta camada do topo da Formação Irati, provavelmente, foi depositada por fluxos induzidos por tempestades. A ocorrência apenas regional desta camada e seu teor detrítico talvez possam ser atribuídos à maior proximidade da paleoborda da bacia.

3.2.3. Estratigrafia de Seqüências

LAVINA (1991), ZALÁN *et al.* (1988), PERINOTTO (1992), PERINOTTO & GAMA JR. (1992) e MENDONÇA FILHO (1999), entre outros, posicionaram a superfície de inundação máxima do intervalo Carbonífero-Permiano da Bacia do Paraná nos folhelhos betuminosos da Formação Irati. Por outro lado, MENEZES (1994) e MILANI (1997) interpretaram que a Formação Palermo, subjacente à Formação Irati, representa o máximo da expansão da área de acumulação da bacia.

CASTRO (1988) reconheceu duas seqüências no Membro Assistência em diversos poços da Petrobrás, do Rio Grande do Sul a São Paulo, constituídas basicamente por margas-folhelhos betuminosos. Segundo o autor, os pares de calcário-folhelho dos ritmitos, mais comuns no Estado de São Paulo, seriam similares a perioditos controlados pelo clima.

MENEZES (1994) chamou a atenção quanto às diferenças entre os modelos normais da Estratigrafia de Seqüências para bacias de margem continental passiva e os registros das bacias intracratônicas. Segundo ele, ao invés de ocorrer taxa de subsidência linearmente crescente em direção a um depocentro, as bacias intracratônicas mostrariam subsidência episodicamente distribuída em períodos e lugares diferentes ao longo de sua história (que poderia durar milhões de anos). Ocorreriam grandes discordâncias e o espaço para acumulação de sedimentos, em geral, seria menor. MENEZES (1994) afirma ainda que os limites de seqüências geralmente coincidem com as superfícies transgressivas e por serem bacias rasas, as tempestades representam um papel importante na redistribuição dos sedimentos e criação de hiatos.

Num contexto deposicional dominado por agradação, a ocorrência de seções condensadas no centro da bacia intracratônica é improvável. Ao contrário, seções condensadas ocorreriam nas margens da bacia, onde haveria

maior retrabalhamento dos sedimentos durante as transgressões (principalmente por ondas). Desta forma, MENEZES (1994) discorda de LAVINA (1991), PERINOTTO & GAMA JR. (1992) e outros autores quanto à interpretação que o caráter anóxico da Formação Irati seria indicativo de intervalo condensado ou inundação máxima. A restrição da bacia não implicaria em paleobatimetrias elevadas. MENEZES (1994) posicionou a superfície de inundação máxima do intervalo permiano da Bacia do Paraná (seqüência de 2ª ordem) no terço inferior da Formação Palermo. O limite superior desta respectiva seqüência estaria próximo ao topo da Formação Irati. Em termos de seqüências de 3ª ordem, os limites poderiam ser indicados pela base erosiva de sucessões tempestíticas com padrão de empilhamento retrogradacional. Portanto, MENEZES (1994) sugere que haveria uma seqüência de 3ª ordem que compreenderia parte da Formação Palermo e a parte inferior da Formação Irati, inclusive as primeiras brechas carbonáticas (interpretadas como depósitos de supra-maré que sofriam expoição subaérea e retrabalhamento durante a transgressão seguinte); outra seqüência começaria com laminação rítmica de areias finas a muito finas com argilas escuras, cimentadas por carbornatos, terminando com outro marco carbonático; a última seqüência de 3ª ordem da Formação Irati seria similar à anterior, terminando no limite com a Formação Serra Alta, embora este não seja de fácil visualização nos testemunhos.

MENEZES (1994) salientou que, no Rio Grande do Sul, não seria observável a discordância na base da Formação Irati que ocorre no Estado de São Paulo. Por outro lado, os mapas de isópacas das formações Palermo e Irati seriam distintos, mostrando soerguimento relativo do Arco de Assunção, Arco de Ponta Grossa e do flanco nordeste da bacia. Desta forma, a discordância na base da Formação Irati no nordeste da bacia poderia ser um limite de seqüências de origem tectônica (MENEZES, 1994).

MILANI (1997) denominou o intervalo Carbonífero-Triássico como “Superseqüência Gondwana I”, interpretada como estendida do Westphaliano ao Scythiano (ou seja, final do Carbonífero ao início do Triássico) (Figura 4). A Formação Irati já estaria sobreposta à superfície de máxima inundação, num contexto de mar alto, iniciando o intervalo regressivo da superseqüência. Esta unidade seria contemporânea ao clímax da Orogenia Sanrafaélica no sul da América do Sul, por colisão do Terreno da Patagônia (MILANI, 1997). ARAÚJO

(2001) chamou a atenção quanto ao fato de muitos autores, ao invés de aceitarem a hipótese de colisão de placas continentais, interpretarem que ocorreu o desenvolvimento de um sistema de subducção na região meridional da América do Sul.

HACHIRO (1996), utilizando amarração litológica de afloramentos da borda setentrional e dez perfis de poços da Bacia do Paraná, dispostos em uma seção norte-sul e outra leste-oeste, em correlação regional de subsuperfície, determinou 10 marcos estratigráficos entre a parte superior da Formação Palermo (Tatuí) e a base da Formação Serra Alta (Corumbataí). Estes marcos lhe permitiram segmentar o ”Subgrupo” Irati em três seqüências de terceira ordem (uma na “Formação” Taquaral, uma segunda no “Membro Morro Alto” e uma terceira no “Membro Ipeúna”), com padrão de empilhamento do tipo transgressivo-nível do mar alto, separadas por paraconformidades quase planares (Figura 8). No interior de cada uma dessas seqüências, o autor delimitou três tratos de sistemas: nível baixo, transgressivo e nível alto, de quarta ordem. Desta forma, existiriam seis sucessões sedimentares, desde a base até o topo da formação. Em seu primeiro Ciclo Transgressivo-Regressivo, referente à porção inferior da Formação Irati, os sedimentos seriam caracteristicamente terrígenos, apresentando raras e localizadas intercalações lenticulares, milimétricas a centimétricas, de carbonatos entre folhelhos siltosos não betuminosos.

HACHIRO (1996) inclui, na parte superior do seu primeiro Ciclo Transgressivo-Regressivo, uma sucessão sedimentar clástico-química da porção basal do Membro Assistência. Tal sucessão seria formada por carbonatos dolomíticos brechados e folhelhos betuminosos originados em ambiente anóxico. Em alguns pontos da bacia como ao norte do Arco de Ponta Grossa, na base do Membro Assistência, há intercalações evaporíticas (gipsita e anidrita) com mais de 1 m de espessura. Os ritmitos formados por pares de folhelhos e carbonatos, dão início ao Segundo Ciclo Transgressivo-Regressivo de HACHIRO (1996). Estes ritmitos são sobrepostos por um pacote de carbonatos clásticos rico em bioclastos, intraclastos, pelotilhas e oóides, identificados informalmente nas pedreiras como um banco dolomítico. Imediatamente sobre este banco, encontra-se uma sucessão caracterizada por um pacote de sedimentos rítmicos delgados e regularmente tabulares por larga extensão, formados por calcários

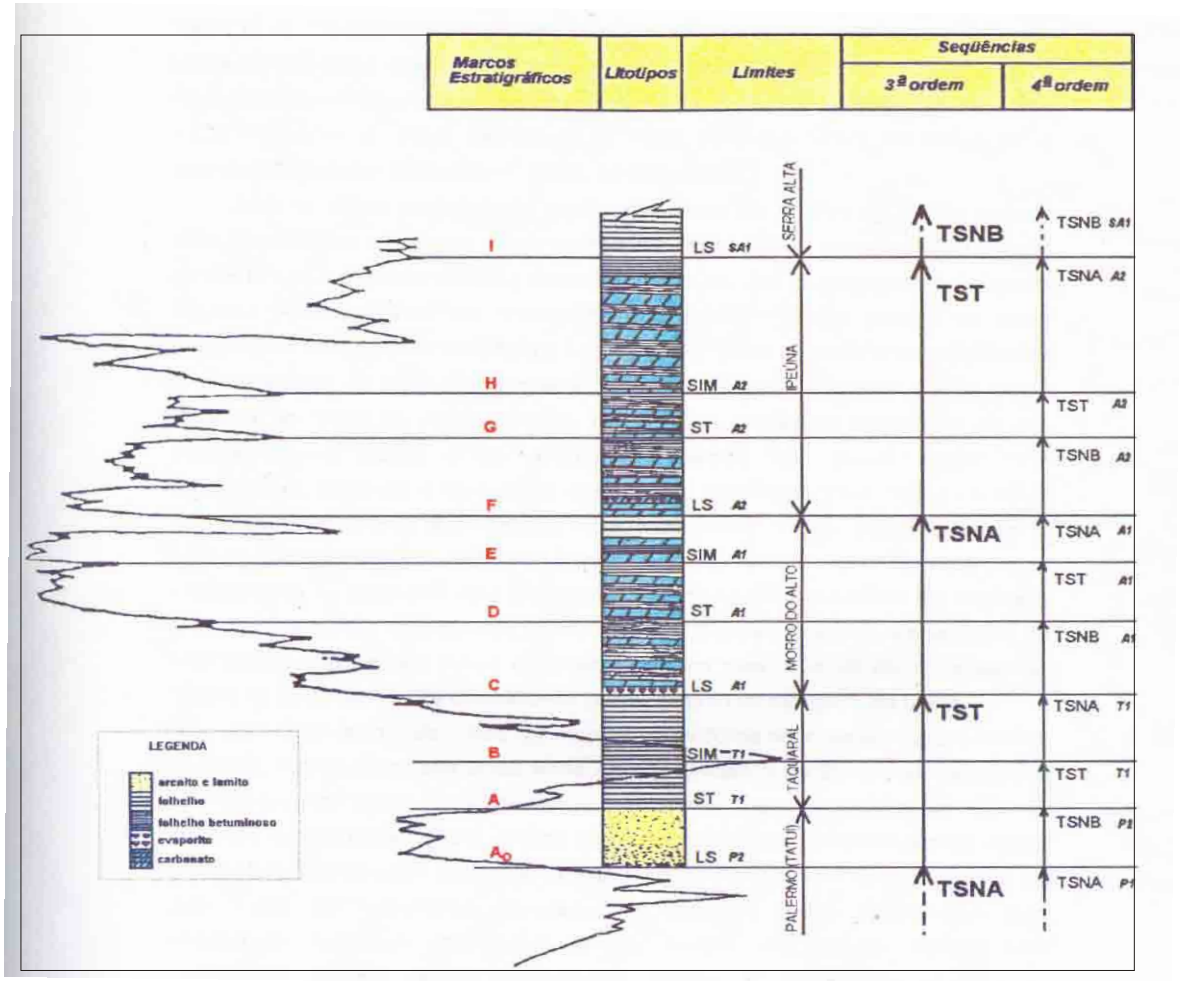


Figura 8 - Perfil litoestratigráfico e de raios gama (poço AB-1-SP, Anhembi) do "Subgrupo Irati" estudado por HACHIRO (1996), ilustrando a subdivisão em seqüências

dolomíticos, parcialmente silicificados e de textura muito fina, e folhelhos betuminosos com nódulos de sílex.

O Terceiro Ciclo Transgressivo-Regressivo de HACHIRO (1996) seria marcado pela maior possança dos estratos daqueles ritmitos, que apresentariam agora uma tendência a lenticularização dos leitos, predomínio dos terrígenos sobre os carbonatos e a presença de corpos carbonáticos de formas disciformes com cerca de 2 m de diâmetro que, segundo o autor, seriam indicativos de variações no sítio deposicional. Finalmente, na parte superior do Terceiro Ciclo, há pelitos sem betume, representativos das formações Serra Alta ou Corumbataí.

De um modo geral, segundo HACHIRO (1996), a predominância de fácies siliciclásticas indicaria fases transgressivas do mar Irati, enquanto que o aumento de fácies carbonáticas revelaria o estabelecimento de fases regressivas. Nos intervalos de máxima transgressão formaram-se as camadas mais espessas de folhelhos (e ritmitos), ao passo que bancos carbonáticos, camadas de folhelhos intercalados por carbonatos (na porção sul da bacia) e níveis com evaporitos seriam mais representativos dos intervalos regressivos. HACHIRO & COIMBRA (1993) e HACHIRO (1996) relacionaram os ritmitos da "Formação" Assistência aos ciclos orbitais de Milankovitch.

ARAÚJO (2001) interpretou que a Formação Irati poderia ser subdividida em três seqüências estratigráficas de 4ª ordem que apresentariam exclusivamente os tratos de sistemas transgressivo e de mar alto (Figura 9). Os limites de seqüências estariam sobrepostos pelas superfícies transgressivas. O autor considerou que a dinâmica de empilhamento das litofácies carbonáticas e siliciclásticas foi praticamente contrária à normalmente interpretada para as plataformas mistas. A situação normal seria a sedimentação dos siliciclastos nas fases de mar baixo, e sedimentação carbonática nas fases transgressivas e de mar alto. No entanto, em seu modelo apresentado, haveria mais siliciclastos (folhelhos normais e betuminosos) nas fases transgressivas e carbonatos nos períodos de mar alto. Este modelo seria coerente com a ocorrência de elementos sugestivos de exposição subaérea nos carbonatos. Portanto, segundo o autor, nos períodos de aumento acelerado de espaço de acomodação, dominariam os siliciclastos e nos períodos de criação mais lenta do espaço, os carbonatos. Isso ocorreria pelo fato da fábrica de carbonatos, localizada mais perto da costa, não ter sido capaz de produzir carbonatos na proporção necessária para compensar

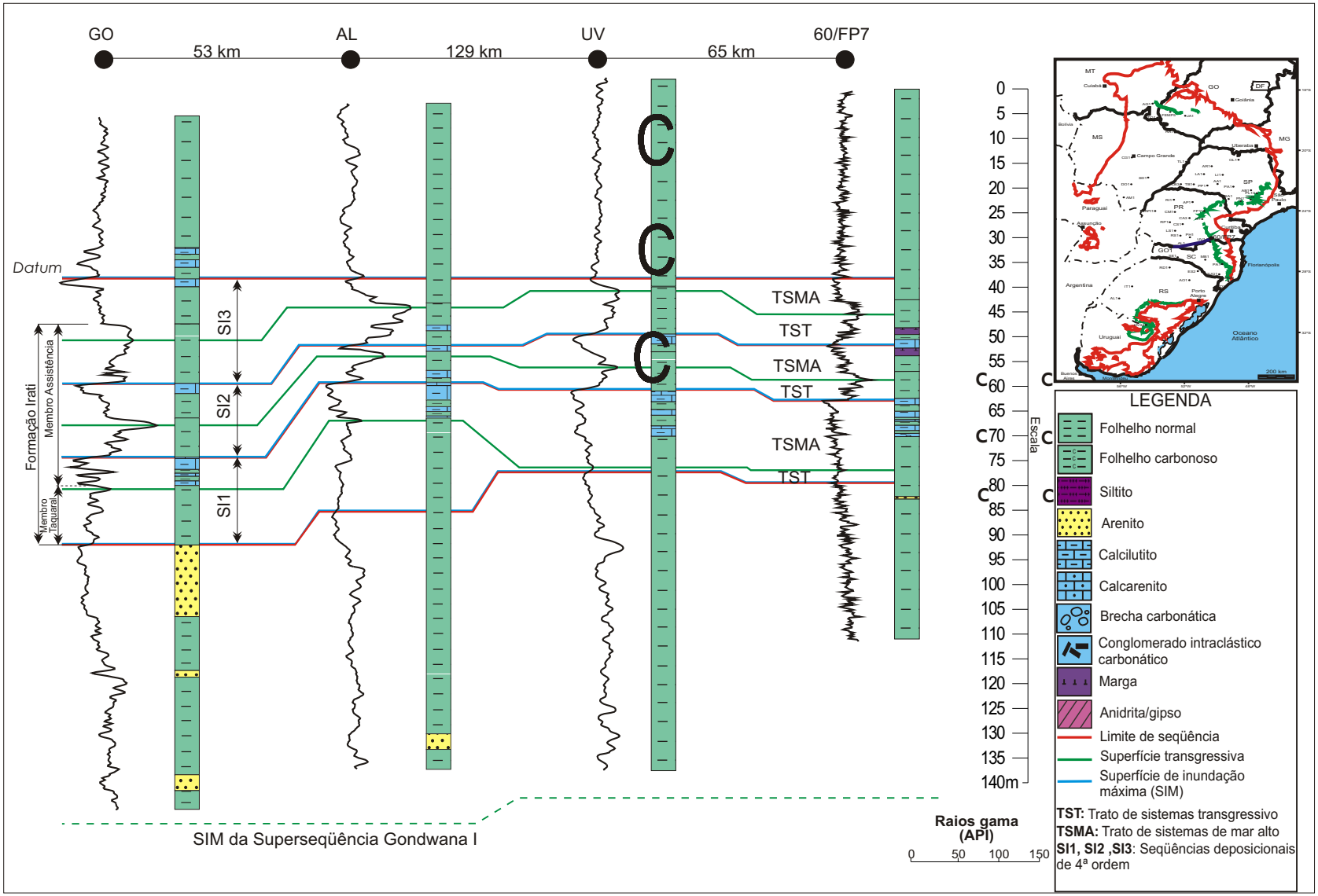


Figura 9 - Correlação entre furos de sondagem (GO-60/FP7) realizada por ARAÚJO (2001), ilustrando suas interpretações de seqüências de 4ª ordem para a Formação Irati.

as subidas rápidas do nível relativo de base.

No modelo de ARAÚJO (2001), as subidas aceleradas do nível relativo do mar, além de terem causado a predominância do sistema deposicional siliciclástico, teriam propiciado o aumento da anoxia e aumento relativo da taxa de produtividade primária. As subidas lentas do nível relativo do mar, com predominância de carbonatos, teriam causado condições de fundo disóxidas-anóxidas com aumento de concentração salina e moderada taxa de bioprodutividade. Os ritmitos de folhelhos e carbonatos micríticos representariam alta freqüência de alternância, respectivamente, entre aceleração e desaceleração da criação de novo espaço de acomodação (retrogradação e progradação). Estes períodos de alternância rápida ocorreriam tanto nas fases transgressivas, quanto nas de mar alto.

Segundo ARAÚJO (2001), nas regiões proximais do ambiente deposicional da Formação Irati, os limites de seqüências coincidiriam com o topo da zona de exposição subaérea (brecha carbonática). Ele afirma também que nas porções mais distais, onde não há brechas carbonáticas, os limites coincidiriam com a zona de inversão do padrão de empilhamento progradacional para retrogradacional, a qual também apareceria claramente registrada nos perfis de raios gama. As superfícies de inundação máxima seriam identificáveis pela inversão oposta, ou seja, pela passagem do padrão de empilhamento retrogradacional para progradacional, além de coincidirem com os picos de radioatividade dos perfis de raios gama e com as maiores proporções de carbono orgânico e de enxofre total (ARAÚJO, 2001).

A “Seqüência Irati 1” de ARAÚJO (2001) iniciar-se-ia no contato entre a Formação Palermo e o Membro Taquaral, estender-se-ia por todo este membro e terminaria logo acima do calcário brechado da base do Membro Assistência. O calcário brechado representaria a progradação das fácies mais proximais aos sítios distais. Adicionalmente, a parte superior da seqüência, em alguns pontos da bacia, seria caracterizada pela presença de sais ou pseudomorfos de gipso e anidrita. Também teria havido enriquecimento de carbono orgânico nas rochas em resposta ao aumento de estagnação da bacia. As seqüências 2 e 3 mostrariam menor progradação das fácies proximais (brecha carbonática e sais), o que seria explicado pelo aumento relativo da criação de espaço de acomodação.

A “Seqüência 2” apresentaria a superfície de inundação máxima coincidindo com um pico de máxima radioatividade do perfil de raios gama e altos valores de matéria orgânica total, associados à zona condensada (ARAÚJO, 2001). Mais acima apareceriam siliciclastos finos com menor conteúdo em matéria orgânica, sobrepostos por carbonatos com recorrente aumento de carbono orgânico e, eventualmente, sobreposição por rochas siliciclásticas mais arenosas. O limite da “Seqüência 2” estaria logo acima dos carbonatos ou siliciclastos mais arenosos.

A “Seqüência 3” seria similar, apresentando a superfície de inundação máxima coincidente com folhelhos betuminosos, elevados teores de matéria orgânica e pico radioativo no perfil raios gama (ARAÚJO, 2001). Considerando que, em termos litoestratigráficos, o limite entre a Formação Irati e a Formação Serra Alta tem sido posicionado no topo da última camada de folhelho betuminoso, o topo da terceira seqüência, correspondendo a um novo evento de inundação, já estaria dentro da Formação Serra Alta.

ARAÚJO (2001) também verificou diferenças regionais na parte superior da terceira seqüência, como por exemplo, predomínio de siliciclastos na região meridional da bacia (ao sul do Arco de Ponta Grossa), e o predomínio de alternância de carbonatos e siliciclastos na região nordeste (principalmente a norte da zona de falha Guapiara). Ele afirmou que na região nordeste, o topo da terceira seqüência pode coincidir com o contato litoestratigráfico, vinculando-se ao “ciclo transgressivo Serra Alta”.

ARAÚJO (2001) também interpretou os ritmitos como relacionados a Ciclos de Milankovitch e ciclos climáticos menores. Nas bacias em fase de transição entre um mar restrito e um ambiente lacustre, com comunicação limitada com o oceano, os balanços hídricos positivos e negativos em relação à descarga continental, tenderiam a alternar, ciclicamente, produtos sedimentares que refletem variação sazonal climática e do nível relativo do mar. Segundo o autor, a restrição marinha conduz, paulatinamente, a um incremento da salinidade do corpo aquoso, nas plataformas rasas, nos cinturões climáticos seco e árido e uma diluição salina nos cinturões úmidos, onde a taxa de precipitação seria maior que a de evaporação e as descargas continentais superariam o balanço hídrico dos influxos oceânicos. Ele ainda acrescenta que ciclos da ordem de Milankovitch (19.000 a 400.000 anos) superpõem um sinal à tendência

climática de baixa freqüência (de aumento ou diminuição de umidade), produzindo variações sazonais em escala de alta freqüência, cujo registro se expressa pela alternância de lâminas ou camadas que refletem condições de umidade ou aridez (folhelho e carbonato ou evaporito).

3.2.4. Paleontologia, Bio e Cronoestratigrafia

3.2.4.1. Macrofósseis e Microinvertebrados

A Formação Irati apresenta importantes macrofósseis (Figura 10) – crustáceos e mesossaurídeos – os quais permitem realizar correlações com depósitos do sul da África.

Diversos trabalhos foram publicados sobre os mesossaurídeos da Bacia do Paraná, destacando-se o trabalho pioneiro de COPE (1886), quando descreveu *Stereosternum tumidum*. ARAÚJO (1976) realizou ampla revisão dos mesossaurídeos e considerou válidos os gêneros *Mesosaurus* Gervais, 1864, *Stereosternum* Cope, 1886 e *Brazilosaurus* Shikama & Ozaki, 1966. OELOFSEN & ARAÚJO (1983, 1987) interpretaram que *Stereosternum* e *Brazilosaurus* viviam em águas rasas e se alimentavam de crustáceos, enquanto *Mesosaurus* seria de águas mais profundas ou mais distantes da costa e alimentava-se de organismos planctônicos. *Mesosaurus tenuidens* Gervais (originalmente considerado como *Mesosaurus braziliensis* McGregor no Brasil) e *Stereosternum tumidum* ocorrem também na África, na Bacia do Karoo (Formação Whitehill) e na Bacia de Huab (Namíbia, Formação Huab). OELOFSEN & ARAÚJO (1983) relacionaram o intervalo com os mesossaurídeos à porção média a superior das formações Irati e Whitehill. Os autores, fundamentados na constatação de que os mesossaurídeos na Bacia do Paraná seriam relativamente mais abundantes na Formação Irati, ocorrendo em posição estratigráfica supostamente um pouco inferior à da Formação Whitehill, advogaram a hipótese da migração de *Mesosaurus* e *Stereosternum* a partir da Bacia do Paraná. Ainda assim, os mesossaurídeos suportariam fortemente a cronocorrelação entre as formações Irati e Whitehill.

Dissertação de Mestrado: IGCE-UNESP, Rio Claro.....Lages (2004)

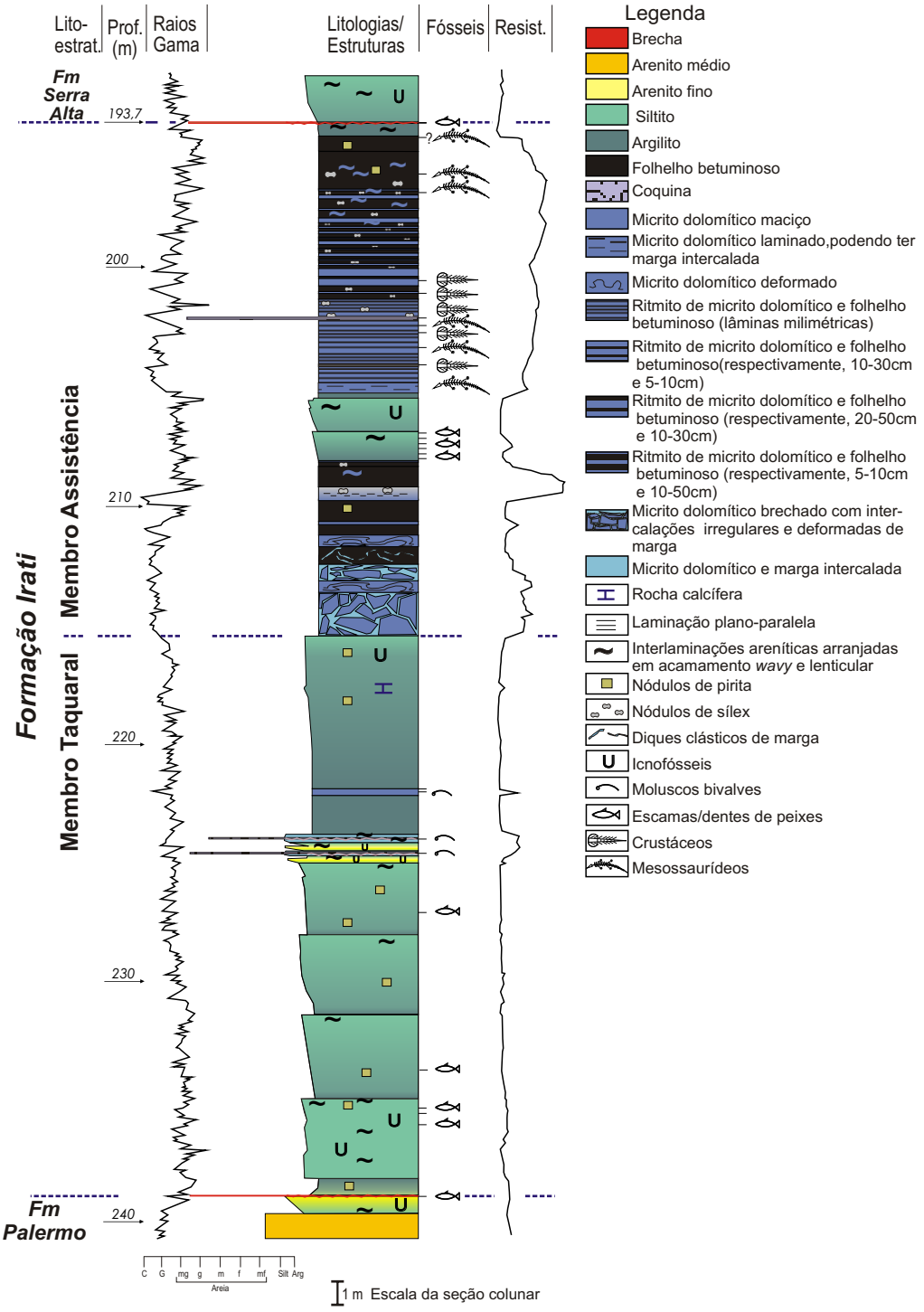


Figura 10 - Perfil litológico do poço FP-01-PR, ilustrando os níveis fossilíferos encontrados.

O posicionamento cronoestratigráfico da Formação Whitehill, na Bacia de Karoo, tem sido relacionado ao Kunguriano-Ufimiano por VISSER (1990, 1992, 1993) e MACRAE (1988), ao Artinskiano por DICKINS (1992) e VEEVERS *et al.* (1994) e até mesmo ao Sakmariano-Artinskiano por OELOFSEN & ARAÚJO (1983).

SUGUIO & SOUSA (1985) observaram mesossaurídeos em Santa Rosa do Viterbo junto a estromatólitos e rochas sedimentares vermelhas atribuídas à Formação Corumbataí. Cabe salientar que, nesta região, situada na porção nordeste do Estado de São Paulo, não ocorrem os calcários dolomíticos e os folhelhos betuminosos que normalmente caracterizam a Formação Irati nas áreas meridionais. ROHN (1989, 1994) e HACHIRO (1996), em vista desta situação estratigráfica e paleontológica, consideraram que os depósitos de Santa Rosa de Viterbo corresponderiam às fácies mais marginais do ambiente deposicional da Formação Irati.

Na Formação Irati, crustáceos malacostracos são fósseis relativamente comuns, a despeito da sua completa ausência em outras unidades permianas da Bacia do Paraná. No Membro Taquaral, ocorre somente o gênero *Clarkecaris,* endêmico à bacia, descrito primeiramente por MEZZALIRA (1952) e reestudado por alguns outros autores (BROOKS, 1962; PINTO, 1985). No Membro Assistência são conhecidos os gêneros *Paulocaris*, *Liocaris* e *Pygaspis*, possivelmente correlacionáveis com crustáceos da Formação Whitehill da África do Sul (OELOFSEN, 1987), descritos inicialmente por CLARKE (1919/1920), BEURLEN (1931) e MEZZALIRA (1954), revisados principalmente por PINTO (1971, 1973) e PINTO & ADAMI-RODRIGUES (1996).

Segundo MEZZALIRA (1954, 1971, 1980), no Estado de São Paulo, *Pygaspis* ocorreria em folhelhos pretos subjacentes ao último banco explorável de calcário dolomítico, *Liocaris* apareceria nos próprios calcários dolomíticos e *Paulocaris* nos folhelhos pirobetuminosos e dolomitos intercalados e situados na porção superior da Formação Irati. Até o momento, os crustáceos da porção superior da formação, foram classificados como pertencentes a gênero e família distintos em relação às formas similares da Formação Whitehill. No entanto, é necessária uma reavaliação rigorosa dos crustáceos fósseis das duas formações, pois existiria a possibilidade de que representem um único gênero (PINTO & ADAMI-RODRIGUES, 1996).

CAMPANHA (1985) noticiou a ocorrência de braquiópodos inarticulados (*Lingula* sp.), ostracodes (*Bairdia* sp.), foraminíferos “arenáceos” (*Ammodiscus* sp. e *Sorosphaera* sp.), escamas e ossículos de peixes paleoniscídeos em dois níveis da Formação Irati no poço 1-AA-1-SP (Amadeu Amaral). Segundo a autora, os fósseis constituiriam um forte argumento a favor de uma sedimentação marinha costeira, em condições de baixa salinidade ou talvez de salinidade variável nesta parte da Bacia do Paraná.

CAMPANHA & ZAINE (1989) registraram foraminíferos fusulinídeos em cinco pedreiras do Estado de São Paulo, nos calcários explorados do Membro Assistência. Infelizmente, os trabalhos completos não foram publicados. Outros invertebrados, ainda não formalmente estudados, são espículas de esponjas (AMARAL, 1967 e 1971; MEZZALIRA, 1980; PETRI & FÚLFARO, 1983).

A Formação Irati corresponde à parte inferior da Tafoflora D de RÖSLER (1978), apresentando, principalmente, troncos vegetais e raros outros macrofitofósseis. MUSSA *et al.* (1980) e MUSSA (1986) estudaram troncos fósseis da Formação Irati no Estado de São Paulo, tendo reconhecido a presença de recursos xeromórficos em diversos gêneros. Segundo MUSSA (1986), tais características refletiriam alta especialização ou adaptação, para sobrevivência em ambientes inóspitos, como os de aeração escassa, ou de águas salobras ou impróprias à vida, com chuvas temporárias e períodos de seca. A autora constatou que existiriam diferenças geográficas quanto à intensidade dos recursos xeromórficos observados nos troncos.

ALVES (2001) verificou que os troncos fósseis da Formação Irati apresentariam anéis de crescimento estreitos e com largura uniforme, indicando alternância regular de estações secas e úmidas, respectivamente, no verão e no inverno. O clima talvez tivesse sido similar ao do tipo mediterrâneo, apresentando condições áridas e semi-áridas, com curtas estações chuvosas.

MUSSA (1986) e ALVES (2001) discutiram a idade da Formação Irati de acordo com os troncos fósseis da formação e de outras unidades do Gondwana. Os troncos seriam semelhantes a espécies descritas da parte inferior do andar regional Barakar da Índia e da Formação Whitehill da África do Sul, sugerindo idade ‘mesopermiana’ e não neopermiana.

RICARDI-BRANCO *et al*. (1999) descreveram folhas e ramos bem preservados de Angatuba (SP), em calcário do Membro Assistência.

Corresponderiam a *Glossopteris*, associada a possível estrutura reprodutiva do tipo *Hirsutum* e ramo de conífera identificado como cf. *Walkomiella* sp. O estado de preservação completa das folhas, praticamente sem fragmentação, sugeriria transporte rápido, curto e não agressivo das áreas marginais emersas ao ambiente deposicional (RICARDI-BRANCO *et al*., 1999). Os macrofitofósseis não seriam conclusivos em termos de idade, porém tenderiam a indicar o Kunguriano (RICARDI-BRANCO *et al*., 1999).

Insetos fósseis não são muito comuns na Formação Irati, mas existem alguns registros de asas bem preservadas no Rio Grande do Sul (PINTO, 1973) e no Estado de São Paulo. RÖSLER *et al.* (1981) descreveram uma libélula encontrada no Membro Assistência, em Piracicaba (SP), a qual apresentaria semelhanças a formas do Permiano Superior da Sibéria.

3.2.4.2. Grãos de pólen e esporos

As primeiras subdivisões bioestratigráficas para o Paleozóico da Bacia do Paraná, com base em palinomorfos, foram iniciadas por DAEMON (1966) e DAEMON & QUADROS (1970). Mais tarde, outros trabalhos como o de ARAI (1980) e o de MARQUES-TOIGO (1988, 1991), apresentaram novos esquemas para pontos isolados da bacia.

DAEMON & QUADROS (1970) elaboraram um esquema abrangente para a bacia (desde Mato Grosso e Goiás até o Rio Grande do Sul), utilizando amostras de 31 poços da Petrobrás e de amostras de superfície. Subdividiram o Paleozóico Superior em seis intervalos, designados pelas letras G, H, I, J, K e L, e nos subintervalos H_1, H_2, H_3, I_1, I_2+I_3+I_4, L_1, L_2 e L_3 (Figura 11). Tal esquema teve ampla aceitação e continua sendo bastante usado. Segundo tais autores, a sedimentação da Formação Irati é posicionada no intervalo bioestratigráfico L, mais especificamente vinculada ao subintervalo L_2 (Kazaniano).

MENENDEZ (1976), ao descrever uma assembléia palinológica de um material coletado na cidade de Rio Claro, contendo *Mesosaurus brasiliensis*, realizou comparações com formas da Austrália e Rússia e atribuiu idade kazaniana à Formação Irati.

ARAI (1980), através da análise palinológica de 193 amostras procedentes de estratos neopaleozóicos situados nos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina, envolvendo as unidades estratigráficas pertencentes aos grupos Tubarão e Passa Dois, propôs seis intervalos informais que foram denominados de fases, como se pode observar na Figura 11. Segundo o autor, a Formação Irati seria interpretada como sendo de idade kunguriana, um pouco mais antiga que a interpretação de DAEMON (1981).

<table>
<tr><th colspan="3" rowspan="2">GEOCRONOLOGIA</th><th colspan="4">ZONEAMENTOS PALINOLÓGICOS</th></tr>
<tr><th colspan="2">DAEMON & QUADROS (1970) [1]</th><th>ARAI (1980) [2]</th><th colspan="2">MARQUES-TOIGO (1988, 1991) [3]</th></tr>
<tr><td rowspan="6">Neopermiano</td><td rowspan="6">Tatariano/ Kazaniano</td><td rowspan="3">L</td><td>L_3</td><td rowspan="3">Fase Lueckisporites</td><td colspan="2" rowspan="3">Zona Lueckisporites virkkiae</td></tr>
<tr><td><u>L_2</u></td></tr>
<tr><td>L_1</td></tr>
<tr><td colspan="2">K</td><td rowspan="3">Fase Striatiti Superior</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Eopermiano</td><td rowspan="5">Kunguriano/ Artinskiano/ Sakmariano</td><td colspan="2">J</td><td rowspan="4">Zona Vittatina [4]</td><td>Subzona Hamiapollenites karroensis</td></tr>
<tr><td rowspan="2">I</td><td>I_2+I_3+ I_4</td><td rowspan="2">Fase Vittatina II</td><td rowspan="2">Subzona Caheniasaccites ovatus</td></tr>
<tr><td>I_1</td></tr>
<tr><td rowspan="3">H</td><td>H_3</td><td>Fase Vittatina I</td><td rowspan="2">Subzona Protohaploxypinus goraiensis</td></tr>
<tr><td>H_2</td><td>Fase Protohaploxypinus</td></tr>
<tr><td>H_1</td><td rowspan="2">Fase Pré Striatiti</td><td colspan="2" rowspan="2">Zona Crucisaccites monoletus[5]</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Neocarboni-fero</td><td>Stephaniano</td><td colspan="2">G</td></tr>
<tr><td>Westphaliano</td><td></td><td></td><td colspan="2">Zona Ahrensisporites cristatus[4]</td></tr>
</table>

Figura 11 - Principais zoneamentos palinológicos estabelecidos para o Paleozóico Superior da Bacia do Paraná (modif. de SOUZA & MARQUES-TOIGO, 2001). 1: para toda a extensão da bacia em território brasileiro; 2: para os estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina; 3: para o Estado do Rio Grande do Sul e sul de Santa Catarina; 4: designação conforme SOUZA & MARQUES-TOIGO (2001); 5: designação conforme SOUZA (2001), em substituição ao nome *Potonieisporites neglectus* proposto por SOUZA (2000).

A subzona L_2 (em destaque), segundo DAEMON & QUADROS (1970), corresponde, aproximadamente, ao intervalo da Formação Irati.

Baseados em isótopos radioativos, THOMAZ-FILHO *et al.* (1976) obtiveram a idade de 256 ± **19** m.a. para a Formação Irati. Eles comentaram que a idade concorda, "dentro de erro experimental", com a idade de deposição definida por DAEMON & QUADROS (1970), através do conteúdo paleontológico. Segundo a Carta Estratigráfica Internacional (REMANE, 2002), esta idade corresponderia ao Lopingiano (Permiano Superior).

Posteriormente, DAEMON (1981), ao descrever microfloras do topo da Formação Irati, no Estado de São Paulo, relacionou-a ao subintervalo L_3,

ampliando o posicionamento cronoestratigráfico desta formação do Kazaniano ao Tatariano Inferior (Permiano Superior).

MARQUES-TOIGO (1988, 1991) sugeriu um zoneamento bioestratigráfico para o intervalo que se estende do Grupo Itararé à Formação Irati do Grupo Passa Dois, a partir do estudo das associações microflorísticas dos principais níveis de carvão de superfície e subsuperfície do Estado do Rio Grande do Sul e sul do Estado de Santa Catarina. A autora dividiu a sucessão em duas zonas de intervalo, intituladas como Zona *Cannanoropolis korbaensis* [renomeada para Zona *Vittatina* por SOUZA & MARQUES-TOIGO (2001)] e Zona *Lueckisporites virkkiae* (Figura 11), baseada nas distribuições verticais e laterais dos grãos de pólen monossacados, bissacados e estriados, bem como sua abundância relativa, cujas características são mencionadas a seguir:

- Zona *Cannanoropolis korbaensis*: definida pela distribuição da espécie que lhe dá nome e, na sua ausência, por *Potonieisporites simplex*, de igual amplitude, ou ainda pelos níveis de extinção de *Limitisporites vesiculosus* e *Hamiapollenites karroensis*.

- Zona *Lueckisporites virkkiae*: definida pela distribuição de *Lueckisporites virkkiae* ou, na sua ausência, por *Marsupipollenites tirradiatus*, *Staurosaccites cordubensis*, *Striatopodocarpites pantii*, *Lunatisporites variesectus* e *Protohaploxypinus perfectus*, de igual amplitude. É correspondente às formações Palermo e Irati, com idade atribuída ao Kazaniano-Tatariano (Neopermiano). Os depósitos superiores, referentes aos subintervalos mais superiores do intervalo L de DAEMON & QUADROS (1970), não receberam, até o momento, tratamento palinobioestratigráfico formal, provavelmente pela escassez de palinomorfos (SOUZA & MARQUES-TOIGO, 2001).

A Figura 11 mostra os principais zoneamentos palinológicos estabelecidos para o Paleozóico Superior da Bacia do Paraná, de acordo com trabalhos de DAEMON & QUADROS (1970), ARAI (1980), MARQUES-TOIGO (1988, 1991) e SOUZA & MARQUES-TOIGO (2001).

Nota-se uma grande discrepância entre as idades determinadas através de palinomorfos na Bacia do Paraná e as idades interpretadas para os depósitos correlacionados na África.

É importante acrescentar que DAEMON & QUADROS (1970), quando propuseram seu zoneamento, não dispunham de muitos dados gondwânicos

para comparação. As idades das zonas basearam-se, em parte, nas formas-guias do Hemisfério Norte. Na realidade, é provável que muitas formas gondwânicas e setentrionais não pertencem aos mesmos táxons ou que suas amplitudes cronoestratigráficas sejam distintas de região para região (ecoestratigrafia), conforme as variações das condições paleoclimáticas e/ou das paleolatitudes devido à deriva continental. Para os macrofitofósseis também se discute as eventuais migrações florísticas ou evolução paralela de táxons semelhantes do Hemisfério Norte e do Gondwana (ROHN & RÖSLER, 1987; IANNUZZI & RÖSLER, 2000). De qualquer modo, este problema resulta em grandes dificuldades para posicionar os depósitos da Bacia do Paraná na coluna cronoestratigráfica padrão.

3.2.4.3. Algas e Acritarcas

As algas *Bothryococcus* e os acritarcas são palinomorfos que merecem especial destaque devido à sua importância para interpretações ambientais, indicando, respectivamente, condições de água doce e condições marinho-costeiras.

Bothryococcus foi identificado por diversos autores na Formação Irati, como BURJACK (1984) e CORREA DA SILVA & CORNFORD (1985).

Acritarcas foram inicialmente registrados somente na base da Formação Irati. LEIPNITZ (1981) e MARASCO *et al.* (1993) identificaram o acritarca *Michrystridium.* Este gênero tenderia a indicar ambiente proximal da plataforma costeira (ARAÚJO, 2001).

A amostra analisada por MARASCO *et al.* (1993) seria areno-conglomerática, onde também foram encontrados restos de peixes paleonisciformes. Adicionalmente, estes autores verificaram a ocorrência de grãos de pólen estriados (*Lueckisporites*, *Staurosaccites* e *Vittatina*) e ausência de esporos.

PICARELLI (1986) e ARAÚJO (2001) observaram a presença quase contínua de algas *Bothryococcus* na formação e diversas recorrências de acritarcas até o seu topo, o que permitiria interpretar que ocorreram influxos oceânicos na bacia. Os dados sobre acritarcas de ARAÚJO (2001) derivam de

informação verbal de M. Marques-Toigo e R. Dino, os quais observaram estes fósseis ao longo de quase todo o furo de sondagem PL-13-SP (no sul do Estado de São Paulo), na porção inferior do furo ES2 (porção nordeste do Rio Grande do Sul) e, aproximadamente, na parte média do Membro Assistência do furo FP-11-PR (nordeste do Estado do Paraná), coincidindo com uma superfície de inundação máxima.

Entretanto, segundo ARAÚJO (2001), normalmente, a ocorrência dos acritarcas se limitou à base da Formação Irati, mais precisamente ao Membro Taquaral, bem como as percentagens estatisticamente importantes de *Bothryococcus*. Esse autor chamou a atenção que a relativa escassez de acritarcas nas amostras estudadas seria devida à sua possível perda durante as preparações (quando são utilizados processos de peneiramento) e pela alta diluição desses grãos entre a matéria orgânica amorfa. *Bothryococcus*, segundo ARAÚJO (2001), apresentaria tendência contrária a dos acritarcas, tornando-se mais abundante nas fácies que se originaram em condições de fundo oxidante. Segundo o autor, a distribuição dessas algas estaria pouco relacionada às variações relativas do nível do mar, porém, ao contrário, estaria relacionada à sua grande capacidade de flutuação e resistência relativamente alta à degradação aeróbica. ARAÚJO (2001) considerou que as algas *Bothryococcus* derivaram dos ambientes marginais, como lagos, rios, lagunas e deltas, pois elas ocorreriam associadas inclusive aos evaporitos (por exemplo, no furo PL-13-SP), indicativos de águas hipersalinas, onde elas não teriam sobrevivido. Portanto, ARAÚJO (2001) não concorda com outros autores como PICARELLI (1986), quanto à possibilidade de estabelecimento de ambientes de água doce a salobra durante certos intervalos da sedimentação do Membro Assistência.

3.2.5. Palinofácies

Segundo TYSON (1995), fácies orgânica pode ser definida como um “grupo de sedimentos contendo uma assembléia distinta de constituintes orgânicos que podem ser reconhecidos por microscopia ou estar associados a uma composição organogeoquímica característica”.

A técnica de palinofácies pode envolver o exame qualitativo e quantitativo, tanto no querogênio total, quanto nas diversas classes de querogênio (principalmente palinomorfos) nos sedimentos estudados e sua correlação com as análises organo-geoquímicas, como Carbono Orgânico Total (COT) e Enxofre (MENDONÇA FILHO, 1999).

Os valores da razão entre fitoclastos opacos totais *versus* esporomorfos, encontrados na Formação Irati por ARAÚJO (2001), em geral, mantiveram-se estabilizados em patamares baixos, refletindo o alto grau de diluição da matéria orgânica amorfa, ou oscilaram ao acaso, sem desenvolvimento de padrão de tendência crescente ou decrescente, relativamente aos tratos de sistemas das seqüências de 4ª ordem.

Portanto, segundo ARAÚJO (2001) e ARAÚJO *et al.* (2001), os dados de palinofácies não refletiriam as variações relativas do mar, nem os deslocamentos relativos da linha de costa. Isso seria explicável pela alta diluição dos fitoclastos e palinomorfos pela matéria orgânica amorfa, pela baixa energia do ambiente Irati e pelas diferenças na capacidade de distribuição (flutuação) dos componentes orgânicos alóctonos à bacia.

3.2.6. Informações sobre as unidades correlacionáveis à Formação Irati na África e suas implicações nas interpretações ambientais e da idade

A ocorrência de répteis mesossaurídeos nas formações Irati (Bacia do Paraná) e Whitehill (Bacia Karoo, África do Sul, anteriormente denominada White Band) foi usada como um dos primeiros argumentos paleontológicos a favor da Teoria da Deriva Continental (*e.g*. DU TOIT, 1937). As duas formações apresentam características litológicas e espesuras também similares, porém a unidade africana seria menos rica em matéria orgânica (OELOFSEN, 1985 *apud* FAURE & COLE, 1999; COLE & MCLACHLAN, 1991). A Formação Whitehill corresponde à unidade inferior do Grupo Ecca da parte oriental da Bacia do Karoo. Na porção ocidental da bacia, a Formação Whitehill é cronocorrelata à porção superior da Formação Vryheid, onde há mais arenitos e carvões (COLE & MCLACHLAN, 1991).

Camadas e lentes de calcários dolomíticos e/ou folhelhos mais sílticos ocorrem na parte média da Formação Whitehill. Tais litologias também incluem pistas de invertebrados, as quais atestam vida bentônica e foram interpretadas por OELOFSEN (1985 *apud* FAURE & COLE, 1999), como depositadas nas fases regressivas, em condições de águas mais rasas que nos intervalos dominados por folhelhos. Além de mesossaurídeos, há diversos registros de crustáceos, peixes, insetos, madeiras e espículas de esponjas na formação (OELOFSEN, 1985 *apud* FAURE & COLE, 1999; COLE & MCLACHLAN, 1991). Na Formação Whitehill são encontrados alguns evaporitos, os quais estariam associados a salmouras no fundo anóxico que originou os folhelhos.

Os registros deixados nas bacias do Paraná e do Karoo representariam embaiamentos de um mar aberto para sul, onde a sedimentação foi muito calma e quase toda a carga, eventualmente fornecida por rios, estava em solução (OELOFSEN, 1985 *apud* FAURE & COLE, 1999). Outras reconstituições paleogeográficas (*e.g.* FAURE & COLE, 1999) representam o “mar Irati” como um enorme corpo de água isolado, sem comunicação com o oceano (Figura 12).

Estudos palinológicos mais detalhados do Permiano da Bacia do Karoo foram realizados por ANDERSON (1977), porém este autor utilizou critérios pouco convencionais para classificar os palinomorfos. As biozonas correspondentes à Formação Vryheid, cronocorrelata à Formação Whitehill, foram denominadas biozonas 3a, 3b, 3c e 3d. BACKHOUSE (1991) traduziu os principais táxons à nomenclatura convencional e realizou correlações com depósitos da Bacia Collie da Austrália.

Outros estudos palinológicos importantes da África que abrangem os depósitos da Formação Whitehill foram realizados por MACRAE (1988).

A Formação Whitehill já foi considerada ufimiana (MACRAE, 1988), neokunguriana-eo-ufimiana (VISSER, 1992), sakmariana-artinskiana (OELOFSEN & ARAÚJO, 1983, 1987), porém a idade mais provável é a artinskiana (ANDERSON, 1977, 1981; VEEVERS, 1991; BACKHOUSE, 1991).

A Bacia Huab da Namíbia pode ser considerada, praticamente, como uma extensão ocidental da Bacia do Paraná, a partir da região de Torres (STOLLHOFEN *et al.*, 2000). A Formação Huab, que também contém restos de mesossaurídeos, corresponde à Formação Irati, sendo caracterizada por depósitos mistos carbonáticos-clásticos. São constituídos por associações de

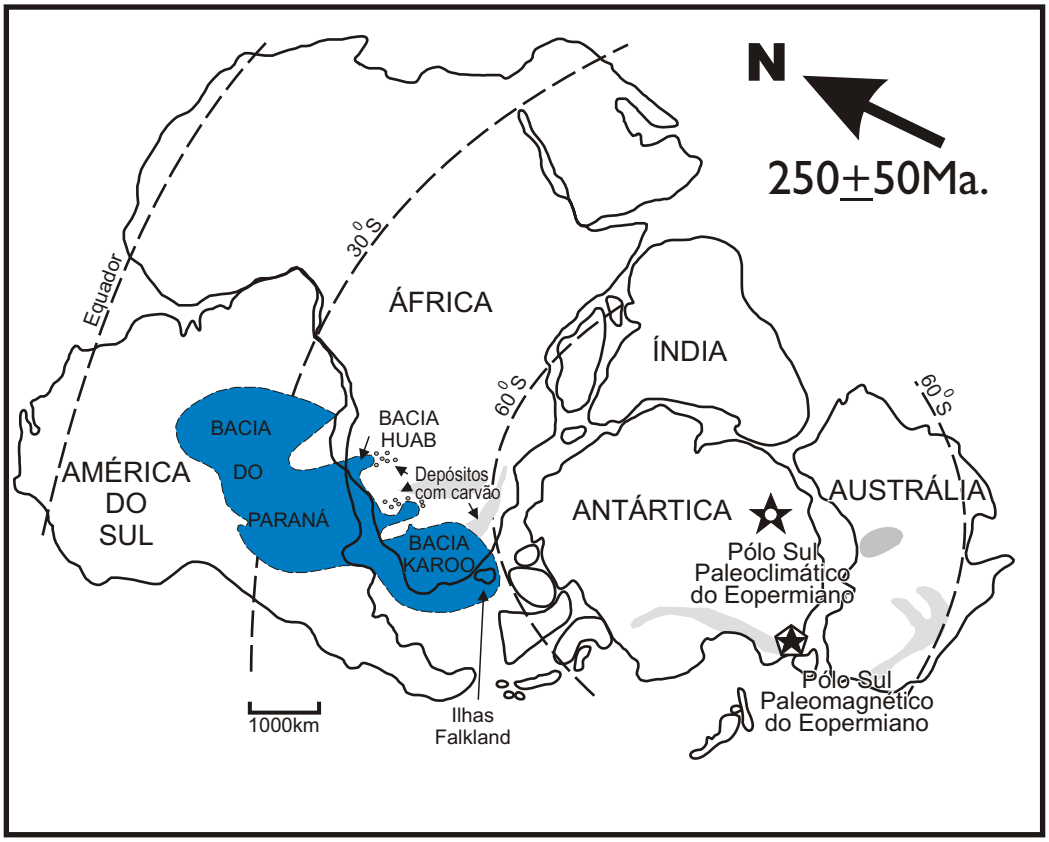


Figura 12 - Mapa do Gondwana mostrando a posição aproximada do "mar" onde se depositaram as formações Irati (Bacia do Paraná), Whitehill (Bacia Karoo Principal), Huab (Bacia Huab) e o Membro Black Rock (Ilhas Falklands) durante o

finos calcários laminados intercalados por margas, com uma intercalação de conglomerado intraformacional, o qual, provavelmente, foi depositado por ondas de tempestade, retrabalhando estratos ressecados ainda não litificados (HOLZFÖRSTER *et al*., 2000). Rumo a oeste, as duas fácies são gradualmente substituídas por bioermas estromatolíticas e lamitos com algumas intercalações areníticas e carbonáticas (HOLZFÖRSTER *et al.*, 2000). Na porção mais oriental da bacia, a Formação Huab interdigita-se com a Formação Tsarabis, com maior influência continental. HOLZFÖRSTER *et al.* (2000) consideraram que a origem da Formação Huab seria costeira, com maior influência marinha rumo a oeste. As colunas estromatolíticas estariam separadas por canais de maré.

HOLZFÖRSTER *et al.* (2000), em tabelas de correlação, apresentaram os dados geocronológicos mais recentes obtidos para as bacias Huab e Karoo Principal, através de cinzas vulcânicas intercaladas às rochas sedimentares. Conforme reproduzido na Figura 13, em nível equivalente à porção inferior da Formação Rio Bonito da Bacia do Paraná, a idade absoluta corresponde a 288± 3 Ma; em nível equivalente à Formação Teresina, foi obtida a idade de 270± 1Ma. Utilizando a Carta Estratigráfica Global do IUGS de 2000 (REMANE, 2002), a Formação Irati corresponderia, aproximadamente, ao Artinskiano.

É interessante mencionar que MATOS (1999) obteve a idade absoluta igual a ~267Ma para um depósito de carvão da Formação Rio Bonito do Rio Grande do Sul, o que representa um valor bastante discrepante em relação aos resultados obtidos na África.

Na África, assim como no Brasil, há divergências quanto às interpretações ambientais das formações Whitehill e Huab, especialmente quanto à possível influência marinha. Segundo FAURE & COLE (1999), haveria poucas evidências paleontológicas a favor de ambientes marinhos no Permiano do sul da África, estando essas restritas às unidades sotopostas às formações Whitehill ou Huab. Na Namíbia, os últimos fósseis marinhos estariam na parte superior do Grupo Dwyka, o qual corresponde à unidade glacial permo-carbonífera (FAURE & COLE, 1999). Para a Bacia Karoo Principal, já foram descritos cefalópodos, braquiópodos, bivalves, foraminíferos, radiolários e dentes de “tubarões” na porção basal do Grupo Ecca, do Permiano Inferior (OELOFSEN, 1987; FAURE & COLE, 1999). Acima das unidades que apresentam mesossaurídeos, não ocorrem mais fósseis marinhos ou sua identificação é discutível.

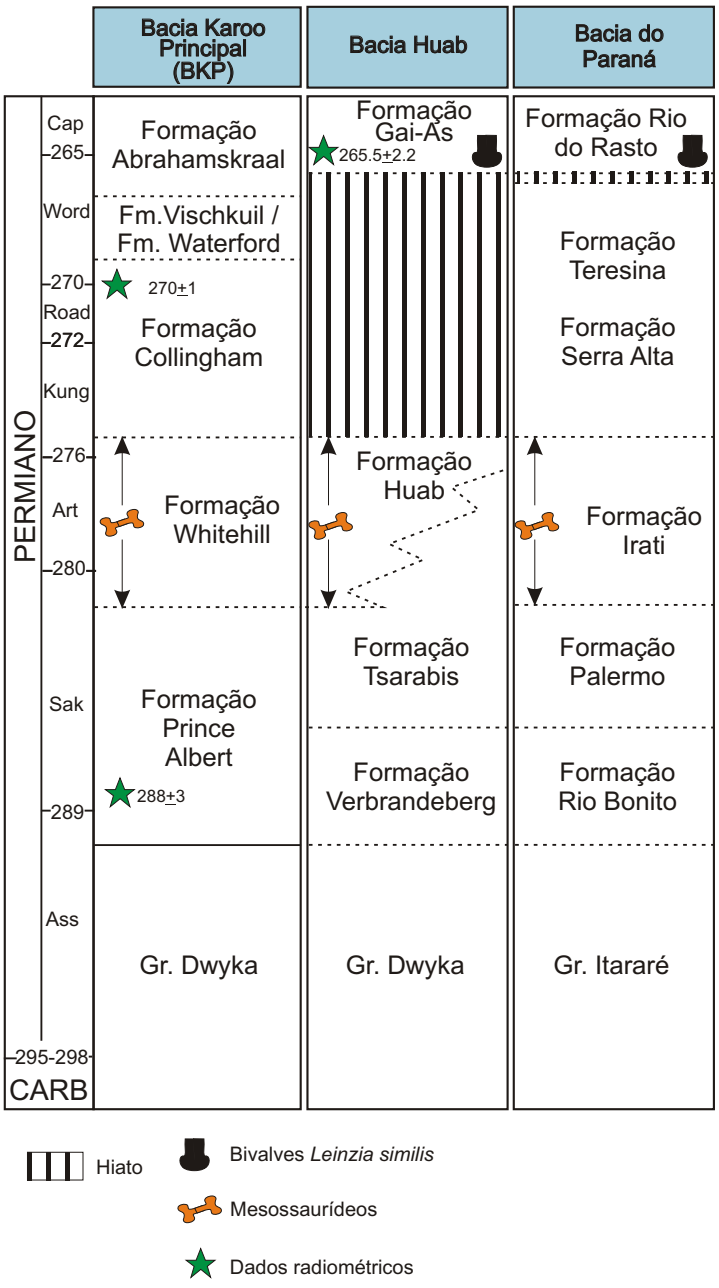


Figura 13 - Correlação entre colunas estratigráficas das bacias do Karoo Principal, Huab e Paraná com indicação das posições de tufos vulcânicos datados segundo HOLZFÖSTER *et al.* (2000). Escala geocronológica modificada conforme REMANE (2002).

FAURE & COLE (1999) realizaram uma compilação bastante detalhada das informações sobre as formações Whitehill, Huab, Irati, incluindo também o Membro Black Rock das Ilhas Falklands. Essa última unidade não apresenta os mesossaurídeos que comprovariam sua correlação, porém, folhelhos betuminosos. FAURE & COLE (1999) consideraram que tais folhelhos foram originados no mesmo contexto, dentro do grande corpo d'água que recobriu as bacias do Karoo, Huab e Paraná, com cerca de 5 milhões de km^2 (Figura 12). Através de dados geoquímicos de todas as unidades, os autores discutiram a natureza deste corpo d'água, concluindo que não havia conexão com o oceano (vide capítulo 3.2.7. – "Geoquímica").

3.2.7. Geoquímica

GIOVANI *et al.* (1974) estudaram carbonatos da Formação Irati quanto às variações geográficas dos valores obtidos de $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$ na Bacia do Paraná. Os valores de $\delta^{18}O$ são ligeiramente mais altos nos dolomitos do norte do que nos do sul, sugerindo maior salinidade nas porções setentrionais.

RODRIGUES & QUADROS (1976), de acordo com minerais de argila e teores de Boro, concluíram que nas porções leste e nordeste do Grupo Passa Dois, as paleossalinidades devem ter sido mais elevadas que nas áreas oeste e sudoeste, onde houve reativação das áreas-fonte e diminuição da salinidade. Os valores de Boro seriam mais acentuados na Formação Corumbataí, onde teria ocorrido regressão em condições de maior evaporação.

SANTOS NETO (1993), através do estudo de rochas carbonáticas e pelíticas do Membro Assistência da Formação Irati, no Estado de São Paulo, teceu algumas considerações a respeito da caracterização geoquímica, onde o intervalo estudado apresentou, para os folhelhos, teores de carbono orgânico total entre 0,62 e 7,9%. O autor reconheceu três litofácies para o referido membro, denominadas de litofácies BB (base), litofácies LF e litofácies LE (topo).

A litofácies BB ter-se-ia depositado numa extensa plataforma carbonática marinha hipersalina, rasa e sob condições climáticas de elevada temperatura e aridez. A elevada salinidade deste ambiente estaria indicada pela presença de grande proporção relativa de gamacerano em relação aos terpanos,

baixas razões pristano/fitano, presença de biota bentônica restrita a crustáceos, poucos ostracodes e esteiras de algas azuis-verdes. Segundo o autor, a existência de um nível de rochas evaporíticas, imediatamente abaixo desta litofácies, indicaria uma transição de condições extremamente áridas para condições de menor aridez. Com os resultados, dentro dos limites das litofácies LF e LE, SANTOS NETO (1993) identificou a tendência de uma melhoria nas condições de preservação da matéria orgânica, com o aumento constante dos teores de carbono orgânico total, até, aproximadamente, a base do terço superior da seção. Já na parte superior da litofácies LE, os menores teores de carbono orgânico total indicam uma redução da quantidade de matéria orgânica (MO), sugerindo que os sedimentos depositados no "mar" Irati começavam a registrar os primeiros sinais do fim do período de anoxia que até então existia na Bacia do Paraná.

MENDONÇA-FILHO (1999) também utilizou a análise geoquímica para rochas sedimentares do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná, onde a abordagem para a Formação Irati restringiu-se, igualmente, ao Membro Assistência. Para os folhelhos e siltitos, os teores de carbono orgânico total variaram de 0,30 a 2,48%. Como TYSON (1989 *apud* MENDONÇA-FILHO, 1999) mostrou que a abundância aproximada de carbono orgânico terrestre pode ser determinada pelo produto da freqüência numérica de fitoclastos (percentual/100) pelo conteúdo de COT do sedimento (o valor Fi-COT), MENDONÇA-FILHO (1999) usou o mesmo parâmetro para graduar diferentes seções ou fácies, de acordo com sua proximidade em relação a aportes terrestres. Assim, o autor verificou que a Formação Irati apresentou um dos valores mais baixos de Fi-COT (0,62), junto com as unidades Palermo e Estrada Nova, concluindo que as mesmas são consideradas as mais distais e marinhas. Assim, segundo o autor, existe uma diminuição geral no valor do Fi-COT em direção às áreas distais. E essa tendência ocorre pelo fato da assembléia geral de querogênio ser, na grande maioria das amostras, dominada por fitoclastos, o que sugere que o conteúdo e os estado de preservação desses componentes exerçam o principal controle nos teores de COT.

FAURE & COLE (1999), ao estudarem as formações Whitehill e Huab da África e Black Rock das Ilhas Falklands, também levaram em consideração o estudo geoquímico de amostras da Formação Irati, coletadas principalmente na

pedreira de São Mateus do Sul (PR), onde é explorado o folhelho betuminoso pela Superintendência da Industrialização do Xisto da Petrobrás, a PETROSIX.

Normalmente, as razões entre os valores de carbono orgânico total (COT) e de enxofre deveriam auxiliar na distinção entre ambientes de sedimentação marinhos e de água doce. No entanto, FAURE & COLE (1999) verificaram que as razões de $C_{(org)}/S$ obtidas para algumas amostras das formações Whitehill, Irati e Huab são totalmente discrepantes em relação aos padrões e não permitem realizar interpretações. FAURE & COLE (1999) apresentaram ampla discussão sobre a possível origem dos valores elevados de $\delta^{13}C_{(org)}$, tendo concluído que a matéria orgânica amorfa não foi transportada de fora para dentro do corpo aquático por rios ou durante inundações em eventuais turfeiras da costa. Seria mais coerente imaginar que a fonte da matéria orgânica estivesse dentro do corpo d'água, como a produzida por algas *Bothryococcus*, típicas em lagos alcalinos, e já encontradas, por exemplo, na Formação Irati (CORREA DA SILVA & CORNFORD, 1985).

ARAÚJO (2001) realizou análises químio-estratigráficas em sete poços de referência na Bacia do Paraná: cinco perfurados pela CPRM (HV44, MA29, 60/FP7, FP11 e PL13) e dois pela PETROBRÁS (ES, TB). As variações dos dados de carbono orgânico total, de pirólise *Rock-Eval* e de elementos químicos, analisadas no arcabouço das seqüências deposicionais, possibilitaram inferências acerca da sua relação com as seqüências estratigráficas interpretadas (Figura 14).

Na Seqüência Irati 1 (SI1) de 4ª ordem, durante o trato de sistemas transgressivo, o teor de carbono orgânico total (COT) manteve-se baixo, variando entre 0,11 e 1,03%. Com a progradação do sistema deposicional carbonático, no trato de sistemas de mar alto, ocorreu uma mudança no padrão de distribuição do carbono orgânico, que aumenta para concentrações superiores a 1%, chegando a 4,6%.

No trato de sistemas transgressivo da Seqüência Irati 2 (SI2), à medida que retrograda o sistema deposicional siliciclástico, houve aumento da concentração de carbono orgânico, que atingiu valores superiores a 17%, junto à superfície de inundação máxima. Excetuando o empobrecimento gradativo do carbono orgânico num poço da porção meridional da bacia, nas demais seções, imediatamente após a inundação máxima, no início do trato de sistemas de mar

alto, ocorre abrupta queda no teor de carbono orgânico. Este decréscimo, nas litofácies argilosas, para valores em geral inferiores a 1%, permaneceu até a progradação do sistema deposicional carbonático, quando recorre o enriquecimento no conteúdo de carbono orgânico, alcançando valores de até 11,2%. Com o progressivo decréscimo da fração siliciclástica, advinda da progradação carbonática, as margas gradam a *mudstone*, contendo mais de 90% de carbonato total, enquanto o carbono orgânico cai para níveis ao redor de 2%.

Com o início da Seqüência Irati 3 (SI3), os padrões químio-estratigráficos se alteram, sendo o trato de sistemas transgressivo, ao sul do Arco de Ponta Grossa, caracterizado por um padrão com tendência crescente do teor de carbono orgânico, similarmente ao da seqüência predecessora, atingindo 13,6% na inundação máxima. Depois, ocorre abrupta queda no conteúdo do carbono orgânico (a até 0,1%). Enquanto isso, ao norte do arco, passa a dominar um padrão rítmico, com tendência geral de subida, representado pela alternância de baixo conteúdo de carbono orgânico (< 2,7%). Após a inundação máxima, ao norte do arco, no trato de sistemas de mar alto, mantém-se o mesmo padrão, com discreta tendência geral de decréscimo dos valores extremos. Durante o ciclo transgressivo subseqüente, enquanto ao sul do arco, os teores de carbono permanecem no mesmo patamar do final do trato de sistemas de mar alto predecessor, ao norte do arco, na base do trato, o carbono orgânico ainda alcança teores elevados (~8,4%).

Segundo ARAÚJO (2001), haveria uma relação direta entre a concentração do carbono orgânico e o predomínio da estrutura laminada nas rochas. Tal estrutura tem sido usada como uma evidência paleoecológica das condições inóspitas à atividade faunística bentônica (anoxia). As tendências de aumento do carbono estariam relacionadas diretamente à exaustão do oxigênio dissolvido, a partir da interface água-sedimento. As ocorrências de folhelhos carbonosos pirobetuminosos e de mesossaurídeos têm sido os principais elementos diagnósticos para considerar que o evento de anoxia tenha tido abrangência maior que a regional, estendendo-se, contemporaneamente, às bacias do Gondwana sul-ocidental, num cenário envolvendo o mar Irati-Whitehill (ARAÚJO, 2001).

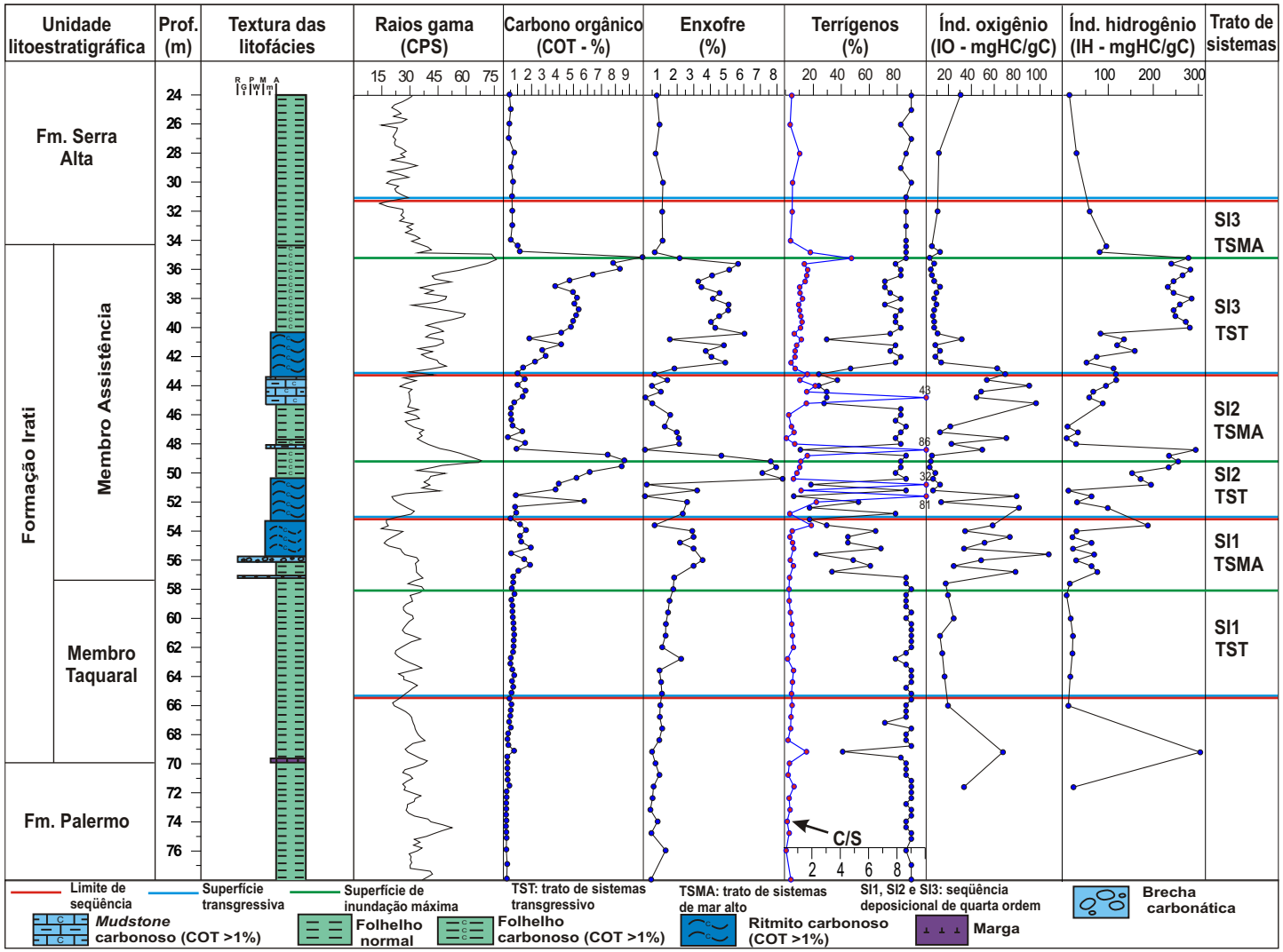


Figura 14 - Seção do poço MA-29-SC estudado por ARAÚJO (2001) e ARAÚJO *et al.* (2001), ilustrando as variações geoquímicas da parte superior da Formação Palermo à parte inferior da Formação Serra Alta (figura de

4. RESULTADOS

4.1. Estudos das Litofácies

Através do estudo macroscópico dos testemunhos e de lâminas petrográficas do furo FP-01-PR, algumas novas litofácies foram constatadas, principalmente para o Membro Taquaral.

Na Formação Irati, são reconhecidas quatro litofácies carbonáticas, três siliciclásticas, uma litofácies mista (ritmitos milimétricos de carbonatos-siliciclastos), além de delgadas camadas de brechas ricas em restos de peixes e coquinas. Todas as litofácies estão ilustradas nas Figuras 15 a 23. A Figura 24 apresenta o perfil do poço com indicação das litofácies reconhecidas.

No Membro Assistência também ocorrem alternâncias centimétricas a decimétricas de carbonatos e folhelhos. Considerando que tais carbonatos e folhelhos podem ser analisados individualmente nos testemunhos do furo de sondagem, essas alternâncias não foram consideradas como uma litofácies adicional. Entretanto, em vista da escala vertical da seção colunar da Figura 24, a qual não permite plotar as litofácies em detalhe, as alternâncias de carbonatos e folhelhos foram representadas como ritmitos médios a espessos.

Micritos dolomíticos (MD): São biomicritos dolomíticos, verificados nos dois membros, nas lâminas L-3 (Figura 16), L-4 (Figura 16), L-5 (Figura 16), L-14, L-18 e L-19 (Figura 21), apresentando algumas evidências de recristalização da calcita e alguns níveis de estrutura grumosa. Há pequenos grãos de quartzo, mica e feldspato detríticos. Na lâmina L-18, observam-se lâminas submilimétricas com grandes concentrações de grãos de quartzo na base, diminuindo para o topo. Níveis com sílex na forma de lentes e nódulos (Figuras 21 e 22), de espessura milimétrica, acham-se associados, por vezes, a cristais de pirita. Os fósseis são representados por ostracodes, bivalves muito pequenos (Figura 16), escamas e outros restos de peixes. Foram identificados icnofósseis endoestratais de *Chondrites* e *Planolites* por F.W.TOGNOLI (comun. verbal, 2002), na lâmina L-5 (Figura 16), no Membro Taquaral. De acordo com KYUNGWAN & EKDALE (1997), essas microbioturbações poderiam evidenciar um substrato pouco oxigenado.

Micritos dolomíticos e margas intercaladas (MDM): São alternâncias de margas areno-argilosas, contendo lâminas de margas mais arenosas e outras mais argilosas, com micritos dolomitizados, observados nas lâminas L-1, L-2, L-6, L-15 e L-16, nos dois membros da formação. Os níveis mais arenosos apresentam grande quantidade de grãos angulosos a subangulosos de quartzo, mica e feldspato. A rocha apresenta aspecto laminado. Há lentes de sílex, cristais de pirita, restos de peixes levemente orientados (Figura 17) e bivalves. Na profundidade de, aproximadamente, 224-225 metros (onde foram coletadas as amostras das lâminas L-1 e L-2), ocorrem intercalações de coquinas de bivalves, descritas abaixo. Observam-se, adicionalmente, pequenas deformações evidenciadas pelas micro-ondulações presentes nas margas. Cavidades e fraturas podem estar impregnadas de hidrocarboneto viscoso (betume).

Micritos dolomíticos brechados (MDB): São constituídos por fragmentos angulosos de micrito dolomítico e/ou marga areno-argilosa, verificados nas lâminas L-7, L-8, L-9, L-11, L-12 e L-13, na base do Membro Asssistência (Figura 18). Às vezes, os fragmentos apresentam alguns níveis de estrutura grumosa, além de grãos na fração silte de quartzo, feldspato e mica. Entre os fragmentos, há calcedônia fibrosa, calcita e, às vezes, betume. A litofácies caracteriza-se por apresentar muitas deformações e fraturas irregulares, com organização caótica dos fragmentos carbonáticos (Figuras 18 e 19), podendo haver porções com aspecto rítmico deformado. Intercala-se a estratos delgados de folhelhos betuminosos ou normais.

Micritos dolomíticos deformados (MDD): São micritos dolomíticos apenas levemente brechados, apresentando principalmente deformações.

Ritmito (R): Esta fácies caracteriza-se pela alternância rítmica de micritos dolomíticos com folhelhos betuminosos em lâminas milimétricas a submilimétricas, (Figuras 20 a 22), verificada nas lâminas, L-16 (Figura 20), L-17 (Figura 20) e L-20 (Figura 21). O micrito apresenta pseudomorfos de gipso. Os folhelhos são sericíticos, com grandes quantidades de ilita e esmectita. Há intercalações de delgadas lâminas ou lentes de grãos detríticos subangulosos, na fração silte e areia muita fina, constituídas por quartzo, feldspato e mica. Ao nível microscópico, o ritmito pode apresentar acamamento finamente ondulado a lenticular (Figura 20).

Coquinas de bivalves (C): São constituídas por valvas bastante delgadas, pouco convexas, silicificadas, fragmentadas, com extremidades angulosas, densamente empacotadas, em posições sub-horizontais a caóticas de bivalves, provavelmente espécies novas. Em planta, algumas valvas alcançam 6mm de comprimento. As coquinas ocorrem apenas no Membro Taquaral, com espessuras milimétricas (lâmina L-1, Figura 17) a centimétricas (L-2, Figura 17) e também no furo FP-03-PR (Figura 29). As coquinas estão intercaladas às litofácies de micritos dolomíticos e margas. Há muitos grãos de quartzo associados.

Siltitos (S) e Argilitos (A): Os siltitos são as rochas siliciclásticas predominantes e freqüentemente contêm nódulos de pirita e escamas dispersas de peixes. No Membro Taquaral percebem-se ligeiras variações granulométricas ao longo dos siltitos, notando-se tendência muito discreta de organização granocrescente ascendente de alguns corpos, às vezes iniciados com argilitos. No topo de cada corpo, o siltito grada para rochas heterolíticas de siltitos e arenitos muito finos com acamamento *wavy* e bioturbação. Na parte média do Membro Taquaral a gradação termina com as finas coquinas. Ocorrem corpos sílticos também na porção média do Membro Assistência, apresentando gradação para porções heterolíticas com acamamento *wavy* e bioturbação. Argilitos ocorrem no topo.

Folhelhos betuminosos (FB): Ocorrem somente no Membro Assistência e frequentemente apresentam nódulos de sílex (“bonecas de sílex”). O primeiro corpo de folhelho, acima do micrito dolomítico brechado, apresenta diques clásticos irregulares de marga. Os corpos de folhelhos seguintes têm espessuras de 1 a 2m. Na porção superior do Membro Assistência, os folhelhos são relativamente homogêneos e maciços, e intercalam-se aos micritos dolomíticos quase puros. Nos ritmitos, os folhelhos betuminosos são quase submilimétricos. Sua espessura aumenta gradualmente rumo ao topo (até 0,5 m), enquanto que a espessura dos micritos dolomíticos vai diminuindo. O número de nódulos de sílex também aumenta rumo ao topo, causando deformações das lâminas. Próximo ao topo da formação, após os últimos calcários, os folhelhos são ainda mais espessos. Os contatos entre os micritos dolomíticos e os folhelhos geralmente são abruptos (Figura 22), porém, mais próximo ao topo do

Membro Assistência, são observadas passagens gradacionais dos carbonatos aos folhelhos, ocorrendo acamamento *wavy* (Figura 22).

Muitas vezes, há dificuldades para distinguir os folhelhos betuminosos dos siltitos e argilitos, pois o cheiro de betume nem sempre é perceptível nos primeiros. Normalmente, a laminação dos folhelhos betuminosos é marcante, porém eles podem aparecer mais maciços ou, ao contrário, com finíssimas intercalações mais esbranquiçadas onduladas (com aparência de acamamento *wavy*), correspondendo a porções mais arenosas e/ou carbonáticas.

Brechas com restos de peixes (B): Apresentam espessura irregular de 0,5 a 1,5cm, contato basal erosivo, sendo constituídos por intraclastos irregulares de carbonatos, escamas, dentes e prováveis coprólitos de peixes, e possíveis fragmentos de conchas. Ocorrem no contato basal da Formação Irati (Figura 15) e no topo (Figura 23).

4.2. Caracterização Litoestratigráfica

No furo de sondagem FP-01-PR, o Membro Taquaral apresenta, aproximadamente, 23 metros de espessura e o Membro Assistência cerca de 21,5 metros, o que totaliza, aproximadamente, 44,5 metros para a Formação Irati (Figura 25).

No contato inferior da Formação Irati com a Formação Palermo, verificou-se um fino nível brechóide que pode ser interpretado como um *lag* transgressivo, indicando a presença de discordância. O Membro Taquaral sempre foi considerado como uma unidade bastante homogênea, constituída apenas por folhelhos. No entanto, o furo de sondagem FP-01-PR demonstrou a presença de ciclos discretamente granocrescentes, ocorrendo inclusive, na parte média do membro, a passagem gradual de folhelhos para rochas heterolíticas mais arenosas e micritos dolomíticos com coquinas de bivalves. Cabe ser ressaltado que estas coquinas constituem o primeiro registro de bivalves no Membro Taquaral (ROHN *et al.*, 2003). O último ciclo, provavelmente depositado em águas mais profundas, inclui um nível micrítico próximo à base, com bivalves esparsos e icnófósseis *Chondrites* e outros, característicos de águas pouco oxigenadas (KYUNGWAN & EKDALE, 1997).

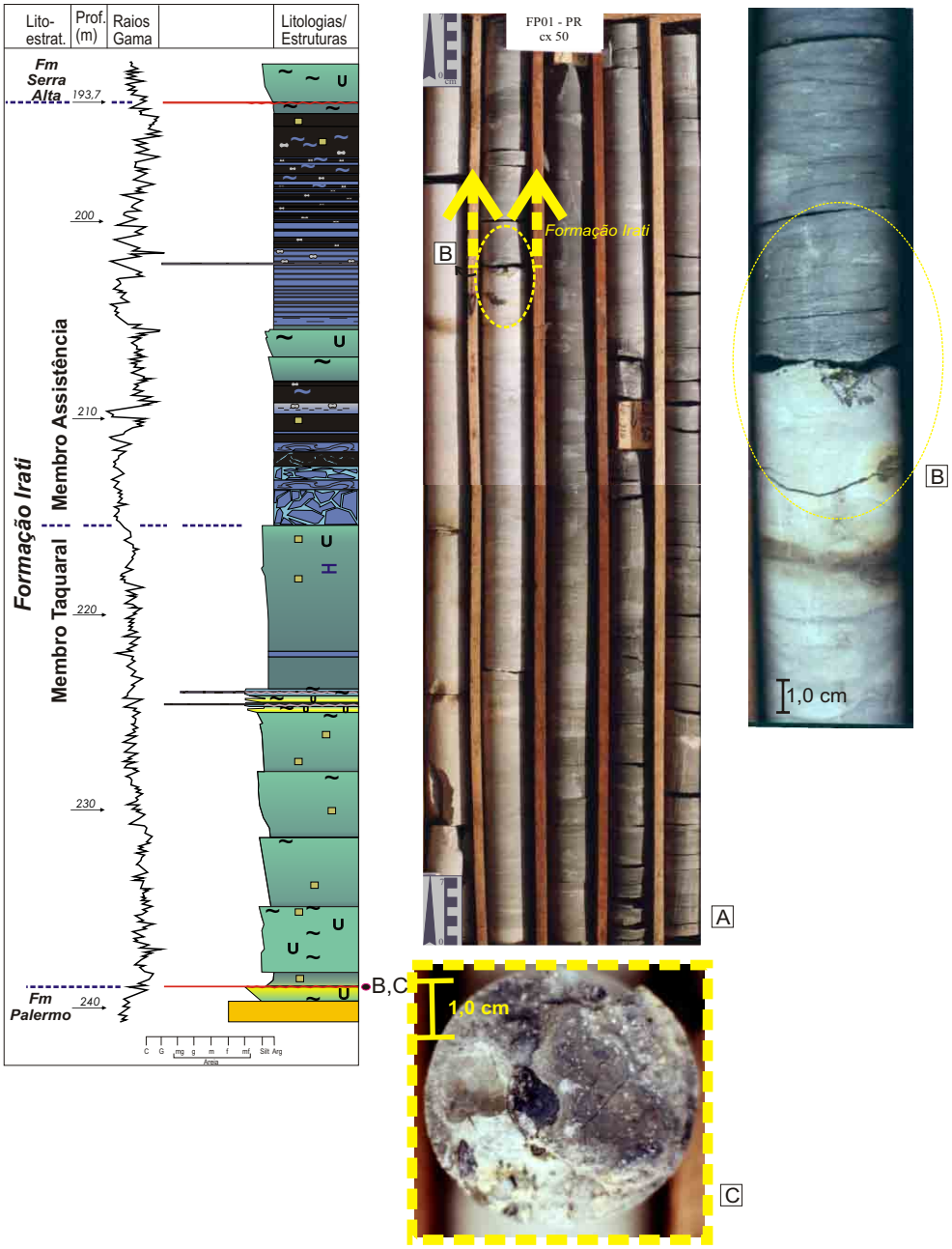


Figura 15 - Fotografia dos primeiros testemunhos da Formação Irati (A), ilustrando o contato basal erosivo entre as formações Irati e Palermo (B e C), representado por um fino nível brechóide com restos de peixes: b -

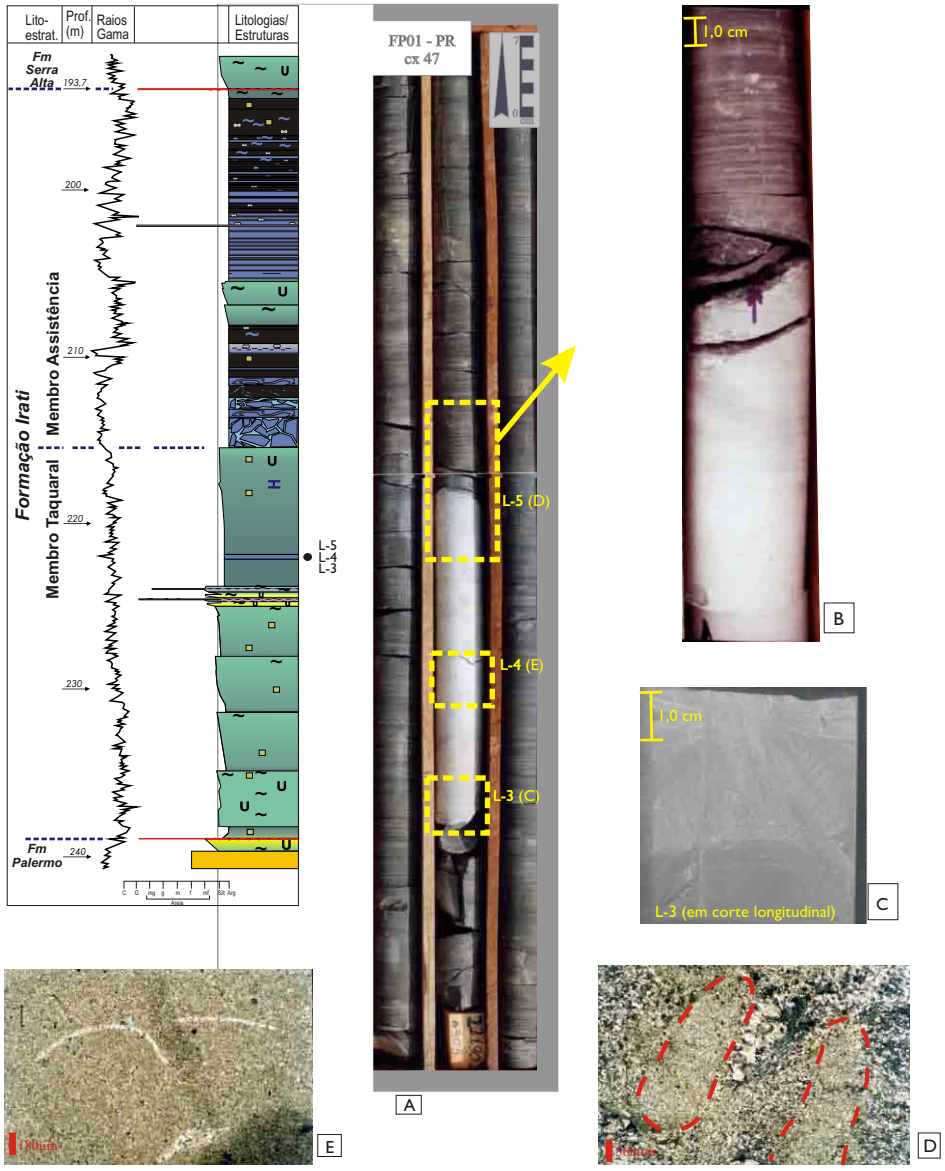


Figura 16 - A- Testemunhos do Membro Taquaral ilustrando a litofácies micrito dolomítico (mais claro) entre os siltitos;
B - detalhe do contato abrupto entre micrito dolomítico (claro) e siltito (escuro);

Dissertação de Mestrado: IGCE-UNESP, Rio Claro.....Lages (2004)

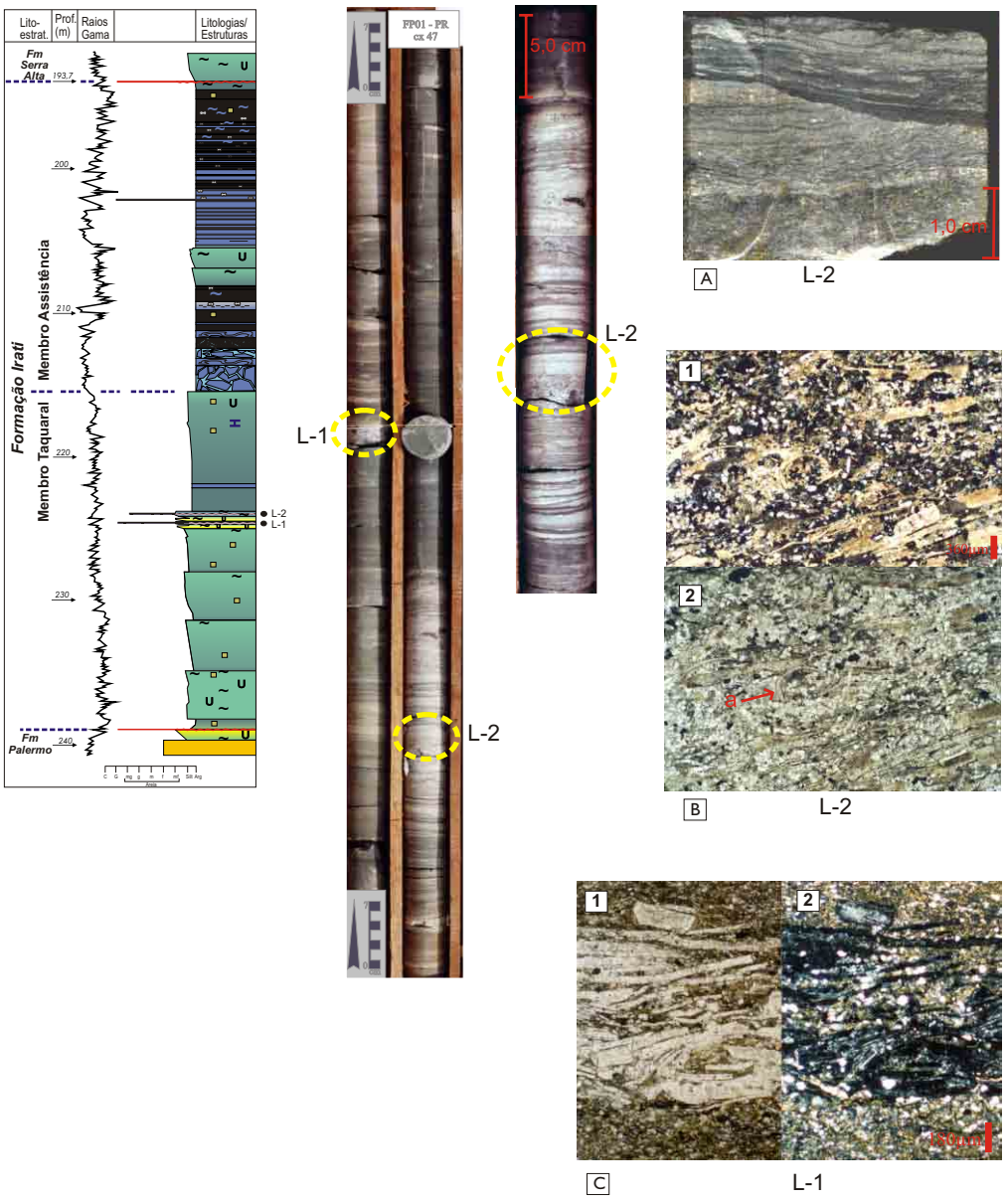


Figura 17 - Coquinas de bivalves do Membro Taquaral:
A - corte longitudinal de testemunho (para preparação da Lâmina L-2) ilustrando a litofácies micrito dolomítico (camadas mais claras) com margas areno-argilosas (camadas mais escuras) - litofácies MDM; notam-se pequenas deformações evidenciadas pelas micro-ondulações.
B e C - Fotomicrografias da litofácies MDM com bioclastos representados por coquinas de bivalves: B - Lâmina petrográfica L-2 com bivalves (a); 1 -nicóis

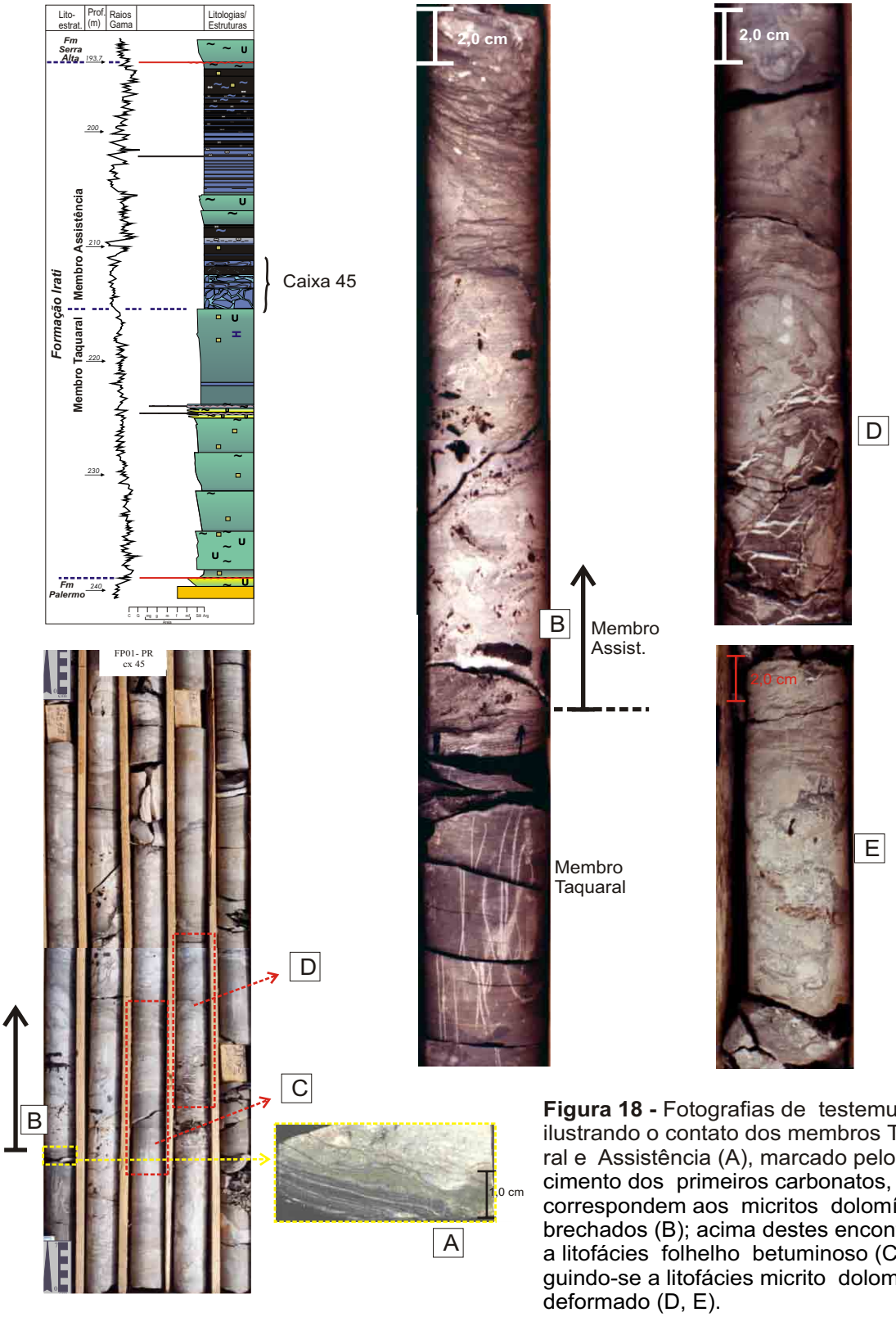


Figura 18 - Fotografias de testemunhos ilustrando o contato dos membros Taquaral e Assistência (A), marcado pelo aparecimento dos primeiros carbonatos, que correspondem aos micritos dolomíticos brechados (B); acima destes encontra-se a litofácies folhelho betuminoso (C), seguindo-se a litofácies micrito dolomítico deformado (D, E).

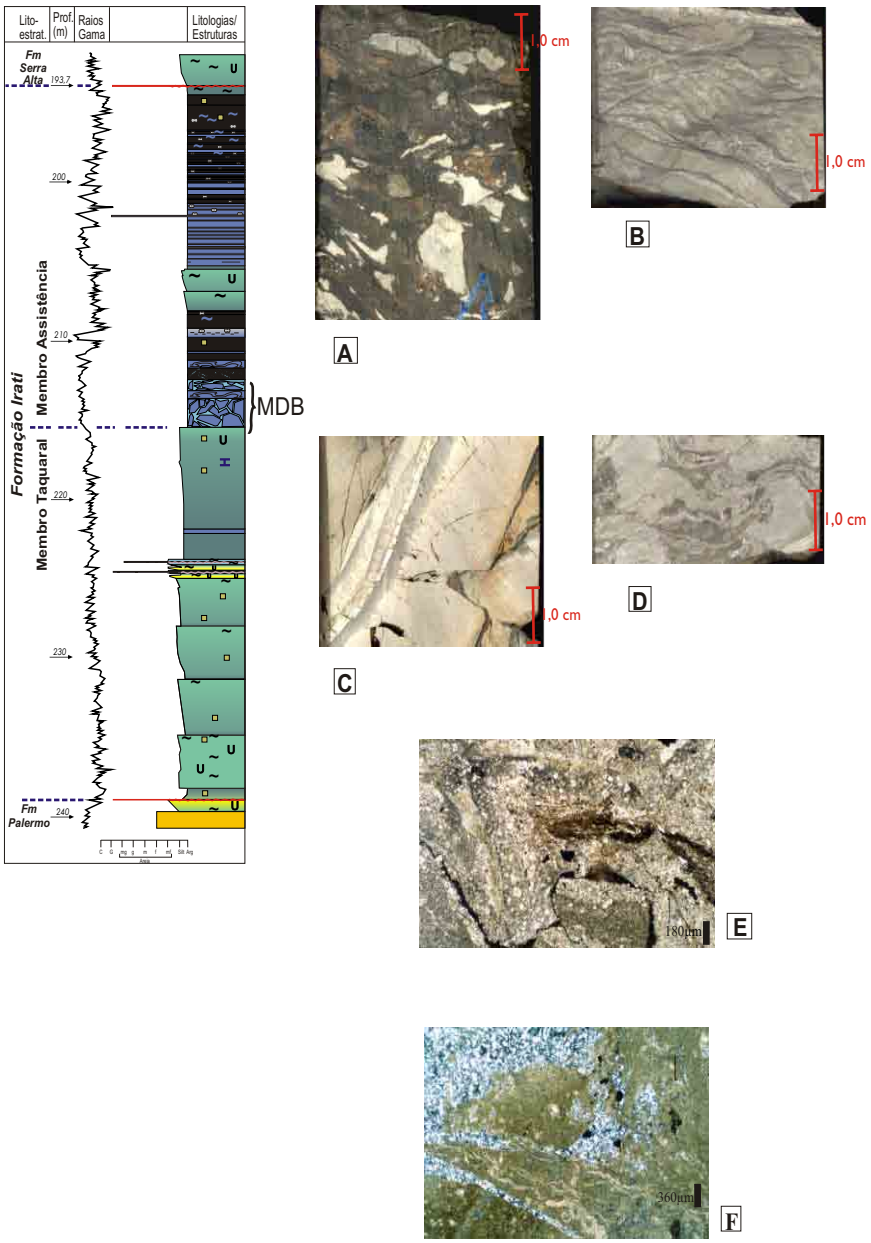


Figura 19 - Testemunhos e fotomicrografias ilustrando a litofácies micrito dolomítico brechado (MDB):
A, B, C e D - Cortes longitudinais ilustrando a litofácies; às vezes, intercala-se entre lâminas de folhelhos betuminosos (B);

Dissertação de Mestrado: IGCE-UNESP, Rio Claro.....Lages (2004)

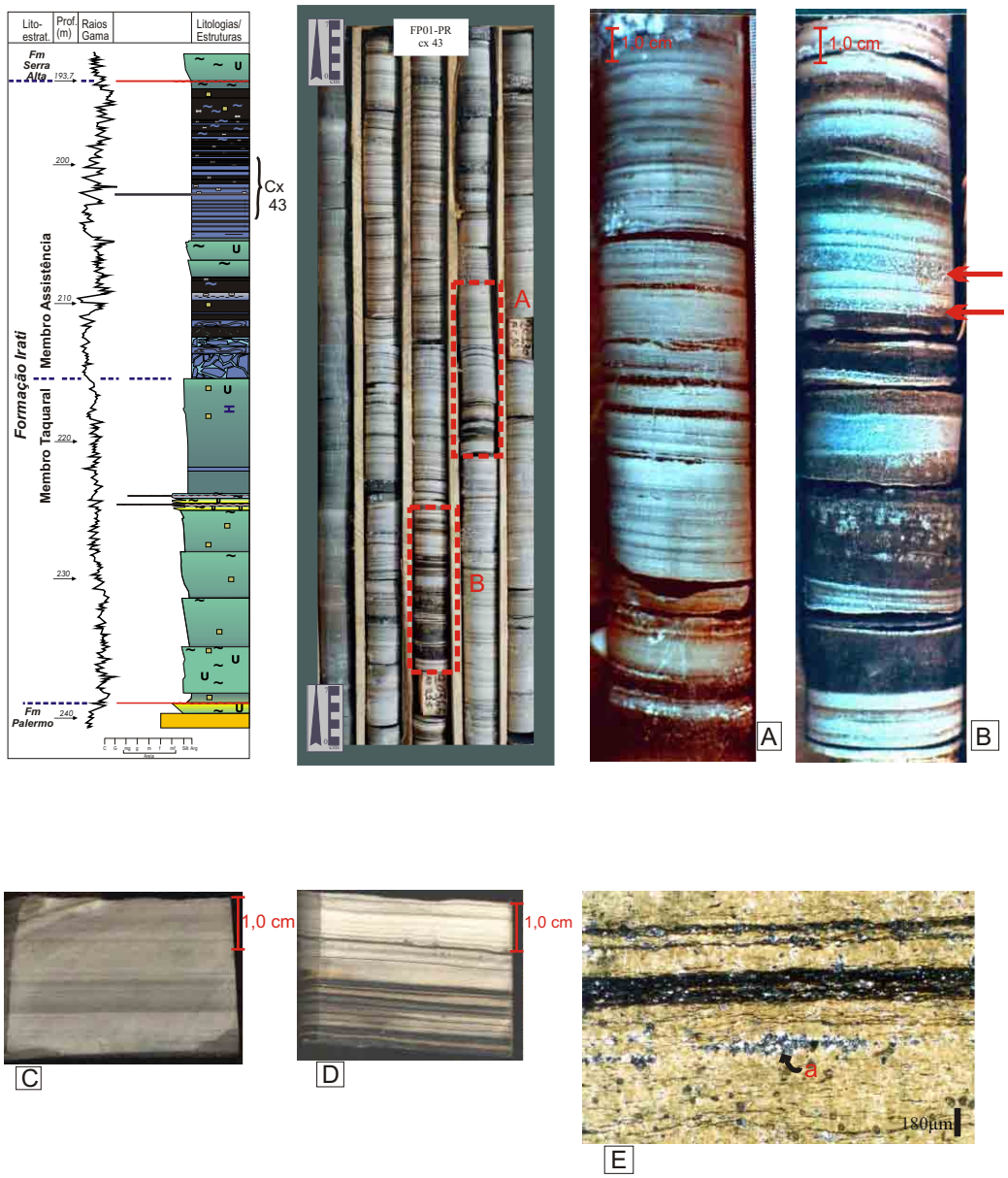


Figura 20 - Fotografias de testemunhos ilustrando a litofácies ritmito do Membro Assistência (A e B); as setas em "B" indicam finas lâminas de coquina com fragmentos de carapaças de *Liocaris;*
C e D - os cortes longitudinais das amostras (L-16 e L-17, respectivamente) ilustram

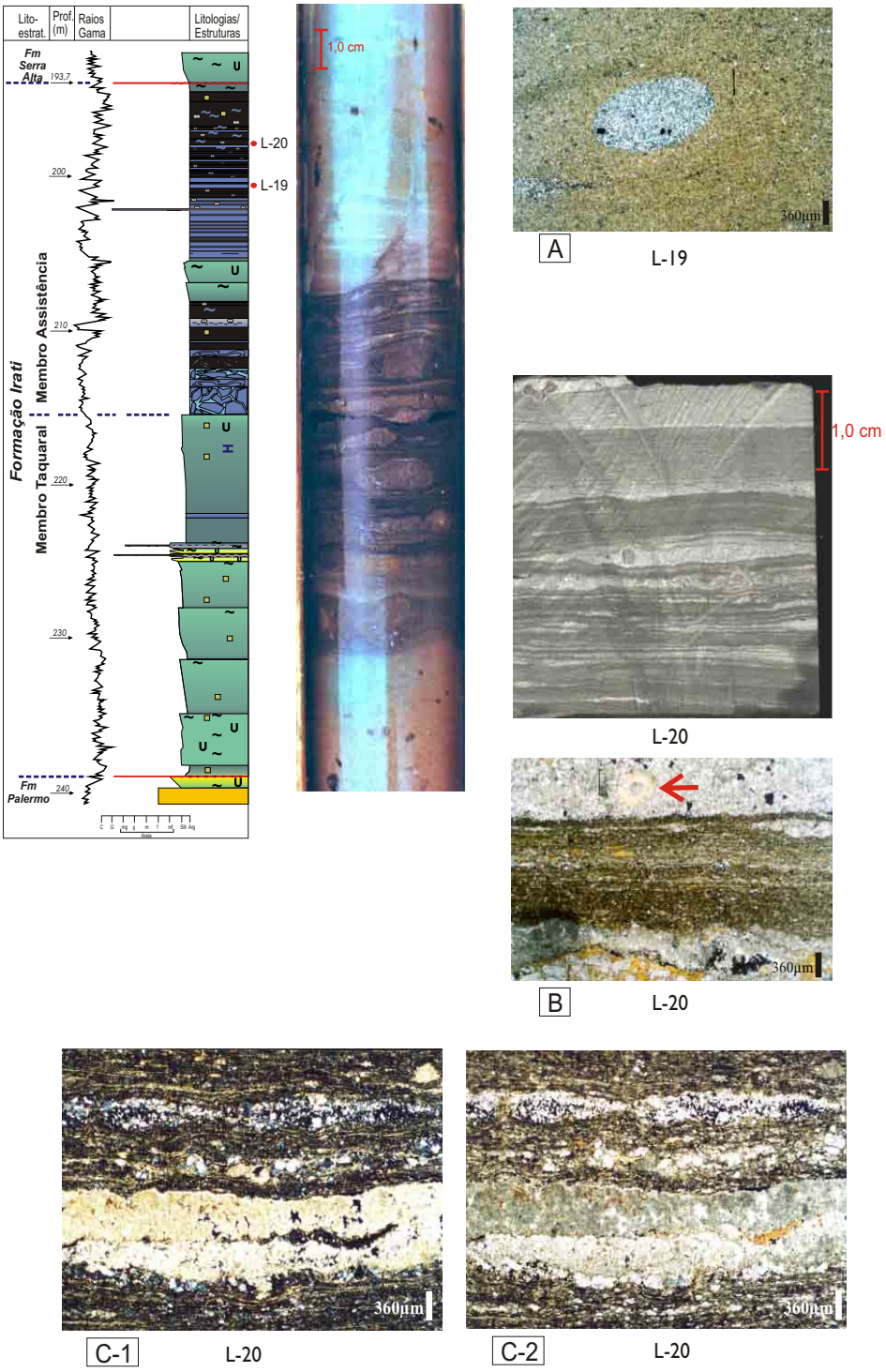


Figura 21 - A - Fotomicrografias do micrito dolomítico com nódulo de sílex (Lâmina petrográfica L-19); B e C - Fotomicrografias (Lâmina L-20) ilustrando a litofácies ritmito, que é caracterizada pela alternância rítmica de micritos dolomíticos (mais claros) com folhelhos betuminosos (mais escuros) em lâminas milimétricas a submilimétricas; Em B nota-se acamamento finamente ondulado a

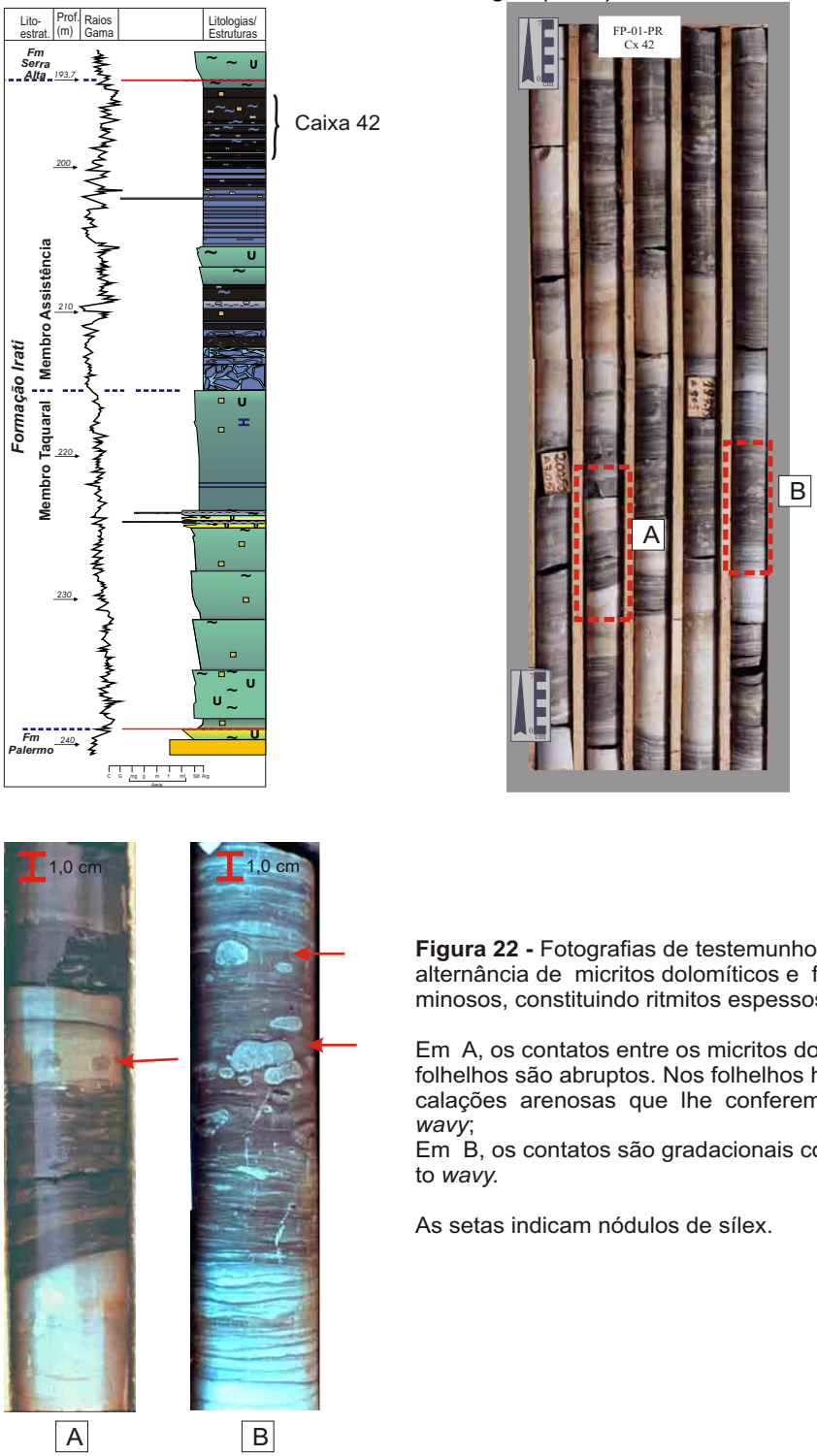


Figura 22 - Fotografias de testemunhos ilustrando a alternância de micritos dolomíticos e folhelhos betuminosos, constituindo ritmitos espessos;

Em A, os contatos entre os micritos dolomíticos e os folhelhos são abruptos. Nos folhelhos há ligeiras intercalações arenosas que lhe conferem acamamento *wavy*;
Em B, os contatos são gradacionais com acamamento *wavy.*

As setas indicam nódulos de sílex.

Dissertação de Mestrado: IGCE-UNESP, Rio Claro.....Lages (2004)

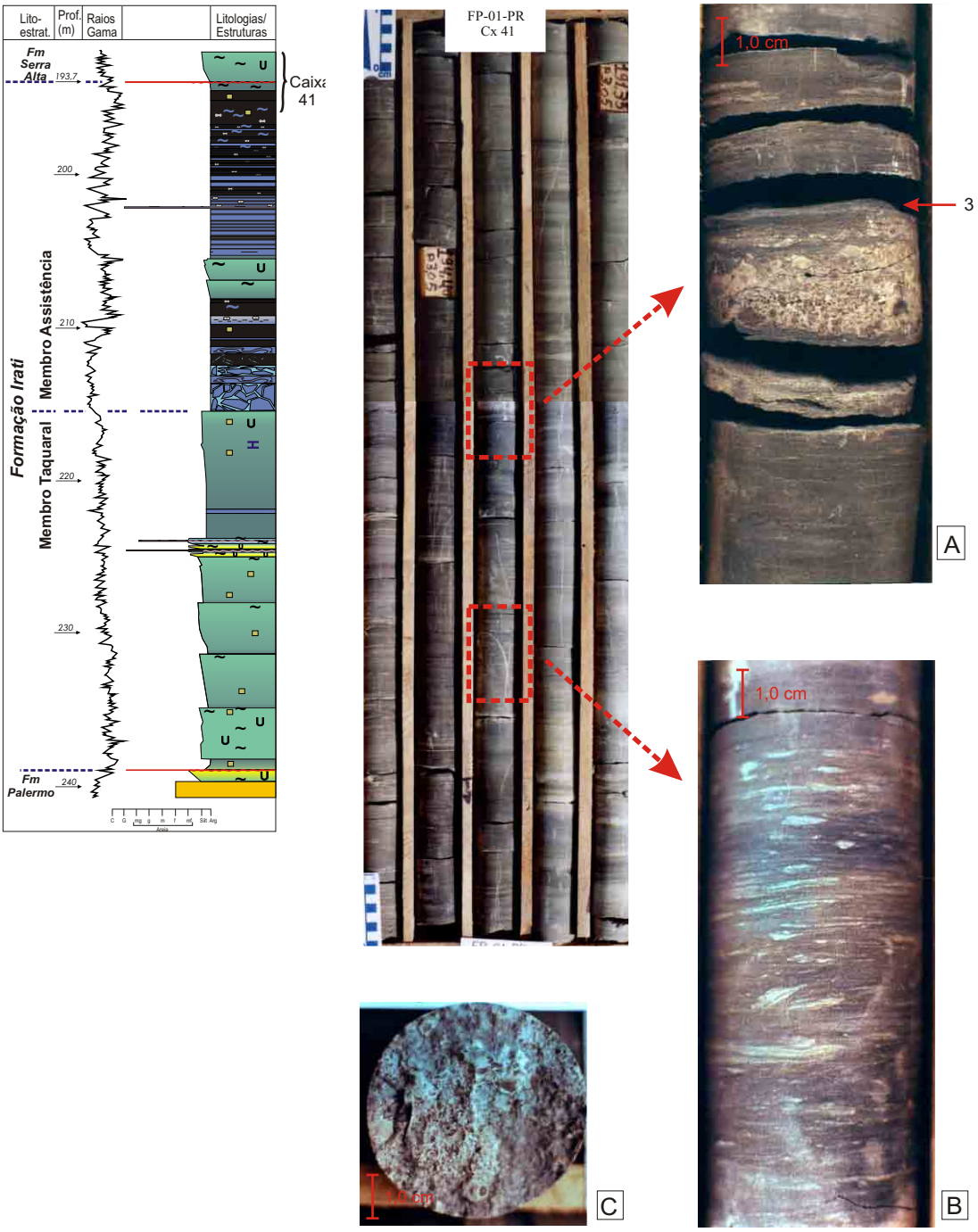


Figura 23 - Fotografias de testemunhos do topo da Formação Irati:
A - fina brecha com abundantes escamas e restos de peixes, a qual provavelmente corresponde ao contato entre as formações Irati e Serra Alta;
B - rocha heterolítica de siltito e arenito muito fino, com acamamento lenticular e *wavy*, um pouco abaixo do contato entre as formações Irati e Serra Alta;
C- vista planar da fina brecha do contato.

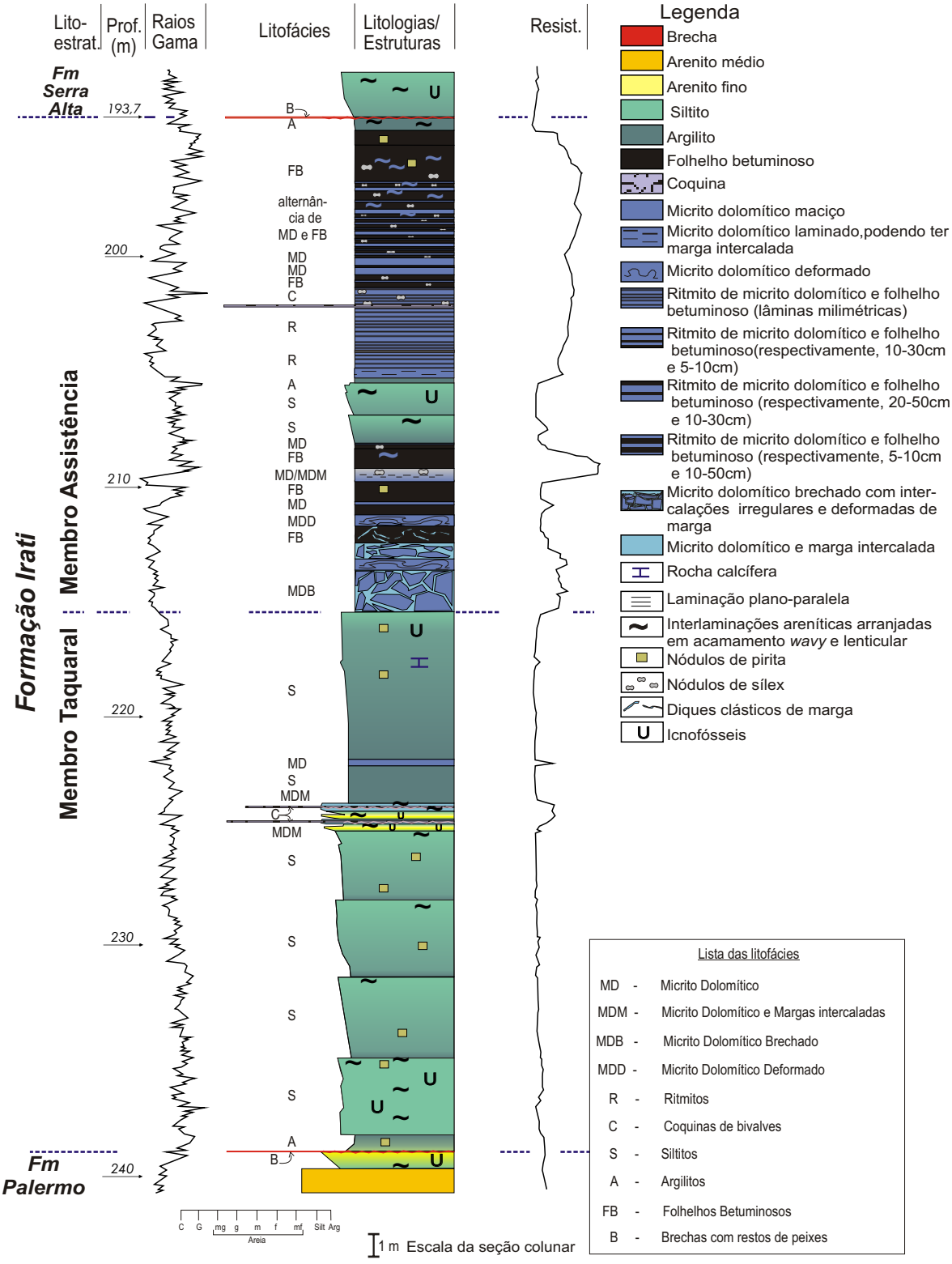


Figura 24 - Perfil do poço FP-01-PR com indicação das litofácies reconhecidas.

Obedecendo as propostas estratigráficas anteriores, o contato entre os membros Taquaral e Assistência foi posicionado no nível de aparecimento dos primeiros carbonatos mais espessos. Correspondem aos micritos dolomíticos brechados (Figura 18). HACHIRO (1996) priorizou o aparecimento dos folhelhos betuminosos para reconhecer o contato, mas também comentou que tal passagem poderia estar acompanhada por carbonatos e sais de sulfatos, muitas vezes identificados por uma brecha.

Na base do Membro Assistência, ARAÚJO (2001) constatou camadas de gipso/anidrita ou brechas carbonáticas de diversos tipos, onde as calcedônias de hábito fibroso (também observadas no presente trabalho) indicariam substituição pseudomórfica de sulfatos. Acima do micrito dolomítico brechado, já com intercalações de folhelhos betuminosos deformados e com diques clásticos irregulares de marga, ocorre passagem para corpos mais espessos de folhelho betuminoso, com pequenas intercalações de micritos dolomíticos. Um destes folhelhos coincide com um pico radioativo no perfil de raios gama do poço. Segue-se um micrito dolomítico que apresenta porções margosas e outro folhelho betuminoso. Em seguida, ocorre um intervalo mais síltico com finas intercalações arenosas, constituindo acamamento *wavy*, com diversas ocorrências de escamas de peixes e bioturbação.

Na parte média do Membro Assistência, no furo FP-01-PR, inicia-se um segundo conjunto de rochas carbonáticas, de caráter mais margoso na base (Figura 3, L-16), seguido de ritmito muito fino (Figura 3, L-17), onde começam a aparecer os primeiros mesossaurídeos e crustáceos *Liocaris* em abundância. Em algumas porções, os crustáceos constituem finíssimas coquinas. Na parte superior destes ritmitos, os nódulos de sílica tornam-se maiores e mais abundantes. Este conjunto de carbonatos aparece destacado nos perfis de raios gama e resistividade do poço.

Acima dos finos ritmitos há uma camada mais espessa de folhelho betuminoso e seguem-se alternâncias rítmicas mais espessas de micrito dolomítico e folhelhos betuminosos, com espessuras geralmente entre 10 e 30 cm. Ascendentemente, a espessura dos folhelhos aumenta e a dos carbonatos diminui.

Próximo do topo do Membro Assistência, os carbonatos desaparecem e ocorrem folhelhos betuminosos mais espessos com nódulos de sílica e finíssimas

intercalações carbonáticas e/ou areníticas que formam acamamento *wavy*. É relativamente difícil determinar onde terminam os folhelhos betuminosos, pois parece haver uma transição para argilitos com ligeira tendência heterolítica e acamamento *wavy*/lenticular.

No furo de sondagem FP-01-PR, o topo da Formação Irati foi assinalado cerca de 3m acima dos últimos carbonatos, no nível de uma fina brecha, a qual pode corresponder ao *lag* transgressivo da Formação Serra Alta, sobreposta. HACHIRO (1996) e ARAÚJO (2001) consideraram que o contato superior coincide com o desaparecimento dos folhelhos betuminosos, porém não interpretaram a coincidência com uma discordância. Segundo ARAÚJO (2001), o limite de seqüência, ou seja, a discordância, ocorreria somente mais acima, dentro da Formação Serra Alta. O furo FP-01-PR parece demonstrar que este limite deveria estar em posição estratigráfica um pouco mais baixa.

4.3. Estudos Palinológicos

Infelizmente, os grãos de pólen, esporos, algas e acritarcas encontrados no furo FP-01-PR, no intervalo da Formação Irati, apresentam-se mal preservados, ora quebrados, ora faltando algumas partes para uma boa identificação dos espécimes, e a presença de matéria orgânica amorfa é marcante em alguns níveis. Devido a este fato, todas as amostras foram processadas duas vezes, porém os resultados encontrados foram os mesmos, confirmando tratar-se de uma característica da Formação Irati. Os resultados encontrados por ARAÚJO (2001) corroboraram esta tese. O autor afirma que na Formação Irati há baixa diversidade de fitoplâncton, a qual está restrita à ocorrência de *Bothryococcus* e acritarcas, e ainda uma alta degradação dos esporomorfos encontrados.

Desta forma, neste trabalho é apresentada somente uma breve discussão do conteúdo palinológico da Formação Irati, com destaque aos exemplares de palinomorfos que puderam ser identificados e estavam melhor preservados. A localização da lâmina em coordenada *England Finder* encontra-se nas legendas de cada figura (Figuras 25 a 27).

Os palinomorfos encontrados na Formação Irati mostram um amplo domínio de grãos de pólen bissacados/estriados e, subordinadamente, alguns pólens bissacados não estriados. Segundo DAEMON *et al.* (1996), que também constataram essa característica na formação, o domínio destes palinomorfos indicaria um clima com tendência a quente e semi-árido. Adicionalmente, no furo FP-01-PR há algas do tipo *Bothryococcus*, que são indicadoras de ambiente lacustre (águas doces a salobras) e acritarcas (indicadores de influência marinha).

Listagem dos esporos identificados para a Formação Irati no furo FP-01-PR:

- *Cirratriradites africanenses* (Figura 25)
- *Convolutispora* sp. (Figura 25)
- *Punctatisporites* sp. (Figura 25)

Listagem dos grãos de pólen identificados para a Formação Irati:

- *Alisporites nuthalensis* (Figura 26)
- *Complexisporites* sp.
- *Corisaccites alutas* (Figura 26)
- *Lueckisporites nyakapadensis* (Figura 26)
- *Lueckisporites* sp. (Figura 26)
- *Lueckisporites virkkiae* (Figura 26)
- *Rimaesporites* sp. (Figura 27)
- *Striatoabieites* sp. (Figura 27)
- *Striatopodorcapites fusus* (Figura 27)
- *Striatopodorcapites* sp.
- *Vittatina* sp.

Outros palinomorfos encontrados:

- Acritarca
- *Bothryococcus braunii* (Figura 27)
- *Bothryococcus* sp.

Conforme salientado anteriormente, nenhum estudo palinológico havia sido realizado para o furo FP-01-PR, no intervalo da Formação Irati.

4.3.1. Palinologia do Membro Taquaral

Esta unidade foi analisada através das lâminas palinológicas P-1, P-2 e P-3 (Figura 3).

De acordo com a observação das lâminas palinológicas, o Membro Taquaral apresenta-se praticamente estéril, possuindo poucos grãos de pólen e alguns esporos, e a maioria está muito mal preservada. Em quantidade um pouco maior que os palinomorfos, ocorrem matéria orgânica amorfa e cutículas de coloração marrom-escura. Também foram encontradas nesta unidade (Lâmina P-2, Figura 3), algas representadas por *Bothryococcus.*

Os grãos de pólen encontrados, na maioria, caracterizam-se por serem bissacados e apresentarem estrias/tênias. Já os esporos são triletes e ornamentados. Subordinadamente, alguns pólens bissacados não estriados também foram encontrados.

Os esporos identificados no Membro Taquaral são listados a seguir:

- *Cirratriradites africanenses*
- *Punctatisporites* sp.

Os grãos de pólen identificados são:

- *Alisporites nuthalensis*
- *Lueckisporites* sp.
- *Lueckisporites virkkiae*
- *Striatopodorcapites fusus*
- *Vittatina* sp.

Outros palinomorfos encontrados:

- Acritarca
- *Bothryococcus* sp.

4.3.2. Palinologia do Membro Assistência

As rochas dessa unidade foram analisadas através das lâminas P-4, P-5, P-6, P-7, P-8, P-9, P-10 e P-11 (Figura 3).

Pôde-se constatar, através da observação palinológica, que o Membro Assistência é mais fértil em relação ao Membro Taquaral. É constituído por um número maior de grãos de pólen bissacados estriados/teniados e pequena quantidade, quase nula, de esporos triletes ornamentados. Os palinomorfos também encontram-se mal preservados e a matéria orgânica amorfa predomina. Adicionalmente, foram encontradas algas, representadas por *Bothryococcus* e alguns acritarcas, além de poucos grãos de pólen bissacados não estriados.

Os esporos identificados são os seguintes:

- *Cirratriradites africanenses*
- *Convolutispora* sp.
- *Punctatisporites* sp.

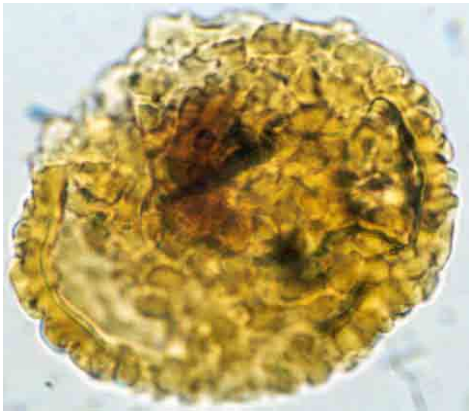
Os grãos de pólen identificados são:

- *Alisporites nuthalensis*
- *Complexisporites* sp.
- *Corisaccites alutas*
- *Lueckisporites nyakapadensis*
- *Lueckisporites* sp.
- *Lueckisporites virkkiae*
- *Rimaesporites* sp.
- *Striatoabieites* sp.
- *Striatopodorcapites fusus*
- *Striatopodorcapites* sp.
- *Vittatina* sp.

Outros palinomorfos encontrados:

- Acritarca
- *Bothryococcus braunii*

Cirratriradites africanenses - P-2; *England Finder:* Y27-1



Convolutispora sp. - P-11;
England Finder: K16-1

Punctatisporites sp. - P-2;
England Finder: M27-3

Figura 25 - Esporos encontrados na Formação Irati no furo FP-01-PR. (Aumento de 1000 x)

Striatoabieites sp. - P-4; *England Finder:* O14-1

Rimaesporites sp. - P-10; *England Finder:* Q33-1

Striatopodocarpites fusus - P-2; *England Finder:* N35-2

Bothryococcus braunii - P-11; *England Finder:* K35-4

Figura 27 - Palinomorfos da Formação Irati no furo FP-01-PR. (Aumento de 1.000 x)

4.3.3. Correlações Palinoestratigráficas e Interpretações

As amostras palinológicas analisadas são aqui analisadas como se fossem uma única assembléia.

A análise palinológica da Formação Irati no furo FP-01-PR mostra predominância de grãos de pólen bissacados estriados. Quanto aos esporos e grãos de pólen monossacados, estes têm pouca expressão numérica.

Comparando-se a assembléia estudada com os representantes de algumas biozonas, por exemplo, as de DAEMON & QUADROS (1970), pode-se destacar a ocorrência de *Lueckisporites virkkiae* (forma A:P-325 em DAEMON & QUADROS, *op. cit.*), restrita ao intervalo K e Sub-intervalos L_1 e L_2 do intervalo L, assinalada para a Formação Palermo, Formação Irati, Formação Serra Alta e Formação Teresina, ou mesmo *Corisaccites alutas* (forma C: P-310 em DAEMON & QUADROS, *op. cit.*), que abrange os intervalos K e L, assinalada também para aquelas formações. Ainda em relação ao zoneamento desses autores, é indispensável citar a espécie *Rimaesporites* sp., encontrada na lâmina P-10 (Membro Assistência-Figura 26), que é muito semelhante a *Rimaesporites* sp. de DAEMON & QUADROS (*op. cit.*, Estampa 9, forma B: P - 357) que abrange os intervalos L_2 e L_3.

Assim, poderia ser possível a correlação do material estudado com o intervalo L_2 (Figura 11), já que contém formas restritas a tal intervalo. Porém, é importante lembrar que os intervalos caracterizados por DAEMON & QUADROS (1970) não levaram em consideração os esporos, o que dificulta as comparações com as bizonas, ainda que o conteúdo em esporos no furo FP-01-PR também seja muito baixo.

Há estudos que sugerem o aparecimento de *Lueckisporites virkkiae* como sendo critério para estabelecer o limite das Formações Palermo e Irati (MARQUES-TOIGO & PONS, 1974).

Também é importante lembrar que a Fase Striatiti Superior de ARAI (1980) (Figura 11) é reconhecida pela notável participação de grãos de pólen de contorno diploxilonóide, com saco bem desenvolvido. O que marca a base desta fase é o aparecimento maciço dos gêneros *Taeniaesporites*, *Striatopodocarpites* e *Striatoabietites*. Já a Fase *Lueckisporites* é caracterizada pela predominância absoluta de Striatiti e a definição efetiva desta fase se faz pela constatação do

gênero *Lueckisporites*. ARAI (1980) afirma que a Fase *Lueckisporites* está ausente no Subgrupo Itararé (unidade glacial mais antiga) e reprsentada na Formação Irati. Adicionalmente, o gênero *Vittatina*, praticamente não existiria nessa última fase. Portanto, comparando a assembléia estudada no Furo FP-01-PR, com os dados de ARAI (1980), a mesma estaria inserida no topo da Fase Striatiti Superior, devido à associação de *Vittatina* com *Striatopodocarpites*, *Striatoabietites* e *Lueckisporites*.

Em relação ao zoneamento de MARQUES-TOIGO (1988), a assembléia aqui estudada, provavelmente, estaria enquadrada na Zona *Lueckisporites virkkiae*, a qual é definida, de acordo com a distribuição da espécie que dá nome à zona. Esta zona é correspondente às formações Palermo e Irati, com idade atribuída ao Kazaniano-Tatariano (Neopermiano).

Concluindo, nas comparações da assembléia do furo FP-01-PR com as biozonas estabelecidas para a Bacia do Paraná, chegou-se ao resultado esperado, ou seja, as espécies são compatíveis com as associações normalmente encontradas para a Formação Irati. As idades, tradicionalmente atribuídas a essas biozonas que corresponderiam à Formação Irati, são do Kazaniano-Tatariano, porém é necessário lembrar que a maioria dos autores que estudaram o Paleozóico do Gondwana atribui idade muito mais antiga aos depósitos com mesossaurídeos da África e do Brasil (*e.g.* OELOFSEN & ARAÚJO, 1987).

Espécies da assembléia aqui estudada, como *Alisporites* sp., *Striatopodorcapites fusus*, *Bothryococcus braunii*, apresentam grande semelhança a espécies da Biozona E de MACRAE (1988), respectiva à Formação Whitehill na Bacia Karoo. Contudo, as espécies *Lueckisporites virkkiae* e *Corisaccites alutas* não foram encontradas nessa biozona. Segundo o autor, a idade desta biozona seria ufimiana, porém diversos dados apontam idade artinskiana para a Formação Whitehill (HOLZFÖRSTER *et al.*, 2000), inclusive a correlação com a Biozona 3c de ANDERSON (1977), respectiva à Formação Vryheid para a Bacia Karoo Oriental.

Ao comparar as biozonas da Formação Vryheid da África com as biozonas da Bacia de Collie na Austrália, percebem-se diferenças importantes nas amplitudes de alguns táxons (BACKHOUSE, 1991). Por exemplo, podem ser citadas as espécies de *Lueckisporites* spp., as quais são quantitativamente

importantes no sul da África, mas são raras na Austrália (LINDSTRÖM, 1996). A espécie *Corisaccites alutas* foi encontrada nos sedimentos da Bacia de Collie, na Austrália por BACKHOUSE (1991). Segundo o autor, esta espécie estaria restrita ao intervalo que abrange o topo da Zona *Microbaculispora villosa* e a base da Zona *Didecitriletes ericianus.* Tal intervalo compreende sedimentos de idade kunguriana. Segundo LINDSTRÖM (1996), através de correlações biostratigráficas entre uma assembléia palinológica do Permiano Superior da Antártica e assembléias da África e Austrália, pode ser atribuída idade Artinskiana aos sedimentos da Formação Fairchild (Antártica), cronocorrelata à Formação Vryheid.

A espécie *Convolutispora* sp. assemelha-se ao exemplar encontrado por CÉSARI *et al.* (1995), nos sedimentos do Paleozóico Superior da Bacia Chaco-Paraná, na Argentina. Esta espécie não havia sido encontrada anteriormente nos intervalos das formações Irati e Whitehill dos zoneamentos anteriores (DAEMON & QUADROS, 1970; MACRAE, 1988; BACKHOUSE, 1991, ANDERSON, 1977 e LINDSTRÖM, 1996).

Vale lembrar que a alta degradação dos esporomorfos, associada à sua baixa concentração, advinda do elevado conteúdo de matéria orgânica amorfa, restringiu, significativamente, a importância da ferramenta palinológica, a qual, normalmente, tenderia a fornecer bons parâmetros para as interpretações da idade. Apesar dos problemas, parce ser razoável atribuir a Formação Irati ao Artinskiano.

4.4. Estudos Geoquímicos

Os dados geoquímicos de Carbono Orgânico Total (COT) e de teores de enxofre (%S) estão apresentados na Tabela 1 e Figura 28. As amostras do Membro Taquaral são representadas pelas amostras do intervalo G1 a G47. Já as amostras do Membro Assistência são aquelas que compreendem o intervalo G48 a G92.

Pode-se notar que o Membro Taquaral apresenta alguns níveis com valores bastante elevados de %COT e %S, o que nunca foi verificado por outros autores (MENDONÇA FILHO, 1999 e ARAÚJO, 2001). Os níveis com altos

valores de %COT geralmente coincidem com pelitos escuros do Membro Taquaral, os quais poderiam conter quantidades maiores de matéria orgânica. Entretanto, considerando a possibilidade de que ocorreram erros nas análises, no momento, os dados do Membro Taquaral não são considerados válidos.

Em relação ao Membro Assistência, as curvas traçadas para %COT e %S são coerentes com as ocorrências de folhelho betuminoso e com as curvas de poços próximos (por exemplo, MA-29-SC), estudados por ARAÚJO (2001) (Figura 14). Os valores de %COT e %S oscilam, significativamente, ao longo do Membro Assistência, sendo, ainda, encontrados valores elevados próximo ao topo da unidade. Um pouco abaixo do contato com a Formação Serra Alta, os valores decrescem abruptamente.

Através da Tabela 1, pode-se observar que a média calculada do teor de Carbono Orgânico Total (%COT), para o Membro Assistência, é de, aproximadamente, 2%, com valores adequados para suportar a hipótese de grande potencial gerador de hidrocarbonetos.

Nota-se, na Tabela 1, que a média calculada para os teores de enxofre no Membro Assistência é de 1,11%. Este valor condiz com as condições de óxido-redução, de acordo com TYSON (1995).

Observa-se, na Figura 28, que os picos de maior valor no teor de enxofre coincidem com os pontos onde se pode observar, macro e microscopicamente, a formação de pirita, e ainda, coincidem com os picos de maior valor nos teores de COT.

Por fim, pode-se deduzir também que a média da razão C/S do Membro Assistência (=2,55), enquadra-se dentro dos limites comuns a ambientes marinhos (C/S médio igual a 2,8: BERNER, 1982 *apud* ARAÚJO, 2001; C/S médio igual a 3,21: FISHER & HUDSON, 1987 *apud* ARAÚJO, 2001). Este valor difere, notavelmente, da média (C/S≈30) dos sítios deposicionais portadores de água doce à salobra (BERNER, 1984 *apud* ARAÚJO, 2001).

Tabela 1 - Teores de Carbono Orgânico Total (%COT) e de Enxofre (%S) encontrados nas amostras da Formação Irati no furo de sondagem FP-01-PR.

Membro Assistência

Amostras	%COT	%S	C/S
G92	0,33	0,23	1,47
G91	0,78	0,54	1,44
G90	0,40	0,64	0,63
G89	0,36	0,32	1,12
G88	0,34	0,39	0,88
G87	3,42	0,54	6,32
G86	1,82	0,26	7,14
G85	0,30	0,78	0,38
G84	0,82	1,05	0,78
G83	4,19	2,97	1,41
G82	0,36	0,73	0,49
G81	0,42	0,13	3,26
G80	7,09	1,92	3,69
G79	1,84	0,14	12,87
G78	0,92	1,10	0,84
G77	0,38	0,11	3,29
G76	1,96	0,36	5,40
G75	0,26	0,56	0,46
G74	0,85	0,47	1,80
G73	0,45	0,34	1,33
G72	3,18	0,65	4,90
G71	0,62	1,44	0,43
G70	7,49	5,42	1,38
G69	0,47	0,38	1,24
G68	5,98	3,01	1,99
G67	6,97	7,20	0,97
G66	0,10	0,09	1,06
G65	0,39	0,19	2,05
G64	0,43	0,46	0,92
G63	0,35	0,65	0,54
G62	0,29	0,41	0,70
G61	2,00	0,26	7,72
G60	8,40	3,28	2,56
G59	0,73	1,57	0,46
G58	0,44	0,48	0,93
G57	1,06	0,29	3,71
G56	2,38	0,45	5,30
G55	0,40	0,39	1,02
G54	5,63	0,99	5,67
G53	5,06	3,11	1,63
G52	2,81	0,99	2,84
G51	1,58	0,70	2,26
G50	2,45	0,50	4,90
G49	0,43	0,18	2,34
G48	7,58	3,35	2,26

Média de C/S para o Membro Assistência: 2,55

Média de %COT para o Membro Assistência: 2,10

Média de %S para o Membro Assistência: 1,11

Média de C/S para o Membro Taquaral: 2,11

Média de %COT para o Membro Taquaral: 1,61

Média de %S para o Membro Taquaral: 0,93

Membro Taquaral

Amostras	%COT	%S	C/S
G47	0,68	1,19	0,57
G46	0,40	0,30	1,33
G45	0,45	0,49	0,91
G44	0,44	1,58	0,28
G43	6,80	4,15	1,64
G42	0,48	0,67	0,71
G41	1,08	0,37	2,90
G40	0,77	0,99	0,77
G39	1,42	0,36	4,00
G38	0,44	0,64	0,69
G37	0,51	0,39	1,32
G36	0,35	0,15	2,33
G35	0,22	3,55	0,06
G34	0,57	0,58	0,98
G33	3,29	1,59	2,07
G32	4,45	1,68	2,65
G31	3,91	1,82	2,15
G30	0,57	0,90	0,63
G29	0,42	0,13	3,14
G28	1,57	0,29	5,36
G27	0,39	0,65	0,60
G26	7,72	4,35	1,77
G25	0,38	0,32	1,19
G24	1,89	0,44	4,26
G23	3,64	0,86	4,26
G22	0,38	0,50	0,75
G21	0,36	0,17	2,17
G20	0,32	0,45	0,71
G19	1,09	0,32	3,42
G18	0,47	0,75	0,62
G17	7,37	3,59	2,05
G16	3,44	1,53	2,25
G15	0,30	0,26	1,16
G14	0,34	1,11	0,31
G13	0,42	0,46	0,91
G12	0,33	0,59	0,55
G11	0,37	0,23	1,59
G10	0,31	0,42	0,73
G09	2,14	0,59	3,65
G08	0,47	0,27	1,71
G07	1,22	0,38	3,18
G06	1,80	0,39	4,62
G05	0,43	0,27	1,58
G04	0,41	0,06	6,52
G03	0,40	0,08	4,73
G02	1,94	1,64	1,18
G01	8,48	1,01	8,40

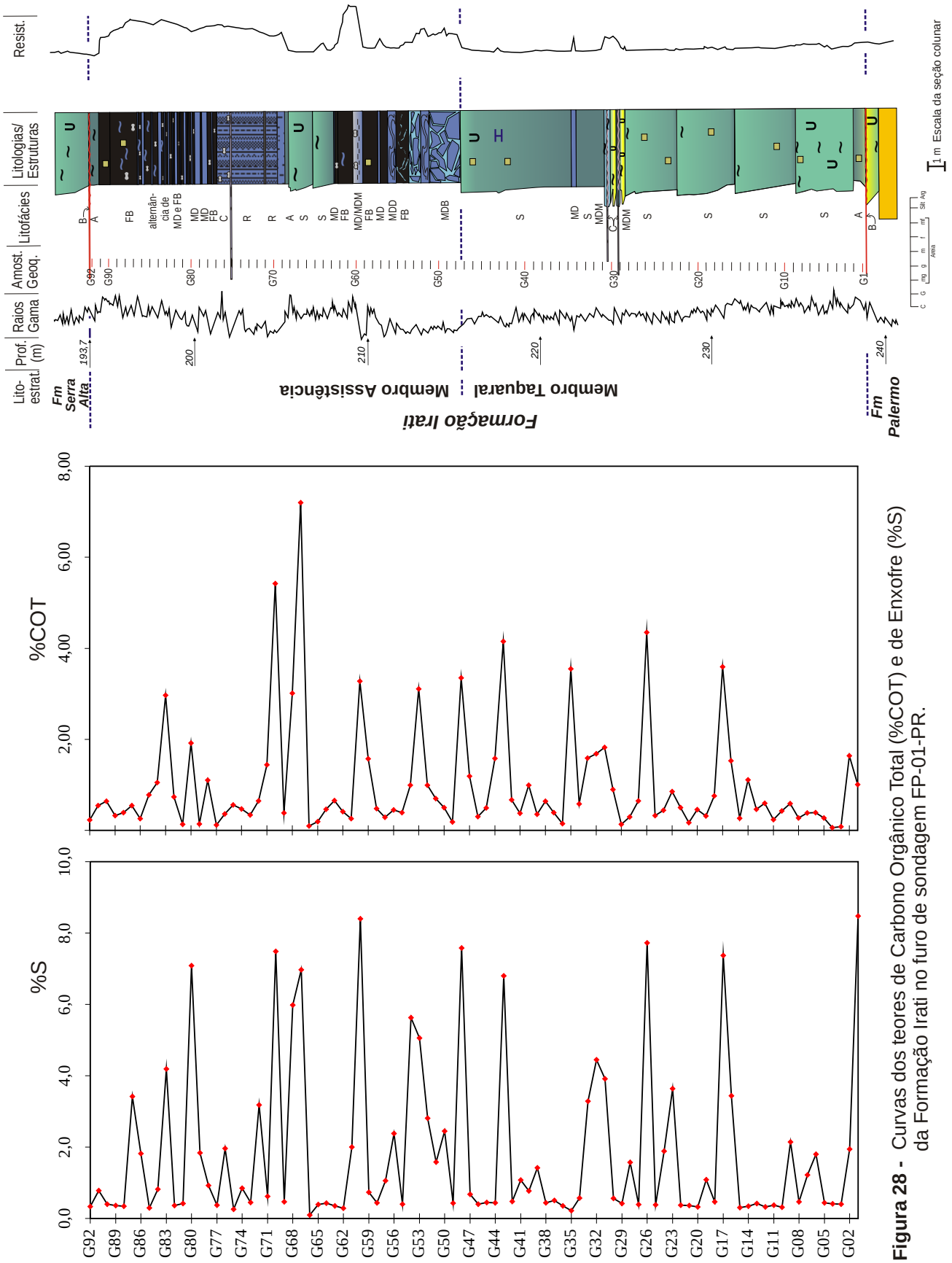


Figura 28 - Curvas dos teores de Carbono Orgânico Total (%COT) e de Enxofre (%S) da Formação Irati no furo de sondagem FP-01-PR.

Tabela 2 - Dados geoquímicos de 8 amostras do Membro Taquaral ilustrando os resultados anômalos encontrados.

Amostras	%C	%S
G01	8,480	1,010
G02	1,940	1,640
G17	7,370	3,590
G23	3,640	0,855
G26	7,720	4,350
G32	4,450	1,680
G43	6,800	4,150

Amostras	%C	%S
G01-A	0,254	0,115
G02-A	0,422	0,060
G17-A	0,377	0,270
G23-A	0,325	0,371
G26-A	0,357	0,369
G32-A	0,766	0,843
G43-A	0,271	0,446

5. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A ocorrência de rochas siliciclásticas e carbonáticas alternadas representa uma situação especial da estratigrafia, pois os sistemas deposicionais que originam um ou o outro tipo de depósito, geralmente, são mutuamente exclusivos (JAMES & KENDALL, 1992; STRASSER et al., 1999). Os carbonatos necessitam de águas limpas, sem siliciclastos, para serem gerados. A produção e a acumulação carbonática são fortemente controladas pelo ambiente, alcançando taxas máximas quando o ambiente não é profundo demais, nem raso demais; não quente demais, nem frio demais; não salgado demais, nem doce demais; não faltando nutrientes, nem havendo nutrientes em excesso, além do aporte terrígeno baixo (JAMES & KENDALL, 1992).

Os carbonatos podem ser produzidos no próprio ambiente deposicional, diretamente por organismos ou, indiretamente, por controle bioquímico. Ao contrário, os siliciclastos sempre representam sedimentação de partículas procedentes das áreas continentais, envolvendo intemperismo de rochas expostas, erosão e transporte. A sedimentação siliciclástica é mais efetiva quando as áreas marginais de uma bacia possuem relevo acidentado e há disponibilidade de água para transportar os grãos (embora o transporte de sedimentos pelo vento também seja possível).

No caso da Formação Irati na borda leste da bacia, as rochas siliciclásticas sempre são muito finas, indicando que não existiam relevos acentuados nas áreas marginais. A paleoborda original da bacia, nos tempos da deposição do Membro Assistência, talvez esteja preservada somente no nordeste do Estado de São Paulo, na região de Santa Rosa de Viterbo, onde há estromatólitos associados a vértebras articuladas de mesossaurídeos (SUGUIO. & SOUSA, 1985). Na Namíbia, ocorre situação similar (HOLZFÖRSTER *et al*, 2000).

Os carbonatos podem ser formados em diversos ambientes, desde continentais, até marinhos profundos. Segundo KELTS (1988), ao contrário dos ambientes marinhos, onde foraminíferos e nanofósseis calcários são os componentes calcários bacinais mais importantes (a partir do final do Mesozóico), há poucos fósseis planctônicos carbonáticos em depósitos de lagos. A maior parte da micrita de lagos deriva de precipitação inorgânica induzida por

processos biológicos e físico-químicos. Em alguns casos, pelotas fecais de crustáceos podem ser abundantes. Nas áreas marginais, oncóides, bioermas e carbonatos estromatolíticos são mais importantes que nos ambientes marinhos.

É importante lembrar que os micritos dolomíticos da Formação Irati aparecem nas seguintes situações:

- micritos dolomíticos maciços;
- micritos dolomíticos laminados;
- ritmitos delgados de micritos dolomíticos e folhelhos betuminosos.

Os dois últimos tipos lembram o *Plattenkalk,* o qual corresponde a um calcário laminado que se parte em placas. Representa camadas muito planas, tabulares, regularmente espaçadas em intervalos de centímetros e milímetros, como produto de sedimentação cíclica (HEMLEBEN & SWINBURNE, 1991). Geralmente são micritos puros, mas podem ser intercalados por argilas e folhelhos. Os calcários do tipo *Plattenkalk*, assim como aqueles da Formação Irati, podem ter fósseis excepcionalmente preservados e geralmente não têm bioturbação, atribuíveis a condições anômalas de oxigenação e/ou alta salinidade nas águas de fundo das bacias (HEMLEBEN & SWINBURNE, 1991). Assim, tais calcários normalmente excluem organismos bentônicos e pelágicos estenotópicos. Muitos fósseis refletem as condições das águas superficiais, ou mesmo, as condições externas ao corpo d'água nos casos em que são alóctonos. Existem *Plattenkalks* originados em ambientes lacustres, lagunares e plataformais proximais a distais (HEMLEBEN & SWINBURNE, 1991).

Entre os ambientes lacustres, os mais favoráveis para desenvolver calcários laminados são os *playa lakes*, onde grande parte do carbonato de cálcio é de origem evaporítica e pode estar associado a outros sais (HEMLEBEN & SWINBURNE, 1991).

Esses autores também apresentaram detalhes de calcários laminados de ambientes lagunares e plataformais. Em geral, os calcários podem ser muito similares aos calcários lacustres, exceto pela presença de fósseis marinhos e pelas diferenças geoquímicas. Os autores comentaram que ainda não há clareza absoluta sobre os fatores que causam a ciclicidade (crescimento diário de esteiras algálicas, variações sazonais do volume de água, marés enchentes/vazantes, tempestades, marés vermelhas etc.), ressaltando que

generalizações são impossíveis. De qualquer maneira, a hipersalinidade seria um fator importante na formação dos calcários laminados.

Os ritmitos, constituídos por pares de calcário e folhelho ou calcário e marga, na literatura geológica, são discutidos, principalmente, para os paleoambientes lacustres e os de oceanos profundos. A Formação Irati, provavelmente, não corresponde a nenhum desses ambientes pois, por um lado, apresenta algumas prováveis evidências de exposição subaérea (descartando os paleoambientes marinhos profundos) e, por outro, apresenta acritarcas (marinhos) em alguns níveis, até próximo ao topo (ARAÚJO, 2001), também constatados nas análises palinológicas do presente trabalho. Esses fósseis, quase obrigatoriamente, conduzem à interpretação de que devem ter ocorrido alguns eventos de incursões marinhas. Apesar deste fato, os ritmitos da Formação Irati são melhor comparáveis a alguns ritmitos lacustres, como os da Formação Green River (Paleógeno dos EUA).

A Formação Green River foi depositada em diversas bacias, cada uma correspondendo a uma bacia lacustre separada. Suas grandes flutuações em extensão lateral e as expressivas variações verticais podem ser melhor explicadas em termos de mudanças climáticas (TALBOT & ALLEN, 1996). A fácies de folhelho com óleo apresenta, de forma característica, alternâncias rítmicas de matéria orgânica amorfa (querogênio), lâminas um pouco mais espessas de argila ou carbonato (comumente dolomítico). As camadas mais espessas de folhelho com óleo ocorrem na bacia central, mas podem ser observadas por longas distâncias, indicando acumulação num corpo d'água de tamanho significativo. Rumo às margens, os depósitos mudam para margas com ou sem querogênio e folhelhos com baixo teor de óleo. Algumas partes mais centrais também apresentam halita e outros sais. Às vezes, os folhelhos com óleo são gretados, mas, geralmente, foram depositados em águas estratificadas. Acima do folhelho com óleo ocorrem os principais evaporitos (fácies de trona-halita). A justaposição dos folhelhos com óleo e os evaporitos são fonte de consideráveis controvérsias. Alguns preferem interpretar o sistema deposicional como *playa lake*, enquanto outros sugerem que, pelo menos, os folhelhos com óleo tenham sido depositados em lagos profundos meromícticos. Lagos meromícticos são aqueles em que ocorre mistura incompleta das suas águas

durante períodos de circulação, ou seja, onde há uma massa d'água do fundo que não circula, isolada da água mais superficial, a qual circula.

Segundo HEMLEBEN & SWINBURNE (1991), os calcários da Formação Green River, considerados como excelente exemplo de *Plattenkalk*, devem ter sido depositados à profundidade de água de apenas alguns metros. Porém, apesar das condições rasas, a água, provavelmente, era estratificada. Por outro lado, TALBOT & ALLEN (1996) consideraram que a grande extensão lateral do folhelho com muito óleo seria um argumento a favor de lago profundo meromíctico, mas que os *playa lakes* poderiam ter existido em associação. Lagos rasos efêmeros poderiam evoluir, facilmente, para lagos quimicamente estratificados, através do influxo de água doce, mas com mistura incompleta, permitindo o estabelecimento de corpo d'água estratificado por densidade. Isso explicaria o fato de toda a fauna preservada da Formação Green River ser de água doce.

Para GÓMES FERNÁNDEZ & MELÉNDEZ (1991), a estratificação da água em lagos poderia ser instalada de forma simples, controlada apenas por pequenas diferenças de temperatura (1-2^{o}C) entre a água superficial (epilímnia) e a água de fundo (hipolímnia), não necessariamente por diferenças de salinidade. Uma pequena queda da temperatura já poderia romper, parcialmente, a estratificação da água, causando mistura entre a água de fundo e a superficial. Essa queda da temperatura poderia ocorrer por diminuição da insolação durante a estação chuvosa. Nas estações com maiores índices de pluviosidade, os nutrientes do fundo poderiam chegar próximo à superfície, aumentando a produtividade orgânica. A própria atividade fotossintética causaria a diminuição do CO_2 dissolvido na água e maior saturação em carbonatos. No final da estação úmida e início da estação seca, ocorreria grande precipitação de cristais pequenos de calcita. No final da estação seca, já com águas novamente estratificadas por diferença de temperatura, haveria poucos nutrientes e menos carbonato disponíveis nas águas superficiais, com diminuição da produtividade orgânica e de precipitação bioquímica da calcita. Ocorreria grande mortalidade de organismos planctônicos que aumentaria a matéria orgânica acumulada.

De acordo com HEMLEBEN & SWINBURNE (1991), a laminação dos calcários da Formação Green River - similar a varves – poderia ser sazonal. Contudo, TALBOT & ALLEN (1996) consideraram que cada par dos ritmitos

provavelmente não seria anual, mas poderia representar a duração de 3-5 anos (comparável à duração dos ciclos climáticos causados pelo *El Niño*) e também ciclos de 11 anos, atribuídos aos ciclos das manchas solares. Os ciclos maiores, com espessuras em torno de 5 m, os quais podem ser rastreados por distâncias maiores que 20 km sem grandes variações de espessura, poderiam representar eventos transgressivos-regressivos causados por flutuações do lago, com freqüência aproximada de 20.000 anos, já relacionáveis a uma das variáveis dos ciclos de Milankovitch. Ciclos de 100.000 anos também teriam sido reconhecidos.

GLENN & KELTS (1991) também discutiram detalhadamente a origem de ritmitos em lagos. Além dos ciclos de Milankovitch, existiriam várias outras causas para ocorrer ciclicidade, com durações de 11, 22, 30-40, 50-70, 80-90, em torno de 180 e 200 anos, conforme variações na irradiação solar e outras características astronômicas e climáticas, as quais, no entanto, poderiam estar mascaradas por fatores regionais ou locais.

Os micritos dolomíticos brechados da base do Membro Assistência no furo FP-01-PR têm aspecto intensamente gretado devido a ressecamento, sem muitas concreções. Em lâmina petrográfica, assemelham-se a alguns calcretes ou caliches figurados em FLÜGEL (1982). As denominações “calcrete” e “caliche” são usadas para tipos distintos de solos ou camadas de aspecto brechóide, porém aplicam-se melhor aos horizontes ou crostas concrecionárias que alcançam vários metros de espessura. Os seixos e grãos menores são cimentados entre si por $CaCO_3$ que precipitou pela infiltração de água ou escape de CO_2 da água vadosa. São típicos de climas semi-áridos, ainda com alguma umidade (índices pluviométricos de ~400 mm/ano).

O baixo desenvolvimento de concreções na brecha do Membro Assistência não permite classificá-la como um calcrete típico, porém a presença de calcedônia de hábito fibroso (Figura 19), segundo ARAÚJO (2001), indicaria a substituição pseudomórfica de sulfatos. Portanto, a brecha na base do Membro Assistência parece indicar condições relativamente secas. De acordo com GREENSMITH (1989), existem exemplos em que os horizontes superiores de um calcrete foram erodidos, deixando apenas as porções menos afetadas por pedogênese. Talvez esse seja o caso das brechas do Membro Assistência.

No presente trabalho, não foi possível identificar os evaporitos propriamente ditos, mas cabe ressaltar que alguns poços revelaram a presença

de camadas com até mais de 1 m de gipsita e anidrita (*e.g.*, poço em Paranapanema; HACHIRO, 1996). Em alguns casos, ocorreriam leitos evaporíticos, centimétricos a decimétricos, intercalados entre material brechado composto por gipsita, carbonatos, folhelhos e sílex (como no poço Mandaçaia). As camadas mais espessas maciças (gipso) e laminadas (anidrita), segundo ARAÚJO (2001), seriam indicativas de bacias perenes.

WARREN (1989), KENDALL & HARWOOD (1996) e SARG (2001), entre outros, apresentaram argumentações para a origem de diversos tipos de evaporitos.

A precipitação evaporítica ocorre nos períodos de aridez, quando a evaporação excede o influxo de água em grande variedade de ambientes. Geralmente, as acumulações evaporíticas mais espessas são desenvolvidas em bacias intracratônicas ou margens continentais onde existem barreiras que isolam o corpo d'água do oceano (SARG, 2001). As bacias homoclinais constituem um caso à parte. Sua vasta extensão e pequena profundidade não permitem grande circulação da água, mas originam vastas extensões de planícies evaporíticas de perimaré, salinas rasas e ambientes costeiros de *sabkha* (SARG, 2001).

Assim como os carbonatos, os evaporitos também têm diversos controles para a sua acumulação (JAMES & KENDALL,1992): o influxo de água na bacia evaporítica não deve ser demasiado nem muito restrito; pode ocorrer refluxo dos evaporitos na salmoura (redissolução), mas este não pode ser excessivo; os índices de evaporação podem ser altos e o influxo terrígeno deve ser baixo. Embora climas áridos propiciem o aumento da salinidade da água, a precipitação de evaporitos requer restrição extrema da bacia, ou seja, praticamente isolamento total do oceano. Nas interpretações de extensas áreas cratônicas rasas, a quase total ausência de circulação da água seria o principal fator que facilitaria a precipitação dos sais.

Tanto em lagunas, como em lagos, a concentração de sais na água pode variar ao longo do tempo, seja por chuvas, seja por influxo da água do mar durante tempestades. Assim, a salmoura pré-existente – mais densa – pode ficar perto do fundo do corpo d'água, enquanto que a água recém-ingressada fica mais na superfície. Desta maneira, a água fica mais estagnada no fundo e pode ficar enriquecida em matéria orgânica (WARREN, 1989). O primeiro mineral a

precipitar é o $CaCO_3$, geralmente como aragonita (quando a concentração de sais atinge 40 a 60$^o/_{oo}$), depois gipso (130-160$^o/_{oo}$); depois halita (340-360$^o/_{oo}$) e, finalmente, sais de K e Mg (WARREN, 1989).

Haveria pouco registro geológico de evaporitos subaquosos na literatura, pois *sabkhas* seriam mais comuns (WARREN, 1989). *Sabkhas* são planícies adjacentes a corpos d'água hipersalinos, perenes ou efêmeros, onde as superfícies são encrustadas por sais. Originam-se por ascensão de água por capilaridade a partir do lençol freático, derivada do mar ou de águas continentais, com gradações laterais (WARREN, 1989; KENDALL & HARWOOD, 1996). Nos *sabkhas*, os evaporitos sempre ocorrem na forma de nódulos ou concreções, enquanto evaporitos subaquáticos formam lâminas. Em ambos os casos, pode haver substituição por sílex, sendo mais comum a substituição dos nódulos de $CaSO_4$. Quando ocorrem nódulos em evaporitos, o sal de maior solubilidade forma nódulos dentro daquele de menor solubilidade, como a ocorrência de nódulos de $CaSO_4$ dentro de uma camada de $CaCO_3$.

No caso da Formação Irati, ARAÚJO (2001) interpretou que não há fácies de *sabkha*, pela falta de grandes nódulos de gipso, nem de crostas de exposição subaérea. Por outro lado, os abundantes nódulos de sílex (bonecas de sílex) nos carbonatos e folhelhos, principalmente próximo ao topo do Membro Assistência, poderiam ter alguma relação com a formação incipiente de evaporitos de $CaSO_4$, posteriormente substituídos por sílex.

Ainda não existe um modelo deposicional adequado para explicar as extensas acumulações evaporíticas em bacias intracratônicas (KENDALL, 1992). A influência das marés seria mínima, de modo que apenas as tempestades causariam alguma agitação da água. A profundidade seria de apenas alguns metros, com possibilidade de exposição subaérea. Esteiras de cianobactérias seriam comuns. Os corpos evaporíticos poderiam apresentar grandes dimensões laterais ou dimensões menores, mas amplamente distribuídos. No último caso, os corpos poderiam ser diácronos e originados em planícies lamíticas e evaporíticas ou lagunas rasas (KENDALL, 1992). A maior dificuldade no entendimento dos espessos evaporitos antigos de bacias intracratônicas, acumulados em condições subaquosas, seria explicar como as salmouras eram realimentadas por água sem interromper as condições deposicionais normais. Os eventos de

diluição deveriam estar registrados nos evaporitos, mas esses não parecem apresentar variações verticais (KENDALL, 1992).

Ainda cabe comentar o caráter dolomítico dos carbonatos do Membro Assistência. WARREN (1989) descreveu as diversas situações que podem originar calcários dolomíticos. A dolomita é de origem principalmente diagenética, mas a diagênese pode ser precoce e ocorrer ainda no ambiente de sedimentação. Em geral, a dolomitização é mais eficiente e extensa sob a influência da água do mar, a qual seria a maior fonte de magnésio. No entanto, existem carbonatos lacustres dolomitizados, como na Formação Green River, sem influência marinha. Provavelmente, o processo de dolomitização é muito mais lento nos ambientes continentais do que nos marinhos. Por outro lado, a dolomitização é aumentada em condições enriquecidas em matéria orgânica e condições hipersalinas. A dolomitização também é propiciada em águas onde ocorre a redução da concentração de sulfato na água.

Os melhores modelos de dolomitização são os de ambientes lagunares e os de *sabkha*. Nos últimos, a dolomitização dá-se através da substituição de aragonita por dolomita. Em lagunas, os dolomitos formam-se pelo aumento da relação Mg/Ca na água, enquanto ocorre precipitação de $CaCO_3$ e $CaSO_4$. No modelo normal, as lagunas estariam localizadas atrás de alguma barreira ou recife que impediriam o influxo normal de água. WARREN (1989), no entanto, observou que há diversos exemplos de plataformas intracratônicas antigas, onde não existiram quaisquer barreiras físicas. Grandes áreas de plataformas, com extensão maior que 600 km, eram cobertas por águas muito rasas. O fluxo de água era suficientemente restrito para a precipitação até de evaporitos no fundo. Rápidas mudanças do nível da água causavam a interrupção da conexão ao mar, evaporação da água e produção de salmouras. Provavelmente, ocorreram flutuações da salinidade controladas pelo clima. Haveria um balanço delicado entre a preservação e a deposição de evaporitos. BURNS *et al.* (2000 apud ARAÚJO, 2001) afirmaram que pode ser gerada dolomita por influência de microorganismos: bactérias sulfato-redutoras ao utilizarem o ânion SO_4^{-2} para seu metabolismo, liberam o Mg^{+2} e saturam as águas em bicarbonato.

Concluindo, pode-se interpretar que o Membro Taquaral representa ambiente de sedimentação distante da costa, com boa circulação de água (embora já apresente alguma pirita originada em condições redutoras), com

profundidades geralmente maiores que as alcançadas pelas ondas de tempestade. Houve relativo suprimento siliciclástico, possivelmente em condições climáticas úmidas. Somente na parte média do Membro Taquaral, onde há mais sedimentos arenosos, acamamento *wavy*, bioturbação, carbonatos e finas coquinas, as condições teriam se tornado mais rasas/proximais, sob influência de ondas de tempestade. O paleoambiente poderia ser classificado como plataformal raso, porém os únicos fósseis comprovadamente marinhos são os acritarcas e a fisiografia era de bacia intracratônica e não de margem continental passiva.

O Membro Assistência parece representar condições completamente distintas, quando houve diminuição do suprimento terrígeno, provavelmente por aumento de aridez. As drenagens que alimentavam a bacia devem ter ficado efêmeras e a alimentação por águas do oceano também deve ter sido muito esporádica. Os acritarcas são os únicos elementos que indicam alguma comunicação com o oceano, mas são raros. Os dados geoquímicos, em geral, tendem a indicar contexto mais marinho do que continental. Os micritos dolomíticos brechados, os evaporitos e a própria dolomitização são indicativos de altas salinidades (até salmouras, no caso dos evaporitos). Provavelmente, havia estratificação da água, com águas mais salgadas no fundo. Tais condições devem ter contribuído para a preservação de esqueletos completos de mesossaurídeos e de crustáceos, além da preservação de matéria orgânica, mas não seria possível a sobrevivência de organismos bentônicos no fundo (necrófagos e bioturbadores). A água superficial pode ter apresentado salinidades suficientemente baixas para a proliferação das algas *Bothryococcus*.

KELTS (1988) manifestou dúvida quanto à produção de grandes acumulações de matéria orgânica amorfa pelas algas *Bothryococcus*. Os resultados dos estudos de palinofácies de ARAÚJO (2001) não parecem ter sido conclusivos para interpretar a origem da matéria orgânica, porém este autor considerou que sua fonte seria continental. Entretanto, parece ser mais razoável admitir que a matéria orgânica era produzida, principalmente, dentro do corpo d'água e não nas áreas continentais adjacentes, já que as condições climáticas não devem ter sido muito favoráveis para a produção de muita biomassa a partir de vegetais superiores.

Concordando com interpretações apresentadas anteriormente para o Membro Assistência, as alternâncias de carbonatos e folhelhos devem refletir oscilações climáticas – ora condições secas, ora condições mais úmidas. As fases chuvosas implicavam no aporte de siliciclastos e nutrientes à bacia. Ligeiro incremento na circulação vertical da água também pode ter contribuído para o aumento da disponibilidade de nutrientes. O aumento de nutrientes provocava o crescimento das populações do fitoplâncton e maior produção de biomassa. Embora as fases chuvosas possam ter aumentado a circulação das águas superficiais da bacia, provavelmente, não ocorria desestratificação completa da água, de forma que a matéria orgânica pôde ser preservada. Provavelmente, ocorreram eventos de mistura da água de fundo com a superficial, causados por ondas induzidas por tempestades. Nesses eventos, o fitoplâncton, assim como outros organismos, pode ter sofrido mortalidade em massa, produzindo grandes acumulações de matéria orgânica.

No início das fases mais secas, novos eventos de mortalidade em massa do fitoplâncton podem ter ocorrido, devido à diminuição dos nutrientes e às modificações químicas da água. As modificações químicas consistiriam no aumento da salinidade, inclusive nas águas superficiais e, possivelmente, diminuição do oxigênio dissolvido na água pela elevação de temperatura. Durante as fases mais secas, ocorreria a acumulação dos carbonatos e, localmente, de evaporitos. Os carbonatos podem ter sido acumulados sob influência direta ou indireta de cianobactérias, as quais suportariam as condições de salinidades relativamente elevadas. Modificações diagenéticas dos carbonatos, inclusive a dolomitização, podem ter mascarado as eventuais esteiras “algálicas” originais. Em vista das condições muito rasas da bacia, as cianobactérias provavelmente tiveram uma distribuição geográfica bem ampla na bacia (e não apenas na sua borda leste, conforme a interpretação de ARAÚJO, 2001). Os carbonatos também podem ter sido depositados por processos bioquímicos durante a realização da fotossíntese pelo fitoplâncton, restrito às porções mais superficiais da coluna d’água, onde a salinidade era mais baixa.

Parece difícil determinar quais fatores governavam a ciclicidade entre as fases chuvosas e as mais secas. Podem ter ocorrido várias ordens de ciclicidade superpostas, desde sazonais, até as de Milankovitch, porém ainda não há elementos suficientes para calcular as suas durações. Infelizmente, a resolução

palinoestratigráfica não é boa para a Formação Irati, pois estão preservados somente grãos de pólen transportados por longas distâncias, provavelmente pelo vento. Faltam quase completamente os esporos que, talvez, permitissem melhores correlações com outras bacias e a realização de estimativas da duração dos intervalos. A ocorrência de troncos fósseis, com anéis de crescimento destacados, indica que havia, pelo menos, algum controle sazonal (ALVES, 2001).

6. CORRELAÇÃO DO FURO DE SONDAGEM FP-01-PR COM OUTROS FUROS NA FORMAÇÃO IRATI

Na Figura 29, o furo de sondagem FP-01-PR é correlacionado com outros cinco furos, igualmente da CPRM, descritos por ROHN *et al.* (em preparação), localizados desde a região de São Mateus do Sul (PR) até Anhembi (SP), todos na borda leste-nordeste da Bacia do Paraná. As correlações foram realizadas de acordo com as litofácies e os perfis raios gama e de resistividade dos poços e têm caráter puramente operacional, sem relação com subdivisões da estratigrafia de seqüências. Os intervalos foram denominados, informalmente, TAQ 1 a TAQ 5 e ASS 1 a ASS 6, e correlacionados, respectivamente, aos membros Taquaral e Assistência.

Embora a Formação Irati apresente espessuras similares em todos os furos (37 a 45 m), é possível notar diferenças consideráveis nas espessuras de cada membro e na sucessão de fácies. Nos furos FP-04 e FP-03, situados no Arco de Ponta Grossa e, subordinadamente, nos furos FP-01 e FP-06 (respectivamente, ao norte e ao sul do arco), o Membro Taquaral apresenta as maiores espessuras, alcançando 26 m. Na região de São Mateus do Sul (próximo a FP-07), o Membro Taquaral apresenta um pouco mais de 15 m. Rumo a nordeste, ocorre diminuição muito grande da espessura deste membro, alcançando cerca de 6 m.

É importante notar que as posições marcadas como limite entre as formações Palermo e Irati coincidem com os níveis considerados por TOGNOLI (2002) e TOGNOLI & CASTRO (2003) em seu estudo do Grupo Guatá, no Estado do Paraná. No entanto, ARAÚJO (2001) considerou que o contato estaria em posição mais alta em diversos furos de sondagem. Por exemplo, no furo FP-07 (cujos dados ARAÚJO, 2001, mesclou com os de outro furo, identificado como 60/FP7), o limite estaria a ~117,5 m de profundidade ao invés de ~123,5 m.

Nos três furos meridionais (FP-07, FP-06 e FP-04) da Figura 29, o limite entre as formações Palermo e Irati coincide com diminuição abrupta da granulação (de areia para silte) e diminuição da bioturbação. Nos outros três poços, o limite coincide com uma fina brecha irregular (2 cm ou menos de espessura), com grânulos de sílex e eventuais restos de peixes, também

observada por outros autores (e.g. CASTRO *et al*., 1993; ASSINE *et al.,* 2003). No perfil raios gama de todos os furos há um ligeiro pico radioativo, imediatamente acima do contato.

O Membro Taquaral tem sido descrito como uma unidade relativamente homogênea e não mereceu subdivisões litoestratigráficas ou tratamento especial na estratigrafia de seqüências (e.g. HACHIRO, 1996; ARAÚJO, 2001). Contudo, os furos de sondagem analisados, sobretudo o furo FP-01, demonstram que existem discretos ciclos de granocrescência ascendente, nem sempre bem desenvolvidos, em cujas porções superiores podem ocorrer finas intercalações de carbonatos (sem ou com minúsculas conchas, dispersas a concentradas), finos *bone beds* (constituídos por pequenos restos de peixes, como escamas e dentes) e/ou arenitos muito finos que se organizam em rochas heterolíticas bioturbadas com acamamento *wavy*/lenticular. Embora os ciclos não ocorram de modo claro, pode-se discriminar, pelo menos, cinco sucessões granocrescentes ascendentes nos furos de sondagem, representadas pelos intervalos TAQ 1 a TAQ 5. De acordo com o furo FP-01, aqui estudado, os pequenos ciclos podem ser agrupados em dois ciclos maiores, os quais dividem o Membro Taquaral em duas partes aproximadamente iguais. No furo FP-12, situado em São Paulo, não obstante a grande redução de espessura do membro, aparentemente, esses dois ciclos podem ser reconhecidos.

Se as correlações apresentadas estiverem corretas, pode-se concluir que a região do Arco de Ponta Grossa (FP-03 e FP-04), apresentou maior taxa de acomodação de sedimentos (taxa de subsidência) durante a deposição do Membro Taquaral (ROHN *et al*., em preparação). Ao sul do arco, o registro estaria mais incompleto próximo à base da unidade, onde o primeiro intervalo (TAQ 1) parece apresentar espessura bem menor. O último intervalo (TAQ 5), limitado no topo pelo Membro Assistência, também apresenta espessura menor.

Os intervalos TAQ 1 a TAQ 4 do furo FP-01, situado logo ao norte do Arco de Ponta Grossa, são similares aos dos furos FP-03 e FP-04 no arco, provavelmente com taxas de acomodação sedimentar similares. No entanto, parece haver diminuição significativa de espessura no último intervalo (TAQ 5), sugerindo que a passagem Taquaral-Assistência poderia corresponder a uma discordância, cujo respectivo hiato seria variável de um ponto a outro. Outra alternativa seria considerar que o início da sedimentação do Membro Assistência

teria ocorrido de modo muito diácrono na bacia, o que parece ser pouco provável pelo fato de os furos FP-01 e FP-03 distarem muito pouco entre si.

O Membro Assistência apresenta as menores espessuras nos furos da região do Arco de Ponta Grossa, com o valor mínimo de, aproximadamente, 14 m no furo FP-04. Na região de São Mateus do Sul (FP-07), o Membro Assistência apresenta 28 m. Um aumento muito maior de espessura é verificado a partir do Arco de Ponta Grossa rumo a nordeste, alcançando 31 m no furo FP-12. O limite inferior do Membro Assistência coincide com o micrito dolomítico brechado, porém foi possível notar que o carbonato é precedido por cerca de 0,3 a 0,5 m de argilito (furos FP-07 e FP-04) e folhelho betuminoso no furo FP-12. O topo do Membro Assistência é marcado pela passagem abrupta de folhelho betuminoso para siltito. Adicionalmente, nos furos FP-07, FP-03 e FP-01, há uma fina brecha similar à da base do Membro Taquaral, às vezes com restos de peixes. No furo FP-12, próximo ao contato, há intercalações milimétricas de arenito e pequenos fragmentos carbonificados de carapaças de crustáceos, originando uma laminação plano-paralela. Este caráter lembra a camada síltico-arenosa verificada próximo ao topo da Formação Irati nas pedreiras de Rio Claro, Ipeúna e Limeira no Estado de São Paulo (ROHN, 1998). Nos poços, o contato entre as formações Irati e Serra Alta, geralmente, coincide com um pico radioativo nos perfis raios gama.

Os níveis mais facilmente correlacionáveis do Membro Assistência correspondem à base da brecha dolomítica com carbonatos deformados associados (base de ASS 1) e à base dos ritmitos finos no Estado do Paraná ou do banco de “calcário” dolomítico explorado comercialmente no Estado de São Paulo (base de ASS 4). Também há relativa segurança nas correlações realizadas através do pico radiotivo mais conspícuo dos perfis raios gama dos furos de sondagem, o qual corresponde a um dos primeiros folhelhos betuminosos mais espessos (base de ASS 3). Cabe ser ressaltado, no entanto, que diversas camadas de folhelho betuminoso apresentam finas intercalações mais arenosas que lhe conferem ligeiro acamamento *wavy*, causando dúvidas quanto à identificação macroscópica do caráter betuminoso das rochas (o cheiro de betume nem sempre é perceptível). Os demais níveis de correlação indicados para o Membro Assistência são relativamente inseguros, especialmente no caso

do furo FP-12, onde a espessura é muito maior. Normalmente, as bases dos intervalos carbonáticos são mais abruptas e melhor marcadas que os topos.

O intervalo ASS 5 é caracterizado pela alternância de camadas decimétricas de carbonatos e folhelhos. Em geral, este intervalo mostra tendência de aumento de radioatividade nos perfis raios gama, correspondendo a um aumento ascendente da proporção de folhelhos betuminosos (e um eventual desaparecimento dos carbonatos ao sul do Arco de Ponta Grossa). O último intervalo do Membro Assistência (ASS 6), geralmente de pequena espessura, apresenta tendência granocrescente, onde podem existir *bone beds* de mesossaurídeos (FP-03 e FP-04). No furo FP-12, esse último intervalo é significativamente mais espesso e mostra melhor a tendência do aumento de espessura dos carbonatos alternados com folhelhos.

As correlações entre os seis furos de sondagem sugerem que o comportamento do Arco de Ponta Grossa se modificou bastante entre os períodos de sedimentação do Membro Taquaral e do Membro Assistência, pois ocorreu importante diminuição na taxa de acomodação de sedimentos nessa região. Por outro lado, rumo a nordeste (furo FP-12, no Estado de São Paulo), a bacia passou a apresentar subsidência muito maior. Cabe ser lembrado que o início da sedimentação da Formação Serra Alta, no Estado de São Paulo, deve representar nova modificação tectônica na bacia, pois esta apresenta espessura muito menor no furo FP-12 que nos furos a sudoeste (ROHN, 2001).

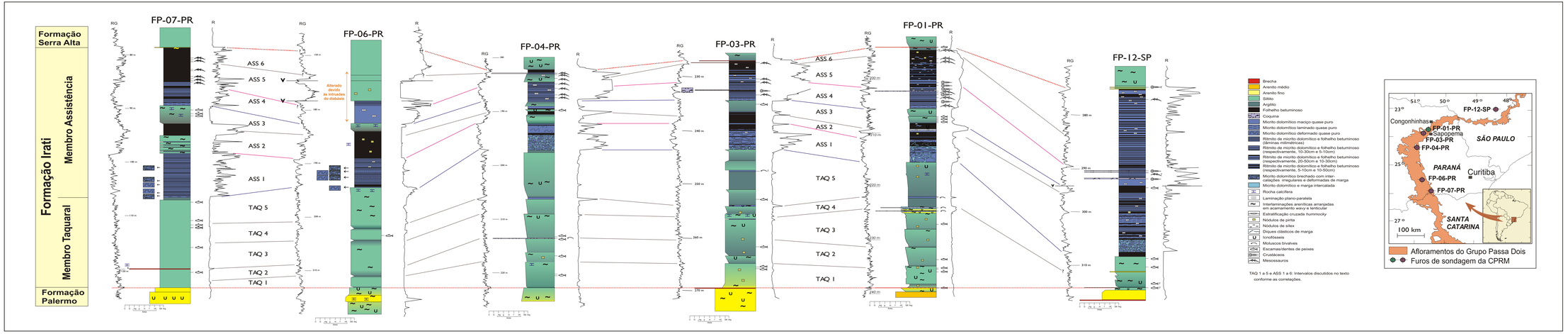


Figura 29 - Correlação entre o furo de sondagem FP-01-PR e outros furos na borda leste na Bacia do Paraná, no intervalo da Formação Irati.

7. COMENTÁRIOS NO ÂMBITO DA ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

As correlações apresentadas na Figura 29 (ROHN *et al.*, em preparação) permitem comentar, de forma rápida e preliminar, algumas das interpretações anteriores na ótica da estratigrafia de seqüências (MENEZES, 1994; HACHIRO, 1996; ARAÚJO, 2001). No entanto, não é objetivo da presente dissertação explorar o assunto exaustivamente. Conforme já apresentado no subcapítulo Estratigrafia de Seqüências (3.2.3), há muitas interpretações de seqüências estratigráficas para a Formação Irati. A relativa complexidade da formação e a falta de situações similares na literatura geológica dão margem a muita discussão.

A estratigrafia de seqüências deveria constituir um importante método para correlacionar depósitos, interpretar a história deposicional de bacias e aplicar na exploração de hidrocarbonetos. Normalmente, as seqüências, limitadas por discordâncias na base e no topo, são constituídas por depósitos dos tratos de mar baixo, transgressivo (até a inundação máxima) e de mar alto (regressivo).

Nas bacias intracratônicas, as seqüências estratigráficas geralmente estão incompletas, em comparação àquelas de margens continentais do tipo Atlântico, faltando o trato de sistemas de mar baixo (STRASSER *et al*., 1999). A superfície transgressiva pode estar diretamente sobre o limite de seqüências. A superfície de inundação máxima nem sempre está desenvolvida, mas a fácies mais profunda ou marinha mais aberta e/ou de menor taxa de sedimentação indica o intervalo de inundação máxima (STRASSER *et al*., 1999). Os limites de seqüências de bacias intracratônicas, freqüentemente, correspondem a uma superfície estendida por toda a bacia, porém bastante discreta, sem a formação de vales incisos. Nos empilhamentos agradacionais seria bastante problemático reconhecer as seqüências, exceto quando há evidências de exposição subaérea (STRASSER *et al*., 1999). No caso da Formação Irati, o empilhamento deve ter sido preponderantemente agradacional.

De acordo com as evidências de discordância entre as sucessivas unidades – Formação Palermo, Formação Irati e Formação Serra Alta – e as

evidências de aparentes mudanças nos depocentros na bacia, parece ser bastante provável que, em termos de seqüências de 3ª ou mais alta ordem, a Formação Irati seja independente das formações soto e sobrepostas. Em outras palavras, o Membro Taquaral não constituiria o final de uma seqüência iniciada na Formação Palermo (como sugerido por MENEZES, 1994) nem deveria ocorrer a continuação de uma seqüência do Membro Assistência dentro da Formação Serra Alta (conforme interpretado em alguns poços estudados por ARAÚJO, 2001). Igualmente, parece ser improvável que uma seqüência iniciada no Membro Taquaral possa ter continuidade no Membro Assistência (conforme sugestão de MENEZES, 1994; HACHIRO, 1996 nas seqüências de 3ª ordem; e ARAÚJO, 2001), seja pelas fácies completamente distintas, seja pela provável mudança de comportamento tectônico da bacia durante a deposição das duas unidades (tendência inicialmente de maior subsidência do Arco de Ponta Grossa e depois de menor subsidência).

Em relação ao Membro Taquaral, conforme já mencionado no capítulo anterior, foram reconhecidos, pelo menos, dois ciclos granocrescentes ascendentes maiores, comparáveis a parasseqüências ou PACs (GOODWIN & ANDERSON, 1985), registrando condições ambientais de águas mais profundas passando a mais rasas. O segundo ciclo tem granulação geral mais fina, de modo que o Membro Taquaral, como um todo, mostra caráter transgressivo.

A provável seqüência do Membro Taquaral deve estar truncada, no topo, pelo aparecimento abrupto dos calcários do Membro Assistência (e evaporitos em poços indicados por HACHIRO, 1996 e ARAÚJO, 2001). Conforme já comentado, as modificações no comportamento da subsidência da bacia, na região do Arco de Ponta Grossa, parecem suportar a hipótese de que boa parte da seqüência do Membro Taquaral não esteja preservada.

No furo FP-01 e nos outros poços correlacionados da borda leste da Bacia do Paraná, os primeiros carbonatos do Membro Assistência correspondem aos micritos dolomíticos total ou parcialmente brechados e micritos dolomíticos deformados. Este pacote carbonático brechado parece passar, lateralmente, a outros tipos de carbonatos finos, sem evidências de exposição subaérea, ao longo de toda a Bacia do Paraná, inclusive nas bordas oeste, norte e sul (conforme as seções de ARAÚJO, 2001). Nos furos FP-07 e FP-06 há camadas não brechadas intercaladas às brechadas (Figura 29). Em alguns poços ao norte

do Arco de Ponta Grossa, abaixo desses carbonatos, foi encontrada uma camada evaporítica com cerca de um metro de espessura (HACHIRO, 1996 e ARAÚJO, 2001).

A ocorrência de evaporitos abaixo, e não acima, dos carbonatos brechados (HACHIRO, 1996; ARAÚJO, 2001), representa um fator adicional de complicação. Normalmente, numa bacia evaporítica, os carbonatos são os primeiros a precipitarem e, à medida em que as águas ficam mais rasas e salgadas, ocorre a precipitação de anidrita e de outros sais (WARREN, 1989; KENDALL, 1992). Na parte inferior do Membro Assistência aconteceu justamente o contrário.

De acordo com EINSELE (1992), em alguns casos, a maior concentração de sal numa bacia ocorreria durante as elevações do nível relativo do mar, enquanto não se estabelecesse comunicação com o mar aberto. Os sais mais solúveis (*e.g.* halita) poderiam ser precipitados durante lentas subidas do nível relativo do mar, enquanto que os menos solúveis (*e.g.* gipso, anidrita) seriam acumulados após a sedimentação continental, quando o nível relativo do mar estivesse caindo. No caso do Membro Assistência, os sais são sulfatos e, no modelo apresentado, não poderiam ser transgressivos.

SARG (2001), numa ampla revisão sobre evaporitos na estratigrafia de seqüências clássicas, explicou que os evaporitos podem ocorrer nos tratos de mar baixo, transgressivo e mar alto. Nos tratos de mar baixo, os evaporitos poderiam ocorrer associados a depósitos siliciclásticos de *wadis*. Na Formação Irati, os evaporitos não ocorrem associados a esses tipos de depósitos e, provavelmente, não há tratos de mar baixo preservados, o que permite descartar esta primeira possibilidade. Os tratos transgressivos (SARG, 2001) teriam baixo potencial de preservação de evaporitos. Nos casos de transgressões lentas, os evaporitos poderiam ser preservados na inundação inicial e gradar para carbonatos com fauna marinha normal, indicando o retorno a condições ambientais sem restrição. Este modelo também difere da situação encontrada no Membro Assistência.

Os tratos de seqüências de mar alto, segundo SARG (2001), seriam caracterizados por parasseqüências métricas com evidências de aumento de salinidade para o topo, depositadas em extensas lagunas. Essas parasseqüências poderiam progradar para o interior da bacia. Seções

condensadas, ricas em matéria orgânica, ocorreriam distalmente em relação às plataformas carbonáticas transgressivas e de mar alto, sendo fonte de hidrocarbonetos (SARG, 2001). KENDALL (1992) apresentou modelo semelhante, com carbonatos transgressivos na base da seqüência e depósitos de *sabkha* no topo. A interpretação de ARAÚJO (2001) para o Membro Assistência, onde os carbonatos com evaporitos e brechas foram atribuídos aos tratos de sistemas de mar alto, aproxima-se do último modelo de SARG (2001). Entretanto, a aplicação direta de tal modelo necessita de cuidado, pois a Bacia do Paraná, provavelmente, era muito mais horizontal, homogênea, com taxa de subsidência menor do que nas plataformas de margem continental. Adicionalmente, o modelo não explica a presença dos evaporitos abaixo dos carbonatos.

Pode-se concordar com autores precedentes (MENEZES, 1994; ARAÚJO, 2001), que as brechas de calcário dolomítico associadas a carbonatos deformados e evaporitos da base do Membro Assistência são evocativas de ressecamento de corpo d'água, podendo corresponder ao final do trato de sistemas de mar alto. Por outro lado, a grande extensão lateral dos carbonatos basais do Membro Assistência não parece ser coerente com o modelo. Considerando a baixa taxa de subsidência da bacia e o provável longo tempo envolvido na gênese de cada estrato, a camada carbonática brechada poderia corresponder a uma seqüência completa de transgressão, inundação máxima e regressão (trato de mar alto). Nos mares de bacias intracratônicas são comuns seqüências de pequena espessura e alta freqüência. Os evaporitos sotopostos aos carbonatos, talvez, representem uma outra seqüência anterior, muito incompleta e preservada apenas localmente.

Embora o topo dos carbonatos brechóides, conforme já comentado, possa corresponder a um limite de seqüência, sua passagem aos folhelhos betuminosos sobrejacentes parece ser gradual em alguns furos de sondagem, havendo finas intercalações de carbonatos antes de aparecerem os folhelhos betuminosos mais espessos. Apenas os perfis de raios gama sugerem passagem mais abrupta. Os folhelhos betuminosos poderiam indicar tanto os intervalos de inundação máxima (águas mais profundas e estratificadas), quanto os intervalos de menor circulação da água (águas rasas que sofreram estagnação). O fato dos folhelhos representarem o aporte de sedimentos siliciclásticos das áreas

continentais também não parece ajudar na interpretação no contexto da estratigrafia de seqüências. Segundo STRASSER *et al*. (1999), nos empilhamentos agradacionais, as argilas intercaladas a carbonatos poderiam ter distintas origens: elas poderiam ser transportadas à bacia a partir do continente após a queda do nível do mar, ou poderiam ser mobilizadas durante transgressão, ou estariam relacionadas a um aumento das chuvas e de *run-off* nas áreas continentais. O crescimento de índices pluviométricos poderia ocorrer, tanto na fase do trato de sistemas de mar baixo, quanto durante as transgressões e fases de nível relativo do mar alto. Portanto, as intercalações siliciclásticas em carbonatos, causadas por aumento de chuvas, parecem mascarar as variações reais do nível relativo do mar. No caso do Membro Assistência, em diversos poços distantes entre si, os primeiros folhelhos betuminosos coincidem com pico radioativo nos perfis de raios gama. Operacionalmente, tal pico é útil para correlações e, conforme ARAÚJO (2001), poderia representar um intervalo de inundação máxima. Contudo, cabe a ressalva que os folhelhos não necessariamente foram depositados em águas mais profundas e devem refletir mais a modificação climática do que a inundação máxima da estratigrafia de seqüências.

Acima dos primeiros folhelhos betuminosos mais espessos (em ASS 3, abaixo de ASS 4 – Figura 29), geralmente há siltitos não betuminosos, às vezes com acamamento *wavy*/lenticular e bioturbação, indicando condições de águas mais oxigenadas e influência de ondas. A taxa de sedimentação, provavelmente, não era elevada, pois escamas de peixes são freqüentes (se a taxa de sedimentação tivesse sido mais alta, as escamas apareceriam muito mais dispersas). Esse intervalo, representando um fundo mais oxigenado, poderia evidenciar condições mais rasas, porém ainda sob regime de clima mais úmido, quando ocorria maior aporte de sedimentos continentais à bacia. A relativa abundância de restos de peixes pode ser indicativa de retrabalhamento dos depósitos por ondas, possivelmente por diminuição do espaço de acomodação de sedimentos. Esses siltitos poderiam pertencer ao trato de mar alto (levando em consideração que o folhelho betuminoso sotoposto seja da fase de inundação máxima).

No restante do Membro Assistência, continuam as dificuldades para identificar os possíveis limites de seqüências. HACHIRO (1996) e ARAÚJO

(2001) indicaram duas posições distintas para o início da última seqüência do Membro Assistência, coincidindo, respectivamente, com a base de ASS 4 ou a base de ASS 5 (Figura 29). Essas posições equivalem mais ou menos à base ou ao topo do banco calcário explorado nas pedreiras de São Paulo. Nos seis furos de sondagem correlacionados (ROHN *et al*., em preparação), o intervalo ASS 4, geralmente, corresponde ao ritmito muito fino, constituído predominantemente por micrito dolomítico e lâminas milimétricas de folhelho betuminoso (Figura 29). Entretanto, na maioria dos poços ocorrem apenas alternâncias decimétricas de calcários e folhelhos, sendo muito difícil identificar algum possível limite de seqüência, tanto na interpretação de HACHIRO (1996), quanto na de ARAÚJO (2001). Nesses casos, os autores, provavelmente, correlacionaram os poços através de comparações entre os perfis de raios gama.

O fato dos carbonatos do intervalo ASS 4 aparecerem de modo abrupto, provavelmente representa nova mudança ambiental e climática acentuada. Por um lado, na parte média e superior do intervalo ASS 4, podem ocorrer grandes concentrações de carapaças de crustáceos e de ossos de mesossaurídeos (por exemplo, nos furos FP-01-PR e FP-12-PR), provavelmente retrabalhados e concentrados por ondas e correntes induzidas por tempestades, indicando águas relativamente rasas, porém suficientemente profundas para a geração desses fluxos. Também ocorrem esqueletos com ossos articulados, possivelmente preservados por soterramento rápido durante as tempestades e/ou devido à provável ausência de necrófagos e organismos decompositores no fundo do corpo d'água. Considerando que o topo do intervalo ASS 4 não pode ser determinado com precisão e por mostrar uma nova passagem gradacional para folhelhos betuminosos mais espessos, parece ser mais provável que o intervalo carbonático seja transgressivo. Esta interpretação concorda com a de HACHIRO (1996).

Em diversos poços, a parte superior preservada da última seqüência corresponde a folhelhos betuminosos, podendo também corresponder a siltitos com acamamento *wavy*/lenticular, provavelmente de caráter regressivo, como no caso da seqüência sotoposta. No furo FP-12-PR, o Membro Assistência apresenta carbonatos gradativamente mais espessos rumo ao topo, ainda intercalados por folhelhos. Tal tendência também pode ser deduzida através do padrão granocrescente do perfil raios gama. O intervalo ASS 6 parece faltar,

quase totalmente, nos outros cinco furos de sondagem, interpretando-se que a bacia, no Estado de São Paulo, tem um registro mais completo do Membro Assistência do que no Estado do Paraná. Em decorrência, o topo da Formação Irati deve ser diácrono de um ponto a outro da bacia.

O número de pares dos ritmitos de carbonatos e folhelhos parece variar lateralmente na seção da Figura 29. Se a alternância tivesse sido controlada pelo clima, deveriam ser possíveis boas correlações entre os poços. Diferenças nas taxas de subsidência de um ponto a outro na bacia podem ter mascarado a ritmicidade. De qualquer forma, parece ser arriscado calcular a idade absoluta do Membro Assistência de acordo com o número de pares de ritmito, já que inúmeros fatores devem ter controlado a sua acumulação.

8. CONCLUSÕES

1. A Formação Irati, de acordo com os testemunhos no furo de sondagem FP-01-PR na região de Sapopema (norte do Estado do Paraná), apresenta cerca de 44,5 m de espessura, sendo 23 m do Membro Taquaral e 21,5 m do Membro Assistência.

2. A base da formação corresponde a um delgado *bone bed* constituído por restos de peixes, o qual coincide com o desaparecimento de fácies arenosas da unidade subjacente. O topo da formação também foi assinalado num *bone bed* milimétrico de restos de peixes, um pouco acima dos últimos folhelhos betuminosos. Tais concentrações de restos de peixes nem sempre foram reconhecidas em outros poços, de modo que o Membro Taquaral, geralmente, foi considerado menos espesso (*e.g*. no furo FP-11-PR, descrito por ARAÚJO, 2001) ou o Membro Assistência seria mais espesso (*e.g*. nos poços descritos por HACHIRO, 1996).

3. O Membro Taquaral apresenta fácies preponderantemente sílticas, formando dois ciclos métricos principais de granocrescência ascendente. Pela primeira vez, são registradas duas finas coquinas de minúsculos bivalves próximo ao topo do primeiro ciclo, as quais estão associadas a margas e rochas heterolíticas com acamamento *wavy*. Um pouco acima da base do ciclo seguinte há um micrito mais puro com pequenos bivalves dispersos e o icnogênero *Chondrites*. Outros icnofósseis foram observados na porção inferior e na superior do membro. Nos trabalhos anteriores sobre o Membro Taquaral, não foram mencionadas essas variações faciológicas.

4. Para o Membro Assistência foram reconhecidas as seguintes fácies: micrito dolomítico maciço quase puro; micrito dolomítico laminado quase puro; micrito dolomítico deformado quase puro; micrito dolomítico brechado com espaços entre os clastos preenchidos por calcedônia, marga e outros sedimentos; ritmito delgado com pares milimétricos de micrito dolomítico e folhelho betuminoso; ritmitos mais espessos de micrito dolomítico e folhelho (variando entre 5 e 50 cm); coquina (quase pavimento) de carapaças de crustáceos, além de folhelhos betuminosos centimétricos a submétricos e argilitos gradando para siltitos.

5. Os estudos palinológicos de 11 amostras coletadas ao longo do furo de sondagem revelaram que, praticamente, apenas grãos de pólen, algas

Botryococcus e acritarcas foram preservados. Os grãos de pólen estão relativamente mal preservados e, provavelmente, foram transportados pelo vento; as algas *Botryococcus* são indicativas de água doce e os acritarcas devem indicar condições marinhas. Os esporos são muito raros porque não apresentam capacidade de dispersão por ventos e suas respectivas pteridófitas-"mãe" estavam muito distantes dos sítios deposicionais. Os palinomorfos identificados no Membro Taquaral são: *Cirratriradites africanenses, Punctatisporites* sp., *Alisporites nuthalensis, Lueckisporites virkkiae, Lueckisporites* sp., *Striatopodorcapites fusus, Vittatina* sp., *Bothryococcus* sp., Acritarca. No Membro Assistência foram identificados: *Cirratriradites africanenses, Punctatisporites* sp., *Convolutispora* sp., *Alisporites nuthalensis, Complexisporites polymorphus, Complexisporites* sp., *Corisaccites alutas, Lueckisporites nyakapadensis, Lueckisporites virkkiae, Lueckisporites* sp., *Rimaesporites* sp., *Striatoabieites* sp., *Striatopodorcapites fusus, Striatopodorcapites* sp., *Vittatina* sp., *Bothryococcus braunii,* Acritarca.

6. Conforme esperado, o conjunto de palinomorfos identificados permite atribuí-los à Subzona L_2 de DAEMON & QUADROS (1970), a qual foi relacionada à Formação Irati. A assembléia também corresponde à Zona *Lueckisporites virkkiae* de MARQUES-TOIGO (1988). Segundo os palinólogos brasileiros, essas palinozonas seriam kazanianas ou até tatarianas (Permiano Superior). Algumas espécies identificadas na Formação Irati apresentam grande semelhança a palinomorfos da Formação Whitehill da Bacia do Karoo, onde também ocorrem mesossaurídeos. Estes répteis permitem estabelecer boas correlações entre as duas unidades. A idade mais aceita para a Formação Whitehill é a artinskiana, podendo ser extrapolada para a Formação Irati.

7. Os resultados das análises de %COT e %S realizadas para o Membro Assistência são coerentes com o caráter betuminoso dos folhelhos. A média de 2% de COT indica que os folhelhos apresentam grande potencial como geradores de hidrocarbonetos. A média da razão C/S do Membro Assistência (2,41), enquadra-se dentro dos limites comuns de ambientes marinhos. O padrão geral das curvas de %COT e %S concorda com os resultados de pesquisadores precedentes. Contudo, em vista da obtenção de alguns valores altos de matéria orgânica também no Membro Taquaral, diferentemente de outros poços já analisados, os resultados geoquímicos foram considerados com relativa cautela.

8. O conjunto de dados litológicos e paleontológicos permite delinear interpretações ambientais coerentes com as apresentadas em outros trabalhos. Resumindo, o Membro Taquaral deve representar condições neríticas em bacia intracratônica com relativa circulação de água. O sistema misto carbonático-siliciclástico do Membro Assistência indica condições muito mais rasas, com circulação muito menor da água e estratificação por diferenças de salinidade. A fase de maior exposição subaérea deve ter ocorrido logo no início da deposição do membro, evidenciada pelo extenso brechamento dos carbonatos. Os folhelhos betuminosos devem representar fases mais chuvosas, quando havia maior aporte de siliciclastos e nutrientes à bacia, com amplo desenvolvimento de algas que produziam a matéria orgânica preservada no fundo. Nas fases mais secas, com a diminuição dos nutrientes e aumento da salinidade, as populações de algas produtoras de matéria orgânica sofriam drástica redução (mortalidade em massa) e, por outro lado, prováveis cianobactérias contribuíam para a acumulação de carbonatos. As condições salinas propiciavam rápida dolomitização dos carbonatos. Ondas de tempestades causavam eventuais misturas das águas do fundo com as superficiais, provocando eventos de mortalidade em massa das algas e dos animais como mesossaurídeos.

9. Correlações entre o furo FP-01-PR e outros furos de sondagem na borda leste da Bacia do Paraná (do sul do Estado do Paraná ao Estado de São Paulo) parecem demonstrar que o Arco de Ponta Grossa mudou seu comportamento entre a deposição do Membro Taquaral e a deposição do Membro Assistência. Inicialmente, o arco apresentou taxa de subsidência maior do que as áreas vizinhas e, posteriormente, ocorreu o contrário. Rumo a nordeste, a espessura do Membro Taquaral é muito menor e a espessura do Membro Assistência é muito maior, o que igualmente parece demonstrar modificações tectônicas na bacia.

10. Levantamentos bibliográficos a respeito da Formação Irati mostram que as respectivas interpretações de seqüências estratigráficas são bastante divergentes. A Formação Irati, especialmente o Membro Assistência, representa uma situação muito distinta dos modelos tradicionais de estratigrafia de seqüências de margens continentais passivas, pois o empilhamento dos estratos foi agradacional, a bacia era quase plana, a subsidência foi muito lenta e as variações do nível da água também devem ter sido muito pequenas. Diferentemente dos pesquisadores anteriores, os quais estenderam algumas

seqüências de uma formação à outra, no presente trabalho as seqüências foram consideradas como limitadas entre a base e o topo da Formação Irati devido à ocorrência dos finos *bone-beds* de peixes nos contatos. Essas acumulações fosfáticas devem representar *lags* transgressivos, cujas bases seriam coincidentes com limites de seqüências. Igualmente, considerou-se plausível separar o Membro Taquaral do Membro Assistência em termos de sequências, pois as duas unidades são muito distintas e, aparentemente, foram controladas por situação tectônica ou de subsidência diferentes. Internamente, o Membro Taquaral pode ser subdividido com relativa facilidade conforme ciclos granocrescentes ascendentes (dois ciclos principais). O Membro Assistência é mais complexo, pois tanto os carbonatos, quanto os folhelhos betuminosos são de águas muito rasas, mas extensas. Os micritos dolomíticos brechados poderiam representar um ciclo em si de transgressão, inundação máxima e ressecamento, sem relação com os siliciclastos soto e sobrepostos. O contexto geral desses carbonatos seria de clima semi-árido. Os folhelhos betuminosos representariam intervalos de inundação máxima ou de estagnação máxima durante períodos mais úmidos. A delimitação de eventuais seqüências na parte superior do Membro Assistência é muito subjetiva, pois houve forte controle climático cíclico na deposição dos ritmitos. Provavelmente, há distintas ordens de ciclicidade superpostas, desde a sutil laminação dos micritos, até as alternâncias de camadas mais espessas de folhelhos e calcário. Ainda não há dados suficientes para especular sobre a duração dos ciclos.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABOARRAGE, A. M.; LOPES, R. C. **Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná:** Integração Geológica e Avaliação Econômica. DNPM/CPRM. Porto Alegre, 1986. v.18. (Relatório Interno).

ALVES, L. S. R. Lenhos fósseis das formações Irati e Serra Alta (Permiano Superior), São Paulo e Rio Grande do Sul: Considerações estratigráficas e inferências paleoclimáticas. **Ciência-Técnica-Petróleo, Seção: Exploração de Petróleo**, v. 20, p. 203-208, (também em CD-ROM), 2001.

AMARAL, S. E. **Contribuição ao conhecimento geológico, petrográfico e sedimentológico da Formação Irati, no Estado de São Paulo.** 1967. 136f. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1967.

AMARAL, S. E. Geologia e petrologia da Formação Irati (Permiano) no Estado de São Paulo. **Boletim do Instituto de Geociências e Astronomia**, v. 2, p. 3-82, 1971.

ANDERSON, J.M. World Permo-Triassic correlations, their biostratigraphic basis. In: In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 5th, 1981, **Proceedings…** Wellington, 1981. p. 3-10.

ANDERSON, J.M. The Biostratigraphy of the Permian and Triassic. Part 3. A review of Gondwana Permian Palynology whth particular reference to the northern Karoo Basin, South Africa. **Mem. Bot. 1: Survey of South África**, n 41, p. 1-67, 4 charts, 1 map, 188pls. 1977.

ARAI, M. Contribuição dos pólens estriados na bioestratigrafia neopaleozóica da parte NE da Bacia do Paraná**. Boletim IG - USP**, São Paulo, v. 11, p. 125-135, 1980.

ARAÚJO, D. C. F. Taxonomia e relações dos Proganosauria da Bacia do Paraná, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, n. 1, p. 91-116, 1976.

ARAÚJO, L. M. **Análise da expressão estratigráfica dos parâmetros de geoquímica orgânica e inorgânica nas seqüências Irati.** 2001. 2v. 301 p. Tese

(Doutorado em Geociências)- Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

ARAÚJO, L. M., RODRIGUES, R.; SCHERER, C. M. S. Seqüências deposicionais Irati: Arcabouço químico-estratigráfico e inferências paleoambientais. **Ciência-Técnica-Petróleo, Seção Exploração de Petróleo**, n°20, p.193-202, 2001.

ASSINE, M. L.; ZACHARIAS, A. A.; PERINOTTO, J. A. J. Paleocorrentes, paleogeografia e seqüências deposicionais da Formação Tatuí, Centro-Leste do Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 33, n.1, p. 33-40, 2003.

BACKHOUSE, J. Permian palynostratigraphy of the Collie Basin, Western Australia. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 67, p. 237-314, 1991.

BARBOSA, O.; ALMEIDA, F. F. M. A série Tubarão na Bacia do Rio Tietê, Estado de São Paulo. Notas Preliminares e Estudos. **DNPM/DGM**, n. 48, 16 p., 1949.

BARBOSA, O.; GOMES, F. A. Pesquisa de petróleo na bacia do rio Corumbataí, Estado de São Paulo. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia.** DNPM/DGM, n.171, p. 1-40, 1958.

BEURLEN, K. Crustaceenreste aus den Mesosaurierschichten (Unterperm) von Brasilien (São Paulo). **Paläontologische Zeitschrift**, Berlin, v. 13, n. 1-2, p. 35-50, 1931.

BISSEL, H. J.; CHILINGAR, G. V. Classification of sedimentary carbonate rocks. In: CHILINGAR, G. V.; BISSEL, H. J.; FAIRBRIDGE, R. W. (eds.). **Carbonate Rocks.** Amsterdam: Elsevier, p. 87-168, 1967.

BROOKS, H. J. On the fossil Anaspidacea with a revision of the classification of the Syncarida. **Crustaceana**, v. 4, n. 3, p.: 229-242, 1962.

BURJACK, M. I. A. **Caracterização da matéria orgânica dispersa nos sedimentitos da Formação Irati, Permiano Superior da Bacia do Paraná**. 1984. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1984.

CAMPANHA, V. A. Ocorrência de braquiópodos inarticulados na Formação Irati no Estado de São Paulo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 57, n. 1, p. 115-116, 1985.

CAMPANHA, V. A.; ZAINE, M. F. Foraminíferos da Formação Irati no Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11, Curitiba. **Resumos das Comunicações.** Sociedade Brasileira de Paleontologia. 1989. p.38.

CASTRO, J. C. The Sedimentology, stratigraphy and paleontology of the Gondwanan Sequence of the Paraná Basin. In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 7, São Paulo. **Field Guide Book**, Excursion A2, 1988. p.22-23.

CASTRO, J. C.; MACIEL, U.; ALVES, C. F. C.; GRECCHi, R.C. O Grupo Guatá na margem nordeste da Bacia do Paraná: uma revisão. In: SIMPÓSIO SOBRE A CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, 1993, Rio Claro. **Boletim de Geociências**. Rio Claro: UNESP, p.55-56. 1993.

CÉSARI, S. N.; ARCHANGELSKY, S. & SEOANE, L. V. Palinología del Paleozóico Superior de la perforación Las Mochas, Província de Santa Fé, Argentina. **Ameghiniana**, v. 32, n, 1, p. 73-106. 1995.

CLARKE, J. M. New Paleozoic Crustaceans. II – Crustacea of the Permian of São Paulo, Brazil. Bulletin of the New York Museum, Albany, v. 219-220, p.135-137, 1919-1920. Tradução: MEZZALIRA, S. (trad.). Novos crustáceos paleozóicos do Permiano de São Paulo, Brasil. **Revista do Instituto Geográfico e Geológico**, v. 4, n. 1, p.115-118, 1946.

COLE, D. I.; MCLACHLAN, I. R. Oil potential of the Permian Whitehill Shale formation in the Main Karoo Basin, South Africa. In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 7, 1988, São Paulo. **Proceedings .....,** 1991.p. 379-390.

COPE, E. D. A. Contribution to the vertebrate paleontology of Brazil. Proceedings of the American Philosophical Society, **Philadelphia**, v.23, n. 121, p. 1-21, 1886.

CORREIA DA SILVA, Z. C.; CORNFORD, C. The kerogen type, depositional environment and maturity of the Irati Shale, Upper Permian of Paraná Basin, Southern Brazil. **Organic Geochemistry**, v.8, p. 399-411, 1985.

DAEMON, R. F. Controle lito-bioestratigráfico preliminar do Devoniano, Carbonífero Superior e Permiano da Bacia Sedimentar do Paraná. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 34, 1981, Curitiba. **Atas...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, 1981. v. 2, p. 32-124.

DAEMON, R. F. Ensaio sobre a distribuição e zoneamento dos esporomorfos do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da PETROBRAS**, v.9, n. 2, p. 211-218, 1996.

DAEMON, R. F.; QUADROS, L. P. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24, Brasília, **Anais...** Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia, 1970. p. 359-412.

DAEMON, R.F., CASALETTI, P.L. & CIGUEL, J.H.G. Biopaleogeografia da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL AMERICANO DO SILURO-DEVONIANO, Curitiba: Petróleo Brasileiro S.A., **(Relatório Interno)**, 1996. 34 p.

DICKINS, J. M. Permian geology of Gondwana Contries: an overview. **International Geology Review**, v. 34, n. 10, p. 986-1000, 1992.

DUNHAM, R.J. Classification of carbonate rocks acording to depositional texture. In: HAM, W.E. (ed.). Classification of Carbonate Rocks. Tulsa. **American Association of Petroleum Geologists**, p. 108-121. (*AAPG Memoir*, 1). 1962.

DU TOIT, A. L. **Our wandering continents: an hypothesis of continental drifting.** Edinburg: Oliver & Boyd, 1937. 366p.

EINSELE, G. **Sedimentary Basins evolution, Facies and sediment budget**. Berlin: Springer-Verlag, 1992. 628p.

FAURE, K.; COLE, D. Geochemical evidence for lacustrine microbial blooms in the vast Permian Main Karoo, Paraná, Falkland Islands and Huab basins of southwestern Gondwana. **Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology**, v. 152, p.189-213, 1999.

FLÜGEL, E. **Microfacies analysis of limestones**. Berlin: Springer-Verlag, 1982. 633 p.

GIOVANI, W. F. de; SALATI, E.; MARINI, O.; FRIEDMAN, I. Unusual isotopic composition of carbonates from the Irati Formation, Brazil. **Geological Society of America Bulletin**, n.85, p. 41-44, 1974.

GLENN, C. R.; KELTS, K. Sedimentary rhythms in lake deposits. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.) **Cycles and events in Stratigraphy**. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, p. 188-221, 1991.

GÓMES FERNÁNDEZ, J. C.; MELÉNDEZ, N. Rhythmically laminated lacustrine carbonates in the Lower Cretaceous of La Serranía de Cuenca Basin (Iberian Ranges, Spain). In: ANADON, P; CABRERA, L.; KELTS, K. (eds.) Lacustrine Facies Analysis. **Special Publication of the International Association of Sedimentologists**, v. 13, p. 245-256, 1991.

GOODWIN, P. W.; ANDERSON, E. J. Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. **Journal of Geology**. v. 93, p. 515-533, 1985.

GREENSMITH, J. T. **Petrology of the sedimentary rocks**. London: Unwin Hyman, 1989. 262p.

HACHIRO, J. **O Subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná**. 1996. 196p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo - SP, 1996.

HACHIRO, J.; COIMBRA, A.M. Sucessões sedimentares e ciclos transgressivo-regressivos da Formação Irati no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG-NSP/NRJ, 1991. p.45-52.

HACHIRO, J.; COIMBRA, A. M. Ciclos Milankovitch nas seqüências rítmicas da unidade Irati. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1., Rio Claro. **Resumos**… UNESP, 1993. p.72-74.

HACHIRO, J.; COIMBRA, A.M.; MATOS, S.L.F. O caráter cronoestratigráfico da Unidade Irati. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 1, Rio Claro, 1993. **Resumos...** Rio Claro: IG-UNESP, 1993. p. 62-63.

HEMLEBEN, C.; SWINBURNE, N. H. M. Cyclical deposition of the Plattenkalk Facies. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (ed.). **Cycles and events in Stratigraphy**. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, p. 572-591, 1991.

HOLZ, M.; SIMÕES, M. G. **Elementos Fundamentais de Tafonomia**. Porto Alegre: Ed. Universidade-UFRGS, 2002. 231p.

HOLZFÖRSTER, F.; STOLLHOFEN, H.; STANISTREET, I.G. Lower Permian deposits of the Huab area, NW Namibia: a continental to marine transition. **Communications of the Geological Survey of Namibia**, v. 12, p. 247-257, 2000.

IANNUZZI, R.; RÖSLER, O. Floristic migration in South America during the Carboniferous: phytogeographic and biostratigraphic implications. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,** v. 161, p. 71-94, 2000.

JAMES, N. P.; KENDALL, A. C. Introduction to carbonates and evaporite facies models. In: WALKER, R.G.; JAMES, N. P. (ed.). **Facies Models**. Geological Association of Canada , p. 265-275, 1992.

KELTS, K. Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. In: FLEET, A. J.; KELTS, K.; TALBOT, M. R. (ed.). **Lacustrine Petroleum Source Rocks.** Geological Society Special Publication, v. 40, p. 3-26, 1988.

KENDALL, A. C. Evaporites. In: WALKER, R.G.; JAMES, N. P. (ed.). **Facies Models**. Geological Association of Canada, p. 375-409, 1992.

KENDALL, A. C.; HARWOOD, G. M. Marine evaporites: arid shorelines and basins. In: READING, H.G. (ed.). **Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy**. Oxford: Blackwell Science, p. 281-324, 1996.

KYUNGWAN, J.; EKDALE, A. A. Geometric modeling of branching patterns in the trace fóssil *Chondrites*. Geological Society of America-Abstracts with Programs, v. 29, n. 6, 107 p., 1997.

LAGES, L. C. **Palinologia da porção basal do Grupo Guatá, Supergrupo Tubarão (Permiano Inferior) na região de Cerquilho, SP.** 2000. 45 f. Trabalho de Conclusão de Curso - Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP-Rio Claro,SP. 2000.

LAVINA, E. L. **Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná**. 1991. 333 f. Tese (Doutoramento em Geociências)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1991.

LEIPNITZ, B. **Estudo palinológico da Formação Palermo, Estado de Sãnta Catarina, Permiano, Bacia do Paraná, Brasil**. 1981. 151 f. Dissertação (Mestrado)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1981.

LINDSTRÖM, S. Late Permian palynology of Fossilryggen, Vestffjella, Dronning Maud Land, Antarctica. **Palynology**, v, 20, p. 15-48, 1996.

MACRAE, C. S. Palynostratigraphic Correlation between the Lower Karoo Sequence of the Waterberg and Pafuri Coal-Bearing Basins and the Hammanskraal Plant Macrofossil Locality, Republic of South Africa. **Geological Survey Memoir**, n. 75, 1988.

MARASCO, S. A.; SOUZA, P. A.; PIRES, F. A. Ocorrência de paleomicroplâncton marinho (Acritarcha) associado a ictiofósseis na base do Membro Taquaral, Formação Irati (Permiano Superior da Bacia do Paraná) na região de Itapetininga, Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 13, SIMPÓSIO PALEONTOLÓGICO DO CONE SUL, 1, São Leopoldo. **Boletim de Resumos.** SBP-Unisinos, 1993. p. 60.

MARQUES-TOIGO, M. **Palinologia, bioestratigrafia e paleoecologia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, Brasil**. 1988. 241 f. Tese (Doutorado em Geociências)- Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1988.

MARQUES-TOIGO, M. (1991) Palynobiostratigraphy of the Southern Brazilian Neopalaeozoic Gondwana Sequence. In: INTERNATIONAL GONDWANA

SYMPOSIUM, 7, 1991, São Paulo. **Proceedings**... São Paulo: Instituto Geológico, 1991. p. 503-515.

MARQUES-TOIGO, M.; PONS, M. E. Estudo palinológico do furo de sondagem P7 Malha Oeste da bacia carbonífera de Iruí, RS, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. **Anais...**, 1974. v. 2, p. 277-88

MATOS, S. L. F. de. **História deposicional e idade do intervalo portador de carvão da Formação Rio Bonito, Permiano da Bacia do Paraná, no depósito de carvão de Candiota, RS.** 1999. 160f. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

MENDES, J. C. The Passa Dois Group. In: BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PINTO, I. D. (ed.). **Problems in Brazilian Gondwana Geology.** p.119-166, 1967.

MENDONÇA FILHO, J. G. **Aplicação de estudos de palinofácies e fácies orgânica em rochas do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná, sul do Brasil. Porto Alegre.** 1999. 157 f. Tese (Doutoramento)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1999.

MENENDEZ, C. A. Contenido palinologico de estratos permicos con *Mesossaurus* de Rio Claro, São Paulo, Brasil. Revista Del Museo Argentino de Ciências Naturales “Bernardino Rivadavia”. **Paleontologia**, v. 2, n. 1, p. 1-30, 1976.

MENEZES, J. R. C. **Estratigrafia de seqüências em dados de sondagem: Aplicação ao Permiano da Bacia do Paraná na região de Candiota (RS**). 1994. 124 f. Dissertação (Mestrado)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1994.

MEZZALIRA, S. *Clarkecaris*, novo gênero de crustáceo Syncarida do Permiano. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, v. 1, n. 1, p. 46-51, 1952.

MEZZALIRA, S. Novas ocorrências de crustáceos fósseis da Formação Irati do sul do Brasil. In: LANGE, F. W. (ed.) **Paleontologia do Paraná**. Volume Comemorativo - 1º Centenário do Estado do Paraná. Curitiba. p. 165-173, 1954.

MEZZALIRA, S. Bioestratigrafia do Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo. **Revista do Instituto Geológico,** v. 1, n. 1, p. 15-34, 1980.

MEZZALIRA, S. Contribuição ao conhecimento da geologia de subsuperfície e da paleontologia da Formação Irati no Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 1, 1970, Rio de Janeiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 43, p. 273-336, 1971. (Suplemento).

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e o seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental.** 1997. 255 f. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILLANI, J. E., FRANÇA, A. B., SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, v. 8, n. 1, p. 69-82, 1994.

MUSSA, D. Eustelos gondwânicos de medulas diafragmadas e sua posição estratigráfica. **Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**. Série Científica, v. 17, p. 11-26, 1986.

MUSSA, D.; CARVALHO, R. G. DE; SANTOS, P.R. dos. Estudo estratigráfico em ocorrências fossilíferas da Formação Irati de São Paulo, Brasil. **Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo,** v. 11, p. 142-149, 1980.

OELOFSEN, B. W. The biostratigraphy and fossils of the White Hill and Irati Shale Formation of the Karoo and Paraná basins. In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 6, 1987, Columbus. **Proceedings….**, 1987. p. 131-138.

OELOFSEN, B.; ARAÚJO, D.C. Paleoecological implications of the distribution of mesosaurid reptiles in the Permian Irati sea (Paraná Basin), South America. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, n. 1, p. 1-6, 1983.

OELOFSEN, B.; ARAÚJO, D. C. *Mesosaurus tenuidens* and *Stereosternum tumidum* from the Permian Gondwana of both Southern Africa and South America. **South African Journal of Science**, v. 83, p. 370-372, 1987.

PERINOTTO, J. A. J. **Análise estratigráfica da Formação Palermo (P) na Bacia do Paraná, Brasil.** 1992. 126 f. Rio Claro. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1992.

PETRI, S.; COIMBRA, A. M. Estruturas sedimentares das formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição pera elucidação dos seus paleoambientes geradores, Brasil. In: CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5, 1982. **Actas....**, 1982. v.2, p. 353-371.

PERINOTTO, J. A. J; GAMA JÚNIOR, E. Considerações sobre a evolução paleogeográfica do Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo. **Resumos…** Sociedade Brasileira de Geologia, 1992. v.2. p. 518-519.

PETRI, S.; FULFARO, V.J. **Geologia do Brasil**. São Paulo: EDUSP, 1983. 631p.

PICARELLI, A. T. **Palinologia dos testemunhos de sondagens 3-TG-69-RS e 2-TG-99-RS da jazida carbonífera de Santa Terezinha, RS, Brasil:** Permiano da Bacia do Paraná. 1986. 137 f. Dissertação (Mestrado)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1986.

PINTO, I. D. Reconstituição de Pygaspis Beurlen, 1934 (Crustacea-Pygocephalomorpha). Sua posição sistemática, seu significado e outros fósseis para o Gondwana. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 1, 1970, Rio de Janeiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 43. p. 387-401. (Suplemento). 1971.

PINTO, I. D. Late Paleozoic insects and crustaceans from Paraná Basin and their bearing on chronology and continental drift. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 44, p. 247-254, (Suplemento). 1973.

PINTO, I. D. New data on the genus *Clarkecaris* Mezzalira, 1952 (Malacostraca) from Brazil. In: BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL. **Coletânea de trabalhos paleontológicos**. Brasília, p. 153-259, (Série Geologia, 27. Seção Paleontologia e Estratigrafia n.2). 1985.

PINTO, I. D.; ADAMI-RODRIGUES, K. Pygocephalomorph crustacea. New data and interpretations with emphasis on Brazilian and South African forms. **Pesquisas**, v. 23, n 1-2, p. 41-50, 1996.

REMANE, J. Explanatory note to the International Stratigraphic Chart. Trondheim: Norway. **International Union of Geological Sciences, International Commission of Stratigraphy**, v. 3, 16p., 2002.

RICARDI-BRANCO, F.; BERNARDES-DE-OLIVEIRA; M. E.; GARCIA, M. J. Novos elementos tafoflorísticos da Formação Assistência, Subgrupo Irati, Grupo Passa Dois, Bacia do Paraná, provenientes de Angatuba (SP), Brasil. **Revista da Universidade de Guarulhos-Geociências**, v. 4, n. 6, p. 85-95, 1999.

RICCOMINI, C. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas**. 1995. 100 f. Tese (Livre-Docência)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

RODRIGUES, R. & QUADROS, L.P. Mineralogia das argilas e teor de boro das formações paleozóicas da Bacia do Paraná. Congresso Brasileiro de Geologia, XXIX, Recife, **Anais...**, 1976. vol.2, p. 351-373.

ROHN, R. **Evolução Ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná.** 1994. 327 f. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

ROHN, R. Grupo Passa Dois. In: RÖSLER, O. (coord.) Paleontologia da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11º, Roteiro da Excursão 01. **Anais da Sociedade Brasileira de Paleontologia**, 1989. v.5, p. 34-42,

ROHN, R. O topo da Formação Irati (Bacia do Paraná, Permiano) na região de Rio Claro (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998, Belo Horizonte. **Anais....** Sociedade Brasileira de Geologia, 1998. p.108.

ROHN, R. 2001. A Estratigrafia da Formação Teresina (Permiano, Bacia do Paraná) de acordo com furos de sondagem entre Anhembi (SP) e Ortigueira

(PR). **Ciência-Técnica-Petróleo, Seção: Exploração de Petróleo**, v. 20, p. 209-218, 2001 (também em CD-ROM).

ROHN, R.; RÖSLER, O. Relações entre a flora permiana do Gondwana e as floras das províncias setentrionais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA,10. **Anais....**, 1987. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Paleontologia, p. 885-899.

ROHN, R.; PENATTI, J.R. R.; LAGES, L. C. A Formação Irati (Grupo Passa Dois, Permiano Inferior) no leste e nordeste da Bacia do Paraná analisada em furos de sondagem da CPRM. (**Em preparação**).

RÖSLER, O. The Brazilian eogondwanic floral succession. **Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**, v. 9, p. 85-91, 1978.

RÖSLER, O.; ROHN, R.; ALBAMONTE, L. Libélula permiana do Estado de São Paulo, Brasil (Formação Irati): *Gondvanoptilon brasiliense* gen. et sp. nov. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGIA, 2, 1981, Porto Alegre. **Anais…**, 1981. v. 1, p. 221-232.

SANTOS NETO, E.V. **Caracterização geoquímica e paleoambiente deposicional da seqüência carbonato-pelítica superior do Membro Assistência, Formação Irati no Estado de São Paulo, Bacia do Paraná**. 1993. 203 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, 1993.

SARG, J. F. The sequence stratigraphy, sedimentology, and economic importance of evaporite-carbonate transitions: a review. **Sedimentary Geology**, v. 140, p.9-42, 2001.

SCHNEIDER, R. L.; MULHMANN, H.; TOMMASI, E., MEDEIROS, R. A., DAEMON, R. F., NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, 1974, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v.1, p. 41-65.

SOUZA, P. A. **Palinobioestratigrafia do Subgrupo Itararé, Carbonífero/Permiano, na porção nordeste da Bacia do Paraná (SP/PR,**

Brasil). 2000. 199 f. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

SOUZA, P.A. A palynobiostratigraphical proposal for the Itararé Subgroup in Northeastern Paraná Basin, Brazil. In: CONGR. BRAS. PALEONT, XVII, Rio Branco. **Boletim de Resumos**, 2001. p. 84.

SOUZA, P. A.; MARQUES-TOIGO, M. Zona *Vittatina*: marco palinobioestratigráfico do Permiano Inferior da Bacia do Paraná. **Ciência-Técnica-Petróleo, Seção Exploração de Petróleo**, 20: 153-159, 2001.

STOLLHOFEN, H.; STANISTREET, I. G.; ROHN, R.; HOLZFÖRSTER, F.; WANKE, A. The Gai-As lake system, northern Namibia and Brazil. In: GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H. & KELTS, K. R. (ed.) Lake basins through space and time. **Association of American Geologists Studies in Geology**, v.46, p. 87-108, 2000.

STRASSER, A.; PITTET, B.; HILLGÄRTNER, H.; PASQUIER, J.-B. Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems:concepts for a high-resolution analysis. **Sedimentary Geology**, v. 128, p. 201-221, 1999.

SUGUIO, K.; SOUSA, S. H. M. Restos de mesossaurídeos na Formação Corumbataí, Permiano da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 57, n. 3, p. 339-347, 1985.

TALBOT, M. R.; ALLEN, P. A. Lakes. In: READING, H. G. (ed.) **Sedimentary environments. Processes, Facies and Stratigraphy**. Third Edition. Oxford: Blackwell Science, 1996. p. 83-124.

THOMAZ FILHO, A.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. Aplicação do método Rb-Sr na datação de rochas sedimentares argilosas da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976. **Anais.....,** 1976. v. 4, p. 289-302.

TOGNOLI, F. M. W.; CASTRO, J. C. Lowstand, transgressive and highstand sandy reservoirs of the Guatá Group, Eastern Paraná Basin, Brazil. In: LATINOAMERICAN CONGRESS OF SEDIMENTOLOGY, 3, Belém. **Abstracts...** Museu Paraense Emílio Goeldi: Universidade Federal do Pará, 2003. p. 65-67.

TOGNOLI, F. M. W. **Análise estratigráfica e paleoicnológica do Grupo Guatá no Leste Paranaense.** 2002. 90 p. Dissertação (Mestrado)-Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2002.

TYSON, R.V. **Sedimentary Organic Matter: Organic Fácies and Palynofacies Analysis.** London: CHAPMAN & HALL, 1995. 615 p.

VEEVERS, J.J. Mid-Triassic lacuna on the Gondwanaland plataform during the final coalescence and incipient dispersal of Pangea. In: INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, 7th, São Paulo, **Proceedings…**, 1991. p. 603-613.

VEEVERS, J.J.; COLE, D.I.; COWAN, E.J. Southern Africa: Karoo Basin and Cape Fold Belt. In: VEEVERS, J.J. & POWELL, C.M.A. (eds.). Permian-Triassic pangean basins and foldbelts along the panthalassan margin of Gondwanaland. Boulder. **Geological Society of America**, p. 223-280. (GSA Memoir, 184). 1994.

VISSER, J. N. J. The age of the glacigene deposits in Southern Africa. **South African Journal of Geology**, v. 93, p. 366-375, 1990.

VISSER, J. N. J. Deposition of the Early to Late Permian Whitehill Formation during a sea-level highstand in a juvenile foreland basin. **South African Journal of Geology,** v. 95, p. 181-193. 1992.

VISSER, J. N. J. Sea-level changes in a back-arc-foreland transition: the late Carboniferous-Permian Karoo Basin of South Africa. **Sedimentary Geology**, v.83, p. 115-131, 1993.

WARREN, J. K. **Evaporite sedimentology**. New Jersey: Prentice Hall, 1989. 285p.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; APPI, V. T.; ZANOTTO,O. A.; MARQUES, A. Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: GONDWANA SYMPOSIUM, 7 th, São Paulo. **Proceedings…**,1988.