

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO AMBIENTAL DA BACIA DO PARANÁ  
DURANTE O NEOPERMIANO NO LESTE DE  
SANTA CATARINA E DO PARANÁ**

Rosemarie Rohn

Orientador: Prof. Dr. Oscar Rösler

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

VOLUME 1  
(TEXTO)

SÃO PAULO  
1994

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900005495

EVOLUÇÃO AMBIENTAL DA BACIA DO PARANÁ  
DURANTE O NEOPERMIANO NO LESTE DE  
SANTA CATARINA E DO PARANÁ

Rosemarie Rohn

Orientador: Prof. Dr. Oscar Rösler



TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente :	<u>Dr. Oscar Rosler</u>	<u>Rohn</u>
Examinadores:	<u>Dr. Thomas R. Fairchild</u>	<u>Thomas R. Fairchild</u>
	<u>Dr. Paul Edwin Potter</u>	<u>Paul Edwin Potter</u>
	<u>Dr. Ernesto L.C. Lavina</u>	<u>Ernesto Lavina</u>
	<u>Dr. Rodi A. Medeiros</u>	<u>Rodi A. Medeiros</u>

SÃO PAULO  
1994

## SUMÁRIO

Resumo	iii
<i>Abstract</i>	vi
Agradecimentos	ix
1. Introdução	1
2. Objetivos	3
3. Trabalhos anteriores	4
3.1. Anos 1908 a 1927	5
3.2. Anos 1927 a 1945	5
3.3. Anos 1945 a 1960	6
3.4. Anos 1960 a 1974	7
3.5. Anos 1974 a 1994	9
4. Síntese dos problemas	15
5. Metodologia	17
5.1. Trabalhos de campo	17
5.2. Adequação dos mapas geológicos	18
5.3. Descrição de testemunhos de poços	19
5.4. Estudos paleontológicos	20
5.5. Correlações estratigráficas	21
5.6. Bioestratigrafia	24
6. Litofácies	26
1. Fácies siliciclásticas depositadas sob a influência (direta ou indireta) de ondas	27
2. Fácies carbonáticas	30
3. Coquinas	34
4. <i>Bone beds</i>	34
5. Fácies siliciclásticas de águas muito calmas	36
6. Fácies siliciclásticas depositadas por fluxos de suspensão	38
7. Fácies siliciclásticas depositadas por fluxos tracionais unidirecionais	42
8. Fácies siliciclásticas eólicas	45
9. Horizontes mosqueados	46
10. Horizontes com nódulos	46
7. Paleontologia	47
7.1. Bivalves	47
7.2. Conchostráceos	65
7.3. Megafósseis vegetais	73

7.4. Ostracodes e microfósseis associados	90
7.5. Peixes	93
7.6. Tetrápodes	97
8. Interpretações gerais dos paleoambientes	99
8.1. Formações Serra Alta, Teresina e Membro Serrinha: depósitos de ambientes marinhos?	99
8.2. Ambientes costeiros do "lago-mar" com sedimentação siliciclástica	103
8.3. Ambientes carbonáticos	109
8.4. Ambientes continentais	117
9. Cronoestratigrafia e interpretação da história deposicional	127
9.1. Intervalo 1	128
9.2. Intervalo 2	130
9.3. Intervalo 3	132
9.4. Intervalo 4	135
9.5. Intervalo 5	138
9.6. Intervalo 6 e considerações acerca do limite entre as formações Teresina e Rio do Rasto	140
9.7. Intervalo 7	144
9.8. Intervalo 8	147
9.9. Intervalo 9	151
9.10. Intervalo 10	154
9.11. Intervalo 11 e considerações acerca do contato entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia	155
10. Idade e correlações interbaciais	159
11. Bioestratigrafia	171
11.1. Zoneamento bioestratigráfico fundamentado em moluscos bivalves	171
11.2. Zoneamento bioestratigráfico fundamentado em conchostráceos	179
11.3. Zoneamento bioestratigráfico fundamentado em megafósseis vegetais	182
12. Conclusões	187
13. Referências bibliográficas	191
Anexo 1: Lista dos afloramentos, dos fósseis e das amostras	

Volume 2 (figuras)

## RESUMO

A presente tese aborda a lito-, crono- e bioestratigrafia do Grupo Passa Dois, particularmente das formações Teresina e Rio do Rasto (membros Serrinha e Morro Pelado), visando interpretar a história ambiental e deposicional da Bacia do Paraná durante o Neopermiano. Os resultados fundamentam-se nos dados paleontológicos e litofaciológicos levantados ao longo de 16 estradas nos estados do Paraná e de Santa Catarina, e nas análises de testemunhos e de perfis geofísicos de poços situados no leste da bacia.

Foram descritas 32 litofácies e discutidos, de modo sucinto, os possíveis processos deposicionais e os prováveis paleoambientes de origem.

A distribuição espacial de 13 espécies de bivalves da Formação Teresina (46 assembléias; 8 tafofácies) e 17 espécies da Formação Rio do Rasto (125 assembléias; 7 tafofácies) substancia a redefinição das zonas *Pinzonella neotropica*, *Leinzia similis* e *Palaeomutela? platinensis* e da Subzona *Nothoterraia acarinata-Religiicola delicata*. Na área estudada, também ocorrem elementos das zonas *Barbosaia angulata-Anhembia froesi* e *Pinzonella illusa*, estabelecidas originalmente para depósitos das formações Serra Alta e Corumbataí no Estado de São Paulo. Entretanto, seu registro escasso inviabiliza ampliar formalmente a abrangência geográfica dessas zonas.

Megafósseis vegetais são registrados em 14 afloramentos da Formação Teresina e em 133 afloramentos da Formação Rio do Rasto (no total, 8 tafofácies). São propostas as zonas *Lycopodiopsis derbyi*, *Sphenophyllum paranaense* e *Schizoneura gondwanensis*. Entre as duas primeiras zonas existe "um intervalo florístico pobremente representado" (informal), que deve refletir as mudanças ambientais ocorridas na transição entre as formações Teresina e Rio do Rasto. *Sphenophyllum* é um gênero seguramente permiano. A zona *S. paranaense* é a mais diversificada (abundantes glossopterídeas, filicíneas, pteridófilas, esfenófitas, entre outras). A Zona *S. gondwanensis* já atesta relativo declínio da vegetação, provavelmente por condições climáticas mais secas, com sobrevivência praticamente apenas das esfenófitas e de outros vegetais que ocupavam as margens dos corpos aquosos. De modo geral, as tafofloras estudadas são mais pobres que as coevas do Gondwana, sugerindo maior aridez na região da Bacia do Paraná.

São conhecidas 13 espécies de conchostráceos na Formação Rio do Rasto e, através das novas investigações, o número de ocorrências elevou-se para 136 (192 assembléias; 9 tafofácies). Os conchostráceos evidenciam baixa

salinidade da água e coadunam com a interpretação de condições climáticas relativamente secas. Quanto à bioestratigrafia, são redefinidas as zonas *Cyzicus* sp., *Monoleaia unicostata*, *Paranaleaia supina* (incluindo a Subzona *Palaeolimnadiopsis subalata*) e o "intervalo final". Representantes da Família Leaiidae, encontrados quase até o topo da formação, constituem forte evidência da idade permiana.

Os depósitos das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto foram correlacionados e subdivididos em 11 intervalos de conotação cronoestratigráfica. Após a deposição da Formação Irati (unidade basal do Grupo Passa Dois), voltaram a ocorrer algumas grandes transgressões-regressões na Bacia do Paraná, condicionadas possivelmente pela tectônica global e pelas variações da pluviosidade. Os depósitos registram predominantemente as fases regressivas. Próximo à paleoborda da bacia (região de Santo Antônio da Platina), a coluna sedimentar está mais incompleta e há maior abundância de rochas calcíferas. Porém o caráter epicontinental muito raso da bacia resultou na preservação de fácies bastante similares entre as margens e as porções mais centrais, mascarando as grandes discordâncias provavelmente existentes ao longo da sucessão.

A Formação Serra Alta representa o primeiro grande ciclo transgressivo-regressivo. A parte inferior da Formação Teresina, correlacionável à Zona *P.illus* da Formação Corumbataí no Estado de São Paulo, corresponde ao final dessa regressão. Nesse intervalo, pode ter subsistido alguma comunicação com a Bacia do Karoo, porém não mais com o oceano. Os raros fósseis que evocam paleoambiente "marinho" devem ser descendentes de organismos marinhos euritópicos bem mais antigos, a exemplo do que se observa atualmente no Mar Cáspio. Provavelmente incidiram fases de grande aridez durante a deposição da Formação Teresina que propiciaram o desenvolvimento de carbonatos nas margens do "lago-mar"; esses carbonatos comumente eram retrabalhados e transportados para áreas mais centrais da bacia, por fluxos induzidos por tempestades. A ampla distribuição geográfica de *Pinzonella neotropica* permite concluir que novas subidas do nível de base causaram inundações em grandes áreas (por exemplo, até o extremo nordeste do Estado de São Paulo e o Paraguai). O último ciclo transgressivo-regressivo reconhecido para a Formação Teresina deve ter sido controlado por acentuado aumento da pluviosidade. Nessa fase houve extinção dos bivalves da Zona *P.neotropica*, provavelmente causada por diminuição da salinidade.

O Membro Serrinha registra ambiente deposicional lacustre raso, com grande aporte de areia através das desembocaduras dos rios e freqüente

retrabalhamento dos depósitos por ondas de tempestade. A reexpansão dos limites deposicionais da bacia, a dulcificação da água, a escassez dos carbonatos, as modificações da fauna e o melhor desenvolvimento da flora atestam condições climáticas mais úmidas. Não obstante a maior pluviosidade, devem ter ocorrido alguns grandes ressecamentos da bacia, manifestando-se principalmente pelas novas substituições das malacofaunas e pelo aparecimento de fácies eólicas e fluviais.

O Membro Morro Pelado é caracterizado pelas evidências do crescente aumento da aridez. São comuns sucessões litológicas cíclicas (10-30 m de espessura) que devem representar a rápida progradação de barras de desembocadura após ligeiras subidas do nível de base (relacionadas a recorrências de clima um pouco mais úmido); no topo das sucessões cíclicas, são encontrados depósitos fluviais e/ou eólicos e superfícies de erosão. Algumas discordâncias intraformacionais, especialmente na região de Cândido de Abreu, indicam quedas do nível de base mais acentuadas, possivelmente relacionadas a alguma instabilidade tectônica. A Formação Pirambóia deve representar o apogeu da aridização, podendo ter iniciado a sua deposição no norte da bacia, enquanto ainda se acumulava a Formação Rio do Rasto nas porções mais centrais.

Ponderando vários dados paleontológicos e informações de caráter global do Gondwana, a Formação Teresina provavelmente é kazariana e a Formação Rio do Rasto, na área de afloramentos, é tatariana.

## ABSTRACT

This thesis deals with litho-, crono- and biostratigraphy of the Passa Dois Group, particularly of the Teresina and Rio do Rasto Formations (Serrinha and Morro Pelado Members) in order to interpret the environmental/sedimentary history of the Paraná Basin during the Neopermian. The results are supported by paleontological and lithofaciological data, including the description of 32 lithofacies, collected along 16 roads in the states of Paraná and Santa Catarina, as well as by analyses of drill-cores and geophysical logs of boreholes situated in the eastern part of the basin.

The spacial distribution of 13 species of bivalves of the Teresina Formation (46 assemblages; 8 taphofacies) and 17 species of the Rio do Rasto Formation (125 assemblages; 7 taphofacies) supports the redefinition of the *Pinzonella neotropica*, *Leinzia simillis* and *Palaeomutela?* zones, and of the *Nothoterraia acarinata-Religiicola delicata* Subzone. In the studied area, there are also representatives of the *Barbosaia angulata-Anhembia froesi* and *Pinzonella illusa* zones, originally established for deposits of the Serra Alta and Corumbataí Formations in the State of São Paulo, yet its sparse occurrence does not allow formal amplification of the geographic area of these zones.

Plant megafossils are registered in 14 outcrops of the Teresina Formation and in 133 outcrops of the Rio do Rasto Formation (for a total of 8 taphofacies). The *Lycopodiopsis derbyi*, *Sphenophyllum paranaense* and *Schizoneura gondwanensis* zones are here revised. Between the first two zones there exists a poorly represented, informal floristic "interval", which must reflect environmental changes that occurred in the transition between the Teresina and Rio do Rasto formations. *Sphenophyllum* is certainly a Permian *genus*. The *S. paranaense* zone is the most diversified (abundant glossopterids, ferns, sphenopsids, among others). The *S. gondwanensis* zone already shows a relative decline in diversity, probably because of drier climatic conditions, with survival of practically only the sphenopsids and other plants that occupied the margins of aqueous environments. In general, the studied taphofloras are poorer than other coeval Gondwana examples, suggesting drier conditions for the Paraná Basin region.

Thirteen species of conchostracans are known in the Rio do Rasto Formation, and through new investigations, the number of occurrences has increased to 136 (192 assemblages; 9 taphofacies). The conchostracans comprise evidence of low salinity of water and support the interpretation of relatively dry climatic conditions. The *Cyzicus* sp., *Monoleaia unicostata*, *Paranaleaia supina*

zones (including the *Palaeolimnadiopsis subalata* Subzone) and a "final interval" are redefined. Representatives of the Leaiidae Family, found until almost the top of the formation, constitute strong evidence for a Permian age.

The deposits of the Serra Alta, Teresina and Rio do Rasto Formations were correlated and subdivided into 11 chronostratigraphic intervals. After deposition of the Irati Formation (basal unit of the Passa Dois Group), great transgressions-regressions started again in the Paraná Basin, possibly controlled by global tectonics and by variations in rainfall. The deposits document predominantly the regressive phases. Close to the paleo-margin of the basin (Santo Antônio da Platina region), the sedimentary record is more incomplete and there is a greater abundance of calcite bearing rocks. Even so, the epicontinental, very shallow character of the basin resulted in the preservation of very similar facies from the margin to the center, masking the great unconformities which probably exist throughout the succession.

The Serra Alta Formation represents the first great transgressive-regressive cycle. The lower part of the Teresina Formation, equivalent to the *P.illusa* Zone of the Corumbataí Formation in the State of São Paulo, corresponds to the end of this regression. During this time, there may have been some aquatic communication with the Karoo Basin, but not with a true marine environment. The rare fossils of "marine" affinities must be descendants of much older eurytopic marine organisms, such as some invertebrates today in the Caspian Sea. There probably were phases of great aridity during the deposition of the Teresina Formation leading to the deposition of carbonates at the margins of the "sea-lake"; these carbonates commonly were reworked and transported to more central areas of the basin by storm-induced currents. The broad geographical distribution of *Pinzonella neotropica* indicates that new rises in water level caused inundation of great areas of the margin of the basin (for example, as far as the extreme northeast of the São Paulo State and Paraguay). The last transgressive-regressive cycle recognized for the Teresina Formation must have been controlled by a marked increase in rainfall. The extinction of bivalves of the *P.neotropica* zone, was probably caused by decreasing salinities.

The Serrinha Member records a shallow lake environment, with a great input of river-mouth sand and frequent reworking of the deposits by storm waves. The new expansion of the sedimentary limits of the basin, the decreasing salinity of the water, the lack of carbonates, the modifications of the fauna and the greater diversity of the flora attest to more humid climatic conditions during deposition of this formation. In spite of the greater rainfall, drops in great lake level must have

occurred, as indicated mainly by new changes in the bivalve faunas and by the first occurrences of eolian and fluvial facies.

The Morro Pelado Member is characterized by evidences of progressive desertification. Cyclic upward-thickening and -coarsening successions are common (10-30 m thick) which must represent progradation of mouth bars after small rises in water level (related to short intervals of slightly more humid climate); at the top of the cyclic successions, are observed fluvial and/or eolian deposits and erosion surfaces. Some intraformational unconformities in the upper portions of the formation, especially in the Cândido de Abreu region, indicate major lowering of the relative base level, possibly caused by tectonic instability. The Piramboia Formation must represent the climax of aridization, and its deposition may have begun in the northern part of the basin while the Rio do Rasto Formation was still accumulating in the more central portions.

Much of the paleontological data collected, together with other information concerning Gondwana, suggest that the Teresina Formation is probably of Kazanian age, and the Rio do Rasto Formation, where exposed, is of Tatarian age.

## AGRADECIMENTOS

Várias pessoas e instituições contribuíram para a realização da presente tese:

- o Prof. Dr. Oscar Rösler (IG-USP), meu orientador;
- o Prof. Dr. Thomas R. Fairchild, que revisou a minha tese, o *abstract* e diversas vezes apresentou sugestões interessantes para a realização das pesquisas;
- os professores Dr. Setembrino Petri e Dr. Paulo R. dos Santos, que participaram da banca do Exame de Qualificação, tendo realizado críticas construtivas;
- o Prof. Dr. Joel Carneiro de Castro (IGCE-UNESP), que apresentou diversas sugestões em relação à cronoestratigrafia e auxiliou na análise de testemunhos;
- os professores do IGCE-UNESP, principalmente, o Dr. J. Alexandre J. Perinotto, o Prof. Dimas Dias-Brito, o Dr. Reinaldo J. Bertini, o Dr. Paul E. Potter e a Dra. Maria Rita Caetano Chang, que discutiram assuntos da tese e auxiliaram em diversos outros aspectos;
- os professores do IGCE-UNESP, Dr. Ricardo Sturaro, Dra. Paulina Riedel Setti, Dr. Norberto Morales e Dr. Hans K. Ebert, que auxiliaram em assuntos relacionados à informática;
- o Prof. Dr. Ernesto Lavina (UNISINOS), que atenciosamente esclareceu várias dúvidas de caráter estratigráfico;
- o Prof. Dr. Marcello G. Simões (IB-UNESP, Botucatu), que apresentou sugestões referentes aos bivalves;
- o colega Roberto Iannuzzi (Doutorando da UFRGS), que colaborou em trabalhos de campo e nas discussões;
- o colega Wilson L. Lanzarini (Petrobrás, doutorando do IG-USP), que discutiu aspectos sedimentológicos do trabalho;
- a colega Maria da Saudade A. S. Maranhão (doutoranda do IG-USP), que forneceu dados importantes referentes à Formação Corumbataí;
- o geólogo Anderson Moraes (Petrobrás), que providenciou importantes mapas;
- o estagiário Jean-René Ribeiro Penatti (Curso de Geologia, IGCE-UNESP), que coletou os principais fósseis apresentados na presente tese e colaborou de maneira decisiva na fase final de elaboração da tese;
- a estagiária Denise de Oliveira (Curso de Ecologia, IB-UNESP), que estudou as filicíneas da Formação Rio do Rasto;
- os alunos Ubiratã Maciel (Curso de Geologia, IGCE-UNESP) e Márcia Cavalheiro (Ecóloga da Prefeitura de Rio Claro), que contribuíram nos trabalhos de campo;

o aluno José Antônio Lopes (Curso de Geologia, IGCE-UNESP), que ampliou fotografias para a tese;

o aluno Wellington (Curso de Geologia, IGCE-UNESP), que colaborou na organização da bibliografia;

as amigas Ligia Quitério e Fresia Ricardi (Doutoranda do IG-USP), que participaram em trabalhos de campo;

a funcionária Lilia Dietrich Bertini (IGCE-UNESP), que numerou todas as amostras de fósseis e ajudou em diversas oportunidades, sempre muito solícita;

o desenhista Cesário Porta (IGCE-UNESP), que preparou os mapas;

as secretárias e funcionárias do DGS-IGCE-UNESP, Valdez, Beth, Célia e Darlene, sempre dispostas em colaborar;

as funcionárias do Setor de Gráfica do IGCE-UNESP, especialmente a Lucilla, que confeccionaram as cópias da tese;

os funcionários do Centro Computacional da UNESP-Rio Claro;

as funcionárias da Biblioteca do IGCE-UNESP, Susi e Paula;

os demais funcionários do IGCE-UNESP, incluindo o pessoal da Laminação;

os funcionários da Gráfica do IG-USP, sob responsabilidade do Sr. Dalton, que encadernaram os volumes;

os funcionários da Biblioteca do IG-USP, especialmente a Estela;

os funcionários do DPE-IG-USP, particularmente a Lúcia e a Sônia;

os funcionários da Laminação do IG-USP;

a FAPESP, que forneceu o "Auxílio à Pesquisa" para a realização dos trabalhos de campo (Projeto 3434/89);

o CENPES/PETROBRÁS, que colocou testemunhos de poços à disposição;

o NEXPAR/DEPEX/PETROBRÁS, que forneceu os perfis geofísicos dos poços;

a MINEROPAR, que forneceu mapas e outras informações referentes à área de pesquisa;

o DER do Estado do Paraná, o DNER de Curitiba e o DER de Santa Catarina, que forneceram mapas com o traçado de estradas;

as prefeituras de Otacílio Costa, Ribeirão Claro e Carlópolis, que forneceram mapas com o traçado de estradas;

os meus pais, Alfredo e Suzana, que "sofreram" junto comigo na realização da tese e ajudaram em diversos aspectos, especialmente meu pai, na confecção de fotografias, na revelação dos filmes e das ampliações;

o meu marido, Peter Davies, ... não é preciso esclarecer que ele ajudou em tudo.

A todos, expresso os meus sinceros agradecimentos.

## 1. INTRODUÇÃO

O tema desenvolvido como tese de doutoramento representa a continuação da dissertação de mestrado (ROHN, 1988), que tratou dos paleoambientes e da bioestratigrafia da Formação Rio do Rasto do Grupo Passa Dois na faixa de afloramentos no Estado do Paraná. Durante aquela etapa, foram descobertas centenas de localidades fossilíferas novas e coletados muitos fósseis, o que implicou em diversos estudos paleontológicos relativamente detalhados antes da preparação da dissertação propriamente dita. Os resultados finais incluíram a proposta de zoneamentos bioestratigráficos com base em conchostráceos, bivalves e megafósseis vegetais e a interpretação da evolução ambiental durante a deposição da Formação Rio do Rasto na região estudada. Para o doutorado, ampliou-se a abrangência geográfica e estratigráfica da pesquisa, incluindo a unidade subjacente - Formação Teresina e estendendo as observações para grande parte do Estado de Santa Catarina (fig.1) e para alguns poços da Petrobrás localizados próximos à faixa de afloramentos nos estados de Santa Catarina, Paraná e sul de São Paulo (fig.2). As principais metas do trabalho são discutir os paleoambientes do Grupo Passa Dois, aprimorar as correlações estratigráficas e complementar os zoneamentos bioestratigráficos já propostos.

Foi realizado o levantamento sistemático de seções ao longo de 16 estradas, o que permitiu a observação de algumas feições sedimentares anteriormente não mencionadas na literatura e a descoberta de mais centenas de novas localidades fossilíferas e de algumas prováveis espécies novas de fósseis. Foram descritos testemunhos de 26 poços e observados seus respectivos perfis geofísicos. Diversas etapas das construções gráficas, como a confecção de seções colunares compostas, contaram com o auxílio de programas de computador.

LAVINA (1991) explorou profundamente os aspectos litológicos dos grupos Passa Dois e Rosário do Sul, abordando amplo leque de questões, desde a interpretação das fácies, até a evolução sedimentar e paleogeográfica da bacia. Incluiu também algumas considerações a respeito dos tetrápodes das formações Rio do Rasto e Sanga do Cabral. Muitos das suas conclusões acerca das litofácies e dos sistemas deposicionais são aqui reavaliadas e aproveitadas. Contudo, procurou-se avançar um pouco mais quanto ao nível de precisão das correlações estratigráficas entre afloramentos e poços da borda leste da bacia, com maior valorização das informações bioestratigráficas, bioestratinômicas e paleoecológicas, fundamentadas particularmente na paleobotânica e nos invertebrados fósseis.

As assembléias fossilíferas, variáveis no tempo e no espaço, não refletem apenas a evolução dos organismos: são resposta das variações ambientais, dos processos tafonômicos e do potencial de preservação dos depósitos sedimentares; estes fatores, por sua vez, são fortemente influenciados pelo tipo de bacia (epicontinental, marginal, etc), pelas suas variações do nível de base, pelo clima e pela paleogeografia. Portanto, na medida do possível, a presente pesquisa foi direcionada para tratar desses aspectos. Cabe esclarecer que a tese não trata especificamente das questões morfológicas dos fósseis; essas foram ou serão abordadas em trabalhos à parte.

## 2. OBJETIVOS

A tese de doutoramento busca o conhecimento das formações Teresina e Rio do Rasto da Bacia do Paraná nos estados de Santa Catarina e Paraná, no que se refere aos seguintes aspectos:

- Cadastrar as ocorrências fossilíferas e as litofácies das formações na área de afloramentos e de alguns poços da Petrobrás com base no levantamento de seções geológicas ao longo de estradas, a análise de testemunhos de poços e a revisão de informações anteriores da literatura.
- Interpretar a paleoecologia, a história bioestratinômica e a idade dos fósseis, principalmente dos bivalves, dos conchostráceos e dos megafósseis vegetais coletados.
- Sugerir correlações estratigráficas entre os depósitos analisados, com apoio adicional de informações de subsuperfície e de mapeamentos geológicos anteriores, procurando esclarecer a cronoestratigrafia da bacia na área e no intervalo considerados.
- Discutir a distribuição espacial das bio-, lito- e tafofácies da borda leste da bacia em termos da sua história deposicional, climática, geográfica e ecológica.

### 3. TRABALHOS ANTERIORES

Diversas unidades litoestratigráficas da Bacia do Paraná são referidas na literatura por mais de uma designação e falta consenso quanto à sua hierarquia e distribuição na coluna. Para evitar equívocos, no quadro 1 é apresentada a classificação estratigráfica dos grupos Passa Dois, Rosário do Sul e São Bento aqui adotada (SCHNEIDER et al., 1974; ANDREIS et al., 1980; LAVINA, 1991) e a combinação de outras classificações também consagradas na literatura, eventualmente mencionadas ao longo do texto (MENDES, 1967; FIGUEIREDO Fº, 1972).

CLASSIFICAÇÃO LITOESTRATIGRÁFICA ADOTADA NO PRESENTE TRABALHO (MODIF. DE SCHNEIDER ET AL., 1974; ANDREIS ET AL., 1980; LAVINA, 1991)					COMBINAÇÃO DAS CLASSIFICAÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS ADOTADAS POR MENDES (1967) E FIGUEIREDO Fº (1972)						
RS		SC e PR		SP		RS		SC e PR		SP	
GRUPO SÃO BENTO	FORMAÇÃO SERRA GERAL	GRUPO SÃO BENTO	FORMAÇÃO SERRA GERAL	GRUPO SÃO BENTO	FORMAÇÃO SERRA GERAL	GRUPO S. BENTO	FORMAÇÃO SERRA GERAL	GRUPO SÃO BENTO	FORMAÇÃO SERRA GERAL	GRUPO SÃO BENTO	FORMAÇÃO SERRA GERAL
	FORMAÇÃO BOTUCATU		FORMAÇÃO BOTUCATU		FORMAÇÃO BOTUCATU		FORMAÇÃO BOTUCATU		FORMAÇÃO BOTUCATU		FORMAÇÃO BOTUCATU
	FM CATURRITA FM STA MARIA FM SANGA DO CABRAL		FORMAÇÃO PIRAMBÓIA		FORMAÇÃO PIRAMBÓIA		FM STA MARIA FM ROSÁRIO DO SUL		FORMAÇÃO PIRAMBÓIA		FORMAÇÃO PIRAMBÓIA
GRUPO PASSA DOIS	FORMAÇÃO RIO DO RASTO	GRUPO PASSA DOIS	FORMAÇÃO RIO DO RASTO MEMBRO MORRO PELADO MEMBRO SERRINHA	GRUPO PASSA DOIS	FM RIO DO RASTO	GRUPO PASSA DOIS	FM ESTRADA NOVA FÁCIES ARMADA FÁCIES CAVEIRAS FÁCIES VALENTE FÁCIES TIARAJU	GRUPO PASSA DOIS	FORMAÇÃO RIO DO RASTO FÁCIES SERRINHA FÁCIES TERESINA FÁCIES SERRA ALTA	GRUPO PASSA DOIS	FORMAÇÃO ESTRADA NOVA
	FORMAÇÃO TERESINA		FORMAÇÃO TERESINA		FORMAÇÃO CORUMBATAÍ		FORMAÇÃO CORUMBATAÍ		FORMAÇÃO TERESINA		
	FORMAÇÃO SERRA ALTA		FORMAÇÃO SERRA ALTA		FORMAÇÃO SERRA ALTA		FORMAÇÃO SERRA ALTA		FORMAÇÃO SERRA ALTA		
	FORMAÇÃO IRATI		FORMAÇÃO IRATI		FORMAÇÃO IRATI		FORMAÇÃO IRATI		FORMAÇÃO IRATI		

Quadro 1: Classificações litoestratigráficas dos grupos Passa Dois, Rosário do Sul e São Bento comumente adotadas nos estados do Rio Grande do Sul (RS), Santa Catarina (SC), Paraná (PR) e São Paulo (SP).

Revisões abrangentes sobre a geologia e a paleontologia do Grupo Passa Dois foram apresentados por MENDES (1967), PETRI & FÚLFARO (1983), SOUZA (1985), MARANHÃO (1986), ROHN (1988) e LAVINA (1991).

A análise crítica da evolução dos conhecimentos acerca da Bacia do Paraná revela que existiram distintas fases históricas caracterizadas pela aceitação de certas hipóteses ou pela discussão de certos problemas. De acordo com as tendências gerais de interpretação dos paleoambientes e das idades do Grupo Passa Dois, a revisão dos trabalhos anteriores foi subdividida nas seguintes fases: a) anos 1908 a 1927; b) anos 1927 a 1945; c) anos 1945 a 1960; d) anos 1960 a 1974; e) anos 1974 a 1994.

### 3.1. Anos 1908 a 1927

Poucas publicações anteriores a 1908 tratam dos depósitos hoje atribuídos ao Grupo Passa Dois. Dignos de nota são apenas os trabalhos de DERBY (1878), quem mencionou pela primeira vez a ocorrência de bivalves nos estados de São Paulo e do Paraná, e RENAULT (1890), que erigiu *Lycopodiopsis derbyi* para caules de licófitas da região de Piracicaba (SP).

WHITE (1908) realizou o primeiro levantamento sistemático da geologia da Bacia do Paraná e foi relativamente feliz nas subdivisões estratigráficas que estabeleceu. A "Série" Passa Dois englobaria o "Folhelho" Irati, o "Folhelho" Estrada Nova e as "Camadas" Rocinha. Ele considerou essa "série" permiana e sabiamente questionou se o "Folhelho" Estrada Nova representaria ambiente marinho. O único grande equívoco no esquema proposto refere-se à correlação das "Camadas" Rio do Rasto (incluídas na "Série" São Bento) com as "Camadas" Santa Maria, reconhecidas como triássicas.

HOLDHAUS (1918) descreveu bivalves considerados permianos marinhos das "Camadas" Serrinha (no sul do Paraná, em pedreira posteriormente eleita como localidade-tipo do membro homônimo).

OLIVEIRA (1918), que percebeu a contradição geocronológica entre o nível com os bivalves e as "Camadas" Santa Maria, considerou a parte inferior da unidade Rio do Rasto permiana (o que foi reforçado pelo aval de R. Zeiller sobre vegetais procedentes de Serrinha), e a parte superior triássica.

### 3.2. Anos 1927 a 1945

As interpretações e, principalmente, a cronoestratigrafia da Bacia do Paraná passaram a subordinar-se às conclusões de REED (1928, 1929a, 1935)

que considerou os bivalves da parte superior da Formação Estrada Nova e da Formação Rio do Rasto como triássicos e marinhos. DU TOIT (1927), que teve acesso às informações deste autor antes da publicação dos seus trabalhos, baseou-se em tal diagnóstico para subdividir a Formação Estrada Nova em "Inferior", mantida no Permiano, e "Superior", atribuída ao Triássico.

Por outro lado, o próprio REED (1929b) atribuiu os conchostráceos de Poço Preto (SC) da Formação Rio do Rasto ao Carbonífero, fato que intrigou OLIVEIRA (1932). Outro problema, lembrado por PAIVA (1940), era a idade permiana dos vegetais de Serrinha. Entretanto, DOLIANITI (1945) teria solucionado a questão, atribuindo diversos vegetais da mesma unidade estratigráfica (Santo Antônio da Platina, PR) ao Triássico Superior.

### 3.3. Anos 1945 a 1960

MENDES (1945) começou a manifestar modestamente algumas críticas quanto à identificação dos bivalves com formas triássicas e marinhas do Hemisfério Norte e à validade em separar a Formação Estrada Nova em dois andares.

MAACK (1947) considerou a licófito *Lycopodiopsis derbyi* Renault da Formação Estrada Nova dos estados do Paraná e São Paulo quase idêntica a *Cyclodendron leslii* do Permiano da África do Sul, sugerindo até possível coespecificidade. Também contribuíram para essa nova tendência os trabalhos de LEANZA (1948) e DOLIANITI (1948), tratando respectivamente de reavaliações da fauna e da flora.

A partir de 1952, MENDES (1952, 1954a, 1962a,b, 1967, 1969) estava totalmente convencido de que as faunas do Grupo Passa Dois não incluíam elementos marinhos e que os bivalves seriam, na realidade, endêmicos; outros dados, como a paleoflora e o gênero de conchostráceo *Leaia* de Poço Preto (Formação Rio do Rasto), indicariam que o Grupo Passa Dois seria inteiramente permiano. ALMEIDA (1950a) e MENDES (1954a) também descreveram supostos conchostráceos das formações Serra Alta e Corumbataí, reforçando suas interpretações ambientais; entretanto, no caso específico desses fósseis houve engano na identificação pois correspondem a moluscos bivalves.

GORDON JR. (1947) e MAACK (1947) basearam-se nessas importantes mudanças de concepção para rever a lito- e a cronoestratigrafia da Bacia do Paraná. A proposta de GORDON JR. (1947) é utilizada até hoje, equivalendo aproximadamente à classificação de SCHNEIDER et al. (1974) e à do presente trabalho. Produções científicas também notáveis para a época foram realizadas por

PUTZER (1955) e BISCHOFF (1957), que mapearam respectivamente a região próxima a Tubarão (SC) e o nordeste do Paraná.

BEURLLEN (1953a, b, 1954a, b, c, 1955, 1957) destacou-se pelas interessantes abordagens sobre a evolução e a ecologia dos bivalves das formações Estrada Nova e Rio do Rasto, apoiando, em parte, as conclusões de MENDES (1952, 1954a) e tecendo até considerações tectônicas em suas pesquisas (BEURLLEN et al., 1955); contudo, não concordou inteiramente com MENDES (1954a) quanto ao caráter continental de todo o Grupo Passa Dois; considerou mais provável que as "águas" da bacia foram se dulcificando somente a partir da deposição das formações Serra Alta e Teresina. PUTZER (1955) e BISCHOFF (1957) apresentaram conclusões ambientais e tectônicas aproximadamente em sintonia com as de BEURLLEN (1953, 1954a, b, c; 1955; 1957).

As mesmas divergências científicas entre J.C. Mendes e K. Beurlen, que também dividiram os seus respectivos simpatizantes, na realidade, continuam em pauta até hoje. O problema principal, portanto, refere-se à influência marinha ou não na deposição da parte inferior do Grupo Passa Dois. Da mesma forma, faltava consenso quanto à interpretação da parte superior, equivalente ao Membro Morro Pelado da Formação Rio do Rasto: sua origem era considerada fluvial (MENDES, 1954a) ou lacustre (PUTZER, 1955; BEURLLEN, 1957).

#### **3.4. Anos 1960 a 1974**

A partir de 1960, começaram a ser publicados trabalhos de geólogos da Petrobrás, em vista da pesquisa de petróleo (e mais tarde do "xisto" betuminoso) na Bacia do Paraná (SANFORD & LANGE, 1960; NORTHFLEET et al., 1969; VIEIRA, 1973; SCHNEIDER et al., 1974; entre outros). Esses trabalhos renderam informações bem mais detalhadas e sistemáticas sobre as espessuras das unidades, a sua distribuição geográfica, as litofácies e os contatos geológicos. Os autores também apresentaram interpretações melhor justificadas sobre os paleoambientes, a evolução tectônica e as correlações estratigráficas (incluindo o Paraguai e o Uruguai). Em geral, concluíram que as formações Serra Alta e Teresina corresponderiam a ambientes marinhos gradativamente mais rasos e o Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto representaria a transição do ambiente marinho costeiro para o continental - possivelmente por planícies de marés, barreiras, lagunas. A gênese do Membro Morro Pelado foi atribuída a condições continentais fluviais.

Trabalhos muito importantes, referenciados até hoje, são os de DAEMON & QUADROS (1969, 1970) e DAEMON (1974) que, pela primeira vez, trataram da palinologia do Grupo Passa Dois. Suas principais implicações foram o posicionamento cronoestratigráfico do grupo no Kazaniano (Permiano Superior). Contudo, a maior parte da Formação Rio do Rasto careceria de informações microflorísticas devido à oxidação dos seus depósitos (verdadeiros *red beds*) e conseqüente destruição dos palinomorfos.

Paralelamente às pesquisas da Petrobrás, ocorreram importantes contribuições no tocante à descrição de fácies sedimentares (SALAMUNI, 1963), considerações um pouco mais detalhadas sobre algumas áreas de afloramentos (MENDES, 1962a; MENDES & FÚLFARO, 1966; BIGARELLA et al. 1967; MENDES, 1967, 1969; SOARES & LANDIM, 1973), novas abordagens sobre as malacofaunas (MENDES, 1962b; MEZZALIRA, 1966; RUNNEGAR & NEWELL, 1971; RUNNEGAR, 1972), descoberta de estromatólitos (SOARES, 1972) e algumas referências adicionais sobre a flora (RIGBY, 1968, 1970; YOSHIDA, 1970; JAPIASSU, 1970; RAGONHA & SOARES, 1974). Tiveram expressão alguns trabalhos do Rio Grande do Sul (FIGUEIREDO F<sup>o</sup>, 1972; FIGUEIREDO F<sup>o</sup> et al., 1972).

Os pesquisadores, em geral, apoiavam as hipóteses de MENDES (1967) ou reproduziam aproximadamente as interpretações da Petrobrás. Alguns trabalhos, no entanto, suscitam comentários:

- a) LOCZY (1966) aventou a possibilidade do Membro Morro Pelado representar o desaparecimento gradual de um imenso lago (descartando a hipótese de ambiente fluvial meandrante).
- b) BIGARELLA & SALAMUNI (1967) interpretaram que as áreas mais subsidentes da bacia durante o início da deposição do Grupo Passa Dois foram Campo Mourão, São Jerônimo da Serra e Itacurumbi; no final da sua deposição, as mesmas áreas ter-se-iam levantado e servido como áreas-fonte.
- c) RUNNEGAR & NEWELL (1971), de acordo com as características das malacofaunas, compararam o ambiente deposicional das formações Serra Alta, Teresina e do Membro Serrinha com o Mar Cáspio atual, cuja fauna não é tipicamente dulçaquícola pois teria evoluído de ancestrais marinhos. Esses autores admitiram a presença de gêneros não endêmicos na malacofauna do Grupo Passa Dois, relacionados com formas marinhas da Austrália.
- d) FÚLFARO (1971, 1972) apresentou interpretações tectônicas da bacia através da análise de superfícies de tendência e sugeriu aumento gradual da aridez no final da deposição do Grupo Passa Dois.

e) BIGARELLA (1973) identificou mais explicitamente depósitos de dunas eólicas na Formação Rio do Rasto, tendo interpretado o ambiente deposicional como fluvial e de *playa*; por ação de chuvas na área-fonte e ausência de vegetação exuberante, torrentes ter-se-iam espalhado para fora de canais anastomosados, o que explicaria a origem dos depósitos maciços.

f) VIEIRA (1973) foi um dos primeiros a propor, em publicação formal, que a sudoeste de Santo Antônio da Platina houve continuidade na sedimentação entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia.

### 3.5. Anos 1974 a 1994

Nesse período houve produção de inúmeros trabalhos geológicos e paleontológicos, ampliando-se o leque de assuntos abordados.

Estudos de paleossalinidade por minerais de argila, teores de boro e isótopos de oxigênio (RAMOS & FORMOSO, 1976; RODRIGUES & QUADROS, 1976; SUGUIO et al., 1974), nas formações Serra Alta, Teresina e Corumbataí apontariam para águas relativamente salgadas. O Membro Serrinha poderia corresponder à fase de transição para condições continentais. No nordeste da bacia, os índices de boro seriam mais acentuados (RODRIGUES & QUADROS, 1976). Cabe lembrar, no entanto, que GIOVANI et al. (1974) levantaram o problema da modificação de índices geoquímicos por fatores diagenéticos.

Em relação às malacofaunas da Formação Corumbataí no Estado de São Paulo, DALPONTE & GONÇALVES (1979) e MARANHÃO (1986) descreveram novas assembléias, SIMÕES & FITTIPALDI (1989) noticiaram a descoberta de um gênero aparentemente marinho, MEZZALIRA et al. (1990) discutiram a taxonomia de algumas formas e SIMÕES (1992) pesquisou a evolução e a paleoecologia dos megadesmidos na Bacia do Paraná, abrangendo discussões sobre as malacofaunas de interesse para o presente trabalho. Fato surpreendente foi a descoberta de bivalves num afloramento da Formação Waterford do Permiano Superior da Bacia do Karoo, pertencentes aparentemente a algumas das mesmas espécies da Formação Corumbataí (COOPER & KENSLEY, 1984). Infelizmente, a Formação Waterford também não permite obter soluções simples no que concerne à eventual influência marinha durante a sua deposição. DICKINS (1992) sugeriu cautela em relação às identificações dos bivalves realizadas por COOPER & KENSLEY (1984) pois os fósseis ainda não foram analisados em detalhe.

Possíveis fósseis marinhos como foraminíferos, espículas de esponjas, ostracodes e conodontes, foram mencionados na literatura, contudo sem descrições, nem ilustrações, de forma que a utilização desses dados ainda merece

certa reserva (FÚLFARO, 1970; FÚLFARO et al., 1978; LIMA & SUNDARAM, 1982; ZAINÉ, 1980; SOUZA, 1985; MEZZALIRA, 1989). MARANHÃO (comunicação verbal, 1994) confirmou a ocorrência de foraminíferos num nível da Formação Corumbataí em Laras (SP).

Ostracodes identificados por SOHN & ROCHA-CAMPOS (1990) da Formação Corumbataí seriam de águas continentais, porém seus paleoambientes poderiam ser marinhos costeiros, sob influência continental, em vista das outras interpretações nesse sentido.

RAGONHA (1984) considerou dentes de elasmobrânquios da Formação Corumbataí como evidências seguras de ambientes não-marinhos e de idade neotriássica.

Foi de grande importância a descoberta de répteis e anfíbios na Serra do Cadeado (BARBERENA & DAEMON, 1974; BARBERENA & ARAÚJO, 1975; BARBERENA et al., 1980) e posteriormente na região de Bagé-Aceguá (ARAÚJO, 1985a, b, 1986a, b; ARAÚJO-BARBERENA, 1989; BARBERENA et al., 1985a, b; 1991), devido ao reconhecimento das suas afinidades a tetrápodos da Bacia do Karoo (sul da África), indicando idade provavelmente tatariana para os seus depósitos.

Da mesma forma, ocorreu grande impulso nas pesquisas paleobotânicas (BORTOLUZZI, 1975; CAZZULO-KLEPZIG, 1978; CAZZULO-KLEPZIG & CORREIA, 1981; RÖSLER, 1978a, b; PERINOTTO & RÖSLER, 1984; OLIVEIRA-BABINSKI & RÖSLER, 1984), iniciando-se também a participação da própria candidata ao doutoramento nessa linha de pesquisa (RÖSLER & ROHN, 1984; ROHN & RÖSLER, 1986a, b, c, 1987, 1989a, b, ROHN et al., 1984). Em todos esses trabalhos, foi possível confirmar que a megafloora se assemelha àquelas neopermianas de várias regiões gondwânicas e que algumas características morfológicas dos megafósseis vegetais do Grupo Passa Dois provavelmente refletem condições crescentemente áridas.

Ainda em relação à paleontologia da Formação Rio do Rasto, outros fósseis mais recentemente estudados são: conchostráceos (TASCH, 1979a, b, 1987; ROHN & RÖSLER, 1985; ROHN, 1986, 1987), pequenos estromatólitos nodulares (ROHN & FAIRCHILD, 1986) e bivalves (ROHN, 1985; inédito).

Inúmeros trabalhos tratam das litofácies, estratigrafia, tectônica e evolução da bacia no intervalo do Grupo Passa Dois. As contribuições efetivas ao conhecimento que interessam à presente tese, em ordem cronológica, foram as seguintes:

a) GAMA JR. (1979a, b) considerou as formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto como parte de um sistema deltaico altamente destrutivo dominado por marés, estendido por grande parte da bacia, dirigido de noroeste para sudeste ("Sistema Deltaico Serra do Espigão"). As fácies mais típicas de cada unidade equivaleriam aproximadamente à "plataforma epinerítica Serra Alta", "prodelta Teresina", "frente deltaica Serrinha" e "planície deltaica Morro Pelado"; a Formação Corumbataí corresponderia à "planície de marés Corumbataí". Essa nova interpretação desencadeou muitas críticas por causa das dimensões do sistema, da exclusão da Formação Irati do contexto, da interpretação das fácies, do suposto isocronismo entre certos níveis de todas as unidades e o diacronismo ao longo de cada uma. Por outro lado, a interpretação mereceu considerações tais como: "o modelo é suficientemente bem elaborado para não poder ser refutado com argumentos simples" (LAVINA, 1991).

b) CASTRO & MEDEIROS (1980) descreveram afloramentos do centro-sul de Santa Catarina das formações Teresina e Rio do Rasto (além de outras unidades), tendo interpretado o Membro Serrinha como marinho transicional e o Membro Morro Pelado como lacustre. Pela primeira vez, empregaram a designação "lobos de suspensão" para a fácies de arenitos finos lobados com ondulações cavalgantes do membro superior; seriam corpos depositados próximo às desembocaduras dos rios em lagos, contrariando, portanto, a interpretação tradicional de que esses arenitos representariam barras de canais fluviais meandrantés ou de canais distributários em planície deltaica. LANZARINI et al. (1992) publicaram pequeno resumo acerca das condições que permitem a geração de lobos de suspensão.

c) SUGUIO et al. (1974) e PETRI & COIMBRA (1982) reconheceram relativa variedade de fácies nas pedreiras da Formação Estrada Nova de Taguaí (sul de São Paulo), que indicariam, em resumo, ambiente marinho restrito ou lagunar influenciado por tempestades.

d) FÚLFARO et al. (1982) e FERREIRA (1982) discutiram o significado dos alinhamentos tectônicos da bacia no que se refere à subsidência e à sedimentação. A área entre os alinhamentos do rio Alonzo e do rio Piqueri teria manifestado tendência positiva no final da deposição do Grupo Passa Dois. Houve discussões sobre a presença de barreira geográfica na região de Fartura (ZAINÉ, 1980; FERREIRA, 1982).

e) PETRI & FÚLFARO (1983) resumiram as características do Grupo Passa Dois, com revisão dos principais problemas e das soluções. Segundo os autores, a falta

de fósseis marinhos típicos na Formação Estrada Nova descartaria a interpretação de ambiente marinho franco. Portanto, a " fácies " Teresina foi considerada lagunar e a " fácies " Serrinha, costeira. A origem da Formação Rio do Rasto seria fluvial.

f) MENDES (1984) admitiu a possibilidade, após vários anos de opinião contrária, que os ambientes deposicionais das formações Teresina e Corumbataí poderiam ter apresentado alguma comunicação com o mar, porém os equivalentes marinhos propriamente ditos não estariam preservados na Bacia do Paraná. Chamou a atenção para vários problemas simplesmente ignorados desde a década de 70, criticando especialmente as interpretações a favor das paleoplanícies de marés.

g) RICCOMINI et al. (1984) expuseram mais argumentos que corroborariam a hipótese da passagem gradativa entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia na região da Serra do Cadeado.

x h) SOUZA (1985) apresentou descrições minuciosas de afloramentos dos " membros " Serra Alta e Teresina da Formação Estrada Nova no Estado de São Paulo (ao sul da calha atual do rio Tietê), e da Formação Corumbataí (que estaria ao norte da calha), interpretando as fácies como parte de um sistema com macromarés, evoluído de condições marinhas mais profundas para mais rasas, porém com variações do nível relativo do mar.

x i) ROHN (1988), além de conclusões de natureza paleontológica e estratigráfica, descreveu e interpretou fácies da Formação Rio do Rasto, considerando-na basicamente lacustre. Os depósitos foram freqüentemente influenciados por ondas, apresentando evidências de exposições subaéreas e de invasões por dunas eólicas, sob condições gradativamente mais áridas, porém com algumas interrupções mais úmidas. Notou a presença de grandes clastos intraformacionais na região de Cândido de Abreu, o que sugeriria distúrbios locais na subsidência da bacia ou talvez condições tectônicas não tão calmas como postulado anteriormante.

x j) LAVINA (1991) apresentou algumas das mais extensas descrições e interpretações de fácies dos grupos Passa Dois e Rosário do Sul, justificando suas conclusões através de inúmeros exemplos da literatura internacional. Em resumo, a Formação Teresina teria sido depositada em imenso lago ou " mar " interior, influenciado por tempestades, durante intervalo geral regressivo, com pelo menos dois episódios marcantes de queda do nível de base, seguido por " onlap ". LAVINA (1991) não encontrou evidências claras da influência das marés. No que se refere à Formação Rio do Rasto, suas interpretações concordam com as de CASTRO & MEDEIROS (1980) e ROHN (1988, 1989), apresentando, contudo, descrições

muito mais minuciosas. LAVINA (1991) acredita que a Formação Pirambóia tenha começado a se depositar (no Estado de São Paulo) concomitantemente com a parte superior da Formação Rio do Rasto (nas partes mais centrais da bacia), não havendo discordância entre as duas unidades onde ambas estão presentes (norte do Paraná). Parte das formações Rio do Rasto e Pirambóia seriam contemporâneas à Formação Sanga do Cabral (Rio Grande do Sul), sugerindo, portanto, que essa última tenha iniciado a sua deposição antes do final do Permiano. LAVINA (1991) apresentou mapas paleogeográficos que integram suas interpretações ambientais para diversos intervalos do Neopermiano e Eotriássico.

X k) ZALÁN et al. (1987, 1991) teceram considerações sobre a evolução tectônica da bacia, sem novidades fundamentais para a presente tese; mantiveram a hipótese tradicional de que o final da deposição do Grupo Passa Dois representa fase de quietude tectônica e que o Grupo São Bento repousa discordantemente sobre o Grupo Passa Dois. O arco de Ponta Grossa seria feição mesozóica, mas já ativa através de zonas de falha Curitiba-Maringá e Guapiara.

l) Reavaliações das assembléias palinológicas da Bacia do Paraná realizadas por DAEMON & MARQUES-TOIGO (1991) e MARQUES-TOIGO (1991) apontariam para idades ainda mais jovens para o Grupo Passa Dois do que anteriormente atestado (DAEMON & QUADROS, 1970). A Formação Irati alcançaria o Tatariano e, portanto, boa parte do Grupo Passa Dois teria sido depositada no Triássico.

m) Durante o 1º Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná (Rio Claro, 1993), ocorreram debates inflamados a respeito da idade e outros aspectos do Grupo Passa Dois. Foram elaborados interessantes trabalhos a respeito da Formação Irati (HASHIRO et al., 1993; ARAÚJO-BARBERENA, 1993; SANTOS-NETO & CERQUEIRA, 1993; HACHIRO & COIMBRA, 1993; CASTRO, 1993). SOARES et al. (1993) discutiram a ciclicidade na sedimentação das formações Serra Alta e Teresina, exemplificando a aplicação da análise variográfica; os autores admitiram identificar variações na tectônica sindeposicional na Bacia. CUNHA & FRANÇA (1993) apresentaram um dos trabalhos mais polêmicos, considerando que a grande espessura do Grupo Passa Dois não seria compatível com a idade normalmente permiana admitida para essa unidade. ROHN & LAVINA (1993) apresentaram o *status quo* da cronoeestratigrafia do Grupo Passa Dois; de acordo com os dados paleontológicos disponíveis e ao contrário às últimas manifestações sobre o assunto, enfatizaram que a Formação Rio do Rasto, na área de afloramentos, deveria ser totalmente permiana.

n) FERNANDES & COIMBRA (1994) observaram camadas com estratificação contorcida e dobras convolutas em afloramentos da Formação Rio do Rasto na região de Jacarezinho e Santo Antônio da Platina (PR). Tais feições foram interpretadas como registros de abalos sísmicos. Outro aspecto importante mencionado pelos autores é a passagem supostamente gradual da Formação Rio do Rasto para a Formação Pirambóia na região mencionada.

#### 4. SÍNTESE DOS PROBLEMAS

##### a) Litoestratigrafia

Por falta de consenso quanto aos critérios que definem cada subdivisão litoestratigráfica do Grupo Passa Dois, permanecem dúvidas a respeito dos contatos (abruptos, transicionais ou com recorrências das unidades mais antigas nas mais novas) e da viabilidade em proceder algumas subdivisões (Formação Estrada Nova *versus* Formação Teresina + Membro Serrinha; etc.). Problema de mesma natureza ocorre quanto ao possível contato concordante da Formação Rio do Rasto com a Pirambóia.

##### b) Bioestratigrafia

Faltam zoneamentos bioestratigráficos formais para os depósitos da Formação Teresina, sendo os bivalves, provavelmente, os melhores candidatos para essa finalidade. Porém, SIMÕES & ROCHA-CAMPOS (1992) apontaram ressalvas na sua utilização no que se refere ao retrabalhamento dos depósitos e outros problemas bioestratinômicos. Os ostracodes deveriam ser investigados com maior rigor.

Os zoneamentos bioestratigráficos propostos com base em conchostráceos, bivalves e megafósseis vegetais para a Formação Rio do Rasto em ROHN (1988) e ROHN & RÖSLER (1990) restringem-se praticamente ao Estado do Paraná e baseiam-se em correlações realizadas sem o apoio de dados de subsuperfície. Outros fósseis, como os tetrápodos e os peixes, deveriam ser melhor investigados.

##### c) Idade/Cronoestratigrafia

Os dados ainda são muito controversos por falta de integração entre os especialistas das diferentes áreas de pesquisa.

-DAEMON & QUADROS (1970), através de estudos palinológicos, posicionaram a Formação Teresina no final do Kazaniano, porém recentemente, DAEMON & MARQUES-TOIGO (1991) propuseram sua correlação possivelmente com o Triássico Inferior.

-Dados paleomagnéticos de VALENCIO (1972) da Formação Corumbataí posicionariam a unidade no limite permo-triássico.

-THOMAZ F<sup>o</sup> et al. (1976) determinaram por geocronologia a idade de  $243 \pm 14$  m.a. para a Formação Estrada Nova, que apontaria o Andar Citiano (conforme quadro cronoestratigráfico da IUGS, 1989).

-Os megafósseis vegetais, embora não incluam fósseis-guias *s.s.*, em geral, sugerem idade neopermiana (RÖSLER, 1978b; ROHN & RÖSLER, 1987).

-A única ocorrência de bivalves típicos do Grupo Passa Dois fora da Bacia do Paraná, na Formação Waterford da Bacia do Karoo (COOPER & KENSLEY, 1984), também corroboraria a idade neopermiana.

-RAGONHA (1984), através de elasmobrânquios, considerou a Formação Corumbataí como triássica.

-Tetrápodes da Serra do Cadeado, na Formação Rio do Rasto podem ser correlacionados com formas da Zona *Cistecephalus* da África do Sul, atribuída ao Tatariano inferior a médio; os pareiassauros do Rio Grande do Sul evidenciam correlação com a Zona *Daptocephalus* do Tatariano Superior (BARBERENA et al., 1991).

#### d) Paleoambientes

Nenhum dado comprova, definitivamente, que a deposição da Formação Teresina ocorreu em ambiente marinho, embora quase todos os autores concordem que as condições aquosas da bacia se tornaram, nesse intervalo, gradativamente mais rasas, influenciadas por tempestades; não há consenso quanto à importância das marés. Os dados geoquímicos, minerais de argila e os possíveis foraminíferos apontariam para águas relativamente salgadas; carófitas, ostracodes e dentes de elasmobrânquios indicariam o contrário; todos os outros fósseis são incertos para determinações ambientais.

Nessa mesma tendência, há dificuldades no entendimento do Membro Serrinha - se "transicional" (entre que tipos de ambientes?) ou lacustre. Os bivalves mais típicos dessa unidade também são endêmicos, apesar que a presença de conchostráceos já indique condições continentais. Quanto ao Membro Morro Pelado, aparentemente, não existem mais tão grandes problemas nas interpretações ambientais (um grande sistema lacustre, durante a instalação de condições desérticas). Contudo, há necessidade em pesquisar melhor as supostas discordâncias intraformacionais e a passagem para a Formação Pirambóia.

#### e) Correlações estratigráficas

Exceto algumas propostas de correlação entre seções colunares da área de afloramentos da Formação Rio do Rasto no Estado do Paraná (ROHN, 1988; ROHN & RÖSLER, 1990), e em escala bem mais reduzida para a bacia como um todo (GAMA JR. et al., 1982; LAVINA, 1991; CUNHA & FRANÇA, no prelo), inexistem trabalhos com esquemas detalhados de correlação estratigráfica para o Grupo Passa Dois. É óbvio que o conhecimento das correlações é necessário para qualquer interpretação mais global sobre a evolução da bacia e da biota.

## 5. METODOLOGIA

### 5.1. Trabalhos de campo

Foram descritos afloramentos e coletados fósseis ao longo de 16 estradas e em algumas pedreiras nos estados do Paraná e Santa Catarina. Além da participação do orientador, houve colaboração dos alunos da UNESP-Rio Claro, Jean-René Ribeiro Penatti, Márcia Cristhina Cavalheiro, Ubiratã Maciel, do pós-graduando do IG-USP, Roberto Iannuzzi, e da amiga Lígia Quitério. Os trabalhos de campo foram financiados pela FAPESP através de "Auxílio à Pesquisa" concedido ao orientador (Processo 89/3434-0). Do sul para o norte, as áreas investigadas foram (fig.1):

- SC 425, nas proximidades de Otacílio Costa, SC (figs. 4, 5);
  - BR 470, entre Pouso Redondo e Curitibaanos, SC (figs. 4, 7);
  - BR 116, entre Santa Cecília e Monte Castelo (figs. 9, 10);
  - BR 280, entre Canoinhas e Porto União, passando por Irineópolis, SC (figs. 12, 13);
  - BR 476, entre União da Vitória e Fluviópolis, PR (figs. 15, 16);
  - PRT 153, entre a BR 476 e Irati, passando por Paulo Frontin, Dorizon, Mallet, Rebouças e Rio Azul, PR (figs. 18, 19);
  - BR 277, entre Irati e a Serra da Esperança, passando por Relógio, PR (figs. 22, 23);
  - BR 373, entre Imbituba e Relógio, passando por Prudentópolis, PR (figs. 23, 24);
  - PR 239 e PR 487, entre Reserva e proximidades do rio Ivaí, passando por Cândido de Abreu e Três Bicos, PR (figs. 27-29);
  - BR 376 (rodovia do Café), entre Ortigueira e proximidades de Faxinal, na Serra do Cadeado, PR (figs. 31, 32);
  - PR 90, entre Sapopema e São Jerônimo da Serra, PR (figs. 34, 35);
  - estrada não pavimentada entre a PR 90 e Lambari, PR (figs. 34, 37);
  - estrada pavimentada entre a BR 153 e Ribeirão do Pinhal, passando por Jundiá do Sul, PR (figs. 39, 40);
  - BR 153, entre Santo Antônio da Platina e Rio das Cinzas, e entre os dois trevos de Jacarezinho, PR (figs. 42, 43, 49, 50);
  - estrada pavimentada entre Santo Antônio da Platina e Platina, e estrada não pavimentada entre Platina-Conselheiro Zacarias, PR (figs. 42, 45, 47);
  - estrada não pavimentada entre Carlópolis e Ribeirão Claro, PR (figs. 52, 53);
- Outras localidades estudadas:
- duas pedreiras em Fluviópolis, próximas ao rio Iguaçu, PR (fig. 55);
  - duas pedreiras em Prudentópolis (PRU 1 e PRU 2), no perímetro urbano da

cidade, PR (fig. 22);

- uma pedreira na estrada Irati-Guamirim, próximo a Rio Preto, PR (fig. 21);
- um afloramento na estrada entre a BR 277 e Prudentópolis, PR (fig. 22).

Adicionalmente, foram visitados afloramentos, porém não incluídos no presente trabalho, nas proximidades de Lajes (SC), Congonhinhas (PR), Joaquim Távora (PR), Fartura (SP), Taguaí (SP), Angatuba (SP) e Rio Claro (SP).

Cabe ressaltar que são aproveitados dados de campo de ROHN (1988) de várias localidades da Formação Rio do Rasto do Estado do Paraná, muitas das quais foram novamente visitadas.

As principais atividades no campo foram:

- a) descrição detalhada das litofácies de cada afloramento (geometria dos corpos, dimensões, litologia, estruturas, contatos, sentido de paleocorrentes, bioturbação, incluindo a confecção de esquemas e de fotografias);
- b) descrição detalhada das tafofácies, conforme as recomendações de KIDWELL & HOLLAND (1991) (vide capítulo 7.1).
- c) prospecção cuidadosa de fósseis em cada afloramento, através de métodos paleontológicos tradicionais (RÖSLER, 1986), e tentativa de coleta de número representativo de amostras, tanto para estudos taxonômicos, como bioestratinômicos (variação de 1 a mais de 40 amostras de fósseis por afloramento);
- d) interpretação dos processos deposicionais e correlação preliminar entre os afloramentos, procurando situá-los no contexto dos sistemas deposicionais e das seqüências/ parasseqüências;
- e) Procedimentos para a localização exata dos afloramentos: utilização de folhas topográficas nas escalas 1:50.000 e 1:100.000, projetos de construção de estradas nas escalas de 1:10.000 a 1:100.000, medidas de distâncias com o hodômetro do veículo e conta-giros adicional acoplado a uma roda do veículo (precisão da ordem de metros), medidas das diferenças de altitude entre afloramentos realizadas com altímetro.

## **5.2. Adequação dos mapas geológicos**

Quase todos os mapas de localização aqui apresentados (exceto o mapa das estradas PR 487-PR 239 da região de Cândido de Abreu) são cópias modificadas dos mapas geológicos 1:100.000 da CPRM (ABOARRAGE & LOPES, 1986), por sua vez fundamentados em mapas geológicos na escala de 1:250.000 de relatório interno da Petrobrás. A Carta do Brasil ao Milionésimo (BRASIL,

DNPM, 1974 e 1978) e o mapa de SCHOBENHAUS et al. (1984) também correspondem basicamente aos mapas da Petrobrás.

Foram encontrados apenas dois conjuntos de mapas geológicos detalhados relativamente recentes que se distinguem dos acima: um realizado pela PROMON e outro pela CPRM, ambos da região de Cândido de Abreu para o Consórcio Paulipetro. É notável que em certas áreas, as posições de falhas geológicas e dos contatos entre as formações são totalmente distintas de um mapa para o outro. Também é curioso que os dois mapas mostram, por exemplo, interpretações contrárias para o sentido do rejeito numa grande falha geológica próxima à serra das Laranjeiras. No caso específico da região de Cândido de Abreu, os dados de campo da presente tese aparentemente coadunam melhor com o mapa da PROMON, mas nem esse satisfaz totalmente.

Cabe destacar outro exemplo de provável equívoco: no mapa geológico da CPRM (1:100.000) que abrange o norte de Prudentópolis e de Relógio, o contato inferior da Formação Rio do Rasto foi traçado paralelo às curvas de nível, sem considerar o mergulho das camadas. O contato superior, localizado na serra da Esperança, está posicionado de modo mais correto. Em consequência, o contato inferior da formação, em alguns pontos, quase tangencia o seu contato superior; o cálculo da espessura da formação de acordo com essas posições dos contatos resultaria nos valores inverídicos de 60 metros ao invés de 400 a 500 metros. Tal problema pode ser detectado inclusive no mapa 1:1.000.000 (BRASIL, DNPM, 1974, 1978), onde a Formação Rio do Rasto é representada localmente como uma faixa bem estreita, o que não condiz com a realidade.

Portanto, muito embora originalmente não houvesse a intenção em alterar os mapas geológicos usados, em quase todos foram sugeridas novas posições de alguns contatos, de diques de diabásio e de prováveis falhas geológicas (somente aquelas onde os rejeitos verticais são significativos).

### **5.3. Descrição de testemunhos de poços**

Cerca de 450 testemunhos (cada um com 3 m ou menos de comprimento) de 26 poços da Petrobrás foram descritos macroscopicamente quanto às litologias e estruturas. Os poços estão localizados nos estados do Paraná, Santa Catarina e também no Rio Grande do Sul e São Paulo (fig.2). Muito raramente foram encontrados fósseis, os quais, na medida do possível, foram identificados e descritos quanto às características tafonômicas. Foram confeccionadas algumas lâminas (por gentileza do Dr. Joel de Castro, na época vinculado à Petrobrás/CENPES) para a resolução de problemas específicos. A

Petrobrás/NEXPAR forneceu vários perfis de poços das porções referentes às formações Teresina e Rio do Rasto. Os poços mais importantes utilizados para as correlações são os seguintes:

- 1-MB-1-SC (Marombas)
- 2-CA-1-SC (Caçador)
- 2-MC-1-SC (Matos Costa)
- 2-PU-1-SC (Porto União)
- 2-UV-1-PR (União da Vitória)
- 1-M-1A-PR (Mallet)
- 1-PH-1-PR (Pinhão)
- 1-CA-1-PR (Cândido de Abreu)
- 1-CA-2-PR (Cândido de Abreu)
- 1-CA-3-PR (Cândido de Abreu)
- 2-AP-1-PR (Apucarana)
- 1-SJ-1-PR (São Jerônimo da Serra)
- 1-J-1-PR (Jacarezinho)

Adicionalmente, para o Estado de São Paulo, foram aproveitados perfis geofísicos de poços do Paulipetro (1-SA-1-SP, Sarutaiá), da CPRM (FP-12-SP, Botucatu) e de outros dois poços da Petrobrás (1-PN-1-SP, Paranapanema; 2-GU-4-SP, Guareí).

#### 5.4. Estudos paleontológicos

As amostras coletadas estão depositadas na coleção do Departamento de Geologia Sedimentar do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da UNESP- Rio Claro (sigla URC) e algumas encontram-se na coleção do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da USP-São Paulo (sigla GP/\_E ou GP/\_T). No Anexo 1 estão listados os fósseis de cada afloramento e a sua numeração, juntamente com informações litológicas.

Quase todos os exemplares de megafósseis vegetais, conchostráceos, bivalves, restos de peixes e um fragmento de asa de inseto, preservados como impressões ou moldes, foram preparados mecanicamente da maneira tradicional para a exposição completa da superfície dos fósseis. Nas amostras de calcarenitos oolíticos e de calcilitos, os melhores resultados na separação das conchas silicificadas foram alcançados através da dissolução da matriz por ácido clorídrico a 10%, tendo sido aproveitadas recomendações metodológicas de SIMÕES (1988). Todas as preparações que envolveram a utilização de soluções químicas contaram com a colaboração do estagiário Jean-René Ribeiro Penatti (IGCE-

UNESP), que apresentou pequenos trabalhos a respeito das técnicas empregadas e os resultados alcançados (PENATTI, 1993a, b).

Amostras calcárias, inicialmente com o objetivo de identificar sua natureza micrítica ou espática, foram examinadas em lâminas ao microscópio ótico, o que permitiu, adicionalmente, a observação de grande número de ostracodes e de outros fósseis. Esse fato encorajou a confecção de mais lâminas para objetivos especificamente paleontológicos.

Na presente tese, estava inicialmente previsto restringir os estudos paleontológicos exclusivamente à identificação dos fósseis para a sua utilização na bioestratigrafia e nas interpretações ambientais. No entanto, foram encontrados alguns megafósseis vegetais, conchostráceos e principalmente bivalves anteriormente desconhecidos ou que deveriam merecer revisão taxonômica. Tais espécies são aqui mencionadas apenas informalmente pois as interpretações paleoecológicas e estratigráficas independem, nesses casos, da sua classificação taxonômica. Em trabalhos futuros, talvez com a participação de especialistas, encaminhar-se-á o tratamento paleontológico adequado desses fósseis.

### **5.5. Correlações estratigráficas**

As correlações estratigráficas procederam-se em três etapas, embora algumas tenham sido realizadas concomitantemente:

#### **a) Correlações entre afloramentos e confecção de seções colunares compostas**

A metodologia é fundamentalmente a mesma descrita em SHAW (1964) e LOCZY & LADEIRA (1976). Para cada estrada visitada nos trabalhos de campo foi confeccionado um perfil topográfico através da projeção dos afloramentos indicados nos mapas e as suas altitudes sobre um plano. Através de cada perfil, considerando a atitude das camadas, foi construída uma seção colunar composta, ou seja, o empilhamento vertical dos afloramentos.

Considerando que as direções dos perfis geralmente não coincidem com a direção do mergulho das camadas, foram necessários alguns procedimentos geométricos para o cálculo do seu mergulho aparente (LOCZY & LADEIRA, 1976). Os ângulos entre os perfis e as direções das camadas foram estimados de acordo com a posição dos contatos geológicos indicados na Carta do Brasil ao Milionésimo e o Mapa Geológico do Brasil na escala 1:2.500.000 (BRASIL, DNPM, 1974 e 1978; SCHOBENHAUS et al., 1984; fig.1).

Uma das dificuldades mais sérias no trabalho de empilhamento vertical dos afloramentos foi, na realidade, a determinação do ângulo aproximado do mergulho verdadeiro. Conforme os dados da literatura e os resultados em ROHN

(1988), o mergulho verdadeiro oscila em torno de  $1^\circ$ . Contudo, erros da ordem de minutos modificam completamente o posicionamento vertical dos afloramentos nas seções colunares, especialmente os geograficamente muito distantes entre si.

Outro fator que dificulta as correlações entre os afloramentos é a enorme quantidade de falhas geológicas na Bacia do Paraná, cujos rejeitos verticais não são conhecidos, especialmente na região do Arco de Ponta Grossa.

Em vista das incertezas quanto ao mergulho das camadas, foi utilizado um programa de planilha de cálculo de computador para estimar mais rapidamente, por tentativa e erro, o seu valor para cada área estudada. Para tal, foram adaptadas as fórmulas convencionais de cálculo do mergulho aparente (LOCZY & LADEIRA, 1976), e fornecidos, como dados, os ângulos entre as direções dos perfis e as direções das camadas, as altitudes dos afloramentos e as distâncias horizontais dos afloramentos a um referencial. Foram impressas seções colunares compostas para todas as estradas e separadamente para todos os blocos limitados por falhas geológicas verticais, variando os ângulos do mergulho verdadeiro entre  $0,3^\circ$  e  $1,6^\circ$ , com incrementos de  $0,1^\circ$  ou  $0,2^\circ$ . Em seguida, os empilhamentos verticais mais coerentes foram comparados com aqueles de outras estradas ou, finalmente, com as seções dos poços.

#### **b) Correlações entre poços**

O objetivo inicial da análise de alguns poços da Petrobrás e do Paulipetro era auxiliar as correlações entre os afloramentos e construir as seções colunares compostas de forma mais realista. Contudo, os perfis geofísicos de alguns poços mostraram-se também bastante úteis para interpretar a história da bacia.

As correlações entre poços sugeridas na tese levam em consideração os perfis litológicos, de raios gama, de potencial espontâneo (SP) e de resistividade na escala de 1:1.000, fornecidos pela Petrobrás, e os perfis raios gama publicados por RAMOS (1970) na escala de 1:5.000. Os dados dos testemunhos dos poços também foram aproveitados nessa etapa, porém são muito escassos. O esquema de correlação final (fig. 181), que utiliza o topo da Formação Irati como *marker*, apresenta somente os poços mais próximos à borda leste da Bacia do Paraná.

Verificou-se que em alguns poços, certos trechos dos perfis raios gama apresentam padrões similares, especialmente para a Formação Teresina, o que permitiu realizar correlações com relativa facilidade. Por outro lado, deparou-se com os seguintes problemas:

a) Infelizmente, muitos poços são antigos e seus perfis geofísicos são pouco diagnósticas, com baixíssima resolução. Os perfis raios gama apresentadas em

RAMOS (1970) nem sempre são inteiramente fiéis aos originais.

b) O número de poços é muito pequeno em certas áreas, faltando dados principalmente para as regiões de Irati/Prudentópolis e de Congonhinhas/Ribeirão do Pinhal/Santo Antônio da Platina.

c) Mesmo em áreas onde há poços, eles muitas vezes foram iniciados abaixo do topo da Formação Rio do Rasto (por exemplo, em Rio Claro do Sul, Mallet, Cândido de Abreu, São Jerônimo da Serra, Jacarezinho). Os poços da CPRM (ABOARRAGE & LOPES, 1986), para os quais se dispõem de perfis geofísicos, abrangem menos que a metade da Formação Teresina.

d) As posições dos contatos entre as formações Teresina e Rio do Rasto indicadas nos perfis de poços fornecidos pela Petrobrás e nos perfis de RAMOS (1970) geralmente são distintas, havendo diferenças de profundidade de até várias dezenas de metros. Muitas vezes, a posição do contato determinada na presente tese coincide com nenhum dos dois. Portanto, falta homogeneizar os critérios litoestratigráficos utilizados pelos pesquisadores.

e) O poço Apucarana (2-AP-1-PR), localizado em ponto estratégico para as correlações, não tem testemunhos recuperados na maior parte da extensão da Formação Rio do Rasto e da parte superior da Formação Teresina. Esse é um dos poços onde há maiores divergências quanto à posição do contato Teresina-Rio do Rasto (*cf.* RAMOS, 1970; SOARES et al., 1993).

Esses problemas, além de prejudicarem as correlações que interessam à presente tese, comprometem a própria credibilidade nas isópacas das unidades do Grupo Passa Dois. Considerando que a Formação Irati e as formações Pirambóia e Botucatu são mais facilmente reconhecíveis nos perfis geofísicos, é preferível utilizar apenas o mapa de isópacas do Grupo Passa Dois como um todo, por exemplo, elaborado por MÜHLMANN et al. (1983) (fig.2).

### **c) Integração das correlações entre poços e entre seções colunares compostas da borda leste da bacia.**

As seções colunares compostas das áreas de afloramentos, impressas por computador (variando os valores dos mergulhos), foram confeccionadas nas mesmas escalas dos perfis geofísicos dos poços, inicialmente em 1:1000 e depois em escalas menores. Ordenou-se lateralmente todas as seções compostas e de poços conforme a sua localização geográfica, mantendo a correlação preliminar entre os poços realizada na etapa anterior. Ajustou-se primeiramente a posição daquelas seções colunares das áreas localizadas bem próximas aos poços (por exemplo, os poços em Mallet, União da Vitória, Porto União e Cândido de Abreu).

Devido à falta de nítidas camadas-guia que servissem para correlacionar os poços com os afloramentos, procurou-se ajustar, em seguida, a posição dos níveis calcários mais proeminentes. Outras características também foram tentativamente usadas para correlação (por exemplo, níveis muito espessos de arenitos ou de lamitos, feições de corte e preenchimento fluvial, níveis de sílex e concentrações grandes de escamas de peixes).

Na medida em que eram realizadas as correlações litológicas mencionadas, conferiam-se as posições das assembléias fóssilíferas de uma seção colunar para a outra. As seções colunares mais discrepantes iam sendo modificadas tentativamente para novos valores dos mergulhos e, em alguns casos, efetuando reajustes dos rejeitos verticais das falhas.

Após alcançar certa coerência entre as correlações, procurou-se checá-las através da interpretação da história do empilhamento. Ao longo das linhas de correlação provisoriamente traçadas, testou-se a sua possível equivalência a certos episódios no contexto de transgressões, regressões e modificações climáticas. Considerando que a maior parte da faixa de afloramentos estudada é paralela à paleoborda da bacia, assumiu-se que os episódios deveriam ter implicado em respostas sedimentares e paleontológicas relativamente isócronas. Os dados bioestratinômicos de assembléias de bivalves contribuíram para essas análises.

Todo o pacote sedimentar das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto na borda leste da Bacia do Paraná foi subdividido, ao final, em 11 intervalos informais de conotação cronoestratigráfica (fig. 181). De acordo com os dados da literatura, também foram realizadas correlações, de forma preliminar, com os depósitos do Estado de São Paulo (figs. 182, 183).

## 5.6. Bioestratigrafia

Um dos objetivos de todas as construções gráficas anteriores é conhecer melhor a distribuição espacial dos fósseis na borda leste da Bacia do Paraná. Foram confeccionados quadros com as amplitudes verticais dos taxons de moluscos bivalves, conchostráceos e megafósseis vegetais (figs. 190, 191 e 192), que fundamentam os zoneamentos bioestratigráficos aqui propostos.

Para a determinação das amplitudes dos fósseis, foi utilizado o quadro de correlação da fig. 181 e adaptou-se o método descrito em SHAW (1964). Tal método assume que a taxa de subsidência foi constante em um ponto da bacia, podendo ter havido taxas distintas em outros pontos, que se manifestariam pelas maiores ou menores espessuras. No caso da Bacia do Paraná, sabe-se que as taxas de subsidência num ponto não se mantiveram constantes ao longo do

tempo, tendo sido reconhecidas até fases de não-deposição ou de erosão em algumas áreas; a simples projeção das seções colunares sobre eixos cartesianos para "corrigir" as diferenças de espessura (técnica explicada em SHAW, 1964) implicaria em grandes erros.

Portanto, as amplitudes dos taxons foram determinadas pela projeção das ocorrências sobre a seção colunar composta da BR 470/SC 425, levando em consideração cada intervalo da fig. 181 separadamente. Os ajustes menores foram realizados ponderando as variações de espessuras no âmbito dos intervalos, como na técnica de SHAW (1964), no entanto sem efetuar as morosas operações de calibragem através de gráficos cartesianos. Considerando que desde a determinação da altitude dos afloramentos até a confecção final do quadro de correlação, podem ter sido acumulados erros superiores a 30 m na posição dos afloramentos, a precisão eventualmente obtida através da técnica de SHAW (1964), nesse caso, seria artificial.

Em relação aos zoneamentos propriamente ditos, as subdivisões bioestratigráficas não obedecem exatamente os modelos mencionados no Guia de Nomenclatura Estratigráfica (PETRI et al., 1986). São propostos três zoneamentos distintos, fundamentados em moluscos bivalves, conchostráceos e megafósseis vegetais, que aperfeiçoam e complementam os zoneamentos já apresentados em ROHN (1988) e ROHN & RÖSLER (1990). No capítulo 11 são esclarecidos os critérios utilizados em cada caso. Procurou-se estabelecer zonas que realmente sejam úteis nos trabalhos de campo futuros, baseando-se, na medida do possível, nos fósseis mais abundantes e mais facilmente identificáveis. Desta forma, rejeitou-se a utilização de critérios rígidos para o estabelecimento dos limites entre as zonas, como estão implícitos nas cenozonas, zonas-de-amplitude, filozonas, zonas-de-apogeu e zonas de intervalo (PETRI et al., 1986).

## 6. LITOFÁCIES

Nos depósitos das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto foram reconhecidas 32 litofácies. De acordo com a composição, texturas, estruturas ou processos sedimentares envolvidos, as litofácies foram agrupadas nos seguintes conjuntos:

- fácies siliciclásticas depositadas sob a influência (direta ou indireta) de ondas;
- fácies carbonáticas;
- coquinas;
- bone beds*
- fácies siliciclásticas de águas muito calmas;
- fácies siliciclásticas depositadas por fluxos de suspensão;
- fácies siliciclásticas depositadas por fluxos tracionais unidirecionais;
- fácies siliciclásticas eólicas;
- horizontes mosqueados;
- horizontes com nódulos.

A nomenclatura utilizada para a classificação dos carbonatos baseia-se principalmente em TERRA (1990), sendo também mencionados alguns termos definidos em FOLK (1962), DUNHAM (1962), EMBRY & KLOVAN (1971), WILSON (1975) e TUCKER (1990). O Prof. D.Dias-Brito (IGCE/UNESP) gentilmente colaborou na descrição das lâminas petrográficas de carbonatos.

Em relação às rochas siliciclásticas, geralmente foram adotadas as designações já consagradas da literatura geológica brasileira (SUGUIO, 1980; MEDEIROS & PONTE, 1981; LAVINA, 1991). Em certos casos, especialmente no que se refere às estruturas sedimentares, foram traduzidas ou adaptadas algumas expressões da língua inglesa (READING, 1978; REINECK & SINGH, 1980; LEEDER, 1982; entre outros). Algumas expressões foram mantidas como originalmente no Inglês para não introduzir ambigüidades; nesses casos, na medida do possível, são mencionados os autores que criaram as expressões.

Nas figs. 3b e 3c, que correspondem às legendas das seções colunares compostas e das seções colunares dos afloramentos, há listas mais simplificadas das litofácies. Aquelas litofácies resultantes de processos sedimentares similares, em alguns casos, foram indicadas pela mesma simbologia (por exemplo: coquinas e arenitos

coquinóides = "tempestitos conchíferos"). Nas seções colunares compostas (figs. 6, 8, 11, 14, 17, 20, etc.) e no quadro geral de correlação (fig. 181), em virtude da pequena escala vertical, apenas as litofácies mais diagnósticas para as interpretações ambientais estão representadas. No Apêndice 1 é apresentada uma descrição sumária das litologias observadas em cada afloramento.

As tabelas a seguir incluem a descrição resumida de cada litofácies, os principais exemplos observados e uma interpretação preliminar dos possíveis processos de sedimentação. No capítulo 8, as interpretações dos processos são retomadas para discutir, de forma mais ampla, os paleoambientes e os sistemas deposicionais.

## 1. FÁCIES SILICICLÁSTICAS DEPOSITADAS SOB A INFLUÊNCIA (DIRETA OU INDIRETA) DE ONDAS

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES/ ADICIONAIS/	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
1.1. ROCHAS HETEROLÍTICAS FINAS COM ESTRUTURA ONDULADA (WAVY), LENTICULAR E FLASER	Pacotes centimétricos a métricos, sem geometria, nem contatos especialmente característicos; às vezes, contato gradacional no topo e/ou na base para arenitos com estratificação cruzada por ondas ou para lamitos.	Arenitos muito finos, eventualmente com laminações cruzadas por ondas, alternados com siltitos/argilitos, formando estrutura ondulada ( <i>wavy</i> ), lenticular e <i>flaser</i> ; espessura das lâminas variável aproximadamente entre 0,5 e 40 mm; possível ocorrência de pequenas gretas de contração em um ou mais níveis.	Em vista planar, marcas onduladas com cristas quase retas, curvas ou bifurcadas. Às vezes, litofácies calcíferas ou com níveis oolíticos ou micríticos. Em alguns casos, estratos quase plano-paralelos, com aparência rítmica. Pistas e escavações freqüentes a muito abundantes. Fósseis raros, exceto algumas escamas de peixes.	Grandes pacotes na maioria dos afloramentos da Formação Teresina; menores (submétricos) em diversos afloramentos do Membro Serrinha, e alguns do Membro Morro Pelado (figs. 84-91, 94-99, 107). Estrutura <i>wavy</i> com oóides a 421 m de profundidade do poço 2-UV-1-PR (figs. 65-66).	Alternância da deposição de psamitos -sob condições de maior energia, e decantação de pelitos -nas fases de águas calmas; eventual exposição subaérea. Semelhanças a fácies ilustradas em REINECK & WUNDERLICH, (1968), RAAF et al. (1977) e vários outros. Há discussões quanto à origem: em planícies de marés, ou em plataformas esporadicamente afetadas por ondas?
1.2. ARENITOS FINOS ONDULADOS	Estratos delgados de base plana e topo ondulado de 2 a 6 cm de espessura; às vezes, sobreposição de 3 ou mais estratos ondulados paralelos.	Arenitos finos maciços (por intemperismo?); ondulações do topo com cristas retas ou bifurcadas com comprimento de onda = 20 a 30 cm e amplitude = 1 a 3 cm; presença de finas películas de argilito ( <i>flaser</i> ) entre os estratos de arenitos.	Fósseis raros, exceto algumas escamas de peixes.	Em diversos níveis da Formação Teresina e do Membro Serrinha (figs. 106, 110).	Interpretação semelhante à anterior, porém com preponderância dos processos deposicionais de maior energia, provavelmente relacionados a fluxos oscilatórios, sem erosão dos estratos ondulados mais antigos.

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES/ ADICIONAIS/	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
1.3. ARENITOS FINOS COM LAMINA- ÇÕES CRU- ZADAS POR ONDAS	Pacotes com espessuras variadas, em geral menores que 0,5m, sem geometria definida. Associação a diversas outras litofácies (lateral a 9.1., entre 1.1., acima de 1.4., acima de 6.1., etc.).	Arenitos finos com ondulações cavalgantes, geralmente truncadas pelos conjuntos de ondulações subseqüentes; comprimentos de onda inferiores a 20 cm e amplitudes geralmente menores que 2 cm.	Ocorrência eventual de filmes pelíticos ou <i>flaser</i> . Icnofósseis do tipo escavações bastante comuns.	Baixa freqüência na Formação Teresina, destacando-se um pacote com mais de 1 m de espessura no km 109,9 da PR 90. Ocorrências comuns no Membro Serrinha (figs. 100-101, 113).	Suspensão e rápida redeposição de material sob influência de fluxos oscilatórios, envolvendo repetidos episódios de erosão das cristas dos arenitos ondulados subjacentes. Semelhança aos arenitos com <i>intricately interwoven x-lamination</i> em RAAF et al. (1977).
1.4. ARENITOS COM ESTRATIFICA- ÇÃO CRUZADA <i>HUMMOCKY</i> OU GRANDES ON- DULAÇÕES	Geometria lenticular ou tabular por amalgamação de lentes, com espessuras de 0,15 a 0,6m. Contato inferior plano, abrupto, provavelmente erosivo, mas não irregular, sem marcas de sola e normalmente sem intraclastos do estrato subjacente; superfície superior ondulada ou quase plana.	a) Arenitos finos a muito finos com estratificação cruzada <i>hummocky</i> com comprimentos de ondas entre 0,6 e 3,0 m e amplitudes entre 5 e 25 cm. b) Arenitos muito finos sem estruturas internas preservadas, exceto algumas grandes marcas onduladas em alguns níveis e no topo, com comprimentos de onda de 0,6 a 1,0 m e amplitude de até 25 cm.	Ocorrência também de arenitos com "microhummockys" (comprimentos de onda inferiores a 1 m, fig. 113).	Exemplos de "a" comuns na Formação Teresina e alguns mais espessos (amalgamados?), encontrados no Membro Serrinha. Exemplos de "b" na pedreira de Fluviópolis (fig. 111, Formação Teresina) e no km 42 da BR 153 em Santo Antônio da Platina (Formação Rio do Rasto).	Deposição por fluxos oscilatórios de grande energia induzidos por ventos durante grandes tempestades, havendo dúvidas quanto à participação ou não de correntes unidirecionais (DUKE, 1985, 1987; SWIFT & NUMMEDAL, 1987; LAVINA, 1991). Semelhança a exemplos de mares epicontinentais em HARMS et al. (1975), DOTT & BOURGEOIS (1982), SEILACHER & AIGNER (1991) e vários outros, e de lagos em EYLES & CLARK (1986).
1.5. ARENITOS COM GEOMETRIA SIGMÓIDE E ESTRATIFICA- ÇÃO CRUZADA "ONDULADA"	Comprimento das sigmóides até superior a 10 m; altura máxima até 1,6 m. Contato inferior abrupto, mas sem evidências de erosão.	Arenitos médios mostrando, em corte transversal, estratificação cruzada tabular truncada por "sets" ondulados similares à estratificação cruzada <i>hummocky</i> .	A litofácies ocorre em proximidade vertical a depósitos influenciados por ondas. No km 17,4 da BR 153, os arenitos de uma sigmóide são mais finos e calcíferos. Na porção basal de outra sigmóide, há abundantes conchas de bivalves.	Exemplos na base da Formação Rio do Rasto na região de Jacarezinho, BR 153, km 17,2, 17,4, 20,2 (figs. 114, 122) e provavelmente também no km 42 da BR 153, em Santo Antônio da Platina.	Fluxos predominantemente unidirecionais com muito material em suspensão, porém com o topo retrabalhado por ondas; gênese possivelmente relacionada a correntes induzidas por ondas de tempestade (DUKE, 1985; LAVINA, 1991).

cont.

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES/ ADICIONAIS/	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
1.6. ARENITOS COM "SCALLOPED CROSS BEDDING" (?)	As porções com as estruturas têm espessuras de 10 a 30 cm e o pacote todo que as contém apresenta espessura superior a 2,0 m.	Estratificação "cruzada" com aspecto de <i>hummocky</i> invertido (em forma de cuia), de baixo ângulo, com pequena extensão lateral, intercalada entre porções com lâminas plano-paralelas.	As estruturas não foram observadas em três dimensões, o que torna a identificação da estrutura pouco segura.	Pedreira de Jacarezinho, na porção basal da Formação Rio do Rasto (fig. 115).	"Scalloped cross bedding" é originado por correntes e deposição de muito material que estava em suspensão e, nesse caso, provavelmente teve influência de tempestades (cf. RUBIN, 1987; LAVINA, 1991).
1.7. ARENITOS COQUINÓIDES	Estratos aparentemente tabulares de 1 a 10 cm de espessura, apresentando contato inferior erosivo e contato superior plano a levemente ondulado (comprimento de onda = 10 cm). Alguns estratos de coquinas de ostracodes com até 40 cm de espessura.	Arenitos finos a muito finos com grande abundância de bivalves e/ou ostracodes distribuídos caoticamente (parte da rocha geralmente suportada por bioclastos); concentração das conchas ou carapaças ao longo de todo o estrato, ou apenas na base, ou também em mais um ou dois outros níveis; às vezes, gradação vertical da porção coquinóide para arenitos maciços, sem fósseis. Valvas dos moluscos inteiras, geralmente pequenas, algumas raras articuladas fechadas, mas não na posição de vida. Valvas dos ostracodes também inteiras.	No caso em que as conchas dos bivalves ou as carapaças dos ostracodes foram dissolvidas pelo intemperismo atual, a rocha frequentemente tornou-se muito friável ou sofreu solapamento pela pequena quantidade de matriz que restou para suportar a pressão exercida pelas rochas sobrejacentes.	Litofácies com bivalves frequente no Membro Serrinha (ex.: km 262,9 da BR 376, figs. 120, 173.1) e na base do Membro Morro Pelado, com bivalves quase sempre preservados como moldes. Melhores exemplos de coquinas de ostracodes encontrados no Membro Serrinha (km 263 da BR 376, km 100,5 da BR 373) e mais raramente na Formação Teresina (km 249,4 da BR 376).	A deposição da litofácies provavelmente foi causada por fluxos oscilatórios de tempestade. Os sedimentos e os bioclastos eram colocados em suspensão e depositados rapidamente de acordo com a sua velocidade de decantação, resultando nas gradações verticais na rocha. Situações com dois ou mais níveis coquinóides num mesmo estrato são explicáveis pelas variações da energia das ondas durante as tempestades. Os bioclastos provavelmente são alóctonos, quase todos representados por valvas previamente desarticuladas, e alguns por bivalves possivelmente exumados violentamente do substrato do habitat original ainda vivos em consequência da tempestade. No caso dos estratos mais espessos com ostracodes, provavelmente já havia grande concentração prévia das carapaças.
1.8. OUTROS ARENITOS FOSSILÍFEROS INFLUENCIADOS POR ONDAS	Corpos geralmente tabulares com espessuras diversas (submétricos)	Arenitos muito finos a finos, geralmente maciços, concentrando, em um ou mais níveis (1 a 20 mm), conchotráceos, ostracodes, caules, e excepcionalmente, peixes inteiros.	(Os <i>bone beds</i> de restos de peixes e ossos são tratados no item 4 desse capítulo)	No km 42 da BR 153, tal litofácies ocorre com grandes concentrações de conchotráceos (fig. 118 em ROHN, 1988) e peixes completos (fig. 119).	A deposição dessa litofácies provavelmente foi condicionada por ondas de tempestades. A preservação dos peixes praticamente inteiros é explicável por sepultamento catastrófico.

## 2. FÁCIES CARBONÁTICAS

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES/ ADICIONAIS/	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
2.1. CALCARENITOS ESPÁTICOS OOLÍTICOS COM BIVALVES	Corpos aproximadamente tabulares de 5 a 40 cm de espessura, em geral, isolados e intercalados entre espessos siltitos; às vezes, calcários decimétricos sucessivos separados por finos siltitos (1 a 8 cm), constituindo pacotes de até 1,5 m de espessura; topo eventualmente ondulado, com cristas retas ou bifurcadas, recoberto por película de folhelho com pequenas gretas de contração.	Poucas estruturas internas preservadas, exceto quando há bioclastos ou filmes intercalados de granulometria fina; valvas desarticuladas de moluscos comumente concentradas próximo à base dos calcarenitos, recorrendo em um ou vários outros níveis do mesmo estrato; valvas em disposição caótica a horizontal num único plano ou formando porções coquinóides (1 a 4 cm) com diminuição gradual da sua abundância ascendente. Variações também laterais. Diversos calcarenitos parcial ou totalmente silicificados.	Oóides bastante diversificados: a) quase todos com cristais fibroradiados finos superimpostos a envelopes concêntricos, mais evidentes próximo às suas bordas; diversos oóides esféricos, com dimensões entre 320 e 550 micra, e outros oóides elipsóides; b) raros oóides policompostos; c) alguns recobertos por material carbonático maciço, provavelmente oncolítico. Presença de oóides fragmentados. Alguns núcleos constituídos por valvas de ostracodes, às vezes, articuladas fechadas com preenchimento de calcita espática.	Em afloramentos e testemunhos de poços da Formação Teresina, com bons exemplos nas pedreiras de Fluiópolis (figs. 57-58, 171.1) e Prudentópolis (figs. 59-62) e também na região de Cândido de Abreu (fig. 63). Exemplo de calcarenito com intercalação siliciclástica no testemunho 5 do poço 2-UV-1-PR; na porção siliciclástica, presença de intercalações submilimétricas de oóides (figs. 65-66).	Oóides e conchas retrabalhados do seu ambiente de origem e transportados, provavelmente sob influência de tempestades, para ambiente de sedimentação caracterizado, no dia-a-dia, por lenta decantação de material siliciclástico fino. Situação semelhante à descrita por HANFORD (1985). Oóides semelhantes aos tipos 3, 4 e eventualmente 6 de STRASSER (1986).
2.2. CALCARENITOS OOLÍTICOS COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA SIGMOIDAL	Corpo próximo a Carlópolis com 1,2 m de espessura e mais de 25 m de extensão, tendendo a lenticular; possível exemplo da PR 90 com apenas 0,2 m de espessura.	Calcarenito com estratificação cruzada formada por lâminas bem tangenciais na base e no topo, com granocrescência ascendente; no exemplo de Carlópolis, paleocorrente para Nor-Nordeste.	Na PR 90, abaixo do calcarenito com a possível estratificação sigmoidal, há outro calcarenito (6 cm) com topo ondulado, apresentando oncolitos, fragmentos de conchas e intraclastos não carbonáticos.	Ocorrência na Formação Teresina, a 20,8 km de Ribeirão Claro na estrada para Carlópolis (fig. 64), e talvez no km 109,7 da PR 90 (tratando-se alternativamente de flanco de "HCS").	Semelhança ao corpo de calcarenito oolítico mais alto da pedreira de Taguaí (SUGUIO et al., 1974; PETRI & COIMBRA, 1982). Deposição condicionada por processos de suspensão por fluxos unidirecionais, possivelmente induzidos por tempestades.

cont.

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES/ ADICIONAIS/	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
2.3. CALCILUTITOS A CALCIRRUDITOS MICRÍTICOS BIOCLÁSTICOS	Estratos tabulares de 3 a 5 cm de espessura e extensão > 10 m; contato inferior erosivo, às vezes, com pequenos intraclastos pelíticos concentrados próximo à base; contato superior também com mudança abrupta de fácies (para siltito calcífero ou arenito com <i>micro-hummockys</i> ).	Calcário com matriz micrítica e grande quantidade de bivalves, dispostas quase sempre do modo caótico, em parte, suportadas pela matriz (calcilutito), mas com porções suportadas pelos bioclastos (calcirrudito), podendo as valvas estar soldadas entre si (devido à diagênese); valvas inteiras ou fragmentadas, havendo alguma seleção por tamanho. Presença de alguns grãos de quartzo e oóides.	Outras denominações possíveis para a litofácies: biomicrito (FOLK, 1962) ou <i>wackestone</i> a <i>floatstone</i> (DUNHAM, 1962; EMBRY & KLOVAN, 1971).	Melhores exemplos no km 17,1 da BR 153 (Formação Teresina) e na gruta próximo a Lambari (fig. 75, base do Membro Serpinha).	Deposição dos bioclastos sob condições de alta energia, provavelmente por ondas de tempestade (evidenciada pela superfície basal erosiva e a disposição caótica das conchas); matriz micrítica possivelmente resultante da infiltração da lama calcária entre os bioclastos, tendo decantado após a passagem da tempestade (cf. TUCKER, 1990 in TUCKER & WRIGHT, 1990); porções com valvas suportadas pela matriz talvez resultantes da remobilização das conchas por organismos bioturbadores.
2.4. CALCILUTITOS COM ONCÓIDES E MICROFÓSSEIS	Corpos aproximadamente tabulares de 4 a 5 cm de espessura, em contato gradacional com o calcário maciço subjacente (com cerca de 60 cm de espessura) ou com superfície basal irregular, mas aparentemente sem descontinuidade faciológica marcante.	Macroscopicamente, calcários cinza com grande abundância de pequenos corpos elipsóides a esféricos de 1,5 a 5mm de comprimento (ou diâmetro), concentrados principalmente perto da base, mas também dispersos na matriz. Ao microscópio, matriz com pelóides obscuros, provável bioturbação, havendo porções margosas; presença de alguns grãos de quartzo. Corpos elipsóides - prováveis oncóides - caracterizados por núcleo grande alterado e/ou micritizado envolvido por laminações concêntricas, nem sempre bem preservadas. Ocorrência de muitos microfósseis e alguns macrofósseis.	Outras possíveis classificações: calcilutitos (TERRA, 1990); <i>wackestones</i> a <i>floatstones</i> (DUNHAM, 1962; EMBRY & KLOVAN, 1971) ou biopelmicrito (FOLK, 1962). Enorme quantidade de ostracodes em posição caótica, raramente com valvas fechadas (nesse caso, com preenchimento espático), algumas deformadas e fragmentadas por compactação; algumas conchas pequenas de bivalves; possível presença de espículas de esponjas; uma folha de licófita permineralizada por sílica; um exemplar de possível foraminífero aglutinante	Dois níveis (J e K) do afloramento do km 51,9 da BR 153; nível mais alto com corpos elipsóides mais homogêneos e menores, distribuídos mais homogênea-mente (figs. 67-69, 70.4, 71-73).	Entre as microfácies-padrão definidas por WILSON (1975) e FLÜGEL (1982), assemelha-se mais à SMF 22 ( <i>micrite with large oncoids, wackestone or floatstone</i> ), correspondente a ambientes de baixa energia, águas rasas atrás de recifes, nas margens de pequenos corpos d'água e canais; porém há diferenças quanto à quantidade menor de oncóides, volume maior de matriz micrítica com pelóides, além da abundância maior de ostracodes. De qualquer forma, o caráter pelóide, em si, sugere ambiente deposicional restrito, calmo, raso, sem aporte significativo de material terrígeno (WRIGHT, 1990). Os oncóides são similares aos micro-oncóides apresentados por WRIGHT (1990), originados em ambientes de perimare muito rasos. As questões ambientais voltam a ser discutidas no capítulo 8.

cont.

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES/ ADICIONAIS/	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
2.5. CALCÁRIOS OU ARENITOS CALCÍFEROS COQUINÓIDES COM ONCÓIDES	Não observada geometria definida nesses calcários, ocorrendo normalmente tabulares, com 5 a mais de 30 cm de espessura. Algumas amostras com oncóides encontradas "roladas", não possível determinar as dimensões e as relações de contato.	Calcários (em parte, calcilutitos a calciruditos micríticos) ou arenitos calcíferos com oncóides esféricos ou mais freqüentemente "micro-estromatólitos" desenvolvidos sobre conchas de bivalves, alcançando até cerca de 2 cm de diâmetro, concentrados ou dispersos na matriz, orientados caoticamente; lâminas de alguns oncóides não perfeitamente concêntricas; alguns "micro-estromatólitos" apresentando colunas e espaço intercolunar com aprisionamento de pequenas conchas.	Nas proximidades de Jundiá do Sul, grande concentração de oncóides e fragmentos de conchas nos 5 cm superiores de calcário silicificado tabular com <i>microhummocky</i> e ocorrência também no topo de outro corpo calcário maciço. Presença também de ostracodes.	Principais ocorrências: a) Formação Teresina: km 67,9 da estrada Ribeirão do Pinhal-Jundiá do Sul-trevo da BR 153 (fig. 70.2); pedra de Rio Preto; talvez no km 51,2 da BR 153 (fig. 70.3); b) porção inferior da Formação Rio do Rasto: km 291,8 da BR 277; estrada Platina-trevo BR 153, a 4,1 km do trevo; c) posição estratigráfica incerta: proximidades de Juá (fig. 70.1).	Comunidades de cianobactérias fixaram-se nas superfícies convexas de conchas de bivalves disponíveis sobre o substrato, desenvolvendo os microestromatólitos ou oncólitos, variando conforme a possibilidade de rolamento das estruturas. Eventos de maior energia, provavelmente por ondas de tempestade, transportaram, misturaram e sepultaram os bioclastos. Maiores detalhes sobre a interpretação são fornecidos em ROHN & FAIRCHILD (1986). LEINFELDER & HARTKOPF-FRÖDER (1990) descreveram oncóides convexo-côncavos muito semelhantes do Oligoceno da Bacia de Mainz (Alemanha), desenvolvidos por acreção anual das lâminas em ambiente lacustre; ao invés de colunas, apresentam pústulas que refletiriam ligeira sedimentação de terrígenos.

cont.

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES ADICIONAIS/ FÓSSEIS	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
2.6. BIOLITITOS (ESTROMATÓLI- TOS)	Em Prudentópolis, bióstromo com extensão lateral superior a 150 m e espessura bastante irregular (provável relevo original) entre 10 e 60 cm; base plana, sobrepondo calcarenito oolítico; topo ondulado irregularmente, sobreposto por folhelho cinza escuro.	Em Prudentópolis, estromatólitos propriamente ditos reconhecidos no máximo nos 25 cm basais do bióstromo; colunas de estromatólitos cilíndricas, lateralmente adjacentes, com cerca de 7 cm de altura por 5 cm de diâmetro, apresentando bandas semi-concêntricas de 2 a 4 mm de espessura (em corte, parecendo "U's" invertidos), possivelmente resultantes da silicificação, talvez não refletindo a laminação primária dos estromatólitos.	Nas lâminas confeccionadas dos estromatólitos de Prudentópolis, não foi possível observar filamentos de cianobactérias, nem a laminação original, obliterada pela silicificação. A porção superior do bióstromo encontra-se muito alterada, com muitas fraturas e, em algumas porções, apresenta aspecto brechado e ligeiramente cavernoso, possivelmente resultante de alteração intempérica antes do seu sepultamento.	Raras ocorrências indubitáveis na Formação Teresina (pedreira nova de Prudentópolis, figs. 77-78). Possíveis estromatólitos (horizontes silicificados) observados a 19,3 km de Ribeirão Claro, na estrada para Carlotópolis, e nos afloramentos a 5,3 e 6,3 km de Santo Antônio da Platina, na estrada para Ribeirão do Píñhal (ROHN, 1988); outras ocorrências duvidosas no km 20 e km 17,4 da BR 153. Ocorrências dignas de nota próximo a Fartura (SP), registradas por FAIRCHILD et al. (1991).	As cianobactérias dos estromatólitos de Prudentópolis desenvolveram-se provavelmente em corpo d'água restrito, talvez hipersalino, protegidos dos herbívoros raspadores, tendo aproveitado o calcarenito como substrato para a colonização. Após provável fase de exposição subaérea por ressecamento do corpo d'água, foram novamente submersos e recobertos por pelitos, em condições de baixa energia. Os estromatólitos são distintos de todas formas observadas da literatura, o que pode ser reflexo, porém, das suas modificações epigenéticas. Há ligeiras semelhanças aos exemplares da Fig. 2A em SCHUBERT & BOTTJER (1992) do Triássico Inferior de Nevada (EUA), interpretados como formas marinhas costeiras desenvolvidas após as extinções em massa do limite permotriássico.
2.7. OUTROS CALCÁRIOS	Corpos tabulares com até 50 cm de espessura, geralmente intercalados entre pelitos, calcíferos ou não.	Corpos muito compactos, maciços ou com bandas plano-paralelas, cinza ou esbranquiçados; prováveis calcarenitos a calcilutitos, mas não investigados em lâminas petrográficas.	Na porção inferior da Formação Rio do Rasto foram observados prováveis calcários completamente alterados, pulverulentos, cor de café, de até 30 cm de espessura.	Porção superior da Formação Teresina e em alguns níveis da Formação Rio do Rasto, principalmente na região nordeste do Estado do Paraná (fig. 107, na parte superior).	São necessários estudos mais detalhados para a sua interpretação.

## 3. COQUINAS

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES/ ADICIONAIS/	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
3.1. COQUINAS	Corpos extensos, mas com acunhamentos laterais, alcançando até 60 cm de espessura; geralmente intercalados entre rochas heterolíticas finas com estrutura ondulada ( <i>wavy</i> ) e lenticular, sem evidência nítida de superfície basal erosiva.	Depósitos formados exclusivamente por conchas (e eventuais outros bioclastos), sem matriz. Valvas predominantemente fragmentadas, com algumas raras inteiras e até articuladas fechadas, com dimensões pequenas, mas sem boa seleção; num exemplo, valvas relativamente inteiras; disposição dos bioclastos caótica, porém, devido ao denso empacotamento, tendência à orientação horizontal; estrutura maciça, sem gradadações verticais.	Além dos bivalves, presença eventual de folhas e pequenos caules permineralizados por sílica, e oncóides	Alguns afloramentos da Formação Teresina como na estrada entre Prudentópolis e a BR 277, a 1,5 km do trevo dessa rodovia (fig. 166.4); na BR 280, a 6,2 km de Canoinhas (fig. 172.2); pedreira de Rio Preto (fig. 171.3); poço 2-MC-1-SC, a 1250,5 m de profundidade (fig. 76).	As conchas foram retrabalhadas repetidas vezes, sofrendo fragmentação, com adição esporádica de conchas novas e dos restos vegetais previamente "petrificados", até o evento de sepultamento final, provavelmente por ondas de tempestade. No processo, toda a areia e sedimentos mais finos foram removidos (KIDWELL, 1989). Na ocorrência da região de Prudentópolis, onde as conchas estão mais inteiras, o retrabalhamento pode ter ocorrido num episódio único.

## 4. BONE BEDS

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES/ ADICIONAIS/	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
4.1. <i>BONE BEDS</i> DE RESTOS DE PEIXES EM FINOS ESTRATOS HORIZONTAIS	Estratos tabulares de grande extensão lateral com até cerca de 6 mm de espessura. Aqui incluídos também os pavimentos de escamas, de espessuras desprezíveis. Rochas adjacentes geralmente pelíticas.	"Farinha de peixe" composta por pequenas escamas e dentes, relativamente bem selecionados quanto ao tamanho; estrutura dos estratos maciça.		Ocorrências mais frequentes no nordeste do Estado do Paraná, na porção inferior da Formação Rio do Rasto (ex.: km 20 da BR 153).	A litofácies pode representar possíveis níveis condensados, originados pela gradual deposição hemipelágica dos restos de peixes, mais provavelmente nas fases de subida do nível de base, quando havia pouco aporte de sedimentos do continente (cf. KIDWELL, 1989; VAN WAGONER et al., 1990; EINSELE & BAYER, 1991).

cont.

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES/ ADICIONAIS/	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
4.2. <b>BONE BEDS DE RESTOS DE PEIXES NA BASE DE CORPOS ARENÍTICOS</b>	Porções ricas em restos de peixes com 2 a 6 mm de espessura na base de corpos areníticos.	Ligeira granodescendência ascendente dos restos de peixes na base dos arenitos. Segundo J.C. CASTRO (comun. verbal, 1993), há presença de grãos de glauconita.	Na BR 470, os corpos areníticos têm espessuras da ordem de 1 m, sobrepostos e sotopostos por rochas heterolíticas mais finas com ligeira estrutura <i>wavy</i> e gretas de contração; segundo J.C. CASTRO (comun. verbal, 1993), formam ciclos granodescendentes.	Melhores exemplos encontrados na parte inferior da Formação Rio do Rasto, no km 195,5 da BR 470 (figs. 123-124).	Segundo J.C. CASTRO (comun. verbal, 1993), os arenitos representariam a parte inferior de ciclos de maré, onde os restos de peixes e a glauconita teriam sido retrabalhados em contexto de inframaré, mas concentrados previamente nas fases de subida do nível do mar; cada ciclo representaria um "PAC" ( <i>Punctuated Aggradational Cycle</i> , GOODWIN & ANDERSON, 1985). No presente trabalho, a litofácies é interpretada como tempestito, com retrabalhamento de restos previamente concentrados.
4.3. <b>BONE BEDS LENTICULARES DE RESTOS DE PEIXES</b>	Lentes com até 5 cm de espessura e extensão variável, geralmente intercaladas entre rochas pelíticas e apresentando contato inferior erosivo.	Concentrações grandes de escamas e dentes de peixes mal selecionados, geralmente cimentados por carbonato ou com matriz pelítica, apresentando estrutura maciça. Eventual mistura também com intraclastos arrancados do leito subjacente (Jacarezinho).	O <i>bone bed</i> da BR 470 é recoberto por fina película folhelhóide com pequenas gretas de contração; gretas também são reconhecíveis poucos centímetros abaixo desse nível. Em Jacarezinho, o nível com os restos de peixes é totalmente irregular, havendo também pequenos "bolsões" desse material um pouco acima da superfície de erosão.	Litofácies mais comum na porção inferior da Formação Rio do Rasto, com melhores exemplos no km 195, 2 da BR 470 (fig. 180.5) e na pedreira de Jacarezinho do km 20,2 da BR 153 (fig. 116, 180.2).	Restos de peixes provavelmente concentrados e depositados por evento de maior energia que erodiu o substrato e depositou os bioclastos como partículas mais pesadas, tendo removido os sedimentos mais leves. Os restos já podiam estar concentrados previamente (por condensação estratigráfica), mas o sepultamento final ocorreu acima da base de ondas de tempestade ou mesmo em águas muito rasas, o que é sugerido pela associação aos pelitos com gretas de contração.
4.4. <b>BONE BED DE FRAGMENTOS DE OSSOS DE TETRÁPODES</b>	Estrato aparentemente tabular com cerca de 15 cm de espessura; fragmentos de ossos concentrados principalmente em três horizontes, com cerca de 3 cm cada.	Arenito fino alterado maciço. Porções mais ricas em ossos alternadas com as mais pobres, em horizontes plano-paralelos relativamente irregulares. Ossos maiores concentrados na porção superior do estrato.	Os estratos adjacentes denotam a influência de ondas na sua deposição.	Afloramento no km 17,4 da BR 153, próximo a Jacarezinho (PR), na porção inferior da Formação Rio do Rasto (fig. 121).	O estrato com ossos provavelmente foi depositado sob a influência de ondas de tempestade, com variações da energia hidráulica durante a sua deposição. Os ossos já deviam estar concentrados previamente ao seu retrabalhamento.

## 5. FÁCIES SILICICLÁSTICAS DE ÁGUAS MUITO CALMAS

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES/ ADICIONAIS/	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
5.1. SILTITOS E ARGILITOS CINZA MACIÇOS	Pacotes sem geometria e dimensões definidas, geralmente tabulares, podendo alcançar 2,0 m de espessura.	Siltitos e argilitos maciços ou com ligeira laminação plano-paralela, cinza-escuros a cinza-claros, às vezes, calcíferos, podendo conter megafósseis vegetais. Eventualmente, existem grandes e profundas gretas de contração (fig. 83). Pode haver gradação vertical de arenitos para argilitos (fig. 104).	No pacote de siltitos calcíferos da pedra de Rio Preto, além de vegetais fragmentados dispersos, há um nível com grande abundância de briófitas e ramos de coníferas (fig. 103). Na pedra velha de Prudentópolis, o silito calcífero com vegetais sobrepõe um tempestito de calcarenito oolítico com bivalves. Na pedra nova de Prudentópolis, folhelho escuro recobre um estrato conspicuo com estromatólitos. No Membro Serrinha, a 44,4 km de Cândido de Abreu, há lente carbonosa de poucos metros de extensão e espessura máxima de 20 cm, também com vegetais.	Na Formação Teresina, as litofácies essencialmente maciças são bastante raras. Há exemplos com megafósseis vegetais e outros fósseis nas pedreiras velhas de Prudentópolis (fig. 59 e 77, na parte superior), Fluviópolis e em Rio Preto. No Membro Serrinha, ocorrem siltitos escuros acima de litofácies mais arenosas verde-amareladas (fig. 125).	As litofácies com megafósseis vegetais devem ter sido depositadas perto da costa. Os casos com estrutura maciça poderiam indicar o caráter muito fluido da lama depositada e destruição da laminação por perda de água. Aparentemente não há bioturbação, pois essa teria destruído os vegetais; sua falta poderia ser explicada por sedimentação rápida da lama e/ou condições redutoras do fundo do corpo d'água. A segunda hipótese é corroborada, às vezes, pela ocorrência de cristais de pirita nas litologias mais finas da Formação Teresina. A lente com material carbonoso no Membro Serrinha a 44,4 km de C. Abreu deve representar a preservação excepcional de pequeno pântano costeiro.

cont.

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES ADICIONAIS/ FÓSSEIS	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
5.2. SILTITOS E ARGILITOS VERDES OU VERMELHOS MACIÇOS OU FINAMENTE LAMINADOS	Pacotes de 20 a mais de 100 cm de espessura, aproximada- mente tabu- lares, mas sem base e topo definidos.	Siltitos e mais rara- mente argilitos, além de "lamitos" (= mistura de siltitos de certa proporção de grãos da fração areia muito fina e argila), geralmente maciços, ou com alguma laminação plano-paralela., ou com ligeira variação granulométrica ver- tical. Laminação plano-paralela sutil melhor perceptível nos testemunhos de poços. Argilitos puros geralmente apresentando micro- falhas, com faces espelhadas. Gretas de contração muito raras; evidên- cias de possível início de pedogênese em alguns níveis.	Quando intemper- izadas, as rochas apresentam fratura conchoidal e em- pastilhamento típico. Essas li- tologias são as mais ricas em fósseis: me- gafósseis vegetais, bivalves, conchos- tráceos, escamas de peixes e outros, todos relativa- mente bem preser- vados. As situa- ções bioestra- tinômicas são bas- tante variáveis, incluindo a ocor- rência de bivalves na posição de vida.	Litofácies pre- dominante na Formação Rio do Rasto, es- pecialmente na parte inferior do Membro Morro Pelado (figs. 132, 133, 134, 173.2-3, 174.1).	Os pelitos provavelmente foram depositados em águas calmas, relativa- mente próximo às margens do corpo d'água, em geral, de modo lento, porém ocasionalmente por fluxos de suspensão diluídos ("cauda fina"), tendo sepultado rapidamente os bivalves na posição de vida e/ou causado o transporte e a deposição de conchostráceos e megafósseis vegetais. Esses sedimentos raramente experimen- tavam exposição subaérea ou, se isso acontecia, provavelmente houve o retrabalhamento posterior da maioria dos níveis gre- tados ou alterados por pe- dogênese sem deixar mui- tas evidências. A cor ver- melha dos depósitos, em- bora possa ser diagené- tica, pode indicar fonte sedimentar laterítica, que indicaria alternância de estações secas e chuvosas bastante marcante.

## 6. FÁCIES SILICICLÁSTICAS DEPOSITADAS POR FLUXOS DE SUSPENSÃO

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES/ ADICIONAIS/	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
6.1. ARENITOS COM LAMINAÇÕES ONDULADAS CAVALGANTES E/OU GEOMETRIA LOBADA (LOBOS DE SUSPENSÃO)	Corpos com geometria lobada ou sigmóide, bastante variáveis quanto à extensão e à espessura (respectivamente, alguns metros a poucas dezenas de metros por 0,2 a 1,5 m). Contato inferior abrupto, mas sem evidências de erosão dos estratos subjacentes, nem presença de marcas de sola ou clastos maiores. Contato superior também abrupto, geralmente com sobreposição por lamitos. Ocorrência típica de compensação de espessura dos lobos sucessivos, normalmente separados entre si por finos estratos de lamito.	Corpos de arenitos finos a muito finos, esbranquiçados ou avermelhados com ondulações cavalgantes (nem sempre evidentes). Nos depósitos com granulometrias mais finas, ângulos de cavalgamento das ondulações muito mais altos (20° a 50°), com o <i>stoss</i> preservado. Em corpos com exposições longitudinais extensas, bem preservados, é possível reconhecer que as porções proximais apresentam granulometria ligeiramente mais grossa, condicionando ligeira granocrescência ascendente. Eventualmente existem estruturas indicativas de escape de fluidos na parte superior dos corpos.	Em certos casos (ex.: na PR 239, a 26,7 km de Cândido de Abreu, fig. 73 em ROHN, 1988), ocorreram injeções de lama do substrato ainda muito mole para o interior do corpo de areia, evidenciado deposição abrupta de grande volume de areia. Às vezes (ex.: a cerca 14,9 km de Cândido de Abreu, na PR 487), os corpos passam lateralmente para um pacote rítmico com aspecto deformado (por compactação diferencial, fig. 142). Há outras variações, o que provavelmente tornará necessário, no futuro, classificar os lobos de suspensão em algumas subfácies. Não foram encontrados fósseis nessa litofácies.	Litofácies muito freqüente na porção superior da Formação Rio do Rasto, mas observada quase desde a sua base. Há belíssimas exposições na BR 116 (figs. 138, 141), na BR 470 (figs. 134, 137), na PR 239/487 (fig. 142) e também existem bons exemplos de ondulações cavalgantes em testemunhos de poços (figs. 139-140).	Os lobos de suspensão da Formação Rio do Rasto foram reconhecidos pela primeira vez por CASTRO & MEDEIROS (1980) e descritos por ROHN (1988), LAVINA (1991) e LANZARINI et al. (1992). Foram originados por fluxos hiperpicnais rapidamente desacelerados. Os corpos assemelham-se aos exemplos apresentados por DELLA FÁVERA (1984; 1990), MEDEIROS & PONTE (1981). São similares a barras de desembocadura de ambientes lacustres descritas por JOPLING & WALKER (1968), FLORES (1975), FARQUHARSON (1982) e MARTINSEN (1990), e a depósitos de rompimento de dique marginal (crevassas) em SCHÄFER & SNEH (1983) e MADER & RDZANEK (1985); LAVINA (1991) também interpretou alguns corpos menores como crevassas. A rápida passagem lateral dos corpos lobados para ritmitos poderia ser causada por interferência de dois ou três fluxos concorrentes, desacelerados não uniformemente devido a irregularidades topográficas (cf. NEMEC et al., 1988).

cont.

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES ADICIONAIS/ FÓSSEIS	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
6.2. ARENITOS E SILTITOS EM ESTRATOS INCLINADOS	Corpos com extensão lateral relativamente grande e espessuras próximas a 1 m ou excepcionalmente mais de 3 m. Base dos corpos plana e abrupta, sem evidências de erosão; contato superior também abrupto, plano ou tendendo a convexo (geometria de lobo?).	Proporções variadas de arenitos e lamitos alternados (às vezes, exclusivamente lamitos) em estratos inclinados em relação ao mergulho original da bacia (5° a 10°). Contatos entre os estratos inclinados, quando observados em detalhe, aparentemente difusos. Forma dos estratos, vistos em corte, tabular inclinada ou ligeiramente tangencial à base (nos corpos de granulação mais fina), ou cuneada, com espessamento das porções areníticas para a extremidade distal. Espessura máxima de cada "set" inclinado tabular entre 5 e 40 cm, alcançando 1 m naqueles de forma cuneada. Sem estruturas internas preservadas nos arenitos.	Há conchostráceos dispersos nos lamitos inclinados. No exemplo com os estratos inclinados cuneados, onde as porções mais espessas dos arenitos recobrem os lamitos, parecem existir estruturas de sobrecarga.	Litofácies verificada apenas a partir da porção média da Formação Rio do Rasto, em 8 afloramentos e possivelmente no poço 2-LI-1-SP, a cerca de 1215 m de profundidade. Estratos inclinados cuneados bem desenvolvidos no afloramento a 29,6 km de Cândido de Abreu, na PR 239 (fig. 143). Estratos inclinados tabulares com proporções aproximadamente equitativas de arenitos e siltitos no km 106,5 da BR 116 (fig. 144). Estratos inclinados predominantemente silticos no km 72,7 da PRT 153 (fig. 145).	LAVINA (1991) interpretou os estratos inclinados como depositados em "onlap" sobre as camadas mais antigas; as diferenças de mergulho seriam devidas a perturbações tectônicas. No entanto, sua posição também oblíqua em relação aos corpos sobrejacentes e as outras características descritas, permitem supor que a disposição inclinada seja original, muito embora haja dificuldades para explicar a deposição dos lamitos nos planos inclinados. Os exemplos mais semelhantes encontrados na literatura são siltitos com estratificação <i>epsilon</i> em HASZELDINE (1984) e estratos inclinados de arenitos (muito irregulares) gradando para siltitos em SMOOT (1991), ambos os casos interpretados como resultantes da migração lateral de canais fluviais de alta sinuosidade. Os estratos inclinados também lembram depósitos de deltas lacustres do tipo Gilbert em STANLEY & SURDAM (1978); FARQUHARSON (1982); onde as variações granulométricas registrariam o suprimento descontínuo dos sedimentos pelo distributário.

cont.

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES ADICIONAIS/ FÓSSEIS	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
6.3. ARENITOS EM ESTRATOS TABULARES DELGADOS (TURBIDITOS)	Estratos tabulares ou em lençol de arenitos com 1 a mais de 50 cm de espessura, geralmente apresentando base abrupta plana (sem evidências nítidas de erosão da camada subjacente) e topo também plano ou passando gradacionalmente para litologias mais finas, da litofácies 5.2.	Arenitos finos geralmente maciços, ou com ligeira laminação plano-paralela, compactos, esbranquiçados a avermelhados, sobrepostos abruptamente ou gradacionalmente (por granodecrescência ascendente) por siltitos também maciços, quase sempre avermelhados. Às vezes, granulometria ligeiramente mais grossa na base e presença de ondulações (possíveis ondulações cavalgantes) mal preservadas na parte superior dos estratos. Em certos casos, há sobreposição de vários estratos arenosos finos, sem intercalações silticas, formando pacotes de arenitos tabulares mais espessos. Segundo LAVINA (1991), freqüentemente ocorreriam gretas de contração associadas aos turbiditos, o que, no entanto, não se confirma no presente trabalho.	Quando há passagem ascendente de arenitos para lamitos, esses últimos podem ser ricos em fósseis, principalmente vegetais, conchotráceos e escamas de peixes. Nas exposições mais extensas (> 150 m), é possível verificar a passagem lateral de arenito tabular submétrico para vários estratos mais delgados de arenitos alternados com siltitos (rítmicos).	Abundantes estratos tabulares decimétricos de arenitos foram observados desde o Membro Serrinha, embora nem sempre sua origem seja comprovadamente turbidítica (fig. 126). A litofácies é bastante comum no Membro Morro Pelado, sendo observada em vários afloramentos e em testemunhos de poços. Exemplo importante é o do km 286 da BR 376, onde foi encontrado <i>Australerpeton</i> . Corpos extensos com variações laterais foram observados no km 206,8 da BR 470 e a 14,9 km a leste de Cândido de Abreu, na PR 487 (fig. 142). Outros exemplos são apresentados nas figuras 130, 134 e 141.	Os arenitos e parte dos lamitos sobrepostos provavelmente são turbiditos (cf. ROHN, 1988; LAVINA, 1991; LANZARINI et al., 1992). A porção com grãos ligeiramente mais grossos da base e as eventuais escamas de peixes correspondem ao intervalo TA; a porção arenítica principal deve ser o TB e as possíveis ondulações cavalgantes, o TC; o lamito sobreposto equivale aos intervalos TD-TE e à sedimentação normal posterior do dia-a-dia. Os fósseis aparentemente são mais abundantes nas porções interpretadas como intervalos TD-TE. As camadas delgadas com grânulos e pequenos fragmentos ósseos na base lembram os <i>traction carpet deposits</i> em LOWE (1982), que seriam uma subdivisão dos depósitos de correntes de turbidez de alta densidade. Os turbiditos, quando empilhados formando seqüências com espessamento ascendente, assemelham-se a frentes deltaicas do tipo <i>flysch</i> descritas por FLORES (1975). Segundo LAVINA (1991), os turbiditos associados a gretas de contração provavelmente são de baías interdistributárias. No caso da passagem lateral de um estrato de arenito para um ritmito de arenitos e siltitos, é possível concluir que a dispersão de sedimentos não ultrapassava algumas poucas centenas de metros, podendo-se estimar aproximadamente a posição da área fonte.

cont.

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES/ ADICIONAIS/	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
6.4. RITMITOS	Pares dos ritmitos com espessuras de 2 a 20 mm, formando pacotes de alguns centímetros a mais de 2,0 m de espessura. Associação frequente aos turbiditos acima.	Ritmitos de arenitos muito finos e siltitos/ argilitos, com passagem ligeiramente gradacional entre as duas lâminas. Às vezes, lâminas não perfeitamente planas, com alguma tendência a formar ondulações. Cores cinza-esverdeadas no Membro Serrinha e avermelhadas no Membro Morro Pelado. Sem icnofósseis, nem gretas de contração.	Os ritmitos comumente apresentam conchostáceos e megafósseis vegetais, e mais raramente bivalves e restos de peixes. No km 206,8 da BR 470, ocorre espessamento ascendente dos ritmitos, passando a turbiditos (litofácies 6.4.) e, mais acima, para lobos de suspensão.	Litofácies bem representada na Formação Rio do Rasto, havendo belos exemplos de ritmitos fossilíferos na BR 280, a 23,6 km de Canoinhas (fig. 129), na PRT 153, no km 69,3 (Dorizon) e na BR 470, km 206,8 (fig. 136).	Os ritmitos também podem ser considerados como turbiditos, porém por correntes de turbidez mais diluídas, em posição intermediária aos turbiditos da litofácies 6.3. e aos lamitos da litofácies 5.2.

## 7. FÁCIES SILICICLÁSTICAS DEPOSITADAS POR FLUXOS TRACIONAIS UNIDIRECIONAIS

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES/ ADICIONAIS/	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
7.1. ARENITOS COM PEQUENOS CLASTOS E ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA ACANALADA DE PEQUENO PORTE	Corpos lenticulares (com pequena extensão lateral), tabulares, ou irregulares com feições do tipo "corte e preenchimento". Contato inferior caracteristicamente erosivo. Espessura máxima constatada igual a 4,5 m, porém apenas localmente, devido à base irregular; normalmente, espessuras inferiores a 1,5 m.	Arenitos finos a médios, geralmente friáveis, com estratificação preservada apenas nos cortes mais novos que 1-2 anos. Estratificação cruzada acanalada com lâminas frontais de 30-40 cm de altura. Presença de pequenos intraclastos angulosos de lamitos próximo à base e acima de eventuais superfícies de reativação, porém às vezes sem clastos constatados.	De acordo com LAVINA (1991), essa fácies sempre seria encontrada logo acima dos lobos de suspensão (no topo de ciclo granocrescente), com espessuras geralmente menores que 1 m, mas havendo pacotes com até 15 m de espessura.	Litofácies constatada com relativa segurança em apenas 11 localidades da Formação Rio do Rasto, a maioria já mencionada em ROHN (1988). Melhores exemplos no km 72,4 da PRT 153 (fig. 147), km 225 da BR 476, km 109,4 da BR 373, km 304,3 da BR 277, e nos afloramentos da PR 239-PR 487 situados a 14,9 e 25,2, 35,6 e 41,7 km de Cândido de Abreu (fig. 146, figs. 53-54 em ROHN, 1988). Contudo, há diversos outros arenitos intemperizados cuja origem é incerta.	A litofácies pode ser interpretada como gerada por fluxos aquosos unidirecionais de energia relativamente elevada que erodiram o substrato, transportaram e depositaram os clastos arrancados e areia por processos tracionais. A altura das lâminas frontais e a profundidade dos canais escavados sugerem fluxos aquosos rasos. A preservação, em certos casos, da geometria acanalada e seu preenchimento por areia permite inferir que o processo erosivo e deposicional foi episódico, com abandono posterior do canal; essa situação pode ser indicativa de chuvas torrenciais em regiões de clima semi-árido. Em outros casos, houve possibilidade de migração lateral dos canais, formando corpos de areia mais extensos e menos irregulares. Os depósitos fluviais situados acima de lobos de suspensão indicam a progradação da costa, com possível escavação dos canais sobre os depósitos mais antigos de desembocadura (LAVINA, 1991). A escassez ou ausência de clastos mais grossos na base dos depósitos, segundo MADER (1981) e OLSEN (1987), não impede a sua interpretação como canais fluviais, porque refletiria apenas a falta de disponibilidade de clastos no ambiente e a falta de coesão do substrato erodido.

cont.

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES ADICIONAIS/ FÓSSEIS	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
7.2. DIAMICTITOS E ARENITOS COM GRANDES E PEQUENOS CLASTOS	A 28 km de Cândido de Abreu, ocorrência de pacotes de arenito com aproximadamente 3 metros de espessura intercalados por lamitos de cerca de 0,6 m (fig. 151); grandes clastos concentrados em cerca de 0,7 m da base dos arenitos e em pelo menos mais um nível (fig. 152). A 35,6 km de Cândido de Abreu, diamictito com geometria, em parte, lenticular, condicionada por erosão diferencial da porção superior, alcançando 0,7 m de espessura (fig. 149); contato inferior também erosivo. Em outros exemplos, espessuras dos outros corpos com intraclastos geralmente inferiores a 15 cm.	Em todas as ocorrências, os clastos intraformacionais são constituídos por lamitos, com dimensões milimétricas a mais de 60 cm de comprimento, geralmente alongados (paralelamente à estratificação original), angulosos, dispostos preferencialmente com o eixo maior na posição horizontal, mas também de modo caótico, em geral, havendo variações verticais na sua concentração e superfície de erosão na base do depósito. A 28 km de Cândido de Abreu, a porção basal apresenta matriz formada por clastos milimétricos de lamitos, praticamente sem grãos de quartzo, que suportam até matações de lamitos; mais acima, os grandes clastos são suportados por matriz arenítica, podendo ocorrer alguns isolados; próximo ao topo de um dos pacotes, os arenitos apresentam estratificação cruzada possivelmente acanalada. A 35,6 km de Cândido de Abreu, o diamictito é suportado por clastos, dispostos caoticamente, aparentemente com aumento da sua abundância e das suas dimensões para o topo.	Os clastos de lamitos a 28 km de Cândido de Abreu, claramente reconhecidos durante os trabalhos de campo em 1986, tornaram-se completamente ocultos até a nova visita ao afloramento em 1991; atualmente, os arenitos que continham os clastos, exibem aspecto maciço e homogêneo, sem evidenciar superfícies basais erosivas. Essa rápida alteração intempélica permite supor que a litofácies, na realidade, talvez seja muito mais freqüente na formação. No km 108,1 da BR 116, há um horizonte irregular (0 a 15 cm) composto por clastos de lamitos que, segundo E.L. LAVINA (comun.verbal), contém ossos de tetrápodes; esse nível é sobreposto por arenito com estratificação plano-paralela (0,6m), seguido por lamito com caules de esfenófitas (fig. 141).	Litofácies rara, observada em cerca de 8 afloramentos na parte média a alta da Formação Rio do Rasto e no poço 2-CM-1-PR, a 1632 m de profundidade (fig. 148). Melhores exemplos já registrados em ROHN (1988), em afloramentos da PR 487, a 28 e 35,6 km de Cândido de Abreu (figs. 149-153).	Os arenitos com clastos de lamitos a 28 km de Cândido de Abreu registram fluxos de alta energia que erodiram substratos já relativamente litificados (evidenciado pelo caráter anguloso dos clastos) e os depositaram após curto transporte, por diminuição rápida da energia do fluxo. Os diamictitos a 35,6 km de Cândido de Abreu também foram originados por processo episódico de alta energia. O processo pode ter sido um fluxo de detritos "coesivo" (LOWE, 1982). Outros depósitos mais delgados com clastos de lamitos pequenos podem representar o retrabalhamento rápido de gretas de contração durante inundações, com eventual mistura com restos de ossos que jaziam sobre as planícies ressecadas.

cont.

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES ADICIONAIS/ FÓSSEIS	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
7.3. LENÇÓIS EMPILHADOS DE ARENITOS FINOS	Lençóis finos empilhados formando pacotes tabulares com até 1,5 m de espessura, às vezes, ligeiramente deformados, de acordo com a compactação diferencial dos estratos soto- e sobrepostos.	Arenitos muito finos, com certa quantidade de argila (leve tendência ao empastilhamento, quando alterados), organizados em estratos paralelos finos de 0,5 a 2,0 cm de espessura, com ligeiras variações laterais da espessura, estrutura maciça, base e topo aproximadamente planos (às vezes, difusos entre os estratos sucessivos, quando alterados), eventualmente com pequenas ondulações no topo dos estratos; estratos empilhados homogêneos ou apresentando diversas cores.	Litofácies desenvolvida em proximidade vertical a grandes depósitos eólicos ou a depósitos com grandes intraclas- tos.	Litofácies encontrada na porção média a superior da Formação Rio do Rasto. Melhores exemplos no km 118,2 e 120,4 da PR 90 (fig. 158), km 108,1 da BR 116 e na PR 239, a cerca de 27,5 e 35,6 km de Cândido de Abreu (fig. 149).	Os lençóis de arenito lembram, em alguns casos (ex. km 118,2 da PR 90), a estratificação formada em interdunas úmidas (BRIGHETTI & CHANG, 1992). Algumas sucessões de lençóis podem corresponder a inun- ditos, formados por inundações relâmpago ( <i>flash flood</i> ) em planícies de areia ( <i>sand flat</i> ) adjacentes a dunas eólicas e a planícies de lama de <i>playas</i> (HUBERT & HYDE, 1982).

## 8. FÁCIES SILICICLÁSTICAS EÓLICAS

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES/ ADICIONAIS/ FÓSSEIS	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
8.1. ARENITOS COM ESTRATIFICA- ÇÃO CRUZADA DE GRANDE PORTE	Corpos com geometria tabular ou cuneada, com espessuras máximas aproximadamente entre 0,4 m e 10 m. A maioria dos corpos intercalada entre lamitos, podendo também haver passagem vertical para arenitos interpretados como fluviais e passagem lateral para arenitos com laminações cruzadas por ondas.	Arenitos finos caracterizados principalmente pela estratificação cruzada tangencial ou acanalada de grande porte, a falta de seixos e a falta de contato erosivo na base. Lâminas frontais da estratificação com alturas entre 0,4 e 4 m; mergulhos dessas lâminas relativamente elevados em algumas exposições, porém geralmente baixos, até quase horizontais. Arenitos geralmente compostos por grãos de quartzo, comumente arredondados, com alguns grãos alterados de feldspato. Nos casos de boa preservação, presença de "linhas de grãos" (= grãos bem selecionados alinhados numa lâmina, destacando-se das lâminas adjacentes pela granulometria ligeiramente distinta).	Os arenitos formados por grãos de quartzo bem arredondados e pouco feldspato geralmente são muito friáveis e ocorrem bem preservados apenas nas exposições frescas; após intemperismo de alguns meses, devido à alta porosidade e permeabilidade, tornam-se recobertos por musgos e outra vegetação, obliterando suas estruturas. Outros corpos de arenitos, que apresentam certa porcentagem de argila (provavelmente por alteração intemperica de maior quantidade de grãos de feldspato, RODRIGUES & MONTEIRO, 1982), geralmente resistem mais ao intemperismo e ao recobrimento por vegetação, assemelhando-se aos arenitos eólicos da Formação Pirambóia. LAVINA (1991) observou a presença de pequenos clastos pelíticos na base de alguns corpos eólicos que seriam depósitos residuais após a remoção dos sedimentos mais finos pelo vento.	Litofácies registrada principalmente na porção superior da Formação Rio do Rasto, mas observada desde a parte superior do Membro Serrinha (figs. 156-157; figs 62-67 em ROHN, 1988).	As características da litofácies permitem interpretá-la como resultante da migração de dunas eólicas, o que já foi sugerido por BIGARELLA (1973), CASTRO & MEDEIROS (1980), RICCOMINI et al. (1984), ROHN (1988) e LAVINA (1991). As linhas de grãos seriam resultantes da queda de grãos na face a sotamento das dunas, transportados por ventos de intensidades variadas. Na literatura são descritos diversos outros critérios para o reconhecimento dos depósitos eólicos, infelizmente não diagnosticados na Formação Rio do Rasto por problemas de preservação (cf. HUNTER, 1981; MADER, 1983; MORAES & GABAGLIA, 1986; LANGFORD & CHAN, 1989; KARPETA, 1990). Em geral, as características dos depósitos de pequena espessura e, às vezes, seu retrabalhamento parcial por ondas, sugerem que eram dunas baixas, provavelmente barcanóides, desenvolvidas isoladamente (cf. HUNTER, 1981); apenas alguns depósitos maiores quase no topo da formação coadunam com "mares de areia" mais extensos, desenvolvidos durante intervalos de tempo mais longos com clima seco.

## 9. HORIZONTES MOSQUEADOS

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES ADICIONAIS/ FÓSSEIS	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
9.1. LAMITOS E ARENITOS MOSQUEADOS	Depósitos sem geometria e dimensões definidas; em alguns exemplos, forma tabular e espessuras entre 10 e 40 cm. Comumente, sobreposição por arenitos eólicos.	Lamitos e arenitos finos maciços, homogêneos quanto à textura, geralmente avermelhados, com manchas irregulares esverdeadas ou esbranquiçadas, nitidamente não resultantes do intemperismo atual. Em outros casos, ocorrência de porções irregulares com pequenos intraclastos e/ou fragmentos de ossos.	Em alguns casos, nas porções menos mosqueadas, ocorrência de esparsos conchostráceos e fragmentos de megafósseis vegetais. Quase nunca foram observadas gretas de contração nos lamitos sotopostos aos arenitos eólicos.	Parte média a superior da Formação Rio do Rasto, principalmente na região de Cândido de Abreu e São Jerônimo da Serra (figs. 154, 159).	Em função do contexto em que essas litologias estão inseridas e a ligeira semelhança a alguns exemplos de prováveis paleossolos descritos por SMITH (1990), preliminarmente, esses horizontes são interpretados como resultantes de ligeira pedogênese. Cabe salientar que a litofácies provavelmente não corresponde aos paleossolos bem desenvolvidos, onde deveriam ser encontradas marcas de raízes, nódulos ou material brechado. O aspecto irregular das manchas lembra também alguns exemplos de depósitos de interduna úmida com ondulações de adesão.

## 10. HORIZONTES COM NÓDULOS

FÁCIES	GEOMETRIA/ DIMENSÕES/ CONTATOS	COMPOSIÇÃO/ TEXTURAS/ ESTRUTURAS	OBSERVAÇÕES ADICIONAIS/ FÓSSEIS	EXEMPLOS	INTERPRETAÇÕES/ COMPARAÇÕES
10.1. LAMITOS CALCÍFEROS COM NÓDULOS SILICOSOS	Depósitos tabulares extensos com 20 a 30 cm de espessura.	Lamitos calcíferos cinza escuros com nódulos silicosos esbranquiçados, apresentando comprimentos em torno de 1 cm; nódulos muito abundantes, com variações verticais na distribuição, podendo estar até coalescidos entre si.		Na Formação Rio do Rasto, na região nordeste do Estado do Paraná (em ROHN, 1988, fig. 109) e no poço 2-PP-1-SP, a 1499,4 m de profundidade (figs. 80-81).	Litofácies resultante de ligeira pedogênese em condições semi-áridas? Ou desenvolvimento dos nódulos no início da diagênese por condições de nível baixo do lençol freático?

## 7. PALEONTOLOGIA

### 7.1. BIVALVES

Os bivalves do Grupo Passa Dois, que já estimularam a realização de diversos trabalhos, continuam despertando grande interesse. Ainda persistem muitas dúvidas taxonômicas, evolutivas, paleoecológicas, cronoestratigráficas e bioestratigráficas em relação às espécies já conhecidas, sem contar as possíveis espécies novas recentemente descobertas (*cf.* SIMÕES, 1992; e nessa tese).

No presente trabalho, as abordagens a respeito dos bivalves visam principalmente reavaliar, através de novos dados, o seu potencial bio- (e crono-) estratigráfico e a sua importância para o conhecimento ambiental das formações Teresina e Rio do Rasto.

Adotou-se basicamente a classificação taxonômica de RUNNEGAR & NEWELL (1971), que praticamente coincide com a de MENDES (1954a), atualmente aceita pelos especialistas brasileiros (MARANHÃO, 1986; SIMÕES, 1992). No entanto, é assinalada a possibilidade em resgatar algumas espécies erigidas por REED (1928, 1929a, 1932, 1935) e por BEURLLEN (1953, 1954a, b, c) que talvez não devessem ter caído em sinonímia.

A taxonomia em MORRIS et al. (1991) proposta para formas da Bacia do Paraná da Subclasse Anomalodesmata, comentada por DICKINS (1992), não foi levada em consideração no presente trabalho, pois podem existir alguns equívocos. O Dr. M.G. SIMÕES (comun.verbal, 1994) também discorda de algumas determinações taxonômicas em MORRIS et al. (1991). As implicações ambientais e cronológicas de tal proposta de classificação são discutidas adiante.

As espécies novas, aqui apresentadas pela primeira vez, merecerão descrição formal em trabalho à parte. Também está previsto atualizar e submeter novamente à publicação o trabalho anteriormente apresentado no IX Congresso Brasileiro de Paleontologia, 1985, Fortaleza, cujos originais infelizmente não foram mais localizados pelo corpo editorial daquele evento. No trabalho apresentado, aqui referido como "ROHN (inédito)" haviam sido erigidas as espécies *Nothoterraia acarinata* e *Relogiicola delicata*, que continuam válidas na presente tese, embora formalmente sejam *nomina nuda*.

#### 7.1.1. BIVALVES DA FORMAÇÃO SERRA ALTA

Não foram coletadas amostras de bivalves da Formação Serra Alta e, de acordo com a literatura, as ocorrências são esparsas. MENDES (1954a) registrou *Maackia contorta* na região de Prudentópolis e BEURLLEN (1954a) descreveu *Barbosaia angulata* e algumas outras formas de um afloramento próximo a Irati

("Irati Velho"). Essa última espécie é um importante representante das assembléias de bivalves da Formação Serra Alta em São Paulo, recentemente estudadas por MARANHÃO (1986) e MEZZALIRA et al. (1990). Na assembléia de Irati Velho, segundo BEURLEN (1954a), haveria também braquiópodos, que infelizmente carecem de análises mais profundas.

A espécie *Acantholeaia regoi* Almeida, descrita originalmente como um conchostráceo da Formação Corumbataí (ALMEIDA, 1950a) e identificada com dúvidas por MENDES (1954b) para a Formação Serra Alta, na realidade, corresponde a um pequeno molusco bivalve, provavelmente uma espécie nova (fig.164.10).

### 7.1.2. BIVALVES DA FORMAÇÃO TERESINA

Nos trabalhos referentes à presente tese foram encontradas aproximadamente 46 assembléias de bivalves na Formação Teresina, mas somente em 27 foi possível a identificação das principais espécies porque os fósseis geralmente se encontram em calcários compactos ou silicificados que não permitem fácil preparação do material.

Os dados anteriores referentes às espécies válidas e outras duvidosas da Formação Teresina são resumidos na lista seguinte:

Taxons	Localidades/Autores
<i>Barbosaia? gordonii</i> Mendes	5
<i>Casterella gratiosa</i> Mendes	5
<i>Ferrazia cardinalis</i> Reed	4, 5, 20
<i>Jacquesia elongata</i> (Holdhaus)	1, 5, 6, 8?, 9?
<i>Jacquesia brasiliensis</i> (Reed)	2, 3, 4, 7, 9, 14, 15, 16, 20, 24, 27
<i>Jacquesia angusta?</i> (Reed)	4, 8
<i>Jacquesia carinata?</i> Beurlen	4
<i>Kidodia? expansa</i> Mendes	13
<i>Maackia contorta</i> Mendes	5?, 13
<i>Naiadopsis lamellosus</i> Mendes	9, 12, 15, 21
<i>Pinzonella neotropica</i> (Reed)	1, 2, 3, 4, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27
<i>Pinzonella elongata?</i> Beurlen	20, 21
<i>Plesiocyprinella carinata</i> Holdhaus	2, 4, 5, 7
<i>Pyramus? anceps</i> (Reed)	3, 4, 5, 6, 9, 11, 15, 19, 21, 22, 23, 27
<i>Roxoa? sp.</i>	15
<i>Terraia lamegoi</i> Mendes	3

## Localidades e autores:

1. Rio Água Quente, PR (HOLDHAUS, 1918; REED, 1929a; BEURLEN, 1953; MENDES, 1954a).
2. Tapera da Imbuia, PR (REED, 1929a).
3. Teresa Cristina, PR (REED, 1929a).
4. Estrada Major Vieira-Canoinhas, 1,5 km aquém de Rio Claro, Município de Canoinhas, SC (REED, 1935; MENDES, 1969).
5. Barreiros, Planalto de Reserva, PR (MENDES, 1954a).
6. Água Quente do Rosa, PR (MENDES, 1954a).
7. Rio Claro do Sul, PR (REED, 1928; MENDES, 1954a).
8. Rodovia Rio Azul-Marumbi, a cerca de 100 m do ribeirão Faxinal, Rio Azul, PR (BEURLEN, 1953; MENDES, 1954a).
9. Margens do rio Azul, 8 km a E da cidade de Rio Azul, PR (MENDES, 1954a).
10. Rodovia Irati-Guamirim, a 15 km de Irati, PR (MENDES, 1954a).
11. Ferrovia Gutierrez-Guarapuava, km 21, PR (MENDES, 1954a).
12. Ferrovia Gutierrez-Guarapuava, km 27,2, PR (MENDES, 1954a).
13. Rodovia Ponta Grossa-Guarapuava, km 78,6, PR (MENDES, 1954a).
14. Rodovia Ponta Grossa-Guarapuava, km 98, PR (MENDES, 1954a).
15. Rodovia Joaquim Távora-Santo Antônio da Platina, 4 a 5 km a S da segunda localidade, PR (MENDES, 1954a).
16. Rodovia Joaquim Távora-Santo Antônio da Platina, a 11 km da segunda localidade, PR (MENDES, 1954a).
17. Rodovia Carlópolis-Ribeirão Claro, a 19 km ao N de Carlópolis, PR (MENDES, 1954a).
18. Rodovia Carlópolis-Ribeirão Claro, a 20 km ao N de Carlópolis, PR (MENDES, 1954a).
19. Rodovia Carlópolis-Ribeirão Claro, a 21,6 km ao N de Carlópolis (MENDES, 1954a).
20. Próximo ao afluente de rio Preto, Gonçalves Júnior, PR (BEURLEN, 1954a).
21. Estrada Prudentópolis-Teresa Cristina, a 2,5 km a SE da vila Barra da Areia, PR (BEURLEN, 1954a).
22. Estrada antiga para Prudentópolis, perto da ponte sobre o rio dos Patos (BEURLEN, 1954b).
23. Estrada Prudentópolis-Patos Velhos (BEURLEN, 1954b).
24. Estrada Teresa Cristina-Cândido de Abreu, km 287,1, PR (BEURLEN, 1954b).
25. Estrada Teresa Cristina-Imbuia, km 273, PR (BEURLEN, 1954b).
26. BR 116, rodovia Papanduva-Lajes, km 201, SC (MENDES, 1969).
27. Rodovia Rio do Sul-Encruzilhada, km 52,8, a 2,8 km a sudoeste de Serril, SC (MENDES, 1969).

De todos os jazigos antigos mencionados na literatura, infelizmente só foi possível reencontrar as localidades nº 26 (= km 96,2 da BR 116, SC; fig.9) e possivelmente a localidade 22 (PRU 2?, fig. 22). Nos outros casos, surgiram dificuldades devido às informações bastante vagas sobre a sua localização, às mudanças nos traçados das estradas e ao desaparecimento dos pontos de referência.

Da lista de espécies compilada acima, foram confirmadas as espécies *Pyramus? anceps* (Reed) (fig. 164.1-7), *Pinzonella neotropica* (Reed) (fig.163), *Jacquesia brasiliensis* (Reed) (fig. 165.1), *Jacquesia carinata?* Beurlen (fig.165.2), *Jacquesia elongata?* (Holdhaus) (fig.165.5), *Naiadopsis lamellosus* Mendes (fig.

165.3-4) e *Ferrazia cardinalis* Reed. Adicionalmente, foram registradas as espécies: *Pyramus? cowperesoides* (Mendes) (fig. 164.8), *Pyramus? emerita* (Reed) (fig. 166.1-3), *Jacquesia arcuata* (Mendes), *Terraia? falconeri* (Cox) (fig. 166.7-8), um provável gênero novo e espécie nova de megadesmido (fig. 166.4-6) e *Palaeomutela? sp.* (fig. 165.6).

São necessários alguns esclarecimentos quanto à classificação taxonômica apresentada para os bivalves:

1. *J. angusta*, *J. carinata* e *P. elongata* são espécies que caíram em sinonímia (as duas primeiras a favor de *J. brasiliensis* e a outra, a favor de *P. neotropica*; vide RUNNEGAR & NEWELL, 1971). A 15,5 km de Ribeirão Claro (próximo a Carlópolis, norte do Paraná) foram encontradas formas que lembram *J. carinata* (fig. 165.2) e alguns possíveis exemplares de *P. elongata* (fig. 163.4). Contudo, essas ocorrências não têm expressão bioestratigráfica, de modo que a sinonímia foi provisoriamente aceita.

2. *Pinzonella neotropica* apresenta significativas variações intraespecíficas (MENDES, 1952, 1954a), o que se configura não só pelo caráter mais alongado das formas anteriormente atribuídas a *P. elongata?*, como também por outras características verificadas em certos representantes (fig. 163). BEURLEN (1954a) reconheceu a ocorrência de "*P. elongata*" na região de Poço Preto (fig. 21), a cerca de 10 m acima de um horizonte com *Plesiocyprinella carinata*, que deveria indicar posição bioestratigráfica relativamente baixa dentro da Formação Teresina. Entre os fósseis coletados em Rio Preto durante a execução da presente tese, os representantes de *Pinzonella* (fig. 163.5) não puderam ser determinados seguramente como *P. neotropica*, nem como "*P. elongata*"; também são relativamente distintos de *P. illusa*, pela forma mais alongada e diferenças na dentição. O caráter dos bivalves de Rio Preto talvez tenha razões evolutivas, o que coaduna com a sua posição estratigráfica aparentemente intermediária entre *P. illusa* e *P. neotropica*.

3. *Pyramus* é um gênero marinho do Permiano da Austrália que, segundo RUNNEGAR & NEWELL (1971), corresponde às formas anteriormente consideradas como *Cowperesia* e *Angatubia* por MENDES (1954a, 1972). Esse gênero, portanto, sugere endemismo um pouco menor da fauna; contudo, convém tratá-lo com certa cautela. Adicionalmente, *Pyramus? anceps* (Reed) (ou *Cowperesia? anceps*) pode suscitar dúvidas devido à sua variabilidade morfológica (fig. 164.1-7). Os exemplares ilustrados em REED (1935) são elípticos com umbo praticamente central e costelas concêntricas marcadas; outros representantes, originalmente considerados como *Pseudocorbula camaquensis* Mendes, 1944, são

mais alongados, com umbo em posição mais anterior; e as formas anteriormente classificadas como *Cowperesia camposi* Mendes, 1962a têm ornamentação concêntrica e carena menos proeminentes. No afloramento a 15,5 km de Ribeirão Claro, na estrada para Carlópolis (PR), notam-se nítidas variações ontogenéticas, onde os indivíduos maiores são proporcionalmente mais alongados e têm carena melhor desenvolvida (fig. 164.3, 4, 5, 7); porém, essas modificações morfométricas de jovens para adultos não parecem se repetir nos outros jazigos fossilíferos e nos exemplares estudados em MENDES (1952, 1954a).

4. Os exemplares silicificados da Formação Teresina considerados como *Pyramus? emerita* são claramente distintos de *P.? anceps*, apresentando maior convexidade, falta de costelas concêntricas marcadas e, principalmente, diferenças na dentição: a fosseta é triangular (não uma simples ranhura) e o dente é mais delicado. Contudo, existem incertezas na classificação porque a espécie *Pyramus? emerita* foi erigida com base em moldes.

5. MENDES (1954a) incluiu *Pseudocorbula falconeri* Cox, 1934 do Uruguai em *Cowperesia emerita* (Reed), porém sua dentição, pelo menos da valva esquerda ilustrada na fig. 7 em COX (1934), não permite essa sinonímia. BEURLIN (1953) constatou que a charneira da forma uruguaia seria equivalente à das espécies de *Terraia*. As características internas de um exemplar (infelizmente quebrado) do km 288,6 da BR 277 (fig. 166.8) coincidem perfeitamente com as da valva esquerda uruguaia e realmente são distintas daquelas outras mencionadas. Essa questão precisa ser reconsiderada através de novas análises dos holótipos e da coleta de mais material.

6. *Palaeomutela? sp.* refere-se a um único exemplar encontrado a 6,2 km de Canoinhas (SC), muito pequeno, com as valvas articuladas fechadas (fig. 165.6). Não corresponde a *Kidodia* porque não apresenta carena. A forma, em geral, assemelha-se a *Palaeomutela? platinensis*.

7. *Jacquesia elongata?* do mesmo afloramento de Canoinhas (fig. 165.5) está representada por um exemplar com as valvas em posição fechada; em certos exemplares mal preservados de outros afloramentos também não foi possível observar as características internas das valvas; pode-se questionar se esses fósseis poderiam corresponder a *Terraia* ou a outro táxon.

8. A provável espécie nova de megadesmido (figs. 166-4-6) está representada por um minúsculo exemplar silicificado e diversos moldes do km 1,5 da estrada de ligação da BR 277 com Prudentópolis (PR). Apresenta forma aproximadamente elíptica, um pouco abaulada, umbo sub-cental, duas carenas fracas, suavemente encurvadas (quase retas), a primeira estendida do umbo à

extremidade inferior da truncatura anal e a segunda delimitando o escudo; há pequenos espinhos sobre as carenas, sendo um pouco mais proeminentes na segunda; a valva direita possui um pequeno dente exatamente sob o bico, sem o desenvolvimento de placa da charneira; a cicatriz do músculo adutor anterior é bem marcada. Os moldes são um pouco maiores que o exemplar silicificado e tendem a apresentar maior altura em relação ao comprimento; não foram identificados espinhos sobre as carenas. Os exemplares assemelham-se ligeiramente a *Oliveria pristina* (Reed) da "assembléia *Leinzia similis*" (cf. RUNNEGAR & NEWELL, 1971) que, no entanto, foi erigida com base apenas em moldes e cuja dentição não pôde ser bem caracterizada; o holótipo de *Oliveria pristina* (fig.168.2) parece ter umbo opistógiro e margem dorso-anterior bastante convexa, sendo essas as principais diferenças em relação aos exemplares de megadesmidos aqui registrados.

9. Segundo MORRIS et al. (1991), *Naiadopsis* pode estar proximamente relacionado a *Bowlandia* da Família Permophoridae, um gênero do Carbonífero do Hemisfério Sul. DICKINS (1992), um dos autores do trabalho acima, comentou que *Naiadopsis* seria semelhante a *Leiopteria* ou a *Merismopteria*, dos quais o primeiro seria cospomolita, com amplitude do Siluriano ao Permiano, e o segundo é uma forma do Permiano da Austrália. Sugeriu também que *Anhemia froezi* da Formação Serra Alta do Estado de São Paulo seria semelhante a *Stutchburia*. No momento, parece ser mais sensato manter a nomenclatura de RUNNEGAR & NEWELL (1971) até que sejam realizados novos estudos voltados especificamente às classificações taxonômicas.

### 7.1.3. BIVALVES DA FORMAÇÃO RIO DO RASTO

Os principais estudos taxonômicos que abrangem bivalves da Formação Rio do Rasto foram realizados por HOLDHAUS (1918), REED (1928, 1929a, 1935), MENDES (1949, 1954a, 1967), BEURLEN (1954c, 1957), RUNNEGAR & NEWELL (1971) e ROHN (inédito). Até o levantamento em ROHN (1988), foram listadas 25 localidades de ocorrência, principalmente no estado do Paraná. No entanto, tal número não inclui algumas ocorrências citadas por REED (1929a), MENDES (1954a) e BEURLEN (1954c) que não puderam ser reencontradas nos trabalhos de campo.

Através dos novos dados obtidos, totalizando cerca de 125 assembléias malacofaunísticas estudadas (infelizmente, nem todas com bivalves identificados), as espécies consideradas válidas para a Formação Rio do Rasto são as seguintes:

- Leinzia similis* (Holdhaus) (fig.168.5-6)  
*Leinzia? curta* Beurlen (fig. 167.6)  
*Terraia altissima* (Holdhaus) (fig. 169.1)  
*Terraia? curvata* (Reed) (= *Terraia? erichseni* Mendes) (fig.167.1-2)  
*Terraia? bipleura* (Reed)  
*Terraia? bipleura?* (Reed) (fig. 167.3)  
*Terraia? martialis* (Reed) (fig. 169.4-5)  
*Terraia? holdhausi* (Reed) (fig. 168.1, 169.2-3)  
*Nothoterraia acarinata* Rohn *n.n.* (fig. 170.3-4)  
*Terraia? sp.1* (espécie descrita em ROHN, inédito) (fig. 170.7-10)  
*Terraia? sp.2* (espécie descrita em ROHN, inédito) (fig. 169.9)  
*Terraia? sp.3* (espécie descrita em ROHN, inédito) (fig. 169.6-8)  
*Terraia? sp.4* (espécie descrita em ROHN, inédito) (fig. 169.10-11)  
*Oliveraia pristina* (Reed)  
 cf. *Oliveraia sp.* (fig. 168.3)  
*Pyramus? emerita* (Reed) (fig. 170.12, 16)  
*Pyramus? aff. P.? emerita* (Reed) (fig. 168.7-9)  
*Religiicola delicata* Rohn *n.n.* (fig. 170.5-6)  
*Palaeomutela? platinensis* (Reed) (fig. 170.1-2)

As identificações realizadas merecem os seguintes comentários:

1. *Leinzia similis* apresenta dimensões enormes (comprimento até superior a 8 cm) no afloramento do km 51,3 da PRT 153, próximo à localidade-tipo do Membro Serrinha.

2. *Terraia altissima* encontrado na estrada entre Lambari e a PR 90 a cerca de 1,5 km do trevo (fig. 169.1), é absolutamente idêntico ao exemplar GP/1T 527 da localidade Serrinha (Fig. 10 em MENDES, 1954a) e muito similar à superfície externa dos exemplares em COX (1934) do Uruguai. BEURLLEN (1954c) distinguiu os exemplares do Uruguai dos brasileiros, considerando que os últimos ("*Terraiopsis*") são mais prosógiros, possuem dentes mais longos e oblíquos, entre outras pequenas diferenças. No presente trabalho, tais diferenças não puderam ser constatadas.

3. *Terraia? curvata* (Reed, 1929a) corresponde a *Terraia? erichseni* Mendes, 1954a, tendo prioridade a primeira designação. É curioso que MENDES (1954a) tenha incluído "*Isocyprina curvata*" Reed em *Terraia altissima*, mas BEURLLEN (1954c) já havia notado esse possível engano. A carena de *T.? curvata* observada em moldes a 44,4 km de Cândido de Abreu (fig.167.1-2), às vezes,

apresenta pequenos nódulos e, outras vezes, é bastante suave, especialmente nos exemplares pequenos (fig. 167.4). Conforme as prováveis deformações ocorridas durante a fossilização, dependendo também da posição original das valvas no sedimento, a forma dos moldes pode variar bastante. BEURLLEN (1954c) admitiu a possível relação entre *T. curvata* e *Astartellopsis prosoclina* Beurlen (= *Astarte* cf. *triasina* em REED, 1929a) que apresenta dimensões pequenas. RUNNEGAR & NEWELL (1971) comentaram que essa última espécie talvez tenha validade. No presente trabalho, tendo sido encontrada uma série mais ou menos contínua de exemplares de várias dimensões e considerando também os problemas tafonômicos já mencionados, sugere-se que *Astartellopsis prosoclina* seja suprimida a favor de *T. curvata*. Outra relação também possível, mas que precisa ser melhor investigada é entre *T. curvata* e *T. falconeri* (Cox) (vide figs. 166.7-8 e figs. 167.2 e 167.4). Alguns exemplares pequenos (fig. 167.4) também podem ser confundidos com *P. emerita*, exceto pelo fato dos moldes dos dentes e das fossetas estarem na porção ântero-dorsal (e não exatamente sob o bico).

4. *Terraia? bipleura* (Reed) não pôde ser identificada a contento no afloramento a 44,4 km de Cândido de Abreu (fig. 167.3). Essa espécie poderia ter grande importância estratigráfica porque, segundo RUNNEGAR & NEWELL (1971), talvez seja intermediária entre *T. altissima* e *L. similis*; entretanto, é preciso lembrar que, de acordo com MENDES (1954a), estas duas espécies ocorrem associadas na localidade-tipo do Membro Serrinha. Adicionalmente, também no afloramento de Cândido de Abreu, foi encontrado um exemplar classificado como *Leinzia? curta* (fig. 167.6) que parece ser muito mais semelhante a *Leinzia similis* do que os exemplares de *T. bipleura*. Essas formas duvidosas não foram levadas em consideração no quadro bioestratigráfico da fig. 190.

5. "*Myophoriopsis martialis*" Reed, 1929a e "*Myophoria holdhausi*" Reed, 1929a foram sinonimizadas para *T. altissima* por MENDES (1954a), mas as formas parecem ser tão distintas que se recomenda reconsiderar a proposta mais antiga (somente as espécies, não os gêneros). BEURLLEN (1954c) incluiu as duas espécies em "*Terraia? intermedia*" (Holdhaus), o que também não parece ser correto. No presente trabalho, a atribuição das duas espécies a *Terraia* é provisória (fig. 169.4-5).

6. Os moldes da denteção de *Nothoterraia acarinata* assemelham-se especialmente à de *T. curvata*, devendo haver proximidade filogenética entre as duas.

7. Os exemplares considerados como *Terraia? sp.1* em ROHN (1988 e inédito, fig. 170.7-10), pelo fato dos moldes dos dentes e fossetas evidenciarem a

sua posição logo atrás do bico, deverão ser reavaliados quanto à classificação. Podem corresponder a megadesmidos mais alongados que *Pyramus? emerita* e mais inflados que *Religiicola delicata*.

8. Em ROHN (1988, e inédito), *Terraia?* sp.3 designaria exemplares minúsculos (somente 3 a 4 mm de comprimento, fig. 169.6) de forma aproximadamente triangular e com forte carena. Através dos trabalhos de campo mais recentes, foram descobertos novos exemplares pequenos (formas anãs?) todavia também alguns proporcionalmente grandes (1 a 2,5 cm de comprimento; fig. 169.7-8), com as mesmas características morfológicas. A dentição, em geral, não pôde ser muito bem caracterizada, mas aparentemente é compatível com a típica de *Terraia*. Descartou-se sua classificação como *T. aequilateralis* ("assembléia" *Pinzonella illusa*) principalmente por causa da provável distância cronoestratigráfica e da dentição aparentemente menos robusta.

9. *Terraia?* sp.4 (fig. 169.10-11) assemelha-se a "*Anodontophora* cf. *lettica*" e "*Cucullaea* cf. *formosissima*" em REED (1929a) sinonimizadas para *T. altissima* por MENDES (1954a), porém, segundo BEURLIN (1954c), pertencentes a uma espécie nova com possíveis afinidades a *Kidodia*. De qualquer modo, trata-se de mais uma espécie que merece estudos. Alguns exemplares ligeiramente distintos são considerados como *Terraia?* sp.4?. O exemplar incompleto anteriormente designado como *Terraia?* sp.5 (ROHN, 1988) também deve pertencer à espécie em pauta.

10. *Pyramus? emerita* (ou *Cowperesia? emerita*) inclui representantes, na realidade, com dois padrões distintos de morfologia externa: alguns são muito inflados, sem carena evidente (fig. 170.12-16); outros geralmente estão fossilizados como moldes bem achatados e mostram uma carena posterior relativamente marcada (fig. 168.7-9); não foi possível constatar diferenças quanto à dentição. Em geral, as duas formas ocorrem em afloramentos diferentes, mas também em litologias distintas - aquelas carenadas normalmente foram encontradas em pelitos mais finos, sendo possível que a carena se torne visível apenas devido à maior compactação. Esses exemplares foram provisoriamente considerados como *Pyramus? aff. P.? emerita* e no quadro das amplitudes verticais dos bivalves da figura 190 estão plotados como formas duvidosas de *P.? emerita*.

11. Mantém-se a classificação *Palaeomutela? platinensis* (Reed) para exemplares que ocorrem caracteristicamente no Membro Morro Pelado. O gênero *Palaeomutela* é tipicamente continental e também é importante na África do Sul e no Malawi (ROSSOUW, 1970).

12. Em diversos afloramentos, especialmente no situado a 44,4 km de Cândido de Abreu, há outras possíveis espécies novas não incluídas no esquema bioestratigráfico (por exemplo, fig.167.5). Cabe lembrar que BEURLEN (1954c) já mencionou e ilustrou através de desenhos diversas espécies que poderiam corresponder às formas aqui não identificadas, mas esse autor infelizmente não as descreveu formalmente.

#### 7.1.4. PALEOECOLOGIA DOS BIVALVES

O assunto já foi discutido em certo detalhe em ROHN (1988), baseando-se principalmente em MCALESTER & RHOADS (1967), STANLEY (1970, 1972), RUNNEGAR & NEWELL (1971), RUNNEGAR (1974), EAGER (1974), TEVESZ & MCCALL (1979), DODD & STANTON (1981). Excelente discussão foi apresentada por SIMÕES (1992).

Entre todas as espécies mencionadas das formações Teresina e Rio do Rasto, somente *Naiadopsis lamellosus* era um bivalve epifáunico bissado (RUNNEGAR & NEWELL, 1971; SIMÕES, 1992). As únicas outras formas com o mesmo hábito conhecidas no Grupo Passa Dois (formações Serra Alta e Corumbataí) são *Coxesia mezzalirai* e *Barboisaia angulata*. Um exemplar possivelmente pertencente ao gênero *Cypricardinia*, encontrado por SIMÕES & FITTIPALDI (1989) na Formação Corumbataí seria semi-infáunico bissado (SIMÕES, 1992). As espécies restantes (a maioria) provavelmente eram suspensívoras escavadoras em substrato arenoso fino ou lamoso (RUNNEGAR & NEWELL, 1971; ROHN, 1988; SIMÕES, 1992). As diferenças morfológicas entre as espécies podem refletir a profundidade e a eficiência na escavação (STANLEY, 1970, 1972; RUNNEGAR, 1974).

Os bivalves do Paleozóico ainda eram relativamente primitivos (*cf.* NEVESSKAYA et al., 1987); de fato, as formas do Grupo Passa Dois raramente apresentam feições indicativas de escavação um pouco mais profunda no substrato (por exemplo, sinus palial acentuado). A maioria das espécies, tanto da Formação Teresina, como do Membro Serrinha, tem carena umbonal bastante proeminente, cuja função provavelmente era facilitar a escavação. Essa característica seria comum nos bivalves de águas rasas que freqüentemente precisariam escapar de cargas grandes de sedimentos (*cf.* STANLEY, 1970).

As formas mais longas como *Jacquesia elongata* e *Leinzia similis* provavelmente habitavam regiões com substratos mais instáveis, em regiões de águas ainda mais rasas e energia hidráulica mais elevada. As costelas concêntricas

de *Leinzia similis*, *Pyramus? anceps* e de algumas raras outras espécies provavelmente auxiliavam na ancoragem ao substrato.

Os representantes de *Plesiocyprinella carinata*, que ocorrem com maior frequência na Formação Corumbataí, devem ter sido escavadores mais lentos devido ao seu caráter mais entumescido que as outras espécies com carena (STANLEY, 1970); porém são bastante robustos e apresentam-se com dimensões grandes, podendo também ter habitado regiões de águas agitadas. *Ferrazia cardinalis*, apesar de inflada, pode ter sido escavadora mais rápida pois a margem ventral serrada eventualmente era um recurso para a movimentação no substrato (MENDES, 1962a).

*Pyramus? cowperesoides* e outras formas pequenas sem carena e relativamente simétricas ântero-posteriormente, sem dentição muito proeminente, devem ter habitado águas um pouco mais calmas com substratos de granulação mais fina (por exemplo, num siltito na pedreira de Prudentópolis, PRU1).

A espécie *Pinzonella neotropica*, que é a mais freqüente da Formação Teresina e morfologicamente bastante variável, talvez tenha sido tolerante a condições batimétricas diversas, com adaptações distintas conforme o local em que vivia.

A maioria das formas da parte mais alta da Formação Rio do Rasto (Zona *Palaeomutela? platinensis*), provavelmente estavam adaptadas a condições hidráulicas mais calmas que as formas da Formação Teresina e do Membro Serrinha. *Palaeomutela? platinensis* e *Nothoterraia acarinata* são formas entumescidas e sem carena, provavelmente adaptadas a substratos moles, e locais com baixas taxas de sedimentação. A sua ocorrência em alguns lamitos, na posição de vida, corrobora esta interpretação. *Relogiicola delicata*, comumente associada a estas espécie, é uma forma pequena muito achatada, que possivelmente era capaz de "flutuar" na lama. As possíveis exceções são os representantes de *Pyramus? emerita* e *Terraia? sp.3*, comumente encontrados em depósitos de granulação ligeiramente mais grossa, podendo ter ocupado nichos de águas mais rasas e movimentadas. A presença da forte carena em *Terraia? sp.3* combina com essa hipótese.

As dimensões dos bivalves podem refletir a estabilidade das condições ecológicas (DODD & STANTON, 1981). É óbvio que a análise morfométrica de uma população só pode ser efetuada através das assembléias autóctonas ou parautóctonas, mas é notório que alguns tempestitos conchíferos, como de Fluviópolis, onde a seleção hidráulica das valvas aparentemente foi incipiente, apresentem *P. neotropica* e outras espécies com grandes gamas de variação do

tamanho, incluindo quantidade significativa de indivíduos muito jovens. Ao contrário, nessa e em outras assembléias, intriga o fato de que *Jacquesia brasiliensis* quase nunca tenha representantes de pequenas dimensões.

Na maioria das prováveis tanatocenoses do Membro Serrinha, os comprimentos dos bivalves oscilam entre 8 e 16 mm, variando conforme a espécie. *Leinzia similis* é uma exceção pois pode alcançar dimensões muito maiores (cf. HOLDHAUS, 1918 e REED, 1929a). O afloramento do km 51,3 da PRT 153 (PR) da região de Mallet mostra uma situação bastante curiosa: logo acima de um tempestito conchífero com exemplares pequenos de *L. similis*, ocorrem abundantes valvas articuladas fechadas dessa espécie de tamanhos bem maiores (todos com cerca de 8 cm de comprimento). Não se trata de seleção hidráulica porque os bivalves grandes estão associados com *Pyramus? emerita* bem pequenos e pinas de *Dizeugotheca?* e *Pecopteris*. Pode-se especular que a segunda assembléia represente uma única geração de indivíduos parautóctonos, apenas ligeiramente exumados e sepultados por evento também catastrófico; o tamanho grande dos indivíduos sugere que essa população se desenvolveu sob condições ecológicas particularmente favoráveis (Salinidade? Temperatura? Nutrientes? Agitação da água?).

*Terraia? sp.3* geralmente é representado por indivíduos muito pequenos, inclusive quando mesclados com representantes maiores de outras espécies. Somente na estrada que liga Lambari à PR 90, a 0,7 km do trevo, representantes aparentemente da mesma espécie têm dimensões bem maiores e nesse caso ocorrem misturados com fauna dulçaquícola de conchostráceos, além de outros bivalves. Esse fato sugere que as faunas "anãs" poderiam representar condições ecológicas desfavoráveis, possivelmente água com salinidade mais elevada.

Considerando que a maioria das assembléias do Membro Serrinha são constituídas por bivalves pequenos, as condições ecológicas na bacia, pelo menos na borda leste, poderiam ter sido estressantes durante a maior parte do tempo.

Desde os trabalhos de MENDES (1945, 1952, 1954a, etc) e BEURLEN (1953, 1954a, b, c, 1957), tem sido enfatizado que a diversidade dos bivalves do Grupo Passa Dois é baixa e que a sua composição é basicamente endêmica. Nas formações Serra Alta, Teresina e Corumbataí, os únicos elementos que ainda guardam proximidade filogenética a formas marinhas são *Pyramus?*, *Cypricardinia?*, *Kidodia?*, *Anthraconaia?* e talvez *Naiadopsis* e *Anhembia* (cf. SIMÕES & FITTIPALDI, 1989; DICKINS, 1992). Alguns megadesmidos do Grupo Passa Dois mostram pontos em comum com formas da Formação Palermo (SIMÕES, 1992), mas não podem ser atribuídos seguramente aos mesmos

gêneros. Outro fato bem evidente, além das dimensões pequenas dos bivalves, é a ornamentação tênue das conchas (exceto em *Ferrazia*, *Leinzia*, *Terraia? bipleur*a e no megadesmido novo). A baixa diversidade, o caráter endêmico e a superfície geralmente lisa dos bivalves são características de faunas não marinhas (cf. DODD & STANTON, 1981).

Na Formação Serra Alta, cujas litofácies são de águas mais profundas, os bivalves são bastante raros. Se a pequena abundância não refletir apenas um problema de preservação ou de tendenciosidade nas coletas, poderia ter relação com a disponibilidade pequena de nutrientes e produtividade reduzida do fitoplâncton nas porções mais distais dos grandes ambientes aquosos. Segundo COHEN (1984), esse problema ocorreria em ambientes não-marinhos, pois nos marinhos, seriam esperadas condições melhores de circulação da água para a dispersão dos nutrientes e fauna bentônica mais rica. Por outro lado, de acordo com BAMBACH (1993), na maior parte do Paleozóico, a diversidade dos bivalves teria sido relativamente baixa, inclusive nos ambientes marinhos normais devido à baixa produção primária.

Fato que chama bastante a atenção é que houve desenvolvimento de pelo menos cinco malacofaunas bastante distintas durante os "tempos" Passa Dois (sem contar os raros bivalves da Formação Irati). Na figura 190 pode-se observar que poucas espécies de cada biozona persistiram nas subseqüentes, de forma que os seus limites provavelmente representam extinções em massa e rápido aparecimento de novas comunidades. Na realidade, não se sabe o tempo exato envolvido na substituição das faunas. Essas observações vêm ao encontro do que se interpreta para as malacofaunas do Paratetis após o seu isolamento (NEVESSKAYA et al., 1987). Com as mudanças do regime hidráulico e a diminuição da salinidade da água, em pouco tempo apareceram novas espécies e houve completa extinção da fauna marinha original. A nova fauna diferenciou-se tanto da ancestral que as espécies rapidamente evoluídas representariam até famílias distintas. Por outro lado, seriam muito comuns os casos de homeomorfia, provavelmente por causa dos hábitos de vida similares dos bivalves da nova comunidade. NEVESSKAYA et al. (1987) concluíram que índices elevados de evolução dos bivalves sempre estariam relacionados a distúrbios que dizimaram os seus ancestrais.

No capítulo 8.1. é retomada a questão se os paleambientes que originaram as formações Serra Alta, Teresina e Corumbataí podem ser considerados marinhos ou não.

### 7.1.5. BIOESTRATINOMIA E TAFONOMIA DOS BIVALVES

As características bioestratinômicas das assembléias de bivalves foram analisadas, obedecendo, quando possível, os seguintes critérios recomendados por KIDWELL & HOLLAND (1991):

#### **Feições sedimentológicas do depósito:**

- empacotamento dos bioclastos;
- porcentual, em volume, dos bioclastos no depósito;
- seleção dos bioclastos;
- tipo de matriz;
- tamanhos relativos e equivalência hidráulica de bioclastos e matriz;
- estruturas sedimentares biogênicas e físicas associadas.

#### **Feições tafonômicas dos bioclastos:**

- orientação no plano horizontal e em seção;
- grau de articulação dos restos esqueléticos;
- fragmentação;
- arredondamento;
- abrasão, corrosão, bioerosão ou incrustação da superfície.

#### **Feições estratigráficas do depósito:**

- espessura do depósito;
- extensão lateral;
- escala relativa;
- geometria do depósito;
- contatos estratigráficos, especialmente qualquer associação próxima com superfícies de erosão/omissão;
- complexidade interna ou microestratigrafia;
- posição na seqüência deposicional;

#### **Atributos paleoecológicos dos bioclastos:**

- número de espécies;
- abundâncias relativas das espécies;
- hábitos de vida;
- idade ontogenética dos indivíduos/tamanhos dos exemplares;
- mineralogia e estruturas originais.

Algumas considerações tafonômicas a respeito dos bivalves das formações Teresina e Rio do Rasto já foram tecidas em ROHN (1988) e ROHN & PENATTI (1993). A presente análise leva em consideração as ocorrências em 124 afloramentos e o total de 171 estratos com assembléias de bivalves.

Para a Zona *Pinzonella neotropica*, os 46 estratos que comportam assembléias de bivalves puderam ser discriminados em 8 tafofácies principais:

- TE-B-1. (23 ou 24 estratos) Calcarenito espático a oóides com valvas isoladas suportadas pela matriz em disposição caótica, em geral inteiras, sem evidências de abrasão, não muito bem selecionadas; diversidade igual a 3 ou mais espécies; calcários aproximadamente tabulares com espessura geralmente menor que 10 cm; valvas recristalizadas ou substituídas por sílica (fig. 171.2).
- TE-B-2. (4 ou 5 estratos) Idem a "1", mas com tendência de maior orientação das valvas com a superfície convexa para cima e espessura dos calcários até superior a 30 cm; no caso da pedreira nova de Fluvíópolis, há diversas camadas de calcarenito ligeiramente inclinadas, separadas por pelúcidas lamíticas de poucos milímetros de espessura, contendo, num nível, uma glossopterídea (figs. 54-57, 171.1).
- TE-B-3. (7 estratos) Calcilutito ou marga síltica com valvas isoladas (raramente articuladas fechadas) de dimensões geralmente pequenas, mas não muito bem selecionadas, suportadas pela matriz, em disposição caótica, inteiras, sem evidências de abrasão, geralmente associadas com pelotas fecais, ostracodes e, às vezes, com oncóides; calcários tabulares com apenas alguns centímetros de espessura; valvas geralmente recristalizadas (fig. 67).
- TE-B-4. (1 estrato) Calcirrudito micrítico a bivalves, com valvas isoladas relativamente grandes, suportadas por elas próprias; inteiras, sem evidências de abrasão; raros oóides dispersos; pacote tabular com espessura igual a 3-4 cm e contato inferior caracterizado por superfície de erosão; valvas substituídas por sílica e soldadas entre si por efeitos diagenéticos (exemplo: km 50,7 da BR 153).
- TE-B-5. (6 estratos) Coquina (suportada por bioclastos), sem matriz preservada, com valvas silicificadas, em geral, bastante fragmentadas, excepcionalmente com algumas valvas inteiras e até articuladas fechadas; diversidade igual ou superior a quatro espécies; às vezes, mistura com folhas de licófitas permineralizadas por sílica; geometria tendendo a cuneada, com mais de 0,5 m de espessura (figs. 76, 171.3, 172.2).
- TE-B-6. (1 estrato) Arenito muito fino coquinóide com alguns pavimentos de valvas isoladas, inteiras, orientadas com a superfície convexa para cima, misturadas com abundantes fragmentos de valvas; diversidade igual a 3 ou 4 espécies; espessura das porções coquinóides geralmente em torno de 4 cm (fig. 172.1).

TE-B-7. (2 estratos) Arenito muito fino com moldes de valvas isoladas ou articuladas fechadas, inteiras, sem evidências de abrasão, não selecionadas, em disposição geralmente horizontal (algumas inclinadas), dispersas ou concentradas em níveis sucessivos; maior abundância em porções de 30 a 40 cm do corpo rochoso, com aparência maciça (fig. 163.8-9).

TE-B-8. (1 estrato) Arenito fino com grande quantidade de valvas relativamente grandes (moldes), isoladas, inteiras, muito concentradas na base (em aproximadamente 1,5 cm), junto com quantidade grande de ostracodes, tornando-se gradativamente menos abundantes para o topo (nos 4,5 cm seguintes). Essa situação foi observada na parte superior da pedreira velha de Prudentópolis (PRU1).

O tipo 1 pode gradar verticalmente para o tipo 2 e vice-versa, refletindo variações na energia durante a deposição dos sedimentos e bioclastos. Os dois tipos, tomados em conjunto, somam quase 60 % de todas as ocorrências de bivalves da Formação Teresina e também constituem as tafofácies mais comuns em comparação com as assembléias de outros tipos de fósseis. Talvez haja tendenciosidade nesse resultado pois os calcários sempre se destacam nos afloramentos e um exame rápido da rocha já basta para constatar a presença ou não dos bivalves. Por outro lado, nem sempre foi possível identificar os bivalves desses calcários que, sendo muito compactos, não permitem boa preparação dos fósseis para a sua identificação. As dificuldades são ainda maiores quando a rocha foi silicificada.

Na Formação Rio do Rasto foram constatados 125 estratos com assembléias de bivalves que apresentam sete tipos principais de tafofácies:

RR-B-1. (44 estratos) Arenitos muito finos a lamitos com bivalves (moldes) em planos horizontais sucessivos, geralmente com valvas isoladas e proporção significativa de valvas ainda conectadas entre si em posição aberta e fechada; alguns indivíduos aparentemente na posição de vida (fig. 173.2); valvas isoladas predominantemente convexas para baixo; tamanhos das valvas bastante variados; assembléias monoespecíficas ou com até três espécies de bivalves; outros fósseis freqüentemente associados: conchostráceos, escamas de peixes, pequenos gastrópodos, ostracodes, restos vegetais bastante esparsos e fragmentados; fósseis geralmente restritos a somente uma parte da extensão vertical do depósito (no máximo, ao longo de 60 cm).

- RR-B-2. (27 estratos) Preservação de moldes em arenitos finos a siltes, eventualmente calcíferos; características semelhantes às acima, mas organização das valvas não exatamente em planos horizontais, sendo um pouco mais caótica; predomínio de valvas isoladas e relativamente selecionadas quanto ao tamanho, existindo também valvas articuladas fechadas; geralmente sem outros tipos de fósseis associados; porção fossilífera normalmente com menos de 15 cm de espessura, mas podendo haver repetição vertical da tafofácies (fig. 173.1).
- RR-B-3. (8 estratos) "Coquinas" com até 4 cm de espessura; bivalves, na realidade, dissolvidos (por intemperismo recente), ocorrendo apenas grande número de moldes das valvas e os respectivos espaços vazios; matriz de arenito fino a siltito em quantidade insuficiente para suportar a rocha - esta totalmente colapsada - servindo apenas para indicar a presença dos fósseis.
- RR-B-4. (7 estratos) Bivalves (moldes) concentrados ao longo de um único nível (ou predominantemente num único nível), formando pavimentos, com valvas isoladas, em posição convexa para cima, com certa seleção por tamanho; assembléias geralmente monoespecíficas (fig. 173.3).
- RR-B-5. (33 estratos) Arenitos muito finos a lamitos com bivalves (moldes) muito dispersos e raros, geralmente como valvas inteiras e isoladas, mais raramente valvas ainda conectadas, abertas ou fechadas, não na posição de vida; bivalves comumente subsidiários em relação a outros fósseis como conchostráceos e megafósseis vegetais.
- RR-B-6. (2 estratos) Bivalves (moldes) em alguns planos horizontais de uma "coquina" de ostracodes (também moldes) com matriz de arenito bem fino; geometria tabular na extensão dos afloramentos, alcançando cerca de 15 cm de espessura; valvas dos bivalves geralmente isoladas e relativamente pequenas, comportando até quatro espécies distintas; associação também com gastrópodos.
- RR-B-7. (4 estratos) Calcilutitos a calcirruditos com matriz micrítica (figs. 120 e 121 de ROHN, 1988; e gruta de Lambari, fig.75), apresentando quantidade significativa de grãos silicicláticos e pequenos intraclastos de argilito; corpo tabular irregular de 3 a 8 cm de espessura, com superfície basal nitidamente erosiva; valvas isoladas, recristalizadas, relativamente selecionadas (muito fragmentadas ou pequenas); associação com escamas de peixes; ocorrências localizadas apenas no nordeste do Estado do Paraná. Tafofácies semelhante à TE-B-4 (fig. 75).

As interpretações dos processos deposicionais e suas implicações para o entendimento do paleoambiente são discutidas no capítulo 8. Analisando exclusivamente os atributos bioestratinômicos relativos aos bioclastos, pode-se constatar que as tafofácies são atribuíveis fundamentalmente a quatro processos:

1. Concentração com eventual seleção e orientação das valvas por um evento rápido e único de alta energia, provavelmente por ondas de tempestade (TE-B-1, TE-B-2, TE-B-4, TE-B-8, RR-B-2, RR-B-3, RR-B-6; RR-B-7).
2. Submissão das conchas a condições energéticas repetidas, causando a sua fragmentação; concentração dos restos num processo energético final, eventualmente havendo mistura caótica com valvas ainda inteiras (e delicadas!) e outros bioclastos (TE-B-5, TE-B-6).
3. Sepultamento rápido de bivalves *in situ* e de outras valvas disponíveis sobre o substrato por sedimentos finos (às vezes, com ligeira remobilização), provavelmente em consequência de fluxo de suspensão; orientação das superfícies convexas de algumas valvas para baixo provavelmente causada por organismos bioturbadores (*cf.* FÜRSICH & KIRKLAND, 1986) (TE-B-7, RR-B-1, RR-B-4).
4. Bivalves parautóctonos ou alóctonos depositados e sepultados gradualmente, não envolvendo obrigatoriamente processos hidráulicos para o seu transporte ou soterramento rápido; em alguns casos, valvas provavelmente remobilizadas por agentes bioturbadores (TE-B-3, RR-B-5?).

#### 7.1.6. Considerações adicionais

Das informações anteriores depreende-se que os bivalves viviam em ambientes de águas normalmente calmas, provavelmente com baixa taxa de sedimentação, porém sujeitas a freqüentes tempestades e/ou à sedimentação rápida por correntes de turbidez; raramente as condições de energia mais elevadas foram duradouras porque não há evidências nítidas de abrasão das conchas; verificam-se, no máximo, quebras por impacto. A sedimentação lenta do dia-a-dia pode ter contribuído para o enriquecimento natural das lamas do substrato em conchas, facilmente transformadas em depósitos coquinóides no seu retrabalhamento por tempestades (*cf.* FÜRSICH & KIRKLAND, 1986). No entanto, a sedimentação normal não chegou a ser tão incipiente que tivesse favorecido o endurecimento do substrato e a sua colonização por abundantes espécies epifáunicas, nem incrustação ou bioerosão das conchas por outros organismos. Os pequenos estromatólitos incrustados sobre algumas valvas constituem exceções (fig. 70.1).

Os habitats normais dos bivalves deduzidos através das características bioestratinômicas da maioria dos depósitos coadunam com as suas prováveis exigências paleoautoecológicas: condições de energia relativamente baixas (porque quase todos os bivalves provavelmente eram escavadores lentos, embora tivessem algumas adaptações para a escavação mais rápida); substrato de granulação relativamente fina e não muito bem selecionada, suficientemente mole para a escavação dos bivalves; poucos sedimentos em suspensão na água que comprometeriam seu hábito alimentar suspensívoro; fundo oxigenado promovido pela pequena profundidade da água e pelas condições um pouco mais energéticas ocasionais.

Apesar da relativa abundância dos depósitos coquinóides, nenhum combina perfeitamente com as características apontadas para depósitos da base de seqüências transgressivas ou de parasseqüências (*cf.* KIDWELL, 1986, 1988, 1989, 1991; BANERJEE & KIDWELL, 1991; FÜRSICH & KIRKLAND, 1986). Preconiza-se que nesses depósitos haveria grande mistura de conchas de várias gerações, predominantemente fragmentadas, com elementos infáunicos e epifáunicos, sendo freqüente a incrustação e a bioerosão das valvas por outros organismos. Nos afloramentos da Formação Teresina de Rio Preto (PR) e a 6,2 km de Canoinhas (SC), as assembléias apresentam algumas dessas características (valvas inteiras e fragmentadas, algumas valvas possivelmente incrustadas por esteiras estromatolíticas), sendo particularmente interessante a mistura com folhas de licófitas e prováveis finos caules permineralizados por sílica (fig. 171.3, 172.2). Conforme é discutido no capítulo 9, a possibilidade de que essas assembléias correspondam à base de intervalos transgressivos não é descartada, porém não devem representar a acumulação exclusiva das comunidades parautóctonas desenvolvidas nesses intervalos; poderia haver mistura com elementos retrabalhados dos intervalos anteriores. A maioria das outras assembléias de bivalves, preservadas em tempestitos de calcarenitos ou de arenitos, deve ter sido originada em fases regressivas, enquanto o nível relativo de base estava alto.

## **7.2. CONCHOSTRÁCEOS**

### **7.2.1. ESPÉCIES DA FORMAÇÃO RIO DO RASTO**

Os conchostráceos da Formação Rio do Rasto foram estudados por REED (1929b), MENDES (1954b), TASCH (1979a,b, 1982, 1987), ROHN & RÖSLER (1985) e ROHN (1986, 1987, 1988, 1989b) e ROHN & RÖSLER (1990). Em ROHN (1988) foram listadas 69 localidades de ocorrência desses fósseis e no

presente trabalho foram acrescentadas outras 67, totalizando 136 localidades. O número total de estratos que contêm conchostráceos é cerca de 192.

As espécies de conchostráceos listadas no presente trabalho são as mesmas já citadas em ROHN (1987, 1988, 1989b). Três formas aparentemente correspondem a espécies novas, mas são raras e não alteram as conclusões gerais dessa tese (fig. 174.17-18).

Cabe também ressaltar que TASCH (1987) apresentou diversos taxons novos; com exceção de *Gabonestheria brasiliensis* Tasch, as espécies erigidas não foram incluídos na lista abaixo por estarem fundamentados em exemplares muito mal preservados (conforme as fotografias apresentadas), observados num montante restrito de amostras, cujas localidades-tipo são informadas muito vagamente. De qualquer modo, é importante ressaltar que apenas após um exame minucioso do material-tipo (nos EUA) poder-se-á propor eventuais modificações formais das classificações taxonômicas. As espécies de TASCH (1987) aqui informalmente rejeitadas são as seguintes: a) *Cyzicus (Lioestheria) bigarellai* Tasch que provavelmente corresponde a *Asmussia regularis* (Reed); b) *Cyclestherioides (Cyclestheriodes) pintoí* Tasch, que também deve corresponder a *Asmussia regularis* (Reed), porém preservado em sedimentito mais deformável; c) *Cyzicus (Euestheria) sp.1* que parece quase idêntico ao exemplar "b" acima, mas com linhas de crescimento melhor preservadas próximo ao bico; d) *Estheriina (Estheriina) sp.1* que provavelmente é um exemplar deformado e incompleto de *Monoleaia unicostata*. No caso de *Gabonestheria brasiliensis* Tasch, as duas fotografias apresentadas denotam preservação pior que os exemplares provavelmente da mesma espécie considerados como *Gabonestheria sp.* em ROHN (1987). Portanto, as espécies da Formação Rio do Rasto aqui consideradas válidas são as seguintes:

*Asmussia regularis* (Reed, 1929b) Mendes, 1954b (fig. 174.19-23),

*Palaeolimnadiopsis subalata* (Reed, 1929b), Mendes, 1954b (fig. 174.9-11),

*Leaia pruvosti* Reed, 1929b,

*Monoleaia unicostata* (Reed, 1929b), Tasch, 1956, com as subespécies *M.unicostata micropolygonata* Rohn, 1987 (fig. 174.13-15) e *M. unicostata timboensis* Rohn, 1987,

*Cyzicus (Euestheria) langei* (Mendes, 1954b), Rohn, 1987 (fig. 174.7),

*Paranaleaia supina* Rohn, 1987 (fig. 174.3-4),  
*Asmussia* sp. (em ROHN, 1987) (fig. 174.12),  
*Cyzicus (Euestheria)* sp. (em ROHN, 1987) (fig. 174.5),  
*Cyzicus (Lioestheria)* sp. (em ROHN, 1987),  
*Cyzicus* sp. (em ROHN, 1987) (fig. 174.16),  
 cf. *Palaeolimnadiopsis* sp. (em ROHN, 1987),  
*Palaeolimnadia (Palaeolimnadia)* sp. (em ROHN, 1987)  
 (fig. 174.8),  
*Gabonestheria brasiliensis* Tasch, 1987 (fig. 174.6),  
*Cornia* ? sp. (em TASCH, 1982, 1987).

### 7.2.2. PALEOECOLOGIA E PALEOBIOGEOGRAFIA DOS CONCHOSTRÁCEOS

A paleoecologia dos conchostráceos da Formação Rio do Rasto foi tratada principalmente em ROHN (1988) e ROHN & RÖSLER (1990), sendo aqui destacados somente os pontos mais relevantes.

Os conchostráceos são exclusivos de ambientes aquosos continentais. Associações de conchostráceos com fósseis lagunares ou marinhos são acidentais ou tafonômicas pois seus ovos não podem eclodir em águas ligeiramente mais salinas (TASCH, 1969, 1987; OLSEN, 1984; FRANK, 1988). A salinidade máxima da água apontada por MCKENZIE (1991) que permite a sobrevivência de conchostráceos atuais é 3,2 ‰. Atualmente, os conchostráceos são mais comuns em corpos d'água temporários de regiões semi-áridas (FRANK, 1988), especialmente onde há pouco perigo de predação por peixes (OLSEN, 1984). Desde o Terciário, eles competem por alimentos com as pulgas d'água (Ordem Cladocera) e, segundo OLSEN (1984), não suportam a pressão ecológica conjunta dessa competição e da predação pelos peixes. Entretanto, no Neopaleozóico e pelo menos até o Jurássico, quando os conchostráceos aparentemente eram mais comuns (MCKENZIE, 1991), eles também ocupavam corpos d'água maiores, onde existiam peixes e outros organismos dulçaquícolas (OLSEN, 1984; PETZOLD & LANE, 1988).

Os conchostráceos têm hábitos variados conforme a espécie: alguns são nadadores ativos durante toda a sua vida, outros se enterram superficialmente no substrato lamoso e permanecem sedentários por longos períodos, apenas filtrando água e nutrientes para as suas atividades metabólicas. Algumas espécies causam pequena turbulência na água para colocar partículas alimentares em suspensão e filtrá-las (FRANK, 1988).

O período de desenvolvimento dos conchostráceos também é bastante variável de acordo com a espécie. Após a eclosão do náuplius, os indivíduos podem crescer rapidamente e alcançar o estágio de reprodução em poucos dias. Isso geralmente ocorre com as espécies que habitam poças d'água sujeitas a ressecamento. Algumas espécies produzem ovos partenogênicos para garantir a sobrevivência. Esses ovos podem posteriormente ressecar, passar pelo trato digestivo intestinal de vários animais ou permanecer por longo tempo em ambientes anóxicos e, apesar dessas vicissitudes, ainda podem eclodir após um período de até 7-8 anos (OLSEN, 1984; FRANK, 1988). Essas espécies provavelmente têm maior potencial de dispersão que outras com um ciclo de desenvolvimento muito mais longo, reprodução sexuada e menor tolerância a condições ambientais adversas. As ecdises, ou seja, os episódios de crescimento das valvas, ocorrem em intervalos regulares, determinados de acordo com cada espécie. A contagem das bandas ou das linhas de crescimento permite estipular o estágio ontogenético dos indivíduos e, sabendo-se o intervalo de tempo das ecdises (geralmente alguns dias), pode-se calcular a longevidade de cada indivíduo.

Os conchostráceos comumente alcançariam o comprimento de 1 cm (FRANK, 1988), mas na Formação Rio do Rasto quase todos os exemplares nem chegam a 0,5 cm. Somente raros exemplares de *Palaeolimnadiopsis* são muito grandes. Segundo KOBAYASHI (1954), o tamanho estaria relacionado, em parte, com a temperatura da água, sendo tanto maior quanto mais altas as temperaturas. No entanto, a deposição da Formação Rio do Rasto deve ter ocorrido sob condições relativamente quentes. As centenas de ilustrações de conchostráceos em TASCH (1987) mostram que tamanhos pequenos constituem mais a regra do que exceções. Portanto, as dimensões dos exemplares da Formação Rio do Rasto não devem ter algum significado em especial.

Algumas espécies como *Monoleaia unicostata* tiveram grande distribuição geográfica e persistiram durante intervalo de tempo longo (quase desde o início da deposição do Membro Serrinha até praticamente o final da deposição do Membro Morro Pelado). Essa espécie ocorre em grande abundância quando constitui assembléias monoespecíficas; junto com outras espécies (se essa não for uma situação apenas tafonômica), *M. unicostata* geralmente aparece em proporção bem pequena. A espécie provavelmente tinha caráter oportunista, sem muito sucesso na competição com outras formas, e/ou preferia condições ambientais ligeiramente distintas. Por exemplo, as condições climáticas alternadamente secas e menos secas durante a deposição da Formação Rio do

Rasto poderiam ter causado ligeiras variações na salinidade da água (vide capítulos 8 e 9).

Por outro lado, a diversidade de conchostráceos aparentemente continuou alta durante a deposição do Membro Morro Pelado, quando já existiam abundantes dunas eólicas na bacia e, portanto, quando predominavam condições de clima cada vez mais seco. Essa constatação do paleoclima coaduna com a maior parte dos contextos ambientais, em escala mundial, interpretados para os conchostráceos (cf. OLSEN, 1984; TASCH, 1987; FRANK, 1988). Outros exemplos dessa natureza da própria Bacia do Paraná, existem nas formações Pirambóia, Santa Maria, Botucatu e no Grupo Bauru (cf. ALMEIDA, 1950b; KATOO, 1971; SOUZA et al., 1971 e MEZZALIRA, 1974).

A variabilidade de hábitos e habitats dulçaquícolas dos conchostráceos, promove distribuições geográficas bastante peculiares, variando desde o extremo endemismo ao caráter quase pandêmico (FRANK, 1988). As formas atuais endêmicas são muito vulneráveis à extinção. FRANK (1988) criticou a utilização dos conchostráceos para conclusões biogeográficas, principalmente quando se desconhece a tolerância ecológica das espécies. De fato, o procedimento pode implicar em complicações. Por exemplo, TASCH (1979a, b, 1980, 1981, 1982, 1987) tem listado diversos gêneros para substanciar suas hipóteses sobre a dispersão e as rotas migratórias de conchostráceos na região gondvânica e extra-gondvânica. Destacou *Gabonestheria* e *Cornia*, que evidenciariam a conexão entre América do Sul, África e Índia (respectivamente na Formação Rio do Rasto, na Série Cassange I - Triássico, e na Formação Panchet - Triássica), mas não enfatizou particularmente que *Cornia* também ocorre no Carbonífero Superior e no Permiano do Hemisfério Norte. A propósito, a identificação de *Cornia* da Formação Rio do Rasto baseia-se num único exemplar mal preservado. Outros gêneros que ocorrem na Formação Rio do Rasto, utilizados por TASCH (1979a, b, 1987) para suas considerações paleobiogeográficas são *Palaeolimnadiopsis*, *Palaeolimnadia* e *Leaia*. Na realidade, os três têm distribuição praticamente cosmopolita, mas em pontos geográficos muito distantes entre si e em estratos de idades bastante variáveis. Somente *Leaia* (que não logrou ser novamente coletada na Formação Rio do Rasto) teria utilidade cronoestratigráfica por estar restrita ao Paleozóico. *Palaeolimnadiopsis*, gênero facilmente reconhecível, é muito abundante no Paleozóico e Mesozóico da China (SHEN YANBIN, 1985) e ocorre, por exemplo, no Cretáceo da Bacia do Paraná e de outras regiões do Brasil (MEZZALIRA, 1974; PINTO & PURPER, 1974). Pode-se questionar se as diagnoses desses gêneros não seriam demasiado amplas, incluindo formas não relacionadas entre si. No âmbito

dos conchostráceos da Formação Rio do Rasto, considerando o número elevado de amostras disponíveis, há relativa segurança quanto às espécies definidas e identificadas, mas não é possível assegurar a verdadeira relação filogenética com os supostos mesmos gêneros das outras bacias. A adoção da nomenclatura de TASCH (1969) precisa ser reavaliada, devendo ser interessante testar, logo que possível, se as classificações de MARLIÉRE (1950), de KOZUR & SEIDEL (1983a,b,) ou de outros são mais adequadas.

### 7.2.3. BIOESTRATINOMIA E TAFONOMIA DOS CONCHOSTRÁCEOS

Conchostráceos, constatados em 192 estratos de 136 afloramentos da Formação Rio do Rasto, aparecem organizados conforme as seguintes tafofácies:

- RR-C-1. (68 estratos) Conchostráceos (moldes) abundantes dispostos em vários planos paralelos horizontais, às vezes, com sobreposição parcial de alguns indivíduos, em siltitos finamente laminados ou rítmicos de siltitos e argilitos gradados (em poucos centímetros a mais de 30 cm de espessura); valvas isoladas ou articuladas fechadas ou raramente abertas, com tamanhos variados, de uma ou mais espécies de conchostráceos; associação a pequenos restos vegetais, bivalves e escamas de peixes esparsos.
- RR-C-2. (11 estratos) Idem acima, mas conchostráceos encontrados num único nível horizontal.
- RR-C-3. (26 estratos) Conchostráceos abundantes (moldes) em siltitos e arenitos muito finos maciços em porções geralmente menores que 15 cm de espessura; orientação das valvas predominantemente horizontal, mas não sobre superfícies perfeitamente plano-paralelas, nem ocorrendo sobreposição de vários indivíduos; valvas isoladas ou articuladas fechadas com tamanhos variados, de uma ou mais espécies de conchostráceos; associação possível a raros moluscos bivalves e escamas de peixes.
- RR-C-4. (12 estratos) Idem acima, mas em arenitos finos a médios maciços e com fósseis geralmente mal preservados.
- RR-C-5. (69 estratos) Conchostráceos pouco abundantes ou raros, distribuídos ao longo de espessuras variáveis de siltitos ou arenitos muito finos maciços ou laminados horizontalmente; valvas isoladas ou articuladas fechadas com tamanhos variáveis, geralmente de uma espécie; associação a bivalves (abundantes ou raros), megafósseis vegetais, escamas de peixes e outros.
- RR-C-6. (3 estratos) Conchostráceos concentrados na base de arenitos muito finos, e gradualmente mais dispersos para o topo (ao longo de 2 a 3 cm);

valvas isoladas ou articuladas fechadas de tamanhos variados, geralmente de uma espécie; associação a escamas de peixes.

RR-C-7. (1 estrato) Conchostráceos relativamente abundantes em siltitos e arenitos muito finos, dispostos em lâminas inclinadas (vide capítulos 6 e 8.4. figs. 144-145); valvas isoladas ou articuladas fechadas de tamanhos variados de uma espécie.

RR-C-8. (1 estrato) Conchostráceos concentrados em fendas de 1,0 a 1,5 cm de largura e até 10 cm de profundidade, juntamente com escamas de peixes (estrada Jundiá do Sul-Ribeirão do Pinhal, km 79,1; AF/GP 241, fig.174.2).

RR-C-9. (1 estrato) Conchostráceos restritos às porções areníticas de rochas heterolíticas com estrutura ondulada (*wavy*) (estrada entre Lambari e a PR 90, a 1,5 km do trevo, nível G).

As valvas (moldes) dos conchostráceos sempre aparecem inteiras, havendo apenas deformações e fraturas por processos diagenéticos.

Os conchostráceos aparecem associados a outros tipos de fósseis nas seguintes proporções:

30% - sem outros fósseis associados;

25% - associação principalmente a bivalves, às vezes, junto com ostracodes e escamas de peixes;

20% - associação a escamas de peixes, às vezes, junto com ostracodes;

17% - associação principalmente a megafósseis vegetais;

8% - outros.

A bioestratinomia dos conchostráceos da Formação Rio do Rasto já foi discutida em ROHN (1988), sendo aqui retomados apenas os aspectos mais relevantes para as interpretações ambientais. Em primeiro lugar, cabe lembrar que o sistema articulatório das valvas dos conchostráceos é menos elaborado que o dos moluscos bivalves, condicionando separação ainda mais rápida das valvas após a morte dos organismos. As valvas também são bem mais frágeis e leves, sendo facilmente colocadas em suspensão nas condições de maior energia hidráulica. Portanto, em vista da alta frequência de conchostráceos com valvas ainda conjugadas na Formação Rio do Rasto, pode-se dizer que o seu sepultamento sempre foi logo após a sua morte ou a própria causa da morte. Esse processo não envolveu condições muito turbulentas porque as valvas sempre estão completas, sem evidências de fragmentação e de outros danos. As condições hidráulicas não muito energéticas são inferidas especialmente num caso em que há prováveis ovos de conchostráceos na porção centro-dorsal das valvas da mãe no afloramento do km 269,8 da BR 376 (AF/GP 214).

Os principais processos que participaram na deposição dos conchostráceos provavelmente foram os seguintes (vide capítulos 6 e 8.4):

a) Fluxos hiperpicnais diluídos que transportaram os sedimentos e os conchostráceos, muitos provavelmente ainda vivos, às vezes, junto com algumas escamas de peixes, ostracodes e restos vegetais (RR-C-1, RR-C-2, parte de RR-C-4, parte de RR-C-5, RR-C-7).

b) Fluxos de suspensão que sepultaram conchostráceos possivelmente no seu local de vida, junto com moluscos bivalves e outros organismos (parte de RR-C-5).

c) Fluxos oscilatórios de baixa energia ou, às vezes, relacionados a tempestades que causaram suspensão e redeposição rápida dos sedimentos e dos organismos (alguns provavelmente ainda vivos), talvez também tendo envolvido algum transporte (RR-C-3, parte de RR-C-4, parte de RR-C-5 e principalmente RR-C-6 e RR-C-9).

d) Confinamento de conchostráceos a fendas de dissecação, únicos locais onde restava ainda um pouco de umidade após ressecamento do corpo d'água onde viviam. Essa interpretação encontra suporte no trabalho apresentado por DE DECKER (1988) que estudou a fauna dos lagos salgados da Austrália e encontrou carófitas, ostracodes, pulgas d'água e outros pequenos organismos ainda vivos nas fissuras no fundo de um lago em ressecamento.

A variedade de tafofácies dos conchostráceos observada na Formação Rio do Rasto reforça mais uma vez a crítica (ROHN, 1988) contra as insistentes generalizações de TASCH (1958, 1969, 1987), TASCH & ZIMMERMAN (1961) e outros autores quanto ao significado das lâminas sucessivas ricas em conchostráceos numa rocha; segundo esses autores, cada lâmina corresponderia obrigatoriamente a um ciclo anual de inundação e de ressecamento de uma área, e todos os organismos de um nível pertenceriam a uma geração desenvolvida rapidamente, no intervalo entre as primeiras chuvas e o final da evaporação da água. Aqueles autores basearam-se nessa interpretação para calcular a duração do corpo d'água em cada ano, contando o número máximo de linhas de crescimento dos indivíduos (uma linha=uma ecdise a cada 1-6 dias). Na Formação Rio do Rasto, o fato dos indivíduos num nível sedimentar geralmente apresentarem número muito variável de linhas de crescimento (fases ontogenéticas distintas) restringe a possibilidade de que o nascimento e a morte de todos os indivíduos tenham ocorrido ao mesmo tempo. Na literatura não há menções a respeito de altas taxas de mortalidade natural dos conchostráceos antes do estágio adulto. O bom estado de preservação das valvas, preponderantemente articuladas entre si, torna improvável que elas tenham ficado muito tempo expostas a intempéries (que

teriam sido inevitáveis no caso de ressecamento do corpo d'água até as chuvas no ano seguinte). A raridade de gretas de contração associadas diretamente aos conchostráceos também constitui forte evidência contra as generalizações mencionadas. Não se questiona que ao longo da história da Formação Rio do Rasto tenham ocorrido diversas fases de ressecamento dos corpos d'água, mas os conchostráceos também estavam presentes nas fases em que existiam ambientes límnicos mais perenes.

Outro aspecto praticamente transformado em dogma refere-se à suposta impossibilidade de coexistência de populações distintas de conchostráceos num único corpo d'água (principalmente de espécies pertencentes ao mesmo gênero). Segundo diversos autores (por exemplo, TASCH & ZIMMERMAN, 1961; WEBB, 1979), a ocorrência de duas ou mais espécies num único nível de uma rocha sedimentar seria explicável pela mistura de populações não contemporâneas ou por erros de identificação. Por outro lado, KOZUR & SEIDEL (1983b) admitiram a coexistência de duas ou mais espécies, porém essa situação seria rara. No caso da Formação Rio do Rasto, cerca de 25% das assembléias analisadas apresentam mais de uma espécie. Embora não se possa descartar a hipótese de mistura de elementos por fatores exclusivamente bioestratinômicos, os nichos nos corpos d'água podem ter sido suficientemente diversificados para terem suportado diversas populações.

### 7.3. MEGAFÓSSEIS VEGETAIS

#### 7.3.1. TAXONS IDENTIFICADOS DA FORMAÇÃO TERESINA

Anteriormente ao presente trabalho, eram conhecidas 15 localidades com megafósseis vegetais (incluindo carófitas) na Formação Teresina, tendo sido efetivamente descritos os fósseis de nove localidades. Os dados anteriores resumem-se na lista a seguir:

<u>Taxons</u>	<u>Localid./Autores</u>
<i>Lycopodiopsis derbyi</i> Renault	2, 3, 5, 10?, 13
<i>Lycopodiopsis</i> sp.	11?, 14?
Licófitas indeterminadas.	1, 15
<i>Paracalamites australis</i> Rigby	15
Esfenófitas indeterminadas.	5, 14
<i>Glossopteris</i> cf. <i>G. angustifolia</i>	14
<i>Glossopteris</i> cf. <i>G. occidentalis</i>	14
<i>Glossopteris</i> indeterminada.	13, 14, 15
<i>Psaronius?</i> / <i>Tietea</i>	4, 8
<i>Kräuselcladus canoinhensis</i> Yoshida	12
<i>Kräuselcladus catarinensis</i> Yoshida	12
<i>Kräuselcladus</i> indeterminada.	15

Brácteas	15
Madeiras fósseis	1, 6, 7
<i>Leonardosia langei</i> Sommer	9
Carófitas	15

Localidades e autores:

1. Aparentemente Teresa Cristina, PR (OLIVEIRA, 1927).
2. Seixo rolado na margem do rio Ivaí, PR (MAACK, 1947).
3. Seixo rolado na margem do rio dos Patos, PR (MAACK, 1947).
4. Procedência desconhecida (MAACK, 1947).
5. Teresa Cristina, PR (MENDES, 1954a).
6. Margens do rio Azul, 8 km a E de Rio Azul, PR (MENDES, 1954a).
7. Rio Claro do Sul, PR (MENDES, 1954a).
8. Estrada Curitiba-Teresa Cristina, km 267-268, entre Imbuia e Teresa Cristina, PR (MANIERO, 1954). Obs.: localidade atribuída pelo autor ao Membro Serrinha, porém provavelmente correspondente à Formação Teresina.
9. Rodovia Ponta Grossa-Prudentópolis, pouco antes da segunda cidade, e na rodovia Ponta Grossa-Foz do Iguaçu, PR (SOMMER, 1954).
10. Barreiros, Planalto de Reserva, PR (KRÄUSEL, 1961).
11. Joaquim Távora, PR (KRÄUSEL, 1961).
12. Estrada Canoinhas-Porto União, 6 km da primeira cidade, SC (YOSHIDA, 1970).
13. Localidades no Rio Grande do Sul, proximidades de Tiaraju, perfil Caveiras-Ibicuí da Armada, e afloramento de Cerro Chato (CUNHA, 1976).
14. Pedreira em Fluviópolis, nas margens do rio Iguaçu, PR (OLIVEIRA-BABINSKI & RÖSLER, 1984; PERINOTTO & RÖSLER, 1984).
15. Pedreira Rio Preto, estrada Irati-Guamirim, PR (RÖSLER, 1982; RÖSLER et al., 1985).

Outros trabalhos paleobotânicos de grande interesse, porém referentes à Formação Corumbataí no Estado de São Paulo são:

- a) MUSSA (1982): descrição de troncos permineralizados da Formação Estrada Nova da região de Fartura e outras localidades do Estado de São Paulo.
- b) RIGBY (1968): descrição sumária de pectopterídeas, esfenófitas, licófitas e glossopterídeas de Laras, SP.
- c) PERINOTTO & RÖSLER (1985): descrição de glossopterídeas de Ferraz, Município de Rio Claro, SP.
- d) RAGONHA & SOARES (1974) e ROBERTS & RÖSLER (1982): respectivamente, descrição de carófitas e revisão do assunto.

Em comparação às recentes descobertas de bivalves da Formação Teresina ou de megafósseis vegetais da Formação Rio do Rasto, as de megafósseis vegetais da Formação Teresina são relativamente poucas (11), tendo sido identificados os vegetais de apenas 8 localidades. Também foram coletadas novas amostras em três horizontes fossilíferos mencionados na literatura. Os megafósseis vegetais identificados são os mesmos registrados anteriormente, exceto as folhas de licófitas. A lista dos vegetais coletados é a seguinte:

- caules de licófitas (*Lycopodiopsis derbyi* e outros) (figs. 175.6-9): 4 localidades;
- folhas de licófitas (impressões e permineralizadas por sílica) (figs. 175.10-11): 7 localidades;
- carófitas (fig. 175.2): 2 ou 3 localidades;
- briófitas misturadas com alguns possíveis e ramos de coníferas não identificados (fig. 103, 175.1): 1 localidade;
- glossopterídeas (figs. 176.3, 5, 6, 7, 8?): 3 localidades;
- brácteas não identificadas (fig. 175.4): 3 localidades;
- sementes não identificadas (fig. 175.5): 3 localidades;
- *Kräuselcladus* spp. (fig. 175.3): na localidade-tipo possivelmente em outras duas localidades.

Algumas glossopterídeas descritas por PERINOTTO & RÖSLER (1984) e outras apresentadas no presente trabalho destacam-se pelo feixe mediano largo e robusto e pelo encurvamento bastante abrupto das nervuras secundárias para as margens logo no início do curso (fig.176.5). PERINOTTO & RÖSLER (1984) incluíram essas folhas em *Glossopteris* cf. *G. occidentalis*, uma espécie típica da Formação Rio Bonito. De fato, essa forma lembra principalmente os representantes de *Glossopteris* do Permiano Inferior, com raras exceções (por exemplo, *Glossopteris* cf. *G. taeniopteroides* da Formação Rio do Rasto e glossopterídeas do Permiano Superior principalmente da Índia, ROHN & RÖSLER, 1989a). Outras glossopterídeas da Formação Teresina, classificadas por PERINOTTO & RÖSLER (1984) como *Glossopteris* cf. *G. angustifolia* e também encontradas nos trabalhos de campo da presente tese, antecipam o padrão de nervação da maioria das formas que ocorrem na Formação Rio do Rasto (fig.176.6). A espécie *Illexoidephyllum permicum*, anteriormente conhecida apenas no Membro Morro Pelado (ROHN & RÖSLER, 1989b), foi encontrada na pedreira velha de Prudentópolis (fig.176.7), o que aumenta significativamente a sua amplitude estratigráfica.

Alguns caules de licófitas coletados, preservados como impressões ou como compressões, assemelham-se à superfície externa de *Lycopodiopsis derbyi* Renault, que comumente são encontrados permineralizados por sílica na Formação Corumbataí (figs. 175.6, 9). Outros lembram os caules descritos por OLIVEIRA-BABINSKI & RÖSLER (1984), procedentes de Fluvópolis, que são formas decorticadas, sem almofadas foliares, considerados como *Lycopodiopsis?* sp. (figs. 175.7-8). Folhas de licófitas permineralizadas por sílica foram descritas anteriormente, de forma preliminar, apenas por SOMMER & TRINDADE (1966) e

OLIVEIRA-BABINSKI (1985), procedentes da Formação Corumbataí. Em geral, licófitas não parecem ser elementos muito abundantes na Flora *Glossopteris* do Permiano Superior. Existem algumas formas documentadas no Grupo Ecca da Bacia do Karoo (ANDERSON & ANDERSON, 1985) e no "Barren Measures" da Índia (SURANGE, 1975), porém ainda não foram realizadas comparações acuradas entre as formas.

Fato bastante intrigante é a restrição de *Kräuselcladus* (fig. 175.3) praticamente a um afloramento (talvez em mais dois outros, mas como restos muito mal preservados). Outras "coníferas", como *Walchia?* da Formação Corumbataí no Estado de São Paulo (cf. MEZZALIRA, 1989), também são raras na Bacia do Paraná. As brácteas encontradas em alguns afloramentos da Formação Teresina (fig. 175.4) possivelmente são atribuíveis a "coníferas". Por falta de estruturas reprodutoras preservadas, foi impossível, até o momento, determinar a relação entre os ramos de coníferas e as formas em plena expansão da Flora Euramericana durante o Permiano. Nas regiões gondvânicas, os fósseis de coníferas sempre aparecem bastante subsidiárias em relação a outros elementos da Flora *Glossopteris* e aparentemente tornam-se mais importantes nos estratos acima dessa flora, como no Grupo Narrabeen da Bacia Sydney da Austrália ou no Grupo Sakamena de Madagascar (RETALLACK, 1980).

### 7.3.2. TAXONS DA FORMAÇÃO RIO DO RASTO

Praticamente até a década de 80, poucos trabalhos paleobotânicos foram efetivamente realizados na Formação Rio do Rasto. Contudo, a ocorrência de elementos da Flora *Glossopteris* já foi constatada por R. Zeiller (in: OLIVEIRA, 1918). Durante vários anos, os vegetais mereceram apenas pequenas menções e alguns, ao invés de terem sido utilizados como evidência da provável idade permiana dos estratos, foram atribuídos a gêneros triássicos (cf. DOLIANITI, 1945), obedecendo a retórica que predominava na época. Os trabalhos seguintes, que já esclarecem o equívoco (MAACK, 1952; MENDES, 1954a; BARBOSA, 1958) ainda não incluíram descrições dos vegetais. MANIERO (1954) e JAPIASSU (1970) descreveram troncos fósseis permineralizados por sílica que consideraram pertencentes à Formação Rio do Rasto; contudo, esse tipo de fossilização, característico da Formação Teresina, torna questionável a classificação litoestratigráfica dos afloramentos de coleta. Dessa forma, o primeiro trabalho paleobotânico, de fato, deve-se a BORTOLUZZI (1975) que descreveu *Dichophyllites* sp. e *Paracalamites* sp. da localidade-tipo do Membro Morro Pelado. CAZZULO-KLEPZIG (1978) realizou análise mais acurada da mesma tafoflora, com

descrição de várias espécies (glossopterídeas, pecopterídeas, *Schizoneura*, *Paracalamites*, entre outros). CAZZULO-KLEPZIG & CORREIA (1981) estudaram os vegetais de uma localidade da Serra do Cadeado.

Uma nova fase de estudos foi promovida pela descoberta de afloramentos ricos em megafósseis vegetais próximo a Dorizon no Estado do Paraná por RÖSLER (1978a,b); pela primeira vez, registraram-se elementos como *Sphenophyllum* e glossopterídeas bem preservadas bastante distintas daquelas do Grupo Tubarão (RÖSLER & OLIVEIRA, 1978). Os dados promissores incentivaram a ampliação da área de pesquisa para diversos pontos do Estado do Paraná e de Santa Catarina. A lista a seguir resume os megafósseis vegetais estudados e o número de localidades fossilíferas levantadas na primeira etapa dessa pesquisa (ROHN, 1988):

19 espécies descritas de *Glossopteris* de Dorizon (ROHN et al., 1984) e de outras 20 localidades (ROHN & RÖSLER, 1989a); sete ocorrências adicionais em ROHN (1988).

*Ilexoidephyllum permicum* Rohn & Rösler (provável glossopterídea) de 6 localidades (ROHN & RÖSLER, 1989b).

*Vertebraria?* numa localidade (ROHN, 1988).

*Sphenophyllum paranaense* Rösler & Rohn descrito da localidade AF/GP 79 em Dorizon (RÖSLER & ROHN, 1984) e registrado em outros dois afloramentos (ROHN, 1988).

*Sphenophyllum* cf. *S. thonii* Mahr de AF/GP 79 (RÖSLER & ROHN, 1984).

Caules do tipo *Sphenophyllum* em sete afloramentos (ROHN, 1988).

*Schizoneura gondwanensis* Feistmantel em 13 afloramentos e com dúvidas em outros quatro (ROHN & RÖSLER, 1986a; ROHN, 1988).

Cinco espécies de *Paracalamites* em 28 afloramentos (ROHN & RÖSLER, 1986b).

*Dichophyllites?* sp. em dois afloramentos (ROHN, 1988).

Sete espécies de *Pecopteris* em 22 afloramentos (ROHN & RÖSLER, 1986c),

*Dizeugotheca?* *bortoluzzii* Cazzulo-Klepzig em um afloramento (ROHN & RÖSLER, 1986c).

*Dizeugotheca?* sp. em três afloramentos (ROHN & RÖSLER, 1986c).

*Sphenopteris* sp. em cinco ou seis afloramentos (ROHN, 1988).

Na segunda etapa da pesquisa, que corresponde à presente tese, o número total de afloramentos da Formação Rio do Rasto com megafósseis

vegetais aumentou para 133. O número de ocorrências e as proporções aproximadas dos taxons vegetais são as seguintes:

- Glossopterídeas (incluindo *Ilexoidephyllum*) - 49 ocorrências (15%) (figs. 176.1, 4, 179.1);
- Sphenophyllum paranaense* - 6 ocorrências (mas duas são duvidosas) (2%) (figs. 177.3, 4);
- Caules do tipo *Sphenophyllum* - 9 ocorrências (3%) (figs. 178.4, 8);
- Schizoneura gondwanensis* - 36 ocorrências (mas incluindo oito duvidosas) (11%) (figs. 177.1-2);
- Paracalamites* spp. - 99 ocorrências (mas incluindo cinco duvidosas) (31%) (figs. 178.1-3, 5-7);
- Dichophyllites?* sp. - 8 ocorrências (2,5%) (figs. 177.7-8);
- Estróbilo de Equisetales - 1 ocorrência (0,5%) (figs. 177.5-6);
- Pecopteris* spp. - 31 ocorrências (9,5%) (figs. 179.1-3);
- Dizeugotheca?* spp. - 21 ocorrências (6,5%) (figs. 179.4-6);
- Sphenopteris* spp. - 12 ocorrências (3,5 %) (figs. 7-8);
- caules não identificados - 50 ocorrências (15,5%).

Exceto algumas espécies provavelmente novas de *Glossopteris* e alguns caules peculiares de esfenófitas, os únicos megafósseis vegetais inéditos, aqui ilustrados pela primeira vez, são os estróbilos de Equisetales do km 206,8 da BR 470, noticiados em ROHN & RÖSLER (1991). Um estróbilo aparentemente está atado ao nó de um caule fino com entrenó longo e regiões nodais alargadas (fig. 177.5); alguns raros caules do mesmo afloramento têm folhas muito finas, longas e dicotomizadas que lembram *Dichophyllites* (figs. 177.7-8). Os fósseis assemelham-se levemente a certos caules e estróbilos classificados como Phyllotheceae do Triássico da Bacia do Karoo (ANDERSON & ANDERSON, 1983) e certos representantes de *Neocalamites* em BOUREAU (1964) - um gênero principalmente nórdico. Em ambos os casos, as formas comparadas são triássicas, mas isso não significa que os estróbilos da Formação Rio do Rasto também tenham essa idade porque não foram encontrados exemplos de estróbilos permianos para comparação no levantamento bibliográfico realizado. A escassez de estróbilos de esfenófitas permianos no Gondwana é muito curiosa porque folhas e caules de esfenófitas, em geral, são elementos comuns da sua flora.

A maioria dos outros elementos florísticos analisados são perfeitamente compatíveis com a Flora *Glossopteris* e com a idade permiana. O caráter geral da nervação das glossopterídeas coaduna com os padrões comumente apresentados

pelos taxons do Permiano Superior, principalmente da Formação Ecca Médio da Bacia do Karoo, da Formação Raniganj/Kamthi da Índia e das formações Newcastle/Illawarra da Bacia de Sydney (ROHN & RÖSLER, 1989a). Apesar dessa coerência, apenas sete formas (entre o total de 19) parecem equivaler, de fato, a **espécies** conhecidas fora da Bacia do Paraná (fig. 187). CHANDRA & SURANGE (*apud* MCLOUGHLIN, 1992), ANDERSON & ANDERSON (1985) e MCLOUGHLIN (1992) notaram forte provincialismo intragondvânico quanto às espécies de *Glossopteris*. Essas possivelmente não apresentavam potencial de dispersão tão grande quanto as plantas produtoras de esporos (MCLOUGHLIN, 1992). Contudo, conclusões a respeito do eventual endemismo das glossopterídeas talvez sejam precipitadas. Simples comparações entre listas de assembléias florísticas podem induzir erros porque o registro de glossopterídeas ainda é esparso em diversas unidades gondvânicas de provável mesma idade; a sua classificação é bastante subjetiva devido à complexa variabilidade morfológica das folhas - a qual pode ser intraespecífica, além da quase ausência de frutificações de glossopterídeas na Formação Rio do Rasto e pequena abundância em outras bacias, não esclarecendo as dúvidas quanto ao endemismo.

Recentemente, GUERRA-SOMMER et al. (1993) comunicou a descoberta de glossopterídeas e frondes num afloramento do Rio Grande do Sul, atribuído à Formação Rio do Rasto. As glossopterídeas teriam nervação secundária emergente em ângulos não curvos, aproximadamente ortogonais, talvez assemelhando-se a *Glossopteris* cf. *G.occidentalis* da Formação Teresina descrito por PERINOTTO & RÖSLER (1984) e *Glossopteris* cf. *G.taniopteroides* do afloramento AF/GP 196 do Estado do Paraná em ROHN & RÖSLER (1989a), da parte inferior da Formação Rio do Rasto. Portanto, a posição stratigráfica do afloramento no Rio Grande do Sul também deve ser relativamente baixa dentro da Formação Rio do Rasto.

*Schizoneura gondwanensis* (figs. 177.1-2) da Formação Rio do Rasto parece ser idêntica aos representantes amplamente distribuídos no Permiano Superior de toda a região gondvânica (ROHN & RÖSLER, 1986a). *Paracalamites* sp.2 engloba os caules de esfenófitas que provavelmente sustentavam os ramos de *Schizoneura* e assemelham-se a caules de esfenófitas de várias bacias gondvânicas (ROHN & RÖSLER, 1986b). *Paracalamites* sp.4 lembra particularmente uma forma descrita do Grupo Beaufort Inferior da Bacia do Karoo por GORDON-GRAY et al. (1976).

*Sphenophyllum paranaense* (figs. 177.3-4) e *Sphenophyllum* cf. *S. thonii* são esfenófitas relativamente similares a formas encontradas na Formação Golondrina do Permiano Inferior da Argentina (ARCHANGELSKY & CÚNEO, 1984),

no Grupo Wankie do Permiano Inferior da Bacia do Zambezi e no Grupo Ecca Médio e Superior (Transição Permiano Inferior-Superior?) da Bacia do Karoo (ANDERSON & ANDERSON, 1985). As espécies da Formação Rio do Rasto, por possuírem seis folhas de tamanhos iguais em cada verticilo, não podem ser atribuídas as *Trizygia*, que é um gênero comum do Permiano Superior principalmente da Índia (MCLOUHLIN, 1992). Na Bacia do Paraná também não há *Raniganjia*, importante forma do Permiano Superior da Índia, Austrália e África (MCLOUGHLIN, 1992) e também da Antártica (CÚNEO et al., 1991).

As pecopterídeas têm pouco valor para comparações entre as províncias florísticas devido à convergência adaptativa muito comum entre as espécies, de várias regiões e idades (ROHN & RÖSLER, 1986c). No entanto, as formas férteis atribuídas a *Dizeugotheca?* (figs. 179.4-6) ainda foram pouco estudadas e raros trabalhos tratam das frondes de filicíneas do Permiano Superior do Gondwana (cf. ANDERSON & ANDERSON, 1985 e MAHESHWARI, 1976). Segundo ARCHANGELSKY (1990), os caules de filicíneas de Osmundales e Psaroniaceae (onde estaria incluído *Tietea*) seriam mais comuns na parte oeste do Gondwana. *Dizeugotheca* seria uma forma endêmica.

*Sphenopteris* é uma forma relativamente rara encontrada apenas na porção inferior da Formação Rio do Rasto e ainda não foi descrita com cuidado. Geralmente ocorre bastante fragmentada e assemelha-se, quanto à forma e à nervação, aos representantes do mesmo gênero da Formação Rio Bonito (BERNARDES DE OLIVEIRA, 1977). Segundo ARCHANGELSKY (1990), ao analisar a flora do Permiano do Gondwana, *Sphenopteris* seria um dos vegetais mais problemáticos quanto à sua afinidade filogenética. Essa afirmação é bastante oportuna porque algumas pinas e pínulas de *Sphenopteris* da Formação Rio do Rasto e a sua nervação apresentam semelhança a *Dicroidium* do Triássico das Montanhas Transantárticas (PIGG, 1990) ou da Formação Molteno também triássica da Bacia do Karoo (ANDERSON & ANDERSON, 1983). A diagnose de *Dicroidium* é tão ampla que admite padrões de nervação como os de *Sphenopteris*.

O mesmo problema parece existir com algumas formas associadas a *Glossopteris* e *Sphenophyllum* da Formação Kamthi da Índia, unidade normalmente atribuída ao Permiano. PAL et al. (1992) basearam-se nas pinas identificadas como *Dicroidium* para propor o reposicionamento daquela formação no Triássico. No entanto, os exemplares ilustrados por esses autores, assim como as formas classificadas como *Sphenopteris* da Formação Rio do Rasto, estão demasiadamente fragmentados para que se possa reconhecer uma eventual dicotomia no ráquis - uma das características mais importantes de *Dicroidium*.

Outro argumento contra a classificação daqueles vegetais da Formação Kamthi como *Dicroidium* é a sua associação a *Sphenophyllum*, um gênero tipicamente paleozóico.

Ainda não se sabe ao certo se *Dicroidium* se dispersou rapidamente para todo o Gondwana a partir de um ponto durante o Triássico, ou se já existia nas terras altas de várias regiões gondvânicas no final do Permiano enquanto nas terras baixas dominava a Flora *Glossopteris*. Tanto numa alternativa, como na outra, a introdução de *Dicroidium* em cada bacia sedimentar pode ter ocorrido em momentos diácronos, não garantindo a idade triássica para as suas primeiras ocorrências. A espécie "*Thinnfeldia*" *callipteroides* da Bacia Sydney foi julgada permiana de acordo com os palinórfos associados e pertenceria ao estoque que originou *Dicroidium*, já apresentando grande semelhança a alguns representantes desse gênero (RETALLACK, 1980). Da mesma maneira, na Bacia do Paraná, algumas formas de *Sphenopteris* da Formação Rio do Rasto talvez também sejam as precursoras de *Dicroidium*.

### 7.3.3. PALEOECOLOGIA E PALEOCLIMA

RÖSLER (1976a, b) teceu diversas considerações sobre a evolução do clima durante o Permiano da Bacia do Paraná com base na evolução florística. Os registros mais antigos da flora do Permiano refletiriam o empobrecimento conseqüente da glaciação e da permanência das latitudes ainda bastante elevadas na região da Bacia do Paraná. Com o movimento translatorial do Gondwana para o norte teria ocorrido gradual aquecimento climático e enriquecimento da flora. Durante o Neopermiano, a flora teria passado por novas transformações e significativa restrição porque provavelmente estava começando o processo de aridização na região da Bacia do Paraná. Em linhas gerais, essa sucessão de eventos florísticos e climáticos também foi apontada por ARCHANGELSKY (1986, 1990), ROHN & RÖSLER (1987), ZIEGLER (1990), entre outros.

Os elementos florísticos da Formação Teresina foram considerados como parte da Tafoflora D em RÖSLER (1978b) ou da fase de "reorganização" da Flora *Glossopteris* por ROHN & RÖSLER (1987). Os megafósseis vegetais da Formação Rio do Rasto correspondem à Tafoflora E ou à fase de "desenvolvimento final" da Flora *Glossopteris*. Ambas as tafofloras ou fases da Flora *Glossopteris* já evidenciarão o início da fase de aridização.

Os megafósseis vegetais das formações Teresina e Rio do Rasto, analisados isoladamente, permitem realizar as seguintes interpretações paleoecológicas:

- a) As licófitas do Paleozóico foram vegetais tipicamente hidro-higrófilos; os principais dados disponíveis referem-se aos representantes arbóreos do Carbonífero, mas é interessante a informação de que existiram formas tolerantes às águas salinas (GASTALDO, 1986). Isso poderia explicar a presença de licófitas somente na Formação Teresina, cujo ambiente deposicional pode ter apresentado águas salinas ou com salinidades variáveis.
- b) As esfenófitas do Paleozóico também foram hidro-higrófilos. O seu potencial para extensa dispersão vegetativa permitia a colonização de substratos instáveis às margens dos lagos ou de cursos d'água (DIMICHELE et al., 1985). *Sphenophyllum* provavelmente crescia em áreas menos freqüentemente submersas (DIMICHELE et al., 1985), talvez explicando porque esse gênero é bastante incomum da Formação Rio do Rasto. A restrição quase completa das esfenófitas do Grupo Passa Dois à Formação Rio do Rasto aparentemente constitui evidência de que as águas marginais onde estes vegetais cresciam não eram mais salinas.
- c) As carófitas (hidrófilas) normalmente são utilizadas como evidência de ambiente de água doce, mas aparentemente são registradas justamente onde é mais problemático explicar a sua presença. Por exemplo, são encontradas carófitas em lagos atuais com evaporitos da Austrália, que sobrevivem nas suas margens onde as águas são menos salinas e devido a variações sazonais do aporte de água doce (BURNE et al., 1980). Segundo DE DECKKER (1988), as carófitas desses lagos suportavam salinidades de até 50‰, mas determinado gênero sobreviveria nas concentrações de até 60‰. Depósitos jurássicos descritos por FRANCIS (1984) mostram que existiram carófitas nas margens do ambiente em que se acumulavam evaporitos. É notável que as carófitas não foram registradas na Formação Rio do Rasto, onde as condições teriam sido realmente límnicas.
- d) As Marattiales modernas preferem os ambientes úmidos das regiões serranas, mas no Paleozóico não devem ter sido tão limitadas; nos depósitos do Hemisfério Norte aparentemente eram comuns nas regiões pantanosas (ZIEGLER, 1990; SANDER, 1987). As filicíneas do Neopermiano da Bacia do Paraná, que provavelmente pertencem a essa ordem devem ter sido higrófilas.
- e) As glossopterídeas constituem grupo artificial que englobava formas arbóreas, arbustivas e herbáceas, bastante variáveis, predominantemente mesófilas e com folhas decíduas (PANT, 1977; ARCHANGELSKY, 1986; ZIEGLER, 1990). Em ROHN (1988) e ROHN & RÖSLER (1989b) discutiu-se a possível utilização das glossopterídeas para interpretações paleoclimáticas. Esses elementos mesófilos deveriam refletir melhor as condições climáticas regionais que os fósseis hidro-higrófilos (SPICER & WOLFE, 1987). A nervação pouco densa das glossopterídeas

do Permiano Superior (BERNARDES DE OLIVEIRA, 1978), a morfologia espatulada (fig. 176.1) ou elíptica de muitas folhas, seus ápices arredondados ou emarginados, a margem cuspidada em *Illexoidephyllum permicum* (fig. 176.7) e as paredes das células do limbo aparentemente espessadas, poderiam ser evidências de clima relativamente seco. As glossopterídeas mais longas e acuminadas da Formação Rio do Rasto talvez tenham pertencido a comunidades de áreas localmente mais úmidas (ROHN & RÖSLER, 1989b). MAHESHWARI et al. (1991) também valorizaram a presença de glossopterídeas pequenas e com venação aberta nos depósitos do final do Permiano da Índia para evidenciar o término da fase de clima favorável. No entanto, conforme já enfatizado em ROHN & RÖSLER (1989b), a aplicação da análise da fisionomia foliar das glossopterídeas para interpretações climáticas é um procedimento que precisa ser melhor testado porque se baseia na metodologia aplicada às angiospermas (WOLFE & UPCHURCH, 1987). É questionável se as conclusões alcançadas para as angiospermas podem ser extrapoladas para as glossopterídeas e outros vegetais (cf. MEYEN, 1987; CHALONER & CREBER, 1990). Além disso, há diversas críticas a respeito da metodologia aplicada às próprias angiospermas porque a fisionomia foliar depende também de parâmetros não climáticos como a intensidade da luz, ventos, disponibilidade de nutrientes, pH do solo, altitude, etc (DOLPH & DILCHER, 1979; MEYEN, 1987) e porque o registro das folhas fósseis é mascarado por processos tafonômicos (GREENWOOD, 1992). As especulações para as glossopterídeas da Formação Rio do Rasto ganham expressão somente porque se somam aos outros indícios do aumento da aridez. De qualquer modo, cabe lembrar que esse grupo de vegetais evoluiu nas áreas peri-glaciais e desde o início devem ter apresentado características xeromórficas (cf. ARCHANGELSKY, 1986). Enquanto algumas formas provavelmente se especializaram com o aumento da umidade e temperatura após a glaciação, outras devem ter permanecido em comunidades xerófilas, nas "terras altas". Com a instalação de condições mais secas no Neopermiano, as formas mais especializadas simplesmente desapareceram e devem ter dado lugar aos elementos xerófilos oportunistas que viviam mais longe dos ambientes deposicionais. Esse raciocínio baseia-se, em parte, nas discussões sobre os fatores que influenciam a evolução das floras apresentadas por DIMICHELE et al. (1987).

f) As Voltziales, que provavelmente englobavam *Kräuselcladus* da Formação Teresina e "*Walchia*" da Formação Corumbataí, teriam desenvolvido folhas aciculares e escamosas como adaptações a condições secas (ZIEGLER, 1990). Seriam comumente encontradas em regiões transicionais para bacias evaporíticas

em situações onde as chuvas eram marcadamente sazonais (ZIEGLER, 1990), ou ocupavam áreas de solos mais secos, nos divisores de águas (SANDER, 1987). Pode-se levantar a questão se no intervalo em que se acumulou a Formação Teresina o clima não teria sido mais seco do que durante a deposição da parte inferior da Formação Rio do Rasto.

Na Bacia do Paraná, alguns possíveis outros indícios paleobotânicos que sugerem relativa aridez são:

- características xeromórficas nos troncos permineralizados das formações Irati e "Estrada Nova" do Estado de São Paulo (MUSSA, 1982), embora elas não sejam resposta obrigatoriamente do clima;
- paredes aparentemente espessas das células não só nas glossopterídeas, como também em diversas outras folhas e caules; PANT et al. (1982) apresentaram essa interpretação para representantes de *Schizoneura gondwanensis* encontrados na Índia;
- arqueamento para baixo das bordas dos limbos das pínulas de pecopterídeas da Formação Rio do Rasto, o qual poderia ter auxiliado na manutenção de microclima um pouco mais úmido na sua porção abaxial, onde estavam os estômatos (O. RÖSLER, comun.verbal, desde 1982);
- principalmente, diversidade relativamente baixa da flora, mas sem contar os fatores tafonômicos envolvidos na sua representatividade.

A tendência geral de aridização na região da Bacia do Paraná precisa ser entendida como processo gradual que deve ter apresentado oscilações, sem ter afetado toda a região da Bacia do Paraná homogeneamente. Isso pode ser exemplificado, com as devidas ressalvas, pelas folhas de glossopterídeas ainda relativamente grandes e abundantes no km 207,1 da BR 470, quase no topo da Formação Rio do Rasto, acima de expressivos depósitos de dunas eólicas (fig. 179.1). No km 206,8 da mesma rodovia foram encontrados caules de esfenófitas cujos diâmetros provavelmente eram superiores a 20 cm (fig. 178.3). Essa descoberta é curiosa porque autores como ZIEGLER (1990) afirmaram que as formas arborescentes de esfenófitas nunca foram encontradas no Gondwana. Referiram-se certamente às Calamitales que, de fato, não estão registradas nessa província florística. A morfologia das esfenófitas gondvânicas, que aparentemente foram muito mais diversificadas do que se imaginava antigamente, ainda não pôde ser precisamente determinada (cf. ROHN & RÖSLER, 1986b). Apesar que as esfenófitas reflitam principalmente a paleoecologia das margens dos corpos d'água, aquelas com as maiores estaturas devem sugerir, pelo menos, certa estabilidade ambiental (não só para o desenvolvimento vegetativo, como também

para a sua própria evolução). Alguns representantes de *Neocalamites* da Flora Euramericana do Triássico também alcançavam estaturas significativas, a despeito do clima regional semi-árido (GALL, 1985).

FOSTER et al. (1991) concluíram, através de dados palinológicos, que nos últimos sete milhões de anos do Permiano (quando provavelmente se desenvolveram as tafofloras D e E), ocorreram grandes modificações da flora do Gondwana. O final do Permiano seria marcado pela introdução de número significativo de grãos de pólen de gimnospermas. Pode-se dizer, de maneira geral, que havia provincialismo florístico significativo no Gondwana, principalmente no que se refere às gimnospermas; por outro lado, as transformações florísticas do final do Permiano teriam sido acompanhadas por migrações. Essas observações satisfazem aproximadamente as tendências observadas na megafloresta.

Na Índia, Austrália e Antártica, as condições úmidas prevaleceram quase até o final do Permiano (PANT, 1987; CÚNEO et al., 1991; MAHESHWARI et al., 1991; MCLOUGHLIN, 1992), o que explica os depósitos de carvão e a persistência de vegetais como *Phyllothea* e *Cordaites* e a presença de *Raniganjia*, *Trizygia*, entre outros. A desertificação, portanto, foi precoce na porção ocidental do Gondwana.

#### 7.3.4. BIOESTRATINOMIA E TAFONOMIA DOS MEGAFÓSSEIS VEGETAIS

Os megafósseis vegetais constatados em 196 estratos de 147 afloramentos das formações Teresina e Rio do Rasto, podem ser classificados nas seguintes tafofácies:

- V-1. (53 estratos) Megafósseis vegetais (impressões) abundantes organizados em planos horizontais de siltitos e arenitos muito finos com ligeiras laminações plano-paralelas, ritmitos e/ou finas lâminas com granodecrescência ascendente ao longo de poucos centímetros de um estrato até por mais de 1,5 m de espessura da rocha; vegetais normalmente representados por folhas bastante completas ou por caules pouco fragmentados, em geral, notando-se ligeira seleção entre os distintos órgãos vegetais (folhas x caules), comumente depositados em níveis distintos de um mesmo estrato (fig. 178.2), mas ocorrendo também misturados; vegetais freqüentemente associados a conchostráceos e escamas de peixes.
- V-2. (40 estratos) Megafósseis vegetais (impressões) abundantes organizados horizontalmente em siltitos e arenitos finos sem claras evidências de laminação plano-paralela, exceto a pseudo-laminação produzida pela própria abundância dos fósseis; porção fossilífera normalmente com poucos

centímetros de espessura; vegetais representados predominantemente por caules de alguns centímetros de comprimento; associação freqüente a conchostráceos, escamas de peixes e outros.

- V-3. (58 estratos) Megafósseis vegetais (impressões na Formação Rio do Rasto e compressões na Formação Teresina), não muito abundantes, dispersos ao longo de vários centímetros de siltitos e arenitos muito finos, com aspecto maciço ou ligeiramente laminados; megafósseis vegetais representados por folhas e caules pouco a bastante fragmentados; possível associação a conchostráceos, escamas de peixes e bivalves, também dispersos.
- V-4. (15 estratos) Megafósseis vegetais (impressões) raros e dispersos em siltitos e arenitos finos, tais como pínulas isoladas de pecopterídeas ou fragmentos pequenos de caules, junto a outros fósseis mais concentrados, principalmente conchostráceos e bivalves.
- V-5. (20 estratos) Megafósseis vegetais (impressões e raramente compressões) muito concentrados, formando um emaranhado de vários restos, principalmente caules, dificilmente identificáveis; rocha comumente argilítica, exibindo microfalhas com planos espelhados e deformações.
- V-6. (6 estratos) Megafósseis vegetais (impressões e raramente compressões) muito concentrados num único plano horizontal de arenito muito fino a fino, representados geralmente por caules e um caso por "tapete" de briófitas junto com ramos pequenos de coníferas (fig.103).
- V-7. (3 estratos) Folhas de licófitas e pequenos fragmentos de caules permineralizados por sílica, preservados em coquina de bivalves fragmentados (figs. 172.2, 175.11).
- V-8. (1 estrato) Folhas de licófitas permineralizadas por sílica, preservadas em calcilito junto com oncóides, ostracodes e bivalves (fig.73).

É preciso esclarecer que existem certas transições entre as tafofácies e, às vezes, misturas de mais de um tipo numa mesma rocha. Por exemplo, cerca da metade das ocorrências classificadas como V-5 (massa de muitos vegetais sobrepostos) equivale a níveis dentro das litofácies do tipo V-1 e V-2. Pode haver passagem vertical do tipo V-1 para o tipo V-3 e o V-4.

É interessante que não tenham sido encontradas rizocenoses nas duas formações investigadas; os horizontes eventualmente atribuíveis a paleossolos são escassos e deixam dúvidas.

A tabela a seguir resume quais são os fósseis associados aos megafósseis vegetais (em 196 estratos):

- 19%-conchostráceos e/ou escamas de peixes
- 17%-moluscos bivalves e conchostráceos e/ou escamas de peixes e/ou ostracodes
- 05%-apenas moluscos bivalves
- 0,5%-inseto
- 0,5%-fragmentos ósseos
- 0,5%-coprólitos
- 55 %-sem macrofósseis associados

As proporções dos registros de cada tipo de vegetal em relação ao número total de registros nas formações Teresina e Rio do Rasto são as seguintes:

- 30%-caules de esfenófitas (predominantemente *Paracalamites* e bastante raramente caules do tipo *Sphenophyllum*)
- 19%-filicófitas e pteridófilas (cerca de 50% corresponde a *Pecopteris*, 33% a *Dizeugotheca?* e 17% a *Sphenopteris*)
- 15%-glossopterídeas
- 15%-caules não identificados, possivelmente de gimnospermas
- 10%-*Schizoneura*
- 03%-caules e folhas de licófitas
- 02%-*Sphenophyllum*
- 02%-*Dichophyllites?*
- 04%-Outros (*Kräuselcladus*, brácteas não identificadas, sementes não identificadas, briófitas, carófitas, estróbilos de esfenófitas)

Quase 40% das assembléias com megafósseis vegetais são monotípicas, destacando-se aquelas constituídas exclusivamente por caules de esfenófitas *Paracalamites*, por outros tipos de caules ou por filicófitas e pteridófilas. Ao contrário, as glossopterídeas e as folhas de esfenófitas quase sempre estão associadas a diversos vegetais. As glossopterídeas, especialmente *llexoidephyllum*, aparecem eventualmente sozinhas quando o estrato é muito pobre em fósseis (V-4).

RAU (1976), WILSON (1980), SPICER (1981), FERGUSON (1985), SPICER & WOLFE (1987) e RICH (1989), entre outros, discutiram a flutuabilidades de órgãos vegetais, analisando principalmente seu comportamento em ambientes lacustres modernos. Folhas aciculares de coníferas isoladas e folhas danificadas por macroinvertebrados teriam potencial de flutuação baixo. Folhas compostas apresentariam tendência maior em flutuar que folhas simples, mas o tempo de

flutuação dependeria de vários fatores: tamanho, forma, quantidade de estômatos, espessura da cutícula, quantidade de oxigênio dissolvida na água (ou seja, energia do ambiente).

Em relação aos vegetais das formações Teresina e Rio do Rasto, pode-se especular que troncos e ramos bastante lignificados, como *Kräuselcladus* e os troncos de gimnospermas, especialmente se estavam secos, provavelmente flutuavam por longo tempo. Cabe enfatizar que as "coníferas" *Kräuselcladus* foram identificadas, com segurança, apenas num afloramento da Formação Teresina (BR 280, a 6,0 km de Canoinhas, fig.109). Os ramos podem ter flutuado até as margens do ambiente deposicional, impelidos por ventos, onde foram concentrados; seu bom estado de preservação sugere que devem ter sido sepultados em período de tempo relativamente curto; não obstante a granulação fina do depósito, o rápido sepultamento pode ter sido promovido por fluxos induzidos por tempestade(s). Considerando que essas coníferas possivelmente eram xerófilas (adaptados a condições secas), devem ter ocupado áreas muito distantes dos sítios deposicionais e só excepcionalmente alcançaram a bacia.

*Schizoneura*, que freqüentemente se encontra com os conjuntos foliares parcialmente rasgados, parece ter sido esfenófito pouco resistente à turbulência, embora os seus prováveis caules, do tipo *Paracalamites*, devam ter apresentado alto potencial de flutuação antes do início da sua decomposição e da entrada de água e de sedimentos na cavidade da medula. Os caules do tipo *Sphenophyllum*, que não eram ocos, provavelmente tinham potencial de flutuação bem mais baixo. Os verticilos foliares de *Sphenophyllum*, bastante raros, certamente eram pouco resistentes ao transporte. *Dichophyllites?*, que nunca logrou ser encontrado completo na Formação Rio do Rasto, era ainda mais frágil.

Entre os vegetais com frondes, as pecopterídeas provavelmente eram as mais robustas e podiam ser transportadas por maiores distâncias (lembrando que às vezes compõem assembléias monotípicas); ao contrário, os representantes de *Sphenopteris* aparentemente não suportavam muito transporte, ocorrendo subsidiariamente em relação a outros tipos de vegetais.

As glossopterídeas, que são representadas por diversas espécies, podem ter apresentado comportamento bastante variável. As folhas aparentemente apresentavam espessa cutícula que lhes conferia resistência à destruição mecânica e microbiológica, além de capacidade de flutuação por longo tempo na água (ARCHANGELSKY, 1986). *G. riorastensis*, uma das espécies mais comuns e com as maiores dimensões, provavelmente suportava maior transporte sem sofrer grandes danos. Fato curioso é a raridade em sementes, frutificações e

caules/troncos de glossopterídeas na Formação Rio do Rasto, uma vez que as folhas estão relativamente bem representadas. Há diversas ocorrências de "caules não identificados", mas seu diâmetro nunca ultrapassa alguns centímetros; somente no afloramento a 13,2 km a oeste de Cândido de Abreu (PR 487) foi encontrado um molde achatado de um possível tronco de porte bem maior (largura aproximada = 20 cm). É possível imaginar diversas razões para o pobre registro dos órgãos vegetais glossopterídeos: distância do ambiente deposicional e falta de agentes de transporte eficientes (principalmente no caso de troncos maiores), a destruição durante o transporte (no caso das frutificações), *bypass* através dos sítios deposicionais (tanto as sementes, como os troncos, que provavelmente podiam flutuar na água por longos períodos e ultrapassar os sítios deposicionais preservados), destruição no próprio ambiente deposicional pela ação dos organismos herbívoros, saprófagos e decompositores (quando não houve oportunidade de sepultamento rápido). A destruição de folhas em ambientes aquosos oxidantes modernos pode ocorrer em poucos meses (HILL & GIBSON, 1986).

Os únicos órgãos reprodutivos encontrados nas coletas paleontológicas referentes à presente tese, além das carófitas na Formação Teresina, são os estróbilos de esfenófitas de possíveis Equisetales descobertos no km 206,8 da BR 470 (figs.177.5-6). Cabe salientar que se trata da única ocorrência de estróbilos de esfenófitas da Bacia do Paraná (ROHN & RÖSLER, 1991). É improvável que a ausência de estróbilos nas centenas de outras assembléias de megafósseis vegetais seja explicável em termos de fragmentação durante o transporte porque o seu aspecto é relativamente robusto. Essa situação reforça a constatação de RICH (1989) de que somente a metade ou menos das espécies vegetais existentes em torno de um lago chega a ser representada nos depósitos sedimentares.

A maioria das tafofácies vegetais da Formação Teresina sugere deposição próximo à costa e em águas rasas. É possível que o transporte e a deposição de grande parte dos vegetais ocorreu sob os efeitos finais de tempestades, juntamente com a deposição de muito material fino que estava em suspensão; processos de fluidização e a granulometria fina dos sedimentos explicariam a falta de estruturas das rochas; a energia hidráulica relativamente elevada durante as tempestades seria responsável pela condição geralmente fragmentária dos megafósseis vegetais; por outro lado, os fósseis evidenciam preservação muito boa dos tecidos, indicando que não houve decomposição prévia antes do seu sepultamento final. Em alguns casos, como o "tapete" de briófitas num nível de siltito na pedreira de Rio Preto (fig. 103), a deposição pode ter

ocorrido em ambiente mais restrito como numa laguna, onde os efeitos das tempestades eram mais amenos.

Na Formação Teresina, uma condição bioestratinômica muito peculiar é a presença de folhas "silicificadas" de licófitas em coquinas de bivalves (tafofácies V-7). A permineralização das folhas por sílica obviamente ocorreu antes da sua mistura com os bivalves; senão, jamais ocorreria tal associação por causa dos seus comportamentos hidrodinâmicos bastante distintos. É provável que as folhas sofreram permineralização singenética, antes do seu sepultamento final. FRANCIS (1984) mencionou que troncos transportados para as partes centrais e mais profundas dos lagos hipersalinos modernos de clima semi-árido da Austrália, devido ao pH elevado da água, estariam em processo de "petrificação" por quartzina.

No caso da Formação Rio do Rasto, a maioria das tafofácies reflete o transporte e o sepultamento rápido por fluxos hiperpicnais, ou seja, os vegetais encontram-se nos depósitos mais distais associados a lobos de suspensão, deltas ou turbiditos. Tais processos podem ter ocorrido em lagos rasos ou em amplas áreas inundadas que se comportaram temporariamente como lagos. As assembléias com grande abundância de vegetais e mistura de elementos higrófilos e mesófilos indicam maior proximidade das margens do corpo d'água que as assembléias com vegetais mais escassos, formadas exclusivamente por *Paracalamites* e outros caules. As tafofácies com organização rítmica dos vegetais e da matriz (fig. 129), inclusive com a segregação de folhas e caules em níveis ligeiramente distintos, podem indicar certa periodicidade dos eventos de transporte e deposição, talvez por alternância de estações secas e chuvosas. Em certos casos, como no km 42 da BR 153, a deposição de caules pode ter ocorrido sob a influência de ondas de tempestade.

#### 7.4. OSTRACODES E MICROFÓSSEIS ASSOCIADOS

As referências a respeito de ostracodes nas formações Teresina e Rio do Rasto são raras (MENDES, 1954a; ROHN, 1988) e ainda não foram realizadas análises acuradas desses fósseis. O único trabalho mais detalhado sobre esse assunto é o de SOHN & ROCHA-CAMPOS (1990), onde foram descritos *Candona*, *Cypridopsis?*, *Darwinula?* e *Gutschickia?* da Formação Corumbataí. ZABERT (1985) descreveu ostracodes da Formação Independência do Paraguai, os quais estariam associados a bivalves e carófitas; o horizonte fossilífero seria correlacionável à Formação Teresina. Nos trabalhos de campo referentes à presente pesquisa foram encontrados ostracodes em 40 estratos de 36

afloramentos (13 ocorrências na Formação Teresina, 12 no Membro Serrinha e 15 no Membro Morro Pelado).

SOHN & ROCHA-CAMPOS (1990) interpretaram os ostracodes estudados da Formação Corumbataí como formas dulçaquícolas. ZABERT (1985) determinou dois gêneros indubitavelmente dulçaquícolas, mas outros não forneceriam evidências seguras do paleoambiente e poderiam ter evoluído a partir de formas marinhas. É curioso que cerca de 50% dos gêneros determinados do Paraguai indicariam o intervalo Carbonífero Inferior-Permiano Inferior. Nos dois trabalhos, o número de espécies mencionado é pequeno, porém não foi esclarecido se a diversidade realmente é baixa ou se houve problemas na identificação das formas. De acordo com DE DECKER & FORESTER (1988), a diversidade é maior num lago quando o nível de água sobe, aumentando os nichos disponíveis, ou quando há chuvas regulares. Nos corpos d'água pequenos, onde há evaporação maior que a precipitação pluvial, a diversidade é baixa e a abundância pode ser elevada. No caso das formações Corumbataí e Independência, se a diversidade realmente é baixa, as condições ambientais possivelmente não foram muito favoráveis para o desenvolvimento dos ostracodes mais estenotópicos.

Há grande abundância de ostracodes em alguns calcilutitos analisados em seções delgadas da Formação Teresina. Ocorrem associados a oncóides, possíveis espículas de esponjas, raras folhas de licófitas permineralizadas por sílica e um possível foraminífero aglutinador (figs.67-73). As seções das carapaças dos ostracodes são delgadas e não evidenciam a presença de espinhos, nem outros tipos de ornamentação. O caráter simples das carapaças sugere águas insaturadas em elementos alcalinos. A microfácies lembra o "tipo 22" mencionado em TUCKER & WRIGHT (1990, página 24), que seria característica dos ambientes de baixa energia, águas rasas, lagunares (*back reef*) ou nas margens de lagoas ou canais.

A ocorrência de espículas de esponjas e de foraminíferos na Formação Teresina não é tão surpreendente porque já foram noticiados para a Formação Corumbataí (FÚLFARO, 1970; FÚLFARO et al., 1978). O registro desses fósseis serviu como um dos argumentos a favor da hipótese do paleoambiente marinho/costeiro para as formações Serra Alta, Teresina e Corumbataí, aceita por diversos autores. Contudo, intriga o fato desses microfósseis serem tão raros (ou haveria tendenciosidade pela falta de estudos micropaleontológicos dos carbonatos do Grupo Passa Dois?). M.S.MARANHÃO (comun. verbal, 1994), que analisou diversas amostras potencialmente fossilíferas da Formação Corumbataí, apenas pôde confirmar a ocorrência de foraminíferos num poço em Laras, já

noticiada por FÚLFARO et al. (1978), sem ter conseguido descobrir novas ocorrências; o número de localidades com espículas de esponjas seria maior, mas suas características simples não permitiriam determinar se correspondem a formas marinhas ou dulçaqüícolas. Em algumas lâminas delgadas de arenitos finos da base do Membro Serrinha aflorante no km 195,5 da BR 470 (SC), emprestadas pelo Dr. J.C. de CASTRO, aparentemente também há minúsculos corpos de sílica alongados com seção circular que podem corresponder a espículas de esponjas (figs. 67, 71, 72).

Nos lagos atuais da Austrália, às vezes, encontram-se associações de ostracodes, conchostráceos, outros pequenos artrópodos, carófitas, alguns moluscos, pequeno número de espículas de esponjas e alguns foraminíferos capazes de se reproduzir em condições de baixa salinidade (DE DECKER, 1988). Os foraminíferos, nesse caso, foram levados aos lagos por aves. Também podem existir foraminíferos em lagos atuais perimarinheiros que antes estavam conectados ao mar, suportando, às vezes, grandes variações de salinidade (ANADÓN, 1992). Por exemplo, na Algéria, a 400 km da costa, foram encontrados foraminíferos viventes até em canais e represas com água potável; são espécies euri-halinas também existentes ao longo da costa (LOEBLICH & TAPPAN, 1964).

Portanto, os foraminíferos das formações Teresina e Corumbataí não indicam obrigatoriamente contexto ambiental marinho. Essa discussão é retomada no capítulo 8.3.

#### 7.4.1. BIOESTRATINOMIA

As tafofácies das 40 ocorrências de ostracodes observadas nas formações Teresina e Rio do Rasto são as seguintes:

- O-1. (26 estratos) Ostracodes (moldes) dispersos e raros, geralmente em siltitos, em associação com outros fósseis, principalmente bivalves, mas também conchostráceos, escamas de peixes e megafósseis vegetais.
- O-2. (5 estratos) Coquinas de ostracodes, calcários ou arenitos finos coquinóides suportados por bioclastos com até 15 cm de espessura; ostracodes dispostos caoticamente, com preservação duripártica ou como moldes (por dissolução das carapaças devido ao intemperismo recente, tornando a rocha muito friável); associação eventual a bivalves e pequenos gastrópodos.
- O-3. (7 estratos) Ostracodes abundantes, mas suportados pela matriz, preservados como moldes em disposição geralmente horizontal, às vezes, em planos paralelos de arenitos muito finos a siltitos; associação geralmente a bivalves e escamas de peixes.

O-4. (2 estratos) Ostracodes relativamente abundantes, pequenos, dispostos de maneira caótica, com valvas isoladas ou articuladas fechadas, em calcilutitos, misturados com oncóides, pelotas fecais e alguns bivalves.

A última tafofácies provavelmente é muito mais abundante que a proporção apresentada pois foi reconhecida apenas em lâminas delgadas; as lâminas foram confeccionadas para um número muito pequeno de calcários, sem o objetivo específico de prospectar ostracodes.

A distribuição estratigráfica dos ostracodes aparentemente é a seguinte:

- 32,5% na Formação Teresina;
- 30% no Membro Serrinha;
- 37,5% no Membro Morro Pelado.

Novamente é necessário enfatizar que a proporção de ostracodes na Formação Teresina poderá ser bastante ampliada na investigação mais acurada das rochas carbonáticas.

De forma simplificada, podem ser apontados três processos principais para a origem das tafofácies:

- a) Concentração das carapaças por fluxos oscilatórios, que as colocaram em suspensão, removeram os sedimentos mais leves e as depositaram, eventualmente junto com outros restos de organismos (tafofácies O-2, parte de O-3 e eventualmente alguns casos de O-1).
- b) Transporte e deposição ou sepultamento rápido *in situ* dos ostracodes por fluxos de suspensão (tafofácies O-1 e parte de O-2).
- c) Deposição dos ostracodes no local de vida e provável mistura das valvas com sedimentos finos de forma caótica em virtude de bioturbação (tafofácies O-4).

## 7.5. PEIXES

Restos de peixes foram mencionados, porém não descritos, para diversas localidades dos estados do Paraná e de Santa Catarina, das formações Teresina e Rio do Rasto (REED, 1929a; HUSSAKOF, 1930; MENDES, 1954a, 1967, 1969; ROHN, 1988). As principais pesquisas sobre peixes do Grupo Passa Dois são: WÜRDIG-MACIEL (1975) descreveu dentes e outros restos de acantódios e de elasmobrânquios das fácies Caveiras e Armada do Rio Grande do Sul e da Formação Corumbataí no Estado de São Paulo; RAGONHA (1984, 1985, 1986, 1989), estudou dentes de elasmobrânquios e de peixes pulmonados e enteróspiras da Formação Corumbataí; RICHTER et al. (1985) analisaram escamas e dentes principalmente de paleonisciformes; RÖSLER et al. (1985) descreveram enteróspiras de Rio Preto, da base da Formação Teresina; E.W. RAGONHA

(comun.verbal) encontrou um espinho encefálico de elasmobrânquio em Dorizon, na parte inferior da Formação Rio do Rasto.

Nos trabalhos de campo referentes à presente tese foram anotadas ocorrências de escamas e dentes de paleonisciformes, escamas de crossopterígios e raramente dentes de elasmobrânquios em mais de 200 estratos das formações Teresina e Rio do Rasto (fig. 180), mas somente numa localidade (km 42 da BR 153, em Santo Antônio da Platina) foram encontrados peixes de paleonisciformes quase completos (fig. 119). Em algumas localidades foram observados possíveis coprólitos (figs. 180.8-9).

RAGONHA (1984) enfatizou que os peixes da Ordem Xenacanthodii da Formação Corumbataí evidenciarão condições de água doce e idade triássica. Placas dentárias de Dipnoi corroborariam a interpretação (RAGONHA, 1989). Segundo RICHTER et al. (1985), os restos de peixes do Grupo Passa Dois seriam um tanto contraditórios para as interpretações ambientais pois os elasmobrânquios de águas continentais das formações Irati, Serra Alta e Teresina ocorreriam associados a gêneros considerados marinhos; sua idade seria permiana.

#### 7.5.1. BIOESTRATINOMIA DOS PEIXES

Escamas e dentes de peixes e, excepcionalmente, peixes inteiros, foram encontrados em 204 estratos de 148 afloramentos em grande variedade de tafofácies, que são as seguintes:

- P-1. (112 estratos) Escamas de peixes abundantes, mas dispersas ao longo de espessuras variáveis de arenitos finos e siltitos, podendo ocorrer associadas a outros fósseis, principalmente bivalves e conchostráceos.
- P-2. (13 estratos) Idem acima, mas escamas muito mais raras.
- P-3. (21 estratos) Escamas de peixes relativamente abundantes em vários níveis horizontais plano-paralelos de siltitos laminados ou ritmitos de arenitos muito finos ou siltitos e argilitos; associação freqüente a conchostráceos.
- P-4. (28 estratos) Escamas de peixes abundantes numa única superfície plano-paralela em arenitos ou siltitos, geralmente sem outros fósseis associados.
- P-5. (8 estratos) Escamas e dentes de peixes relativamente abundantes, distribuídos heterogeneamente sobre superfícies de erosão, misturados com intraclastos arrancados do leito subjacente.
- P-6. (5 estratos) Escamas e dentes de peixes abundantes e dispostos caoticamente na base de arenitos finos ou de calcarenitos oolíticos (sem contato basal erosivo evidente), praticamente desaparecendo a 1,0 cm acima da base.

- P-7. (5 estratos) Escamas e dentes de peixes freqüentes nas frações areníticas de rochas heterolíticas com estrutura ondulada (*wavy*) e lenticular.
- P-8. (4 estratos) Escamas e dentes de peixes muito concentrados em lentes irregulares de até 5 cm de espessura e contato basal erosivo (*bone bed*).
- P-9. (1 estrato) Escamas e outros restos de peixes (e ossos?) constituindo uma farinha misturada com pequenos intraclastos e grânulos em matriz de arenito fino, formando estratos aproximadamente tabulares de 2 a 3 cm de espessura.
- P-10. (2 estratos) Escamas e dentes dispersos em coquinas de bivalves.
- P-11. (2 estratos) Escamas concentradas na matriz de preenchimento de icnofósseis do tipo escavações.
- P-12. (1 estrato) Escamas de peixes e outros restos concentrados junto com grande abundância de conchostráceos em fendas de dessecação.
- P-13. (1 estrato) Escamas de peixes dispersas na superfície superior de septárias.
- P-14. (1 estrato) Peixes inteiros dispostos em um (?) plano horizontal de arenitos muito finos calcíferos, junto com alguns conchostráceos.

As proporções dos diferentes tipos de restos de peixes encontrados são as seguintes:

- 81% - escamas isoladas de paleonisciformes (fig.180.4-7);
- 10% - escamas isoladas de crossopterígios (fig. 180.1);
- 4% - dentes isolados de paleonisciformes (fig.180.2);
- 2,5% - espinhos encefálicos de xenacântidos;
- 1% - dentes de xenacântidos (fig.180.3);
- 1% - ossos de peixes não identificados;
- 0,5% - peixes de paleonisciformes inteiros (fig.119).

Os únicos restos de peixes que chegam a formar grandes concentrações são as escamas de paleonisciformes. Em 60% das ocorrências de restos de peixes, eles aparecem associados a outros tipos de fósseis.

A distribuição estratigráfica das ocorrências de restos de peixes registradas é aproximadamente a seguinte:

- 46% - Membro Morro Pelado;
- 36% - Membro Serrinha;
- 18% - Formação Teresina.

É preciso alertar que esses valores podem ser tendenciosos pois a prospecção de fósseis geralmente foi dirigida à descoberta de outros tipos - mais vistosos e mais importantes para a bioestratigrafia que os restos de peixes. A porcentagem baixa de ocorrências de peixes na Formação Teresina deve-se

provavelmente à observação mais acurada das fácies coquinóides e carbonáticas, onde os restos de peixes geralmente são escassos.

Exceto no caso em que os peixes estão inteiros (km 42 da BR 153, Santo Antônio da Platina, fig.119), as escamas e outras partes duras já estavam isoladas antes do processo deposicional que as sepultou definitivamente. Os processos bioestratinômicos que envolveram a deposição dos restos de peixes podem ser resumidos em:

- a) Fluxos de suspensão que transportaram e depositaram os restos e/ou sepultaram restos que já existentes sobre o substrato (parte das ocorrências das tafofácies P-1, P-2, P-3 e P-4; parte de P-6?).
- b) Fluxos oscilatórios de baixa a alta energia (por tempestades) que removeram os sedimentos superficiais do substrato e concentraram os restos de peixes como partículas mais pesadas (tafofácies P-5, parte de P-6, P-7, P-8, P-9?, P-10).
- c) Fluxos oscilatórios de alta energia que sepultaram os peixes inteiros (tafofácies P-14). Obs.: há dúvidas quanto ao nível exato de procedência dos peixes inteiros, pois foram descobertos em blocos rolados de uma pedreira (Santo Antônio da Platina, km 42 da BR 153); as amostras com os peixes não são muito esclarecedoras quanto ao processo deposicional, porém certamente não representam ambiente com fundo redutor porque a cor é avermelhada e há muitas evidências de exposição subaérea e de ação de ondas no mesmo afloramento.
- d) Transporte de escamas para grandes fendas de dessecação que funcionaram como armadilhas quando o ambiente ressecado voltou a ser submerso por água (tafofácies P-12).
- e) Concentração de escamas por organismos bioturbadores (tafofácies 11).
- f) Concentração de restos de peixes que estavam dispersos nos sedimentos na superfície de septárias, durante os processos diagenéticos que as desenvolveram (tafofácies P-13).

Na lista acima, não foram incluídas as novas descobertas de coprólitos no Grupo Passa Dois, nos quais há concentrações de restos de peixes. Anteriormente, já foram descritas enteróspiras de peixes procedentes de Rio Preto da base da Formação Teresina (RÖSLER et al., 1985), e foi apresentada uma microfotografia de coprólito em calcilutito das proximidades do Hotel Águas de Dorizon (fig. 104 em ROHN, 1988). Numa das novas ocorrências (apenas três), os coprólitos são caracterizados por estruturas cilíndricas a elipsóides achatadas de 5 cm de comprimento por 1,0 a 1,5 cm de largura, encontradas em disposição horizontal em siltitos e arenitos muito finos (fig. 180.8). Sua presença, às vezes,

juntamente com megafósseis vegetais e conchostráceos, atesta ambiente deposicional bastante calmo.

## 7.6. TETRÁPODES

Nos trabalhos de campo realizados, exceto alguns fragmentos muito pequenos de ossos, nada pôde ser encontrado no que se refere a tetrápodes. Entretanto, já existem informações importantíssimas acerca desses fósseis da Formação Rio do Rasto que contribuíram, sobretudo, para o conhecimento da posição cronoestratigráfica dos respectivos jazigos fossilíferos (BARBERENA & DAEMON, 1974; BARBERENA et al., 1980; 1985a, b, 1991; ARAÚJO, 1984; ARAÚJO-BARBERENA, 1989). Os tetrápodes conhecidos são:

- Anfíbios rinessuquóides: *Australerpeton* e *Rastosuchus* da Serra do Cadeado, PR.
- Répteis terápsidos: *Endothiodon* da Serra do Cadeado.
- Répteis pareiassauros: *Pareiassaurus americanus* Araújo-Barberena, 1989 da região de Bagé-Aceguá, RS.

Segundo E.L.LAVINA (comun. verbal), foram descobertos tetrápodes também no topo da Formação Rio do Rasto na PR 90, próximo a São Jerônimo da Serra e na BR 116, na Serra de Santa Cecília.

Em termos paleoecológicos, os tetrápodes mostram a instalação de ambientes mais continentais a partir do início da deposição da Formação Rio do Rasto; os hábitos alimentares e de locomoção interpretados para as distintas formas, sua possível tolerância a águas salinas e a sua posição estratigráfica coadunam com a evolução ambiental normalmente aventada para essa unidade, ou seja, os tetrápodes de hábito mais terrestre ou intolerantes à água salgada instalaram-se após o tetrápode provavelmente mais euri-halino *Rastosuchus* (BARBERENA et al., 1980).

Os tetrápodes da Serra do Cadeado podem ser correlacionados com formas da Zona *Cistecephalus* da Bacia do Karoo, atribuída ao Tatariano inferior a médio; os pareiassauros do Rio Grande do Sul evidenciariam correlação com a Zona *Daptocephalus* do Tatariano Superior (BARBERENA et al., 1991).

### 7.6.1. BIOESTRATINOMIA DOS TETRÁPODES

Conforme já comentado, não houve muito sucesso na descoberta ou no reconhecimento de ossos de tetrápodes nos trabalhos de campo realizados. A única assembléia de ossos digna de nota já foi registrada em ROHN (1988), descoberta no km 17,4 da BR 153, próximo a Jacarezinho (PR), interpretada como um *bone bed* formado por influência de ondas de tempestade (fig. 121). Pequenos

cacos de ossos, formando praticamente uma farinha, foram observados em nove afloramentos da Formação Rio do Rasto (figs. 154, 155). Essas ocorrências são caracterizadas por arenitos finos de 2 a 4 cm de espessura, com aspecto "sujo", às vezes, com pequenos intraclastos lamínicos. Frequentemente, esses restos aparecem associados a restos de peixes; num caso, estão associados a ostracodes, e noutro, a um pequeno caule *Paracalamites*. Segundo E.L.LAVINA (comun.verbal, 1993), muitos desses depósitos são inunditos, tendo sido originados quando enxurradas transportaram, fragmentaram e concentraram rapidamente o material ósseo disperso sobre planícies anteriormente secas. SMITH (1990) apresentou interpretação similar para os depósitos com fragmentos de ossos do Grupo Beaufort da Bacia do Karoo.

## **8. INTERPRETAÇÕES GERAIS DOS PALEOAMBIENTES**

### **8.1. FORMAÇÕES SERRA ALTA, TERESINA E MEMBRO SERRINHA: DEPÓSITOS DE AMBIENTES MARINHOS?**

Na literatura acerca das bio- e litofácies das formações Serra Alta, Teresina e do Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto sempre está em pauta a mesma questão: Afinal, os ambientes deposicionais eram marinhos?

Recentemente, houve grande avanço no conhecimento da Formação Irati (OELOFSEN, 1987, HASHIRO et al., 1993; SANTOS NETO & CERQUEIRA, 1993; CASTRO, 1993), demonstrando que essa unidade representa história muito mais complexa do que simplesmente o máximo da transgressão marinha permiana na Bacia do Paraná (GAMA JR., 1979b). Durante a sua deposição ocorreram dois ciclos transgressivos-regressivos, cada qual finalizado com o provável isolamento da bacia ("mar restrito") (HASHIRO et al., 1993; CASTRO, 1993). Através de informações da geoquímica orgânica foi possível constatar que houve ligeira diminuição da "hiper-salinidade" da água da bacia durante a deposição da parte superior da formação, por aporte de água continental (SANTOS NETO & CERQUEIRA, 1993).

Na região de Rio Claro do Estado de São Paulo, de acordo com SOARES & LANDIM (1973), existe uma brecha entre a Formação Irati e a Formação "Estrada Nova", evidenciando contato localmente discordante. O súbito desaparecimento dos mesossauros e dos crustáceos típicos da Formação Irati e da Formação Whitehill da Bacia do Karoo ao término da sua deposição evidencia modificações ecológicas marcantes. Portanto, a Formação Serra Alta não pode ser encarada simplesmente como a continuação da história deposicional da Formação Irati.

Os últimos acritarcas da Bacia do Paraná (que indicariam condições marinhas) são da base da Formação Irati (PICARELLI, 1986). Nessa unidade também foram encontrados raros foraminíferos "calcários" e braquiópodes inarticulados (CAMPANHA, 1985; CAMPANHA & ZAINÉ, 1989), que aparentemente não ocorrem nas unidades mais novas. Esses fósseis, no entanto, ainda não foram descritos formalmente, nem ilustrados. Nas formações Teresina e Corumbataí, os únicos fósseis diagnósticos de condições marinhas e confiáveis quanto à identificação são os foraminíferos, infelizmente, até o momento, descobertos em apenas dois horizontes - num poço em Laras, SP (cf. FÚLFARO et al., 1978 e M.S.MARANHÃO, comun. verbal, 1994) e num calcário da região de Santo Antônio da Platina (fig. 72). Há notícias de conodontes, ostracodes e outros

fósseis marinhos do nordeste do Estado do Paraná (*cf.* ZAINE, 1980), que infelizmente não podem ser aproveitadas até a sua adequada documentação.

BEURLEN (1954c, 1957) foi um dos primeiros autores a explorar mais profundamente a questão dos paleoambientes dos bivalves do Grupo Passa Dois, tendo sugerido a dulcificação gradual das águas em consequência ao isolamento geográfico da bacia a partir da deposição da Formação Teresina. RUNNEGAR & NEWELL (1971) apresentaram hipótese que, em suma, é praticamente a mesma, comparando o isolamento geográfico da Bacia do Paraná com a situação atual do Mar Cáspio, onde ainda existem elementos pouco modificados, descendentes do Mar de Tetis. Refinando ligeiramente essa hipótese, SIMÕES (1992) considerou a possibilidade de imigração de bivalves marinhos da Austrália "durante transgressões ou após a fase Irati" que poderiam ter sido "resguardados" em refúgios (isolados periféricos) durante algum tempo nas porções marginais da Bacia do Paraná, onde as águas talvez eram hipersalinas (como existem atualmente próximo ao Mar Negro e de Azov).

EKMAN (1967), MCKENZIE (1981), NEVESSKAYA et al. (1987) e ANADÓN (1992) produziram interessantes trabalhos a respeito das faunas talassogênicas dos mares Cáspio, Negro, Azov, Aral e outros grandes corpos d'água que foram isolados do mar de Tetis. Os moluscos são totalmente endêmicos, derivados dos ancestrais marinhos que se extinguiram com o isolamento (NEVESSKAYA et al., 1987). Nos mares Cáspio e Negro, as águas mais rasas têm salinidade muito variável, sendo salobra onde afluem os rios. Após longa fase de isolamento, no início do Quaternário, houve restabelecimento da comunicação entre o Mar Negro e o Mediterrâneo. Apesar desse fato, hoje existem pouquíssimas espécies mediterrâneas no Mar Negro e mesmo essas são tipicamente salobras (EKMAN, 1967). Os únicos elementos esteno-halinos encontrados são raros equinodermos. Ao contrário, no que se refere aos ostracodes (MCKENZIE, 1981), 27 espécies do Mar Cáspio são derivadas de espécies marinhas (seis são límnicas); nos mares Negro e Azov há 113 espécies marinhas de ostracodes (e apenas uma límnic). As áreas de águas rasas dos mares Cáspio e Negro, sem fundo redutor, na realidade, são muito pequenas. Os mares alcançam respectivamente 2104 m e 945 m de profundidade (EKMAN, 1967). Nesse aspecto, o Mar de Azov talvez seja um modelo melhor para certas áreas da Bacia do Paraná durante o Neopermiano por alcançar apenas 13 m de profundidade. Porém, a gama de variação da temperatura provavelmente é muito maior (entre 30° e -0,6° C) e a diversidade relativamente baixa dos bivalves (26

espécies) não pode ser atribuída a uma causa única bem determinada (EKMAN, 1967; MCKENZIE, 1981).

Portanto, não existe um modelo ecológico atual que se ajuste perfeitamente à provável situação da Bacia do Paraná, o que torna arriscado extrapolar certas características das malacofaunas atuais para as antigas. Contudo, é importante enfatizar que ainda não foi apontada solução melhor que a de BEURLIN (1954c, 1957), RUNNEGAR & NEWELL (1971) e SIMÕES (1992) para explicar o caráter das malacofaunas do Grupo Passa Dois.

Antes dos "tempos" Irati, provavelmente havia comunicação da Bacia do Paraná ao oceano através da região do Chaco-Paraná e das bacias do oeste/sudoeste da Argentina (*cf.* LAVINA, 1991). Porém, segundo GONZALEZ (1989), a última ingressão dos mares neopaleozóicos nessa região (Domínio Perigondvânico Sul-Americano) ocorreu no início do Permiano. Na Bacia de Uspallata desenvolveu-se uma associação faunística com possível vínculo à Fauna *Eurydesma* (correlacionável à parte superior do Subgrupo Itararé da Bacia do Paraná). No restante da região, o recuo do mar teria ocorrido até antes.

Até os "tempos" Irati, uma outra possível via de comunicação da Bacia do Paraná com o oceano pode ter existido numa faixa na parte leste-sudeste-sul da América do Sul, passando pela Patagônia (OELOFSEN & ARAÚJO, 1987; LAVINA, 1991).

De acordo com LAVINA (1991), o isolamento da bacia teria acontecido aproximadamente durante a deposição da Formação Irati e seria conseqüente dos processos orogênicos globais do Ciclo Herciniano que se manifestaram no sudoeste do Gondwana através do levantamento, por exemplo, da região da Sierra de la Ventana (Argentina) e da região do Cabo (África do Sul). A comunicação do sudeste da Bacia do Karoo com o oceano nos "tempos" da Formação Waterford, aventada por COOPER & KENSLEY (1984), foi criticada por VISSER (1993) porque a cadeia de montanhas formada na região do Cabo seria uma barreira estendida até a Antártica. Por outro lado, admitindo-se que alguns bivalves desta formação tenham sido identificados corretamente como espécies das formações Serra Alta e/ou Corumbataí (COOPER & KENSLEY, 1984), eles permitiriam supor que a comunicação aquática Karoo-Paraná perdurou além dos "tempos" Irati- Whitehill.

Considerando a provável paleogeografia do Gondwana durante a deposição das formações Serra Alta e Teresina, a única via comunicação que pode ter restado entre a Bacia do Paraná e outras bacias estaria localizada na sua região sudeste (*cf.* LAVINA, 1991). Eventuais trocas faunísticas entre as bacias do Paraná e do Karoo, portanto, só podiam acontecer no âmbito de um provável

grande mar interior estendido de uma bacia à outra e nas áreas baixas adjacentes (fig. 185).

De acordo com SOUSA (1985), LAVINA (1991) e as abordagens capítulo 9 do presente trabalho, após a deposição da Formação Irati, ainda ocorreram algumas importantes variações do nível de base da bacia, de maneira que a diminuição do "mar" residual até a instalação de condições tipicamente continentais não foi um processo tão contínuo. Essas variações eustáticas provavelmente eram controladas pela tectônica da região do Cabo e da Sierra de La Ventana (cf. VISSER, 1993). Portanto, pode-se assumir que nas fases de nível de base alto, os limites do mar interior eram expandidos e havia possibilidade de trocas faunísticas entre algumas regiões; nas fases de nível de base baixo, as bacias tornavam-se isoladas. Com o isolamento total da Bacia do Paraná, seu comportamento pode ter sido similar ao de um imenso lago hidrologicamente fechado, onde as variações na pluviosidade passavam exercer forte controle sobre as flutuações do nível d'água (cf. GORE, 1989).

Em suma, no Permiano Superior das bacias do Paraná e do Karoo, os raros fósseis que evocam afinidade a organismos marinhos devem representar elementos reliquiais das faunas mais antigas. O caráter pobre da fauna sobrevivente no mar interior deve refletir não só a própria restrição do corpo d'água, como também, provavelmente, a falta de exuberância das faunas ancestrais. A ausência de cefalópodes, equinodermos e de outros invertebrados tipicamente marinhos no Permiano Inferior da Bacia do Paraná deve ser explicável pelo clima frio na região, por controle das paleolatitudes ainda elevadas.

A tese defendida por DELLA FÁVERA (1990) acerca dos ambientes deposicionais paleozóicos da Bacia do Parnaíba impressiona particularmente pela sinceridade expressa em relação às dificuldades que emergem, em certos casos, nas tentativas de aplicação dos modelos deposicionais consagrados da literatura. A Formação Pedra de Fogo, por não apresentar fósseis marinhos, *a priori*, não poderia ser enquadrada nos modelos de ambientes marinhos. Contudo, devido à maior semelhança aos depósitos marinhos que aos continentais, DELLA FÁVERA (1990) designou o corpo d'água como "lago-mar". O ambiente emerso às margens desse corpo d'água considerou como "supra-maré", mas alertou para as devidas ressalvas dessa classificação. LAVINA (1991) empregou a expressão criada por DELLA FÁVERA (1990) para designar o ambiente deposicional das formações Serra Alta e Teresina. No presente trabalho, a expressão "lago-mar" também foi aprovada pois, além de exprimir razoavelmente bem o tipo de ambiente interpretado para o início do Grupo Passa Dois, alerta para os problemas implícitos

na sua classificação e permite distinguir tal ambiente do lago mais tipicamente continental dos "tempos" Rio do Rasto.

## 8.2. AMBIENTES COSTEIROS DO "LAGO-MAR" COM SEDIMENTAÇÃO SILICICLÁSTICA

Os arenitos da Formação Teresina e da parte inferior da Formação Rio do Rasto, depositados claramente sob a influência de ondas, aparentemente não constituem problemas muito grandes para interpretação (figs. 107, 111, 112, 120, 121, 125). A maioria corresponde a verdadeiros tempestitos. Infelizmente, devido à extensão relativamente pequena dos afloramentos, não foi possível reconhecer a distribuição espacial relativa entre os tempestitos proximais e os mais distais (*cf.* DOTT & BOURGEOIS, 1982; EINSELE & SEILACHER, 1982; AIGNER, 1985; SEILACHER & AIGNER, 1991; MYROW, 1991). As diferenças entre os tempestitos também poderiam ter outras causas, não obrigatoriamente relacionadas à distância da costa (por exemplo, as próprias variações das intensidades dos ventos que induzem os fluxos oscilatórios). Não foi constatada a estratificação cruzada *swaley* que deveria ser comum nos corpos mais proximais (LECKIE & WALKER, 1982). Por outro lado, foram observadas gretas de contração diretamente sobre alguns tempestitos. Segundo DELLA FÁVERA (1990), na Bacia do Parnaíba, nos casos em que faltam corpos com estratificação cruzada *swaley* poderia ter ocorrido o seu retrabalhamento por outras ondas de tempestades, correntes de marés, ondas normais, etc. Esse retrabalhamento é mais acentuado nas regiões costeiras das bacias com baixa subsidência. A presença de gretas no topo de alguns tempestitos evidenciaria condições de sedimentação ainda mais proximais, acima da base das ondas de "bom tempo", onde ficaram resguardados dos processos de retrabalhamento do "dia-a-dia" (DELLA FÁVERA, 1990; WANLESS et al., 1988). Portanto, eventuais cálculos da profundidade da água conforme a granulometria e o comprimento de onda das ondulações (*cf.* BOURGEOIS, 1980) indicariam apenas as condições instantâneas da profundidade da água, durante as tempestades. A geometria dos tempestitos também não seria boa indicação da distância relativa da costa pois os corpos tabulares, na realidade, seriam resultado da amalgamação dos lenticulares e, quando muito extensos, poderiam corresponder a horizontes diácronos.

Alguns corpos de arenitos das formações Teresina e Rio do Rasto, cujas ondulações são bem menores que as da estratificação cruzada *hummocky*, às vezes, com *drapes* de argila entre alguns estratos e com icnofósseis em diversos níveis (figs. 100-101), assemelham-se, em parte, aos litótipos M2 e S1 de RAAF

et al. (1977) e poderiam representar baixios (*shoals*). A transição lateral relativamente rápida desses arenitos para lamitos evidenciaria as dimensões pequenas dos baixios e a sua formação em áreas de águas normalmente calmas. Somente as porções superiores dos baixios provavelmente eram afetadas por tempestades e talvez por ondas normais do dia-a-dia. A possível existência de baixios sugere, portanto, que nem todas as feições de águas muito rasas das formações Teresina e Rio do Rasto são indicativas da localização exata das bordas dos corpos d'água num determinado instante geológico. Outra conseqüência é que os possíveis baixios podem ter propiciado ligeira compartimentação do corpo d'água por condicionarem a presença de subambientes mais calmos no lado voltado para o continente (algo como os ambientes lagunares, porém mantendo comunicação mais ampla com os ambientes a *offshore*).

As litofácies que realmente proporcionam controvérsias nas interpretações são as rochas heterolíticas com estrutura ondulada (*wavy*), lenticular e *flaser* (figs. 85-87, 94-95, 97-99). Na literatura internacional, a partir dos trabalhos de REINECK & WUNDERLICH (1968) e REINECK & SINGH (1973), a litofácies de rochas heterolíticas com estrutura ondulada (*wavy*), lenticular e *flaser* tem sido utilizada como uma das principais evidências dos paleoambientes de planícies de marés, o que naturalmente influenciou também os pesquisadores brasileiros. As formações Teresina e Corumbataí e, segundo alguns autores, também o Membro Serrinha, têm sido interpretados freqüentemente como depositados em contexto de planícies de marés (e.g. SCHNEIDER et al., 1974; GAMA JR. (1979a, b), CASTRO & MEDEIROS, 1980; PETRI & COIMBRA, 1982; SOUSA, 1985).

Na BR 470, quase na base do Membro Serrinha, ocorrem arenitos muito finos e lamitos com pequenas gretas de contração que, segundo o Dr. J.C.CASTRO (comun.verbal, 1993), formariam parasseqüências granodecrescentes interpretáveis como ciclos de marés. Esses ciclos seriam observáveis ao longo de aproximadamente 8 m de espessura, cada um com cerca de 1,5 m de espessura. Na base dos arenitos foram encontradas pequenas concentrações de escamas e dentes de peixes, além de possíveis espículas de esponjas e glauconita (figs. 123-124), os quais poderiam representar o retrabalhamento de depósitos condensados acumulados durante as fases de nível de base alto. Nos trabalhos de campo referentes à presente tese, na realidade, esses corpos foram encarados como tempestitos intercalados por sedimentos de bom tempo, em águas muito rasas, sujeitas à eventual exposição subaérea. Os prováveis grãos de glauconita certamente foram retrabalhados. Segundo

PETTIJOHN et al. (1973), esse mineral aparentemente requer condições marinhas calmas e relativamente profundas para a sua formação, mas pode ser redepositada em ambientes não marinhos. Por exemplo, existem grãos de glauconita retrabalhados até em depósitos continentais desérticos correlacionáveis ao Arenito Navajo dos EUA (PICARD, 1977).

Alguns dados do Grupo Passa Dois que precisam ser levados em consideração para discutir a questão das marés são os seguintes:

- a) As rochas heterolíticas com estrutura ondulada (*wavy*), lenticular e *flaser* ocorrem em quase toda a Formação Teresina, tanto nas margens da bacia, como nas áreas mais centrais.
- b) Siltitos maciços escuros e folhelhos negros são subsidiários na Formação Teresina e aparentemente não aumentam em frequência e volume para o interior da bacia (o que pode ser deduzido pelo caráter dos perfis geofísicos dos poços e pelos testemunhos analisados).
- c) Gretas de contração em rochas heterolíticas, embora não tão amplamente distribuídas, foram constatadas desde a porção inferior da Formação Teresina e em posições estratigráficas relativamente baixas no interior da bacia (poço 2-CA-1-SC, a 1261 m de profundidade). Essa observação altera a premissa de que as gretas apareceriam apenas próximo ao topo da formação ou nas margens da bacia por diminuição "gradual" da área submersa (vide discussão em LAVINA, 1991).
- d) Gretas de contração não aparecem apenas nas rochas heterolíticas, como também, conforme já mencionado, imediatamente acima de tempestitos proximais.
- e) A grande maioria das rochas heterolíticas apresenta icnofósseis (pistas e escavações), mas a bioturbação nos depósitos da Formação Teresina raramente foi tão intensa a ponto de ter destruído totalmente a estrutura primária.

O conjunto dessas observações sugere que não podem ter existido grandes contrastes batimétricos das margens para o interior da bacia. Somente baixos mergulhos deposicionais poderiam ter proporcionado a exposição subaérea das áreas interiores da bacia, sem erosão significativa nas regiões de borda. As oscilações do nível d'água para essas exposições não foram necessariamente muito grandes.

Recentemente, na literatura internacional, a hipótese da gênese de rochas heterolíticas onduladas em planícies de marés começou a ser rediscutida, inclusive para as unidades geológicas com fósseis indubitavelmente marinhos. Questionou-se, por exemplo, se um ciclo de maré pode facultar a decantação de quantidades expressivas de sedimentos finos sem a sua remoção no ciclo seguinte (RAAF et al., 1977; HAWLEY, 1981; TERWINDT & BREUSERS, 1982) e se as

estruturas das rochas heterolíticas, nas condições de salinidade normal, não são totalmente destruídas por bioturbação (WANLESS et al., 1988; TUCKER & WRIGHT, 1990; outros). Em vista dessas incertezas, outros critérios passaram a ser mais valorizados nas tentativas de reconhecimento de antigas planícies de marés, principalmente se ocorre a organização das litologias em ciclos de granodecrescência ascendente, com gretas de contração no topo (KLEIN, 1977; TERWINDT & BREUSERS, 1982; PRATT & JAMES, 1986). De acordo com WINN (1991), seria necessário haver, sobretudo, consistência nas variações laterais dos depósitos e na sucessão vertical para demonstrar o controle por ciclos de maré diários e lunares. Quando faltam evidências seguras da participação das marés na deposição de rochas heterolíticas onduladas, as porções arenosas poderiam representar tempestitos distais ou depósitos associados a tempestitos (cf. HAWLEY, 1981; DOTT & BOURGEOIS, 1982; CRAFT & BRIDGE, 1987; SEILACHER & AIGNER, 1991).

LAVINA (1991), que dedicou extensa discussão a respeito desse problema, concluiu que os principais processos que controlaram a deposição da Formação Teresina e parte do Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto teriam sido as ondas normais e de tempestade, sem participação das marés. Não haveria estruturas indicativas de *sand waves* de grande ou de pequeno porte, nem outras feições que substanciariam a origem por marés. As fendas de ressecamento seriam explicáveis por pequenas flutuações da lâmina d'água que já teriam sido suficientes para a exposição subaérea de extensas áreas marginais aos ambientes aquosos.

Um aspecto em discussão na literatura internacional refere-se aos efeitos das marés em águas muito rasas em extensas áreas. Algumas plataformas rasas como a baía da Flórida teriam a influência das marés reduzida devido ao atrito das correntes com o substrato (cf. PRATT & JAMES, 1986; SLINGERLAND, 1986). Ao contrário, no Mar Amarelo no leste da Ásia, que seria um modelo para mares epicratônicos, há planícies de marés que alcançam 25 km de largura, com alta concentração de lama em suspensão (DOTT & BYERS, 1981). O Mar de Arafura (entre Austrália e Nova Guiné) igualmente demonstra que pode haver importante influência das marés em condições de plataforma rasa (SLINGERLAND, 1986). Segundo PRATT & JAMES (1986), a topografia do substrato dos mares epicontinentais provavelmente não era muito irregular e o efeito das marés poderia ter sido até ampliado de acordo com a configuração da costa e a distribuição de eventuais barreiras; aqueles ambientes costeiros dominados por ondas ocorreriam tipicamente nas plataformas mais inclinadas (TUCKER & WRIGHT, 1990).

Considerando que a topografia suave da Bacia do Paraná talvez não sirva como argumento para refutar a hipótese da influência das marés, as pesquisas bibliográficas permitiram resgatar as seguintes informações adicionais:

- a) SLINGERLAND (1986) concluiu que as marés tinham importância na sedimentação dos mares epêiricos antigos, porém provavelmente com a condição de terem apresentado alguma comunicação com os oceanos abertos. Nos mares isolados atuais, as amplitudes de maré são baixas.
- b) Inclusive nos mares epêiricos dominados por marés, a sedimentação, a grosso modo, é fortemente controlada por tempestades (PRATT & JAMES, 1986; TUCKER & WRIGHT, 1990).
- c) A acumulação de lama em extensas áreas costeiras, na realidade, só é possível no regime de micromarés - no qual a energia é mais baixa (TUCKER & WRIGHT, 1990). Também é preciso haver grande disponibilidade de sedimentos finos (MYROW, 1991). O termo "perimaré" é empregado para designar ambientes de marés de energia muito baixa, especialmente planícies de marés. Nesse caso, pode-se entender que a classificação do ambiente dentro do contexto das marés deve-se mais à escassez das ondas do que propriamente à amplitude das marés.
- d) Os depósitos de planícies de marés, para serem formados e preservados, precisam de condições específicas durante as variações do nível do mar (DALRYMPLE, 1992). Nas fases de subida do nível do mar, as planícies de maré eventualmente preserváveis localizam-se nos estuários. Nas fases de nível do mar alto, os estuários são preenchidos por sedimentos e as planícies de marés desenvolvem-se em áreas menos protegidas. Nessa fase, também podem ser originados os deltas dominados por marés, os deltas de marés e as barras de marés (por retrabalhamento de lobos abandonados de deltas). Teoricamente, havendo suprimento de sedimentos, poderia haver o desenvolvimento de condições regressivas, mas segundo DALRYMPLE (1992), nenhum exemplo moderno de sistemas de marés estaria suficientemente bem documentado para servir como modelo para as fases regressivas. Nos depósitos costeiros antigos também haveria muito mais exemplos de plataformas regressivas dominadas por tempestades (AIGNER, 1985; DALRYMPLE, 1992; BURCHETTE & WRIGHT, 1992).
- e) Existem referências na literatura acerca de feições semelhantes às das planícies de marés desenvolvidas por flutuações do nível da água em áreas costeiras causadas por fortes ventos (TUCKER & WRIGHT, 1990). Nos casos em que há dificuldades nas interpretações seria mais seguro o emprego da designação "ambiente perilitoral" (TUCKER & WRIGHT, 1990).

Se as rochas heterolíticas do Grupo Passa Dois são devidas a ondas de tempestade e não a ciclos de maré, torna-se necessário tecer comentários a respeito da predominância de sedimentos de granulação muito fina na porção leste da bacia, inclusive os depositados em águas muito rasas. Para os simpatizantes dos ambientes costeiros dominados por marés, os depósitos finos com gretas constituiriam uma forte evidência a seu favor. Por outro lado, nada impede interpretar que a bacia tenha apresentado águas muito calmas, exceto quando incidiam as tempestades. Não há registro de depósitos costeiros que sejam atribuíveis, por exemplo, a praias e a outros subambientes de energia hidráulica continuamente alta. Os arenitos com laminações cruzadas por ondas, interpretados como baixios, são raros e não exigiriam a ação ininterrupta de ondas para a sua formação.

Entre os ambientes atuais de águas rasas normalmente calmas, os mais importantes são as lagunas e os lagos. Conforme já mencionado, não se descarta a possibilidade que tenham existido alguns corpos d'água restritos nas porções marginais da bacia (golfos, lagunas, águas represadas, etc.), talvez condicionados pela existência de baixios e pelas oscilações do nível de base. Contudo, não parece ser adequada a designação "laguna" para a bacia como um todo porque tal interpretação implicaria na existência um corpo d'água muito maior a *offshore*, o que não coaduna com a provável paleogeografia do Gondwana durante o intervalo de tempo em pauta (fig. 185).

Portanto, se a Bacia do Paraná já constituía uma grande massa d'água isolada durante pelo menos parte da deposição da Formação Teresina, seu comportamento hidrodinâmico pode ter sido mais similar ao de um grande lago. As condições de sedimentação calmas eram esporadicamente substituídas por episódios de alta energia (tempestades), com desenvolvimento de litofácies similares aos dos depósitos marinhos. Por exemplo, EYLES & CLARK (1986) estudaram corpos com estratificação cruzada *hummocky* e *swaley* originados em lagos. MARTEL & GIBLIN (1991) descreveram um paleolago com regiões costeiras lamosas, cuja explicação seria o baixo gradiente do fundo, responsável pela atenuação das ondas. A baixa energia permitia o desenvolvimento de vegetação hidrófila, a qual, por outro lado, abafava ainda mais a ação das ondas. Nas porções mais centrais desse lago depositavam-se tempestitos (MARTEL & GIBLIN, 1991). De acordo com o registro fóssilífero das formações Teresina e Rio do Rasto, nas margens dos paleoambientes também devem ter existido vegetais hidro-higrófilos (principalmente licófitas e esfenófitas), que poderiam ter contribuído para atenuar as ondas. Entretanto, não foram encontrados rizomas

fósseis (nem raízes de outros vegetais) que pudessem corroborar essa hipótese. Os substratos em que esses vegetais se desenvolviam provavelmente eram retrabalhados durante as tempestades ou seus vestígios eram destruídos por outros fatores.

Conforme voltará a ser discutido no subcapítulo seguinte (8.3.), dedicado aos carbonatos, a predominância de sedimentos finos na porção leste da bacia também pode estar relacionada à topografia arrasada das suas regiões marginais e ao clima, em grande parte, semi-árido/árido. O fornecimento de areia era maior a partir das áreas a noroeste e oeste da bacia (GAMA JR, 1979a, b; LAVINA, 1991), devido ao levantamento do Arco de Assunção. O aporte de pequenas quantidades de areia em diversos pontos da bacia, provavelmente era facultado pelas variações do nível de base.

O Membro Serrinha representa algumas importantes modificações na bacia, embora os principais processos deposicionais continuassem sob o governo principalmente das ondas de tempestades. A paleontologia indica condições de água doce e as litologias mostram aumento significativo da quantidade de areia no sistema. Os tempestitos geralmente alcançam maiores espessuras que aqueles de natureza siliciclástica da Formação Teresina. Isso pode ser devido ao próprio aumento de disponibilidade de areia, a qual tem menor potencial de dispersão lateral (*cf.* DELLA FÁVERA, 1990). Em geral, as gretas de contração são menos abundantes no Membro Serrinha do que na Formação Teresina, o que talvez se deva ao retrabalhamento mais freqüente dos depósitos das áreas costeiras, incluindo aqueles com gretas. Quando ocorrem gretas de contração no Membro Serrinha, essas geralmente são grandes e profundas, sugerindo tempo muito maior de exposição subaérea e ligeira litificação singenética, para ter permitido a sua preservação, sem retrabalhamento.

### 8.3. AMBIENTES CARBONÁTICOS

Os carbonatos encontrados nas formações Teresina e Rio do Rasto (em afloramentos e em subsuperfície), têm especial interesse por estarem intercalados entre rochas siliciclásticas, numa bacia onde a sedimentação carbonática nunca foi substancial. Sedimentos carbonáticos e siliciclásticos, em geral, são mutuamente exclusivos nos ambientes modernos. Partículas siliciclásticas freqüentemente "diluem" os sedimentos carbonáticos e impedem a produção carbonática por organismos (JAMES, 1984; *apud* MYROW & LANDING, 1992). Portanto, o modelo apresentado por PETRI & COIMBRA (1982) para os depósitos de Taguaí, onde se

postulou a existência de carbonatos e siliciclastos numa mesma planície de marés, precisa ser revisto.

Nas áreas de afloramentos mais próximas à provável paleoborda da bacia (nordeste do Paraná), os carbonatos e as rochas calcíferas são mais abundantes. Em subsuperfície, os carbonatos aumentam em frequência de sul para o norte e principalmente de oeste para leste (IPT, 1989).

Conforme será discutido no capítulo 9, os carbonatos são particularmente importantes no intervalo "4", da parte média-alta da Formação Teresina. As considerações do presente capítulo referem-se principalmente a este intervalo, porém cabe esclarecer que já aparecem alguns calcários desde a base da formação. Os calcários na Formação Rio do Rasto são raros e geralmente ocorrem muito alterados (massa cor-de-café), exceto no nordeste do Estado do Paraná. Segundo um relatório interno do IPT (1989), os calcários em diversos poços, distantes entre si dezenas a centenas de quilômetros, parecem correlacionar-se segundo planos quase horizontais. Mesmo que isso não seja verdadeiro, sua extensão lateral aparentemente é grande.

Nos afloramentos da Formação Teresina dos estados do Paraná e Santa Catarina, os calcarenitos oolíticos geralmente são centimétricos a decimétricos, ocasionalmente verificando-se a superposição de alguns corpos, contudo sem ultrapassar a espessura total de 2,0 m (fig. 54). No Estado de São Paulo, em Taguaí, foram verificadas as maiores espessuras (cerca de 2,5 m) de calcarenitos oolíticos. Na coluna litológica dos perfis compostos de alguns poços da Petrobrás foram indicados pacotes calcários com mais de 20 m de espessura. Pode-se questionar se esses corpos são realmente inteiramente carbonáticos pois suas espessuras não coadunam com os dados de afloramentos. É improvável que a sedimentação carbonática na bacia tenha alcançado tanta expressão para ter permitido a formação de camadas carbonáticas tão espessas.

Há exemplos de oóides e pisóides em ambientes marinhos rasos, lagunas, lagos, rios, cavernas e até em solos calcários. A maior parte do registro corresponde a ambientes marinhos rasos (<2m de profundidade), com águas quentes ( $T > 18^{\circ} \text{C}$ ), nas latitudes de 15 a 25°, saturadas ou supersaturadas em carbonato de cálcio. Formam-se preferencialmente em águas hipersalinas e agitadas (para permitir o crescimento concêntrico das lâminas e a remoção de gás carbônico) (WRIGHT, 1990, *in* TUCKER & WRIGHT, 1990). WRIGHT (1990) mencionou que ainda não se sabe exatamente como os oóides se formam. Têm sido sugeridas origens mecânicas, químicas e biológicas. O modelo mecânico seria o de acreção como nas "bolas de neve". No modelo químico, haveria crescimento

de cristais na superfície dos oóides, os quais seriam posteriormente modificados por colisões e abrasão. Segundo o modelo biológico - mais provável de acordo com WRIGHT (1990), os oóides seriam formados por micro-organismos ou por processos influenciados biologicamente. Isso invalidaria o antigo conceito de que somente os oncóides (e não os oóides) teriam origem biológica. LEEDER (1982) afirmou, sem tanta cautela, que a gênese dos oóides de ambientes subaquosos sempre envolveria a participação de cianobactérias.

STRASSER (1986), que descreveu cinco tipos de oóides e um tipo de oncóide do Cretáceo da Montanhas Jura, interpretou condições específicas de salinidade e de agitação da água para a origem de cada um. Conforme mencionado acima, a maioria dos oóides da Formação Teresina assemelha-se aos tipos 3, 4 e eventualmente 6 de STRASSER (1986), com padrão de envelopes concêntricos contínuos e superposição de cristais radiais, estes um pouco melhor desenvolvidos que no tipo 3 (figs. 57, 62, 66). As diferenças entre os tipos 3 e 4 também são bastante sutis: o tipo 4 seria caracterizado pela existência de cristais radiais ligeiramente mais grossos e laminação concêntrica menos conspícua. Apesar das pequenas diferenças, o tipo 3 seria gerado em ambiente marinho de alta energia e o tipo 4, em ambiente lagunar, salobro, eventualmente com exposições subaéreas. O tipo 6 seria caracterizado pela mistura de padrões dos outros tipos, ou seja, lâminas distintas sobrepostas, indicando condições ambientais periodicamente modificadas, tanto em relação à energia, como à salinidade. Pode-se questionar se as conclusões de STRASSER (1986) são válidas para outros calcários.

WRIGHT (1990, *in* TUCKER & WRIGHT, 1990) comentou que existem diversas diferenças de interpretação dos oóides entre os autores. Alguns consideraram que o padrão de cristais radiais dos oóides antigos seria feição diagenética pela substituição da aragonita pela calcita. No entanto, segundo outros pesquisadores, a estrutura radial tão delicada deveria ser uma característica original. Atualmente, os oóides com padrão radial predominam em ambientes de baixa energia e seriam menos comuns nos ambientes marinhos. Os ambientes de águas agitadas propiciariam a formação da estrutura tangencial. Alguns dos oóides observados em lâminas delgadas da Formação Teresina apresentam núcleos constituídos por valvas conjugadas de ostracodes (fig. 66), o que também permite deduzir que as condições hidrodinâmicas na gênese dos oóides, pelo menos no início do processo, não foram muito energéticas. Segundo LLOYD et al. (1987), os lençóis de oóides atuais das ilhas Turks e Caicos das Bahamas, com centenas de quilômetros de extensão, teriam o vento como principal fonte de energia para movimentar os oóides.

Calcarenitos relativamente espessos da Formação Teresina (cerca de 2 m), apresentando estratificação cruzada sigmóide e granocrescência ascendente, foram observados apenas na estrada entre Ribeirão Claro e Carlópolis (nordeste do Paraná; fig. 64) e na porção superior de uma das pedreiras de Taguaí (sul de SP, fora da área abrangida pela tese). Em ambos os casos, a estratificação indica correntes dirigidas para nordeste e sua geometria é ligeiramente lenticular. O tipo de estratificação e a granocrescência ascendente indicam acreção gradual por avalanche na parte frontal das sigmóides.

Em Taguaí, além do calcarenito com estratificação cruzada sigmóide, há um outro corpo mais espesso (cerca de 3 m), situado na base da pedreira, que inclui porções com estratificação cruzada tangencial, tabular, *hummocky*, superfícies onduladas e, na porção superior, verdadeiros pisóides (SUGUIO et al., 1974; PETRI & COIMBRA, 1982). O corpo sobrepõe um nível com enormes gretas de contração e estruturas *tepee* (PETRI & COIMBRA, 1982). A concentração de pedreiras na região de Taguaí que exploram tal calcário permite inferir que sua extensão lateral não deva ultrapassar alguns quilômetros. Segundo PETRI & COIMBRA (1982) e SOUSA (1985), os calcarenitos de Taguaí teriam sido depositados por correntes de marés, em região de inframaré, com influência de tempestades. LAVINA (1991), com base na documentação fotográfica das estruturas do calcário, reconheceu uma associação de feições indicativas de dunas subaquosas e *sand waves*; interpretou que os calcarenitos teriam sido depositados por correntes induzidas por tempestades (*rip currents* ou *long-shore currents*).

Digno de nota é o complexo de baixios (*shoals*) oolíticos do Permiano Superior da Inglaterra, descrito por KALDI (1986). Esses baixios exibem grandes estratificações cruzadas unidirecionais, passando eventualmente para estratificação cruzada *hummocky*. Adicionalmente apresentam acamamento em leque (*fan bedding*) que seria típico da migração lateral de ondas de areia (*sandwaves*). As estruturas revelariam alguma influência de marés, porém sua origem estaria relacionada principalmente à ação de ondas e de correntes induzidas por tempestades. Segundo BURCHETTE et al. (1990), entre os ambientes costeiros propícios à geração de oóides, os baixios teriam o maior potencial de preservação.

Em relação à Formação Teresina, a interpretação de que os oóides se desenvolveram em baixios (*shoals*) é atraente, mas é provável que sempre houve um maior ou menor retrabalhamento posterior dos grãos por ondas ou correntes induzidas por tempestades. Os corpos de calcarenitos mais espessos devem

indicar grande proximidade ao local de geração dos oóides e os corpos delgados obviamente são distais.

Quando ocorre entrada de águas turvas nos ambientes carbonáticos, a produção de oóides é interrompida (HARWOOD & SULLIVAN, 1991). O fato dos ambientes de origem dos oóides necessitarem de contexto carbonático (sem siliciclastos) tem estimulado diversas pesquisas a respeito das situações "anômalas" dos carbonatos intercalados ou até misturados com sedimentos terrígenos (BRETT & BAIRD, 1985; MACK & JAMES, 1985; HANFORD, 1985; WRIGHT, 1986; BURCHETTE et al., 1990; TUCKER & CHALCRAFT, 1991; CUZELLA et al., 1991; HARWOOD & SULLIVAN, 1991; BURCHETTE & WRIGHT, 1992). As principais interpretações que interessam à Bacia do Paraná podem ser resumidas em:

a) A formação de baixios de oóides poderia ocorrer em ambientes marinhos rasos, nas fases de nível do mar alto, quando a costa estava afogada e não fornecia terrígenos (MACK & JAMES, 1985; TUCKER & CHALCRAFT, 1991; BURCHETTE & WRIGHT, 1992; HOLLAND, 1993).

b) A sedimentação carbonática poderia ocorrer em regiões sujeitas a clima árido, por diminuição do suprimento de terrígenos das áreas emersas e por aumento da salinidade das águas (LOREAU & PURSER, 1973; COWAN & JAMES, 1993).

Tais hipóteses aplicam-se também aos ambientes lacustres, preferencialmente localizados em regiões de clima árido e tectônica tranqüila (SURDAM & WOLFBAUER, 1975; SWIRYDCZUK et al., 1979, 1980; PAUL, 1982; GORE, 1988). No caso da Bacia do Paraná, a sedimentação carbonática provavelmente foi facultada por condições climáticas áridas, porém as variações do nível de base também devem ter exercido forte controle (vide capítulo 9).

Os calcarenitos mais comuns da Formação Teresina, conforme já comentado, são finos corpos tabulares bastante extensos, intercalados entre rochas siliciclásticas geralmente finas (figs. 63, 77, 109). Nesses corpos, as partículas carbonáticas devem ser alóctonas, provavelmente por retrabalhamento dos corpos oolíticos originais durante as tempestades. Considerando que os baixios se localizavam em águas muito rasas, eles eram mais provavelmente retrabalhados por tempestades do que preservados *in situ*. É necessário lembrar que o mecanismo de transporte de sedimentos por influência de tempestades ainda é assunto polêmico (e.g. DUKE, 1987; LAVINA, 1991), porém se trata de fenômeno que certamente ocorreu com freqüência na história geológica.

No Golfo Pérsico, os pontos de geração de oóides são pequenos, mas os oóides rapidamente se espalham por amplas áreas adjacentes (LOREAU &

PURSER, 1973). AIGNER (1984, 1985), SEILACHER & AIGNER (1991), entre outros, mencionaram que o retrabalhamento de oóides da região costeira e seu transporte para o interior da bacia seria típico das fases deposicionais regressivas. HANDFORD (1986), que estudou depósitos oolíticos mississipianos de Arkansas, interpretou que os tempestitos mais distais estariam a 30 km da costa. Se o transporte dos carbonatos naquele caso ocorreu ao longo de uma rampa de  $0,08^\circ$  a  $0,14^\circ$  de mergulho, sua deposição procedeu-se a profundidades entre 40 e 70 metros. Em ambientes siliciclásticos, há registro de depósitos de correntes de retorno (*rip currents*) de tempestade a cerca de 45 km da linha de costa (GRUSZCZYNSKI et al., 1993). Portanto, de acordo com os trabalhos consultados, o transporte máximo de partículas em função de tempestades provavelmente é da ordem de 40 km. Esse valor é muito pequeno em comparação à área de distribuição dos tempestitos de calcarenitos na Bacia do Paraná e, conforme concluído no capítulo anterior, provavelmente não existiam grandes diferenças batimétricas da borda para o centro da bacia. A solução mais óbvia, já discutida acima, é considerar que as margens da bacia não eram estanques, ou seja, que o nível da água da bacia flutuava significativamente. Quando há gretas de contração logo acima dos tempestitos de calcarenitos oolíticos, como na pedreira velha de Prudentópolis (figs. 59-60), é provável que eles foram depositados em áreas "supra-litorâneas", inundadas durante as tempestades. Situação similar foi descrita por WANLESS et al. (1988) para a região de supra-maré da ilha Caicos inundada por passagem de um furacão, onde houve deposição de quantidades substanciais de oóides.

Os calcilutitos com oncóides, abundantes ostracodes e pelóides enquadram-se nas fácies normalmente interpretadas como lagunares ou marinhas rasas restritas, de baixa energia (FLÜGEL, 1982; BURCHETTE & WRIGHT, 1992). Esses calcilutitos e os raros corpos de oóides possivelmente preservados *in situ*, foram registrados, até o momento, apenas no nordeste do Estado do Paraná e no Estado de São Paulo. Trata-se de mera coincidência ou essa posição geográfica está relacionada com a maior proximidade à paleoborda da bacia (fig.2)? A porção erodida da paleoborda leste-sudeste da bacia apresentava as mesmas litofácies que a sua porção nordeste?

Nesse exercício de reconstituição ambiental pode-se imaginar que em certos intervalos de tempo, em condições de clima árido, no nordeste e nas áreas não preservadas da bacia, se formavam pequenos cinturões de baixios ou bancos oolíticos, eventualmente capeados por estromatólitos, que delimitavam "lagunas" muito rasas e calmas com deposição incipiente de lama carbonática. Nesses

ambientes, a salinidade e o pH podem ter sido mais elevados, tendo propiciado a permineralização singenética de restos vegetais por sílica. Ocasionalmente, os oóides eram retrabalhados por ondas e fluxos de retorno de tempestades, podendo ter sido transportados por pequenas ou grandes distâncias. Em outras fases, entravam quantidades maiores de siliciclásticos na bacia ou havia subida rápida e acentuada do nível de base, inibindo a continuação do contexto carbonático.

BURCHETTE & WRIGHT (1992) salientaram que nas rampas carbonáticas de muito baixo mergulho nem sempre ocorreriam grandes modificações entre os depósitos de nível de base baixo ou alto. Abaixamento substancial do espelho d'água seria perceptível pela carstificação dos sedimentos carbonáticos e pelo seu recobrimento por depósitos continentais (geralmente, sem erosão significativa dos sedimentos prévios). O desenvolvimento de estromatólitos no Muschelkalk da Alemanha foi atribuído a um intervalo terminal de uma fase de nível do mar alto (*highstand*) (AIGNER & BACHMANN, 1992). O mesmo deve ter ocorrido no caso dos estromatólitos da pedreira velha de Prudentópolis, o que é corroborado pelo aspecto alterado do topo do bióstromo (provavelmente por exposição subaérea durante o abaixamento do nível de base) e pelo recobrimento por folhelhos escuros da fase de novo afogamento (figs.77-79). A litificação precoce do biolítico poderia ter evitado a sua completa destruição durante a sua exposição subaérea.

HARWOOD & SULLIVAN (1991) verificaram que nas fases de nível de base estável ("stillstand"), haveria maior tendência dos ambientes sedimentares apresentarem águas calmas e, portanto, produção de lamas calcárias e grãos recobertos por carbonatos (*coated grains*). Quando o nível de base começa a cair, haveria aumento da energia do ambiente deposicional, com produção maior de calcarenitos.

Nesse sentido, também é oportuno observar que os calcarenitos transgressivos comumente são constituídos por fragmentos bioclásticos e os regressivos por oóides (AIGNER, 1985; WRIGHT, 1990). Depósitos extensos de conchas, mal selecionadas, com graus variáveis de fragmentação e abrasão, incluindo muitas formas epifáunicas, seriam depósitos tipicamente transgressivos ou das bases de parasseqüências (KIDWELL, 1989, 1991; BANERJEE & KIDWELL, 1991). Representariam várias comunidades de bivalves acumulados e sucessivamente retrabalhados enquanto pouco ou nenhum sedimento chegava do continente devido ao afogamento da costa. À medida em que se acumulavam as conchas, o substrato do ambiente ficava mais duro, e as comunidades inicialmente infáunicas iam sendo substituídas pelas epifáunicas. Ao contrário, depósitos

conchíferos mais discretos, misturados com outros sedimentos, apresentando elementos melhor preservados, seriam regressivos ou do topo de parasseqüências (KIDWELL, 1989, 1991; BANERJEE & KIDWELL, 1991).

Se essas hipóteses estiverem corretas, os depósitos com bivalves da Formação Teresina poderiam ser interpretados da seguinte forma:

- a) Os calcarenitos oolíticos com fósseis bem preservados, tanto pelas características bioestratinômicas, como pelos oóides alóctonos, deveriam corresponder a depósitos regressivos, onde os bivalves não foram retrabalhados de forma intensa e puderam ser rapidamente sepultados (figs. 56-63).
- b) As coquinas ou arenitos coquinóides apresentando valvas inteiras e algumas fragmentadas também devem ter sido depositados nas fases regressivas por episódio de tempestade de alta energia, porém de curta duração (figs. 75, 108, 166.4c, 172.1).
- c) Os depósitos constituídos por conchas fragmentadas, sem oóides (às vezes com folhas de licófitas permineralizadas por sílica) poderiam representar depósitos de intervalos transgressivos (figs. 76, 172.2). Contudo, há certas diferenças em relação ao modelo discutido acima pois muitos bioclastos podem ter sido retrabalhados dos depósitos mais antigos (ex.: as folhas de licófitas; oncóides; também bivalves?), não representando material parautóctono condensado de comunidades desenvolvidas exclusivamente na fase transgressiva. Também não há quantidade maior de elementos epifáunicos nesses depósitos do que nos interpretados como regressivos.

Na verdade, a produção de oóides *versus* a de bioclastos carbonáticos depende de vários outros fatores. Sua proporção relativa tem variado em certas épocas da história geológica, de acordo com a produtividade dos organismos. O final do Permiano teria sido um intervalo de produção esquelética particularmente baixa, caracterizando-se mundialmente por grande produção de calcarenitos oolíticos (WILKINSON et al., 1985). Nos ambientes modernos, as quantidades grandes de oóides provavelmente significam condições ecológicas desfavoráveis para os organismos produtores de carbonatos que, em caso contrário, aumentariam suas populações e "gastariam" o carbonato de cálcio dissolvido na água (LLOYD et al., 1987). Considerando que tanto os calcarenitos oolíticos, como as conchas de organismos da Formação Teresina ocorrem em proporções relativamente baixas, pode-se especular que se tratava de um paleoambiente pouco favorável para ambos, ou seja, não havia grande disponibilidade de carbonatos dissolvidos na água e o ambiente era estressante para o desenvolvimento de biota luxuriante, sem contar o controle exercido pelo aporte

de sedimentos terrígenos - variável de acordo com o clima e o nível de base. O assunto volta a ser discutido no capítulo 9.

#### 8.4. AMBIENTES CONTINENTAIS

A Formação Rio do Rasto, particularmente o Membro Morro Pelado, depositou-se sob condições seguramente continentais, havendo relativo consenso entre os autores a esse respeito. No entanto, já existiram controvérsias quanto ao significado de algumas fácies, especialmente dos corpos lenticulares de arenitos, que anteriormente eram apontados como evidências de ambiente fluvial meandrante com planícies de inundação (MENDES, 1967; SCHNEIDER et al., 1974; CAZZULO-KLEPZIG, 1978). Sabe-se, atualmente, que esses arenitos correspondem a três tipos de fácies com interpretações bem distintas: lobos de suspensão, dunas eólicas e, subsidiariamente, barras de canais fluviais (BIGARELLA, 1973; CASTRO & MEDEIROS, 1980; RICCOMINI et al., 1984; ROHN, 1988; LAVINA, 1991; LANZARINI et al., 1992).

Nos afloramentos do Membro Morro Pelado em Santa Catarina e da maior parte do Estado do Paraná, foram reconhecidas, a grosso modo, três associações litofaciológicas principais, mas diversas litofácies estão representadas em mais de uma associação. No nordeste do Estado do Paraná, ocorre outra associação faciológica, ligeiramente distinta das demais. A posição estratigráfica das associações é discutida no capítulo 9.

A primeira associação faciológica é caracterizada principalmente pela ocorrência de alguns depósitos influenciados por ondas, como rochas heterolíticas com estrutura ondulada (*wavy*), lenticular e *flaser* e arenitos com estratificação cruzada por ondas e *microhummockys* (fig. 131). Essas litofácies passam verticalmente ou ocorrem associadas a lobos de suspensão, pequenos corpos de arenitos eólicos, possíveis arenitos de canais fluviais e outras feições consideradas típicas do Membro Morro Pelado. Os fósseis, em geral, são muito abundantes. A região de Dorizon/Mallet apresenta várias boas exposições dessa associação, apresentando aspecto geral de estratos tabulares (fig. 126). O ambiente pode ser interpretado como lacustre raso, com grande contribuição de lobos de suspensão e de outras fácies resultantes da desembocadura de rios, com freqüente retrabalhamento dos sedimentos por ondas de tempestade. A progradação dos depósitos de desembocadura e as oscilações do nível de base do(s) lago(s) devem ter permitido a eventual progradação de canais distributários/fluviais e de dunas eólicas (fig. 147).

Os lobos de suspensão indicam fluxos hiperpicnais episódicos que devem estar relacionados aos períodos de alta descarga fluvial, combinada com baixa salinidade das águas do lago e a sua pequena profundidade (*cf.* MARTINSEN, 1990; LAVINA, 1991; LANZARINI et al., 1992). Os turbiditos, depositados mais distalmente (fig. 129), resultaram de fluxos com maior dispersão lateral de sedimentos bastante finos em suspensão (LANZARINI et al., 1992). Sucessões de turbiditos com espessamentos ascendentes, que aparecem também nas outras associações faciológicas, assemelham-se fortemente a frentes deltaicas do tipo *flysch* (FLORES, 1975). HIGGS (1991) considera que correntes de turbidez alimentadas por rios, induzidas por inundações, seriam o principal processo de deposição de camadas até decimétricas acumuladas em lagos. Esse autor mencionou que no lago atual Meade (Nevada), fluxos de fundo hiperpicnais persistem por meses e viajam por mais de 200 km no lago, com inclinação do fundo menor que  $0,1^\circ$ .

A relativa variedade de glossopterídeas, que provavelmente faziam parte da vegetação mesófila, seria explicável em termos de clima suficientemente úmido para o seu desenvolvimento e de transporte eficiente para os lagos, talvez facultado, como no caso dos lobos de suspensão e dos turbiditos, apenas durante chuvas torrenciais.

Apesar da abundância dos depósitos de desembocadura e das evidências do transporte de vegetais, os depósitos fluviais propriamente ditos são escassos. As evidências mais conspícuas são as raras superfícies de erosão de aspecto acanalado, sobrepostas por arenitos, apenas localmente com resquícios de alguma estratificação cruzada. No caso do km 72,4 da PRT 153 (fig. 147) parece ter havido alguma migração lateral do canal (observável por uma distância de aproximadamente 100m), pois há uma porção escavada mais profunda (onde o corpo de arenito alcança 4,5 m de espessura) e vários cortes menores (espessura do arenito de apenas 1,5 m). Nesse arenito há pouquíssimos intraclastos, os quais talvez tenham sido depositados mais à juzante. É notável que os depósitos com intraclastos da Formação Rio do Rasto sejam relativamente raros (vide a terceira associação, abaixo). Em geral, os sedimentos terrígenos apresentam a granulometria de, no máximo, areia média. MADER (1981) e OLSEN (1987), por exemplo, também mencionaram que no Buntsandstein (norte da Europa), apesar da preservação de barras fluviais, os conglomerados e os intraclastos seriam raros, inclusive onde houve erosão do substrato. A preservação das feições de corte e preenchimento, sem formação de depósitos fluviais extensos, além de significar a avulsão rápida de canais provocada provavelmente por chuvas torrenciais

esporádicas, pode indicar o abaixamento do nível de base da bacia (regressão forçada), seguido por rápida nova subida (*cf.* POSAMENTIER et al., 1992; vide capítulo 9).

A formação de dunas, por menores que sejam, exige abundantes grãos finos de areia disponíveis, fornecidos possivelmente por leitos secos de rios (MADER, 1985b). O fato dos sedimentos eólicos terem sido preservados indica o seu afogamento e/ou subida rápida do nível de base após a sua deposição. Em caso contrário, as dunas pequenas, não alimentadas por quantidades suficientes de sedimentos para a geração de extensos corpos de areia, atravessariam grandes áreas da bacia sem deixar registro (MADER, 1985a). Conforme alguns exemplos de passagem lateral de arenitos eólicos para arenitos com laminações cruzadas por ondas (PRT 153, km 69,3), as subidas lentas do nível de base podem ter resultado no retrabalhamento das dunas por ondas.

A abundância de litologias influenciadas por ondas na associação litológica em questão indica a incidência de fortes ventos, a profundidade normalmente pequena das águas e um volume de água o suficiente para a geração e a propagação das ondas. Provavelmente, quando o nível da água de um lago ficava mais baixo, ocorria a sua compartimentação em lagos menores, onde os ventos não podiam mais induzir tão grandes ondas.

A cor avermelhada da maioria dos depósitos do Membro Morro Pelado pode evidenciar não só condições oxidantes do ambiente deposicional, como também fonte sedimentar possivelmente laterítica (GHIGNONE, 1979; TURNER, 1980). Segundo GAMERMANN (1979), as cores avermelhadas dos depósitos da Formação "Estrada Nova" no Rio Grande do Sul seriam resultantes de alteração superficial, pois os testemunhos mostrariam apenas cores verde-acinzentadas. Sem dúvida, é perceptível que a cor avermelhada, às vezes, é secundária, mas nesses casos aparece mosqueada. Da mesma forma, no contato entre lamitos e arenitos sobrepostos permeáveis ou junto a raízes de plantas atuais, a cor é localmente esverdeada por remoção dos pigmentos de óxido de ferro. A homogeneidade da cor vermelha na maioria dos depósitos do Membro Morro Pelado e seu registro também nos poços dos estados do Paraná e de Santa Catarina, descarta a sua origem pelo intemperismo atual. Considerando que a cor é primária, se os sedimentos vermelhos foram retrabalhados de solos lateríticos, pode-se inferir que havia alternância de estações ou períodos secos e úmidos (GHIGNONE, 1979). No entanto, os pigmentos vermelhos eventualmente têm causas diagenéticas (TURNER, 1980). De qualquer forma, as interpretações dos ambientes deposicionais do Membro Morro Pelado coadunam com as de outros

exemplos de *red beds* da literatura, onde a presença dos pigmentos de óxido de ferro e a baixa disponibilidade de matéria orgânica (responsável pelas cores cinzentas a negras) teve forte influência do clima (GHIGNONE, 1979; TURNER, 1980; PYE, 1983).

MADER & RDZANEK (1985) descreveram depósitos atribuídos a planícies de inundação extensas formadas por rios entrelaçados (*braided*) bastante espaçados entre si, sob condições climáticas semi-áridas. Diversas litofácies da Formação Rio do Rasto podem ser consideradas idênticas às descritas e ilustradas por esses autores. Por exemplo, alguns lobos de suspensão pequenos da formação assemelham-se às fácies consideradas pelos autores como depósitos de rompimento de dique marginal. LAVINA (1991) também já considerou essa possibilidade, porém, nesse caso, talvez devesse haver representatividade melhor também dos depósitos de canais fluviais. MADER & RDZANEK (1985) interpretaram que as planícies de inundação quase sempre estavam recobertas por água. As fases de emergência eram muito curtas, tendo permitido, no máximo, a formação de gretas de contração (muitas vezes removidas nas inundações subseqüentes), sem possibilidade de formação de solos. Embora parte da Formação Rio do Rasto deva representar situações ambientais similares, seria preferível utilizar a expressão "planícies de inundação" para os ambientes "inundados" somente nas épocas das chuvas; as áreas quase permanentemente submersas seriam melhor denominadas como "lagos". Percebe-se que as diferenças de interpretação muitas vezes são apenas nomenclaturais.

No presente trabalho, o termo "lago" obviamente não está sendo usado no sentido de um lago profundo como o Tanganica, onde o nível de base pode ter variado 850m e o fundo é irregular e redutor (JOHNSON, 1984). Exemplo muito melhor para comparação é a Formação Bude do Carbonífero da Inglaterra, que registra um paleolago com dimensões plataformais, desenvolvido a partir de um mar epicontinental (HIGGS, 1991). As características da primeira associação litofaciológica da Formação Rio do Rasto também lembram porções do Grupo Beaufort da Bacia do Karoo descritas por YEMANE et al. (1989), interpretadas como lacustres rasas, com alguma contribuição deltaica, ligeiro retrabalhamento por ondas e variações do nível de base.

Discussão importante entre os estudiosos refere-se à determinação se os paleolagos eram hidrologicamente fechados ou abertos (DE DECKER, 1988; GORE, 1989; HIGGS, 1991; ROGER & ASTIN, 1991; HAMBLIN, 1992). Admite-se que os sistemas lacustres abertos tenham maior estabilidade do nível da água e da posição das margens, condicionando sucessões verticais mais homogêneas. Nesse

caso, as condições climáticas são relativamente úmidas e o afluxo de água é maior. Os sistemas hidrologicamente fechados, além de apresentarem maiores oscilações do nível da água, geralmente apresentam variações maiores da salinidade, podendo apresentar a precipitação de sais como gipsita e halita (DE DECKKER, 1988). No caso da Formação Rio do Rasto, por um lado, a posição das margens parece ter oscilado bastante, mas por ~~X~~ outro, não há evaporitos. As águas que chegavam à bacia talvez tivessem sido pobres em solutos e, sob condições de taxas relativamente altas de sedimentação, os sais eventualmente existentes ficaram "dissolvidos" entre os sedimentos ou os sais também poderiam ter sido removidos pelos ventos antes da nova deposição de sedimentos terrígenos (TURNER, 1980; PAUL, 1982).

A segunda associação litológica é caracterizada predominantemente por lamitos vermelhos alternados com arenitos finos tabulares - prováveis turbiditos distais -também vermelhos ou esbranquiçados, ambos geralmente maciços, comumente com passagens gradacionais entre os dois. Os lobos de suspensão e outros arenitos são muito mais raros. Essa associação indica águas mais profundas ou condições mais distais de sedimentação que a associação acima. Pode-se dizer que inexistem feições de exposição subaérea. Nesses depósitos há quantidades maiores de bivalves dulçaquícolas, alguns sepultados *in situ*, provavelmente pelos fluxos de densidade bastante diluídos. A escassez em megafósseis vegetais, além de evidenciar maior distância da costa, pode também ter sido causada por intensa bioturbação. O caráter maciço das litologias, principalmente dos lamitos, deve ser explicável, em grande parte, pelo intemperismo atual ou por fluidização, mas também poderia estar relacionado à presença de organismos bioturbadores. Por outro lado, nessa associação e nas demais existem horizontes rítmicos com lâminas finas bem preservadas, sem evidências de bioturbação. COHEN (1984) verificou que no lago moderno Turkana (Quênia), as águas são saturadas ou supersaturadas em oxigênio até profundidades superiores a 100 m (graças a fortes ventos). Contudo, haveria pouca ou nenhuma bioturbação dos sedimentos. O autor interpretou que, nesse caso, a falta de bioturbação seria causada pela indisponibilidade de nutrientes nas porções mais distantes das margens do lago, implicando em baixa produtividade primária por fitoplâncton, o qual constituiria o principal alimento para as comunidades de invertebrados infáunicos. Portanto, no caso da Formação Rio do Rasto, em vista da existência de alguns horizontes com finas lâminas preservadas e outros aparentemente bioturbados (figs. 132-133), as águas podem ter sido, ora oligotróficas, ora um pouco mais ricas em nutrientes.

As variações do nível de base podem ter exercido controle no aporte de nutrientes para as regiões mais centrais dos lagos.

A terceira associação faciológica, melhor representada na parte superior da Formação Rio do Rasto, registra rápidas variações verticais e laterais de litofácies, com distribuição espacial complexa (figs. 134-159, exceto figs. 145 e 147). Há grande abundância de lobos de suspensão, outros depósitos de desembocadura, sigmóides, turbiditos, arenitos com seixos interpretados como fluviais, diamictitos e grandes depósitos eólicos. A associação evidencia um ambiente gradativamente mais desértico, às vezes com intervalos ainda relativamente úmidos, em geral, com diminuição do tamanho dos lagos, porém com extensas e violentas inundações. Apesar da rara ocorrência de gretas de contração, os próprios depósitos eólicos evidenciam que houve fases de ressecamento.

As espessuras relativamente grandes dos arenitos eólicos (figs. 137, 156) e a altura expressiva das lâminas frontais das estratificações cruzadas (até 4 m de altura), comprovam a grande disponibilidade de areia, ventos relativamente persistentes numa direção e subsidência acompanhada por subida gradual do lençol freático para a preservação dos depósitos (sem remoção por deflação) (MADER & YARDLEY, 1985). A vegetação deveria ter ocupado menos que 30% da área onde se iniciava a formação das dunas (cf. KEEN & SHANE, 1990). O processo de nucleação das dunas pode ter demorado milhares de anos (KOCUREK, 1981). Possivelmente houve formação de pequenos "mares de areia", cujos depósitos podem ser marcos para correlação (cf. MADER & YARDLEY, 1985).

Os lobos de suspensão, que se tornam mais freqüentes e espessos que na primeira associação (figs. 134, 136, 141, 142), denotam deposição ainda mais conspícua de grandes volumes de material em suspensão por fluxos hiperpicnais. Eles evidenciam o retrabalhamento rápido de grandes quantidades de sedimentos incoerentes pelos cursos d'água, provavelmente ativos somente durante as chuvas torrenciais - típicas de ambientes semi-áridos. Nessas condições, depositaram-se também os turbiditos nas porções mais distais (fig. 130; cf. SMOOT, 1991; CAVAROC & FLORES, 1991; HIGGS, 1991; HAMBLIN, 1992). Em certos intervalos, formaram-se os depósitos de desembocadura com estratos inclinados, que em alguns casos são similares aos deltas do tipo Gilbert (fig. 143). FARQUHARSON (1982) discutiu as diferenças nos processos deposicionais que resultariam nos deltas desse tipo e os depósitos de desembocadura equivalentes aos lobos de suspensão. Os primeiros seriam originados por fluxos homopícnais ou *inertia-dominated effluent* (WRIGHT, 1977), com rápida deposição da carga em

suspensão, sob condições de baixa energia. Os lobos de suspensão seriam capazes de transportar sedimentos por distâncias maiores, devido às densidades e velocidades maiores dos fluxos hiperpicnais, impedindo a formação de estratos frontais inclinados. FARQUHARSON (1982) comentou que os deltas do tipo Gilbert seriam mais raros que os lobos de suspensão, talvez por necessitarem equilibrar as densidades da água do rio e da água do lago, mas profundidades pequenas de lagos também poderiam induzir o desenvolvimento de estratos frontais inclinados. STANLEY & SURDAM (1978) calcularam que deltas do tipo Gilbert com apenas 2 m de altura, verticalmente completos, indicariam a progradação em águas com cerca de 2 m de profundidade. No caso dos depósitos com estratos inclinados da Formação Rio do Rasto, se as interpretações estiverem corretas e se a sua porção superior não foi erodida, a profundidade da água nos locais da sua deposição poderia ser estimada em 1 a 3 m. No entanto, segundo SMOOT (1991), a acresção de lâminas frontais de frentes deltaicas seria bem mais complexa: tal progradação ocorreria apenas indiretamente pois, durante as cheias, o nível do lago também se elevaria e os abundantes sedimentos trazidos pelos rios construiriam uma nova frente deltaica acima dos depósitos deltaicos prévios. Com o retorno da descarga fluvial normal, ocorreria retrabalhamento daqueles depósitos deltaicos das cheias, fornecendo material para dar continuidade à acresção das lâminas dos deltas mais baixos. Esses deltas teriam maior potencial de preservação do que os produzidos nas cheias.

Alguns estratos da terceira associação litofaciológica mostram que ainda havia algum retrabalhamento por ondas, mas sua magnitude era insuficiente para a geração de estratificação cruzada *hummocky* (provavelmente por volume de água relativamente pequeno).

Os arenitos com grandes intraclastos (figs. 152 e 153) e outros arenitos em lençol lembram inunditos atuais e sul-africanos da região semi-árida de Laingsburg, descritos por STEAR (1985). Na inundação que ocorreu em janeiro de 1981, durante sete horas, o nível d'água subiu cerca de 12 metros (localmente até 20 metros) e resultou na deposição de até 3,5 m de sedimentos. O pacote exhibe feições de corte e preenchimento que atestam variações de energia durante o mesmo evento. Após o pico de inundação, o canal fluvial passou a apresentar padrão meandrante a anastomosado. Sob condições normais, o rio seria classificado como entrelaçado (*braided*). Em poucos dias depois da catástrofe, formaram-se gretas de contração sobre os depósitos de inundação, as quais, no entanto, foram preservadas somente onde recobertas, pouco tempo depois, por sedimentos finos acumulados numa nova inundação. Essa observação talvez possa

ser extrapolada à Formação Rio do Rasto, explicando porque as gretas são relativamente raras (embora LAVINA, 1991, tenha afirmado que são comuns). No caso dos grandes intraclastos da Formação Rio do Rasto, pode-se inferir que houve alguma pré-litificação das rochas erodidas. O próprio impacto de alguns grandes intraclastos com o substrato relativamente coeso deve ter ajudado na erosão de outras porções, evidenciando a grande energia do processo. De qualquer modo, o processo teve curta duração porque os intraclastos praticamente não sofreram arredondamento.

Os depósitos subaquosos da parte superior da Formação Rio do Rasto talvez sejam mais corretamente classificados como depósitos de interdunas ou *sabkhas*. Por exemplo, LANCASTER & TELLER (1988) e LANGFORD & CHAN (1989) descreveram depósitos de interdunas subaquosos ou de inundações fluviais em campos de dunas com extensão de milhares a dezenas de milhares de quilômetros quadrados (devido às condições topográficas relativamente planas). Em certos casos, os depósitos de interdunas teriam alto potencial de preservação (KOCUREK, 1981). AHLBRANDT & FRYBERGER (1981) mencionaram a existência de fauna abundante e interessante nos lagos efêmeros nas áreas de interdunas. Seus depósitos não precisariam obrigatoriamente conter evaporitos. Em alguns exemplos de interdunas antigas teria havido a produção inclusive de hidrocarbonetos (*Nebraska Sand Hills*, de  $500 \pm 200$  anos A.P. e *Nugget Sandstone* de Wyoming, AHLBRANDT & FRYBERGER, 1981).

No final da deposição da Formação Rio do Rasto, a bacia provavelmente estava compartimentada em vários pequenos corpos d'água, cercados por áreas emersas com rios efêmeros e dunas eólicas. Os paleoambientes atribuíveis a interdunas provavelmente eram mais instáveis e muito mais oxidantes que os exemplos acima que geraram hidrocarbonetos. Esses ambientes aquosos foram os habitats ideais para o desenvolvimento dos conchostráceos (*cf.* TASCH, 1987). Vegetação de pequeno porte desenvolvia-se próximo ou nas partes rasas dos corpos d'água (principalmente esfenófitas), excepcionalmente contendo elementos maiores e mais diversificados. A ocorrência de tetrápodes até o topo da formação atesta a presença de comunidades mais complexas que as preservadas. Durante as inundações, restos de tetrápodes que provavelmente jaziam desarticulados sobre as áreas emersas, eram transportados, fragmentados e sepultados, comumente em inunditos (*cf.* SMITH, 1990; figs 154-155).

A quarta associação faciológica da Formação Rio do Rasto é a que ocorre no nordeste do Estado do Paraná, particularmente na região de Santo Antônio da Platina. Suas características distintas já incitaram diversas discussões a

respeito da posição estratigráfica das ocorrências daquela região (MENDES & FÚLFARO, 1966; VIEIRA, 1973; PETRI & FÚLFARO, 1983). Há predominância de rochas heterolíticas onduladas (fig. 98), arenitos com estratificação cruzada por ondas, arenitos com estratificação cruzada *hummocky* e *microhummocky*, sigmóides de origem incerta (fig. 122), diversos níveis com gretas de contração, entre outras litologias. Muitas rochas são calcíferas e aparentemente também ocorrem calcários. Em extensas áreas, há uma ou mais camadas de siltitos calcíferos com 10 a 40 cm de espessura apresentando nódulos silicificados milimétricos a centimétricos. Sua origem poderia estar relacionada ao início de pedogênese em condições semi-áridas ou a flutuações do lençol freático. Tais litologias também foram observadas em poços da região (1-J-1-PR e 2-PP-1-SP; figs. 80-81).

A associação do nordeste do Estado do Paraná distingue-se da primeira pela quase total ausência de lobos de suspensão e de outros depósitos de desembocadura. As litofácies evocam posições estratigráficas mais baixas que as sugeridas pela Paleontologia. Os fósseis não são muito comuns, mas localmente há grandes abundâncias de conchostráceos, bivalves e escamas de peixes. Megafósseis vegetais são raros. Icnofósseis são muito freqüentes.

Na pedreira de Jacarezinho (km 20,2 da BR 153, fig. 118), foi possível observar dois cortes de um arenito com até 1,8 m de espessura e mais de 180 m de extensão. Em corte transversal, na porção superior do corpo, o padrão das lâminas lembra aquele da estratificação cruzada *hummocky*, porém em corte perpendicular ao primeiro, parece mais com o padrão de sigmóides que tiveram acreção lateral (fig. 114). Provavelmente houve transporte por correntes induzidas por tempestades e retrabalhamento por ondas. Na mesma pedreira, ocorre outro corpo de grandes dimensões, constituído por arenito mais fino, com possível estratificação *scalloped cross bedding* (cf. p. 193-194 em LAVINA, 1991), visível em duas pequenas porções e estratificação plano-paralela no restante da exposição (fig. 115). Na base da pedreira há um arenito fino com abundantes icnofósseis (fig. 117) que foi truncado por superfície erosiva e sobreposto por uma brecha e abundantes restos de peixes (fig. 116). Trata-se provavelmente de um limite entre seqüências ou parasseqüências.

A localização mais marginal daquela região na bacia, onde a subsidência provavelmente era menor, deve ter permitido retrabalhamento mais acentuado e freqüente dos sedimentos. Nas fases de abaixamento do nível de base, os sedimentos provavelmente experimentavam exposições subaéreas bem mais longas que em outras partes hoje preservadas da bacia. A grande abundância de

tempestitos talvez se deva às condições predominantemente proximais de sedimentação e ao ambiente do "dia-a-dia" normalmente calmo, sem grande influência de ondas ou de correntes que retrabalhassem os tempestitos. Outro aspecto a ser considerado é a maior porcentagem de rochas calcíferas e a possível presença de carbonatos (em comparação às outras regiões da Formação Rio do Rasto), além da quase total ausência de lobos de suspensão e de outros depósitos de desembocadura. Embora esses últimos possam ter sido retrabalhados pelas ondas, é também bastante provável que no nordeste do Estado do Paraná (e na região contígua em São Paulo), naquele intervalo de tempo, não tenham existido sistemas de drenagem eficientes para o fornecimento de sedimentos. As chuvas podem ter sido ainda mais escassas do que nas outras regiões.

## 9. CRONOESTRATIGRAFIA E INTERPRETAÇÃO DA HISTÓRIA DEPOSICIONAL

A figura 181 mostra as correlações entre poços e afloramentos do Grupo Passa Dois na borda leste da Bacia do Paraná e fundamenta todas as interpretações da sua história deposicional. Na figura 182 (e na fig. 183, em menor escala) são apresentadas correlações preliminares entre depósitos do grupo na borda leste da bacia no Estado de São Paulo, baseando-se em dados paleontológicos e litológicos da literatura e nos perfis geofísicos de alguns poços (CASTRO & ROHN, em preparação).

A coluna sedimentar das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto foi subdividida em 11 intervalos, com alguns subintervalos, objetivando destacar com maior precisão alguns aspectos da evolução ambiental da bacia ou chamar a atenção para determinados problemas. Os limites entre os intervalos foram estabelecidos por critérios litológicos, paleontológicos e pelo comportamento dos perfis geofísicos dos poços, sendo esclarecidos, em cada caso, nos respectivos subcapítulos a seguir.

Na medida do possível, as posições selecionadas para os limites dos intervalos equivalem a picos radioativos proeminentes dos perfis raios gama (para direita) ou também picos acentuados de baixa radioatividade (para esquerda). Em diversas porções da coluna sedimentar, os intervalos foram definidos de maneira que houvesse coincidência com certos trechos dos perfis raios gama em forma de "funil" (sugerindo granocrescência ascendente). Às vezes, os intervalos são mais amplos e incluem dois ou mais trechos repetitivos com essa forma (e.g. 1-MB-1-SC). A grosso modo, esse padrão corresponde à subida virtualmente rápida do nível relativo de base até a inundação máxima (base do funil), seguida por fase de estabilidade (*highstand*), quando se iniciava a fase regressiva (HAQ et al., 1987; VAN WAGONER et al., 1990; SEILACHER & AIGNER, 1991; EINSELE & BAYER, 1991). No entanto, nem sempre o perfil geofísico mostra um padrão claramente definido ou a resolução do perfil é muito baixa (e.g. 2-PU-1-SC).

Nas áreas de afloramentos, os limites entre intervalos geralmente coincidem com modificações das litofácies ou com certas características paleontológicas. Dentro de cada intervalo podem existir diferenças litológicas e paleontológicas locais, refletindo a complexa relação lateral entre os ambientes de sedimentação. Nas correlações com os depósitos da região nordeste do Estado do Paraná (Santo Antônio da Platina, Jacarezinho, Carlópolis, etc.) e do Estado de São Paulo há diversas dúvidas por causa da coluna sedimentar mais incompleta

(localização mais marginal na bacia). O número de poços na margem nordeste da bacia também é insuficiente para a realização de correlações seguras.

Considerando que a área abordada na presente tese é uma faixa aproximadamente paralela à paleoborda oriental da Bacia do Paraná, assume-se que cada intervalo tenha conotação cronoestratigráfica (vide também figs. 194, 195). Entretanto, nas correlações entre depósitos da borda da bacia e outros mais interiores é necessária maior cautela porque pode haver diacronismo. Segundo GALLOWAY & HOBDDAY (1983), nas bacias epicontinentais rasas como a Bacia do Paraná, com taxas relativamente baixas de subsidência, na realidade, ocorre ampla distribuição lateral de algumas fácies e a destruição completa de algumas outras, resultando em registro cronoestratigráfico bastante incompleto. Apesar desse problema, verificou-se que é possível rastrear grande parte dos intervalos definidos no leste da bacia até alguns poços localizados mais próximo ao centro (*e.g.* 2-RP-1-PR). Uma vez que os trechos correlacionados dos perfis geofísicos devam refletir histórias batimétricas similares, eles devem fazer parte dos mesmos ciclos de variações do nível de base. Portanto, cada intervalo (1 a 11), tomado como um todo, pode ser considerado como uma unidade isócrona. O registro sedimentar mais completo nas áreas de maior subsidência pode ser compensado pelos hiatos mais longos nas bordas da bacia.

### 9.1. INTERVALO 1

Não foram realizados trabalhos de campo específicos para os depósitos desse primeiro intervalo, equivalente à Formação Serra Alta. Contudo, pode-se concordar com GORDON JR (1947), MENDES (1954a, 1967), SCHNEIDER et al. (1974) e outros autores que a formação é caracterizada por siltitos maciços ou folhelhos cinza escuros. Em alguns testemunhos de poços foram observadas ligeiras ondulações e intensa bioturbação. A Formação Serra Alta é relativamente homogênea com cerca de 100 metros de espessura, diminuindo para aproximadamente 60 m na região de Santo Antônio da Platina. Na área estudada não parece ser válida a afirmação de que possa haver diminuição da espessura da Formação Irati compensada pelo aumento da Formação Serra Alta (*cf.* PETRI & FÚLFARO, 1983).

Os perfis raios gama dos poços mostram ligeira tendência de granodecrescência ascendente até quase o topo da formação, seguida por granocrescência. Os dados geoquímicos e as interpretações são variados, mas haveria evidências de águas salgadas (RODRIGUES & QUADROS, 1976; RAMOS & FORMOSO, 1976).

Escamas de peixes, outros pequenos restos de peixes e coprólitos são fósseis comuns. Certos níveis com quantidades grandes de restos de peixes e coprólitos da faixa de afloramentos podem corresponder a horizontes condensados. O registro de outros fósseis é bastante raro nos estados do Paraná e Santa Catarina. BEURLEN (1954a) estudou bivalves da região de Irati e MENDES (1954a) descreveu sucintamente um afloramento com bivalves da região de Prudentópolis (BR 373, antigo km 78,6). Os fósseis que MENDES (1954a) classificou como conchostráceos (cf. *Acantholeaia regoi* Almeida), na realidade, correspondem a pequenos moluscos bivalves e, portanto, não podem ser usados como prova de águas pouco salinas. Há menções também de ostracodes, mas faltam trabalhos publicados a seu respeito (cf. PETRI & FÚLFARO, 1983).

Na Formação Serra Alta do Estado de São Paulo o número de ocorrências de bivalves é bem maior. Estes substanciaram a Zona *Barbosaia angulata-Anhembia froesi* (sensu MARANHÃO, 1986) que apresenta amplitude vertical relativamente pequena (cerca de 30-40 m na área de ocorrência no Estado de São Paulo) e está totalmente contida nos limites da Formação Serra Alta. A fauna de bivalves é basicamente endêmica e pouco diversificada, com representantes infáunicos e epifáunicos, preservados em sedimentos finos, geralmente evidenciando situações parautóctonas. Entre os elementos mais característicos dessa fauna, somente *B. angulata* foi reconhecida no Estado do Paraná, no afloramento de "Irati Velho" (BEURLEN, 1954a).

Há consenso na literatura de que a Formação Serra Alta deva representar condições de sedimentação em águas calmas, geralmente abaixo do nível de retrabalhamento por ondas de tempestade. A cor dos sedimentos e a quantidade restrita de macrofósseis bentônicos podem ter resultado de condições disaeróbicas na interface água/substrato. As porções bioturbadas devem registrar episódios um pouco mais favoráveis à vida bentônica que podem estar relacionados a pequenas variações do nível de base.

As lito- e biofácies da Formação Serra Alta, em comparação à Formação Irati, evocam aumento das condições de circulação da água (condições menos euxínicas) e provavelmente diminuição da "hipersalinidade" (cf. SANTOS NETO & CERQUEIRA, 1993). Após a fase de restrição que encerrou a deposição da Formação Irati (HASHIRO et al., 1993; CASTRO, 1993), deve ter ocorrido uma nova fase transgressiva, com clímax aproximadamente durante a deposição da parte média-superior da Formação Serra Alta. Conforme já foi discutido no capítulo 8, tal transgressão não foi obrigatoriamente marinha.

É interessante chamar a atenção para o fato de que na Bacia do Karoo, após a deposição da Formação Whitehill, também houve nova fase transgressiva, evidente principalmente nos depósitos da base da Formação Volksrust (VISSER, 1993).

## 9.2. INTERVALO 2

O segundo intervalo corresponde à parte inferior da Formação Teresina, apresentando espessuras de 60 a 80 metros. Em comparação ao intervalo 1, os perfis de raios gama e SP dos poços deslocam-se ligeiramente para a esquerda, o que se torna mais marcante rumo ao nordeste da bacia. Tal comportamento deve-se a um aumento da granulação das rochas e/ou a presença de carbonatos e de calcários silicificados.

Alguns testemunhos de poços analisados (*e.g.* poços 2-CA-1-SC e 2-MC-1-SC) mostram rochas heterolíticas com estrutura ondulada (*wavy*), lenticular e *flaser* e alguns finos corpos de arenitos com estratificação cruzada por ondas. Na BR 376 (Rodovia do Café) foram observados os melhores (e quase únicos) afloramentos do intervalo, onde foi possível encontrar bivalves que aparentemente correspondem a *Terraia aequilateralis* e *Jacquesia arcuata*. Num afloramento posicionado próximo ao limite com o intervalo 3 (km 252,0 da BR 376), há pacotes de 0,6 a 1,5 m de espessura de rochas heterolíticas com *wavy*, apresentando gretas de contração em diversos níveis e ligeira tendência de granocrescência ascendente. Há intercalações por uma fina camada de calcarenito oolítico com bivalves, uma coquina centimétrica de bivalves rica em escamas de peixes e uma lente decimétrica de arenito com ondulações (provavelmente estratificação cruzada *microhummocky* mal preservada). Esse afloramento sugere o empilhamento de pequenas paraseqüências depositadas em contexto de águas rasas com ondas de tempestades e exposições subaéreas, onde a coquina poderia representar a base de uma das sucessões (*cf.* VAN WAGONER et al., 1990; BANERJEE & KIDWELL, 1991). É importante salientar que anteriormente (*cf.* LAVINA, 1991), a ocorrência de gretas de contração sempre era assinalada para níveis estratigáficis bem mais altos dentro da Formação Teresina.

O que torna o intervalo 2 realmente interessante é a sua provável correlação com aproximadamente a metade inferior da Formação Corumbataí no Estado de São Paulo, mais especificamente, com os depósitos da Zona *Pinzonella illusa*. Essa correlação coaduna com as espécies de bivalves mencionadas da BR 376. As correlações indicadas nas figs. 182 e 183 são apenas tentativas pois baseiam-se exclusivamente nos dados da literatura e nos perfis geofísicos de

alguns poços. Comentários um pouco mais profundos a respeito da estratigrafia e paleontologia da Formação Corumbataí deverão ser apresentados por CASTRO & ROHN (em preparação).

BARBOSA & GOMES (1958) discriminaram cinco níveis de sílex na Formação Corumbataí da região de Piracicaba-Rio Claro-São Pedro, designados L, M, N, O e P, que teriam grande continuidade lateral. De acordo com as correlações realizadas através dos perfis geofísicos dos poços (figs. 181-183), o nível N, equivalente às últimas ocorrências seguras de *Pinzonella illusa*, deve ser correlacionável ao topo do intervalo 2.

Os bivalves coletados por CARVALHO (1937) na região de Barreiros, Planalto de Reserva (PR) e estudados por MENDES (1954a), estão preservados em calcarenito oolítico e a maioria das espécies coaduna com os componentes da Zona *P. illusa* do Estado de São Paulo (vide capítulo 11). Uma exceção seria *Jacquesia elongata*, que era anteriormente conhecida apenas em níveis acima dessa zona. BEURLEN (1954a) não encarou a ocorrência dessa espécie como um problema porque sua amplitude vertical poderia ser simplesmente maior que as de outras espécies. A assembléia de Barreiros foi aqui plotada tentativamente próximo ao topo do intervalo 2, onde os perfis de raios gama dos poços apresentam alguns picos de baixa radioatividade mais pronunciados, possivelmente equivalentes a calcários.

BEURLEN (1954a) mencionou a descoberta de duas localidades com bivalves nas proximidades de Gonçalves Júnior (a oeste de Irati), uma atribuída à Formação Serra Alta e a outra considerada como sendo a base da Formação Teresina. A primeira estaria localizada imediatamente ao norte de Gonçalves Júnior, no vale do rio Preto, que se trata, na realidade, do Arroio Linha Pinho (fig. 21). Outro possível engano refere-se às unidades estratigráficas: de acordo com o mapa da CPRM (ABOARRAGE & LOPES, 1986), nas duas localidades deveria aflorar a Formação Teresina. A assembléia de bivalves da primeira localidade apresenta *Pyramus? anceps*, *Plesiocyprinella carinata*, *Jacquesia cf. J. elongata*, *Roxoa corumbataiensis*, que são espécies compatíveis com a Zona *P. illusa* do Estado de São Paulo. A outra assembléia de bivalves mencionada por BEURLEN (1954a), a qual estaria posicionada cerca de 10 metros mais alta, já apresentaria *P. neotropica* (vide texto referente ao intervalo 3). Esse pequeno desnível entre as duas assembléias sugere que elas estejam próximas ao limite entre os intervalos 2 e 3.

Nos estados do Paraná e de Santa Catarina, não foram encontrados megafósseis vegetais atribuíveis ao intervalo 2. Contudo, na Formação Corumbataí

do Estado de São Paulo, esse intervalo concentra a maior parte das ocorrências de megafósseis vegetais, representados principalmente por caules de *Lycopodiopsis derbyi* (moldes e permineralizados por sílica), troncos de gimnospermas (permineralizados por sílica) e raras glossopterídeas, pecopterídeas e outros vegetais. As espículas de espongiários registradas em Angatuba (FÚLFARO, 1970) também devem pertencer a esse intervalo.

Em suma, no Estado de São Paulo, a maioria das litofácies e a quantidade maior de bivalves e de megafósseis vegetais são indicativas de contexto de sedimentação proximal, o que corrobora a interpretação de que a região corresponderia à paleoborda da bacia. Nos estados do Paraná e de Santa Catarina, intervalo 2 evidencia deposição em condições de águas bem mais rasas que o intervalo 1, porém em contexto mais distal. Os dados sugerem que apenas durante a deposição das partes mais altas do intervalo 2, ocorreram algumas pequenas exposições subaéreas. A grosso modo, o intervalo representa a continuação da fase regressiva iniciada a partir da deposição da parte superior da Formação Serra Alta.

Um jazigo de bivalves conhecido por "Batalha" da região de Rio Claro (SP) inclui um provável representante de *Cypricardinia*, que é um gênero marinho da Austrália (SIMÕES & FITTIPALDI, 1989). Conforme comentado no capítulo 8, é provável que em certas fases do Neopermiano, as águas da Bacia do Paraná e de bacias do sul da África tenham apresentado comunicação entre si, porém constituindo um hipotético mar interior, não mais conectado ao oceano (fig. 185). Os intervalos 1 e 2 devem corresponder à principal fase de comunicação, entre as duas bacias. Isso explicaria a maior abundância de fósseis evocativos de condições marinhas na Formação Corumbataí e a possível ocorrência de bivalves das zonas *Barbosaia angulata-Anhembia froesi* e/ou *Pinzonella illusa* na Formação Waterford da Bacia do Karoo (COOPER & KENSLEY, 1984).

### 9.3. INTERVALO 3

O pacote sedimentar designado "intervalo 3" apresenta cerca de 100 metros de espessura, diminuindo para menos de 50 metros no nordeste do Paraná. Caracteriza-se, em geral, pelo retorno de rochas granulometricamente um pouco mais finas que no topo do intervalo 2 e quantidade menor de calcários. Os afloramentos e testemunhos de poços revelam predomínio de rochas heterolíticas onduladas, praticamente sem gretas de contração, nem tempestitos possantes. Portanto, o intervalo 3 sugere deposição após nova subida significativa do nível de base.

O intervalo 3 foi subdividido em 3a e 3b de acordo com o padrão dos perfis raios gama dos poços, que mostram dois grandes pacotes ligeiramente granocrescentes (compreendendo outras porções granocrescentes menores e com variações locais). No topo do subintervalo 3a existem algumas ocorrências de tempestitos com *microhummocky* e pequenas gretas de contração; no topo do subintervalo 3b voltam a ocorrer calcarenitos oolíticos e fácies mais proximais.

A assembléia de bivalves da região de Gonçalves Júnior-Rio Preto descoberta por BEURLIN (1954a) poucos metros acima da outra assembléia mencionada para o intervalo 2, apresenta *Pinzonella neotropica*, *Ferrazia cardinalis*, entre outros. Deve corresponder, portanto, à base da Zona *Pinzonella neotropica*.

Na estrada Irati-Rio Preto, no trecho mais alto da estrada antes de rio Preto e da vila homônima (fig. 21), RÖSLER (1982) registrou diversos fósseis numa pedreira (fig. 102), principalmente megafósseis vegetais. Esses fósseis, juntamente com enteróspiras de peixes (RÖSLER et al., 1985), ocorrem num siltito maciço muito homogêneo com cerca de 2 metros de espessura, que sobrepõe um nível com grandes gretas de contração. A maioria dos vegetais ocorre bastante fragmentada, sugerindo relativo transporte, porém há um nível com um verdadeiro "tapete" de briófitas delicadas misturadas com ramos de gimnospermas, indicando contexto deposicional muito calmo e pouco distante da costa (fig. 103). Acima desse siltito, observa-se passagem gradual para rochas heterolíticas onduladas cada vez mais conspícuas, com pequenas gretas de contração nas porções mais altas, culminando com um tempestito (arenito com laminação cruzada por ondas e topo ondulado, com até 1 metro de espessura) associado a gretas de contração. Portanto, as condições ambientais tornaram-se gradativamente mais proximais. Mais acima voltam a ocorrer rochas heterolíticas, porém com tendência contrária, ou seja, estratos cada vez mais finos e granodecrescentes, retornando para um contexto mais distal. Aproximadamente 5 metros acima do tempestito ocorre uma coquina com *Ferrazia cardinalis*, *Jacquesia brasiliensis*, possível *Pinzonella neotropica* (fig. 171.3). Essas espécies são correlacionáveis à assembléia de bivalves superior de BEURLIN (1954a) e, dessa forma, permitiram inferir a posição estratigráfica da pedreira (base do intervalo 3). Cabe esclarecer que a pedreira encontra-se distante dos outros afloramentos e há diversas falhas geológicas na região que impedem sua correlação direta com os afloramentos da PRT 153 e da BR 277.

Se o posicionamento estratigráfico da pedreira de Rio Preto estiver correto, o nível com as grandes gretas de contração poderia equivaler ao limite entre os intervalos 2 e 3. Os siltitos com os vegetais que gradam

ascendentemente para rochas heterolíticas e para tempestitos eventualmente representam uma laguna que foi "rapidamente" preenchida por sedimentos no início de uma fase transgressiva. Nos regimes dominados por ondas, durante transgressões, as ilhas barreiras comumente são arrasadas durante as tempestades (HEWARD, 1981; FÜRSICH & KIRKLAND; WALKER & PLINT, 1992). Somente os depósitos originados nas topografias mais baixas (incluindo as lagunas) seriam eventualmente preservadas (HEWARD, 1981). FÜRSICH & KIRKLAND (1986) descreveram uma situação em que a laguna foi assoreada por sedimentos continentais antes do seu recobrimento pelas águas transgressivas.

A coquina da pedreira de Rio Preto sugere história bioestratinômica complexa pois inclui folhas de licófitas permineralizadas por sílica e oncóides. A maioria das conchas está muito fragmentada, apresentando as dimensões de grânulos. Todos os bioclastos obviamente são alóctonos, com grau maior ou menor de retrabalhamento. Conforme já discutido, as folhas de licófitas já estavam permineralizadas antes do retrabalhamento. A permineralização pode ter ocorrido em corpos d'água costeiros represados ou pequenas lagunas hipersalinas, com alimentação esporádica pela água do "lago-mar" adjacente. A salinidade elevada interpretada para alguns níveis da Formação Teresina é corroborada por dados geoquímicos (RODRIGUES & QUADROS, 1976; RAMOS & FORMOSO, 1976). Tal situação também pode ter propiciado o desenvolvimento de oncóides. Os depósitos dos subambientes hipersalinos propriamente ditos (talvez inclusive evaporitos) podem ter sido destruídos por retrabalhamento posterior, tendo restado apenas alguns clastos mais resistentes - no caso - os bioclastos. Provavelmente, a coquina representa o retrabalhamento por ondas de tempestade de concentrações prévias de bioclastos, possivelmente originadas no início da transgressão.

No restante do intervalo 3, foram encontradas apenas escamas de peixe e icnofósseis. Em dois ou mais níveis provavelmente do intervalo 3a no Estado de São Paulo ocorrem *bone beds* de escamas e dentes de peixes, incluindo possivelmente os horizontes com dentes de xenacantódios estudados por RAGONHA (1984). Os dentes de peixes dipnóicos (RAGONHA, 1989) foram encontrados em um nível estratigráfico aparentemente mais alto. As concentrações de restos de peixes podem corresponder a níveis condensados originados nos momentos de máxima transgressão (KIDWELL, 1989; VAN WAGONER et al., 1990; EINSELE & BAYER, 1991). Em alguns casos, os *bone beds* formam finos corpos lenticulares, podendo corresponder a horizontes condensados que foram posteriormente retrabalhados por tempestades.

A única ocorrência rica em foraminíferos, descoberta na Formação Corumbataí em Laras (FÚLFARO et al., 1978; M.S.MARANHÃO, comun.verbal, 1994 e em preparação) talvez equivala a um nível condensado da porção basal do intervalo, interpretável como o registro da inundação máxima da nova transgressão. Novamente pode ter sido estabelecida comunicação aquática entre a Bacia do Paraná e outras bacias.

#### 9.4. INTERVALO 4

O intervalo 4, que corresponde aproximadamente à porção média-alta da Formação Teresina, apresenta grande número de rochas carbonáticas (muitas silicificadas) e rochas heterolíticas onduladas com abundantes gretas de contração. Os moluscos bivalves são bastante comuns, especialmente nos calcarenitos oolíticos (*Zona P.neotropica*). Há também registro de megafósseis vegetais, estromatólitos e oncóides. O aparecimento de um conjunto de picos de baixa radioatividade nos perfis raios gama dos poços foi utilizado como um dos critérios para posicionar a base do intervalo 4.

A espessura do intervalo varia entre 75 e 90 m. As melhores exposições estão nas pedreiras de Prudentópolis (figs. 59-62, 77-79, 107), no km 109,7 da PR 90 (figs. 105-106) e na pedreira de Fluviópolis (figs. 56-58). A maioria dos afloramentos da Formação Teresina está concentrada nesse intervalo provavelmente porque os carbonatos e as rochas silicificadas são mais resistentes ao intemperismo que as outras litologias dos intervalos anteriores.

Os estromatólitos da pedreira nova de Prudentópolis (figs. 77-79) devem ser correlacionáveis ao primeiro pico do intervalo, podendo representar o máximo de uma fase regressiva (*cf.* AIGNER & BACHMANN, 1992), a qual se iniciou durante a deposição do intervalo 3b. Há evidências de exposição subaérea dos estromatólitos e posterior afogamento por nova subida do nível de base. Esse calcário autóctono possivelmente corresponde ao nível M de BARBOSA & GOMES (1958) que, por sua vez, é correlacionável aos estromatólitos de Anhemi da Formação Corumbataí no Estado de São Paulo (SOARES, 1972; RAGONHA & SOARES, 1974). Outros picos proeminentes dos perfis raios gama do intervalo 4 equivalem a calcarenitos oolíticos, comumente silicificados (figs. 56-63, 65-66).

Conforme já descrito no subcapítulo 8.3, os calcarenitos são variáveis quanto às espessuras, estruturas internas e conteúdo fossilífero. Quase todos correspondem a tempestitos com oóides alóctonos (*cf.* DRISCOLL, 1992; HOLLAND, 1993), mas excepcionalmente ocorrem alguns com estratificação cruzada tendendo à sigmóide (principalmente no nordeste do Paraná, fig. 64), que

podem estar próximos da sua área de sua origem. A ocorrência de carbonatos e terrígenos associados desperta observações interessantes, uma vez que a gênese dos primeiros é inibida quando as águas estão turvas por sedimentos terrígenos. A formação dos carbonatos do intervalo 4 deve estar relacionada aos seguintes fatores:

- a) O suprimento de sedimentos terrígenos na porção leste da bacia, em geral, era muito baixo, com predomínio de granulometrias finas.
- b) O clima pode ter apresentado fases áridas, acompanhadas por aumento de salinidade da água e diminuição do suprimento de terrígenos à bacia. Essa hipótese é corroborada principalmente pelos dados geoquímicos já mencionados, mas também pela ocorrência de estromatólitos diretamente sobre calcarenitos oolíticos (como na pedreira de Prudentópolis, fig. 77-78), que normalmente se desenvolveriam em condições de hipersalinidade (PAUL, 1982). Apesar que não se tenha encontrado bivalves autóctonos no intervalo 4, a porcentagem relativamente elevada de indivíduos jovens em algumas assembléias é notável; eles ocorrem misturados com indivíduos de estágios ontogenéticos diversos (*e.g.*, pedreira de Fluviópolis; PENATTI, 1993a, b). Altas taxas de mortalidade de indivíduos jovens e a baixa diversidade podem estar relacionadas com flutuações da salinidade (FÜRSICH & KAUFFMAN, 1984).
- c) Da mesma forma que nos intervalos anteriores, certamente ocorreram variações menores do nível de base, cujas causas ainda são discutíveis.
- d) O mergulho baixo da bacia e a profundidade muito pequena da água devem ter permitido grandes variações da posição da linha de costa em intervalos de tempo relativamente curtos. As condições batimétricas, em geral, sempre foram rasas em toda a bacia, o que não significa, por outro lado, que o nível de base da bacia estava baixo (*cf.* DELLA FÁVERA, 1990).

De acordo com diversos exemplos da literatura (WRIGHT, 1986; TUCKER & CHALCRAFT, 1991, DRISCOLL, 1992, entre outros), pode-se concluir que os calcarenitos do intervalo 4 devem registrar fases regressivas em condições de nível de base relativo alto (*highstand*). As fases regressivas iniciavam-se após a criação de espaço deposicional por subida do nível relativo de base. À medida em que a linha de costa recuava rumo ao centro da bacia, os baixios progradavam e as tempestades eram capazes de "jogar" oóides cada vez mais para o centro da bacia. No sentido do mergulho deposicional da bacia, os calcarenitos oolíticos muito extensos poderiam ser corpos amalgamados e diácronos (*cf.* BRETT & BAIRD, 1985), porém, os dados paleontológicos disponíveis não permitem detectar

pequenas diferenças de idade e, na escala vertical do presente trabalho, o eventual diacronismo não invalida o esquema geral de correlação proposto.

No final das fases regressivas provavelmente não havia mais produção de carbonatos em baixios, apenas retrabalhamento dos depósitos mais antigos porque provavelmente havia maior aporte de sedimentos terrígenos. Os corpos d'água protegidos atrás dos baixios secavam, sofriam erosão e/ou eram assoreados por sedimentos continentais.

Cabe ressaltar mais uma vez que essa interpretação só é aceitável se fases climáticas secas inibiram a entrada de grandes quantidades de sedimentos terrígenos na bacia. Contudo, é preciso lembrar que aparentemente não se instalaram condições "evaporíticas" (cf. TUCKER, 1991). A bacia talvez não constituísse um sistema totalmente fechado e as condições mais salinas certamente ficavam restritas às áreas mais próximas às margens da bacia.

A quantidade relativamente maior de carbonatos nos depósitos da paleoborda nordeste da bacia permite especular que também existiam ambientes geradores de carbonatos no restante da borda leste, cujos depósitos foram erodidos (vide mapa de isópacas do Grupo Passa Dois na fig. 2). As áreas fontes de sedimentos terrígenos deveriam estar principalmente a oeste/noroeste da bacia (cf. GAMA JR, 1979a, b; LAVINA, 1991), onde a produção carbonática era muito mais restrita.

O intervalo 4 também apresenta fácies de lamitos maciços com fragmentos vegetais dispersos - depositados possivelmente em pequenos embaixamentos e/ou lagunas. Alguns vegetais, como as licófitas e as carófitas, poderiam ter habitado as margens dos ambientes aquosos e suportado águas ligeiramente salinas.

No intervalo 4, não se reconheceu seqüências terrígenas claramente granocrescentes ou granodecrescentes. Às vezes, ocorrem conjuntos de rochas heterolíticas onduladas cada vez mais finas para o topo, os quais poderiam ser consistentes com parasseqüências originadas no contexto de marés (VAN WAGONER et al., 1990; porém, esses conjuntos podem ser sucedidos por outro pacote de rochas heterolíticas, dessa vez com tendência granocrescente. Conforme discutido anteriormente, marés induzidas por ventos produziriam pacotes semelhantes aos condicionados pelas marés lunares, mas sem organização vertical cíclica (STEAR, 1978; STINGL, 1989). É provável que o contexto de sedimentação normal da Formação Teresina tenha apresentado águas calmas (exceto durante as tempestades), sem forte influência de ondas do dia-a-dia ou de marés.

O intervalo 4, possivelmente na porção média, deve incluir um horizonte correlacionável ao nível de sílex L da Formação Corumbataí (BARBOSA & GOMES, 1958). Na região de Rio Claro, o nível L aparentemente está a menos de 50 m acima do nível M e representa as primeiras ocorrências de *Pinzonella neotropica*. O nível L é caracterizado por coquinas, incluindo conchas muito e pouco fragmentadas, o que poderia ser indicativo de uma assembléia originada no início de uma fase transgressiva (KIDWELL, 1989, 1991; BANERJEE & KIDWELL, 1991). É notável que em Santa Cruz das Palmeiras e em Tambaú, ainda mais ao norte da bacia (figs. 182-183), tenham sido encontrados bivalves da Zona *Pinzonella neotropica* e não os da zona mais antiga (MEZZALIRA, 1966; DALPONTE & GONÇALVES, 1979). De acordo com as características das assembléias, elas podem correlacionar-se igualmente com nível L. Naquela região, onde a espessura total da Formação Corumbataí é menor que 80 metros, não afloram as formações Irati *sensu stricto* e Serra Alta. Em Santa Rosa de Viterbo, foram descobertos mesossauros em litofácies similares às da Formação Corumbataí (SUGUIO & SOUZA, 1985), que obviamente indicam a contemporaneidade à Formação Irati. Deve existir uma grande discordância entre o pacote sedimentar que contém os mesossauros e o pacote com os bivalves; em caso contrário, seria necessário admitir contemporaneidade entre as malacofaunas com *P.illusa* e *P.neotropica*, o que implicaria numa série de problemas.

## 9.5. INTERVALO 5

O intervalo 5, subdividido nas partes 5a e 5b, é caracterizado pela diminuição expressiva dos calcários e pela abundância de litologias finas, o que condicionou o caráter mais uniforme dos perfis de raios gama dos poços, com picos menos acentuados. Somente no nordeste do Paraná (e.g. 1-AP-1-PR e 1-SJ-1-PR) ainda persistem picos de baixa radioatividade, sugerindo abundância maior de calcários ou de sílex. Nos poços situados em Santa Catarina e no centro-sul do Paraná, o subintervalo 5b já apresenta acentuado deslocamento dos perfis raios gama para a esquerda, sugerindo aumento da quantidade de areia.

A espessura do intervalo 5 medida nos poços varia entre 50 e 90 metros. O intervalo foi considerado como pertencente à porção mais alta da Formação Teresina. As questões referentes ao limite entre as formações Teresina e Rio do Rasto, são discutidas no texto referente ao intervalo 6.

As rochas heterolíticas onduladas, comumente bioturbadas, são as litologias mais comuns do intervalo 5 e, a exemplo dos intervalos anteriores, podem ser consideradas como pequenos tempestitos, depositados em ambientes

relativamente rasos, com esporádicas exposições subaéreas e normalmente com águas calmas, sem a incidência de ondas normais do "dia-a-dia" capazes de retrabalhar os sedimentos finos e os níveis gretados. No intervalo 5 também há pacotes lamfíticos maciços cinza escuros bastante compactos, provavelmente depositados em águas ligeiramente mais profundas. Foram constatados alguns níveis ricos em escamas de peixes, especificamente na base de alguns arenitos (km 194,9 da BR 470), ou formando pequenos *bone beds* (a 6,2 km de Canoinhas, fig. 109).

O último pico pouco radioativo no intervalo 4 do poço 2-MC-1-SC parece coincidir com o nível de uma coquina de bivalves muito fragmentados (fig. 67), a qual poderia indicar o depósito basal de uma nova seqüência transgressiva.

No subintervalo 5b ocorrem novos níveis de coquinas. Seus constituintes evidenciam diminuição da diversidade e o aparecimento de algumas espécies novas de bivalves (*Pyramus? emerita*, *Terraia? falconeri*, espécie nova de megadesmido). No afloramento da estrada que liga Prudentópolis à BR 277 (fig. 108), a coquina alcança 0,6 m de espessura, acunha-se lateralmente e os bivalves estão relativamente inteiros. Nesse caso, não houve retrabalhamento múltiplo dos bioclastos, considerando-se que a coquina represente um único episódio deposicional, causado por tempestade durante fase regressiva.

Os raros calcarenitos oolíticos atingem apenas poucos centímetros de espessura e restringem-se praticamente às porções mais altas do subintervalo 5a (exceto na região de Cândido de Abreu, onde ainda aparecem no intervalo 5b). A diminuição em calcarenitos implicou também na diminuição drástica das ocorrências de bivalves.

As características descritas indicam mudanças ambientais que culminaram no intervalo 6, devendo ser conseqüentes da instalação de condições climáticas mais úmidas, responsáveis pelo aumento de aporte de água doce à bacia e pela subida do nível de base.

Um afloramento importante do intervalo 5 é o situado a 6,0 km de Canoinhas, que se tornou conhecido por ser a localidade-tipo de *Kräuselcladus* Yoshida, 1970 (fig. 175.3), gênero que designa ramos de "coníferas" (Voltziales?), até o momento, exclusivos desse local (fig. 109). A restrição geográfica desses fósseis constitui uma incógnita. As Voltziales do Hemisfério Norte apresentavam adaptações para suportar situações de aridez (ZIEGLER, 1990). Se *Kräuselcladus* também era tolerante às condições climáticas mais secas (xeromórfico), talvez tenha normalmente ocupado áreas distantes dos ambientes deposicionais. O aporte desses vegetais ao ambiente deposicional poderia estar relacionado às

prováveis amplas inundações nas áreas marginais da bacia devido à subida do nível relativo de base.

Aproximadamente 15 m acima do nível com *Kräuselcladus*, a 6,2 km de Canoinhas (fig. 109), ocorrem os primeiros grandes corpos de arenito, coincidindo com um deslocamento do perfil raios gama do poço 2-MC-1-SC para a esquerda (passagem do subintervalo 5a para 5b). O aumento da proporção de areia pode corroborar a hipótese do aumento da pluviosidade porque deve ter havido instalação de sistemas fluviais mais eficientes no transporte de sedimentos para a bacia. Essa interpretação assemelha-se à sugerida por VAN DER ZWAN & SPAAK (1992) para certos arenitos do Triássico dos Países Baixos.

#### **9.6. INTERVALO 6 E CONSIDERAÇÕES ACERCA DO LIMITE ENTRE AS FORMAÇÕES TERESINA E RIO DO RASTO**

O intervalo 6 corresponde à parte basal do Membro Serrinha. Apresenta espessuras entre 60 e 80 metros, diminuindo para menos de 30 m na região de Santo Antônio da Platina. Nos poços, os perfis de raios gama e SP tornam-se mais deslocados para a esquerda ou assemelham-se ao padrão já apresentado no subintervalo 5b (e.g. poço 2-MC-1-SC); de qualquer modo, sugerem proporção relativamente grande de arenitos que se alternam com lamitos.

Em diversos poços, o limite basal é marcado por um pico radioativo, mas aparecem outros picos proeminentes ao longo do intervalo. LAVINA (1991) mencionou que nos poços do Rio Grande do Sul o contato Teresina-Serrinha seria caracterizado por um "estouro" dos perfis raios gama e mudança acentuada na faciologia dos depósitos. O contato foi interpretado como uma superfície de truncamento erosivo sobre a qual, provavelmente em *onlap*, estariam os depósitos do Membro Serrinha. Segundo LAVINA (1991), esse marco tenderia a desaparecer no norte do Rio Grande do Sul. Por essa razão, não existe certeza absoluta se o limite entre as duas formações adotado no presente trabalho coincide exatamente com o marco verificado por LAVINA (1991).

Nos poços de Santa Catarina e do centro-sul do Paraná, as posições do limite Teresina-Serrinha admitidas no presente trabalho são um pouco mais altas que as indicadas nos perfis litológicos originais da Petrobrás e nos perfis de RAMOS (1970). No entanto, nos poços a partir de Apucarana (2-AP-1-PR) até o norte do Estado de São Paulo, as diferenças entre as posições dos limites são bem maiores, havendo também inconsistências entre as convencionadas pela Petrobrás e por RAMOS (1970). LAVINA (1991), por exemplo, adotou os limites entre as formações indicados por RAMOS (1970). Contudo, as posições de alguns limites

tornam a correlação com os outros poços e os afloramentos quase impossível. Por exemplo, no poço 2-AP-1-PR, segundo RAMOS (1970), o limite estaria cerca de 100 metros mais baixo (à profundidade de aproximadamente 2000 m), o que significaria espessura proporcionalmente muito menor da Formação Teresina e muito maior da Formação Rio do Rasto. Se as correlações do presente trabalho estiverem corretas, o limite indicado por RAMOS (1970) deveria corresponder a calcários e não a um incremento na proporção de arenitos. Infelizmente, quase todo o trecho correspondente ao Grupo Passa Dois desse poço carece de testemunhos para resolver essa questão.

Na literatura, os critérios utilizados para o posicionamento do limite Teresina-Rio do Rasto são vagos. SCHNEIDER et al. (1974), por exemplo, consideraram que o contato é transicional, admitindo inclusive a presença de calcário oolítico no Membro Serrinha. MENDES (1962b) e CASTRO & MEDEIROS (1980) observaram a recorrência de " fácies do Teresina " na " unidade Serrinha ". Diversos autores (cf. MENDES, 1967; NORTHFLEET et al., 1969; PETRI & FÚLFARO, 1983; entre outros) preferiram adotar a classificação " Formação Estrada Nova " de WHITE (1908) para designar o intervalo Serra-Alta-Serrinha ou Teresina-Serrinha, eliminando o problema do posicionamento do contato entre as unidades.

LAVINA (1991) também observou que nas porções menos marginais da bacia como na serra do Rio do Rasto a oeste de Lauro Müller (SC) e na serra do Cadeado (PR) houve continuidade na sedimentação da Formação Teresina para a Formação Rio do Rasto, com aumento da deposição de areia - particularmente tempestitos. De fato, na base do Membro Serrinha, foram verificados alguns grandes corpos amalgamados de arenitos com estratificação cruzada *hummocky* (ou sem estruturas preservadas), apresentando espessuras até superiores a 4 metros (e.g. km 195,1 da BR 470). Em outras regiões (BR 277, PR 239, BR 376 e próximo a Lambari), os corpos de arenitos não são tão conspícuos, havendo, em compensação, corpos coquinóides ou coquinas, também depositados por ondas de tempestade (fig. 75).

De acordo com os perfis raios gama dos poços em Santa Catarina e no sul do Paraná, a base do subintervalo 5b poderia ter sido escolhida como limite entre as formações Teresina e Rio do Rasto, pois há marcado deslocamento dos perfis para a esquerda. O afloramento a 6,2 km de Canoinhas também poderia ser apontado como exemplo devido ao aparecimento de grandes corpos de areia no topo (fig. 109). Contudo, no centro e no nordeste do Paraná, os depósitos que aparentemente pertencem ao mesmo subintervalo ainda apresentam fácies

evocativas da Formação Teresina, particularmente calcarenitos oolíticos (como a 45,3 km de Cândido de Abreu e no poço 1-CA-1-PR). Considerando o importante significado ambiental desses calcários (vide subcapítulo referente ao intervalo 4), o seu desaparecimento poderia ser um critério para estabelecer a posição aproximada do limite Teresina-Serrinha.

Outras características que chamam a atenção a partir da base do intervalo 6 são o aparecimento de lamitos ou arenitos muito finos esverdeados e a variedade maior de fácies num mesmo afloramento, comumente empilhadas segundo camadas tabulares decimétricas (por exemplo, figs. 82, 128; vide primeira associação faciológica do subcapítulo 8.4). A cor dos depósitos não pode ser tomada como critério decisivo porque, em alguns casos, ela é secundária e são comuns recorrências de fácies cinzentas em níveis estratigráficos mais altos (*e.g.* km 196 da BR 470; pedreira na altura do km 100,5 da BR 373; afloramento do km 263,9 da BR 376; km 42 da PRT 153, fig. 125; entre outros). A variabilidade das fácies também pode não constituir critério útil para a definição da posição do contato pois já existem grandes variações faciológicas na Formação Teresina, dando margem a incertezas nos casos de afloramentos muito alterados.

Em suma, a passagem entre as formações deve ser considerada transicional e os critérios utilizados para a distinção entre as unidades podem variar regionalmente, especialmente na área de afloramentos. O limite adotado no presente trabalho, estabelecido através das correlações entre perfis geofísicos dos poços, tem objetivos essencialmente práticos. Pode-se concordar com alguns pesquisadores em relação às vantagens na adoção da nomenclatura "Formação Estrada Nova", porém, nesse caso, existiriam contrastes litológicos muito grandes entre a parte inferior e a superior da unidade, a resolução litoestratigráfica diminuiria de maneira significativa e surgiriam novos problemas no estabelecimento da posição do limite superior (equivalente ao contato com o Membro Morro Pelado).

Apesar que os limites litoestratigráficos devam ser independentes do conteúdo paleontológico, pode-se afirmar que no Grupo Passa Dois há certo paralelismo entre as mudanças verticais das litofácies e das biofácies. Os fatores que determinaram certas características litológicas também controlaram a paleoecologia. As substituições faunísticas e florísticas observadas nas formações Teresina e Rio do Rasto parecem refletir muito mais as alterações ecológicas (ecoestratigrafia) do que a evolução de espécies.

O subintervalo 6a coincide com a Zona *Cyzicus* sp., que marca o aparecimento de conchostráceos no Grupo Passa Dois (ainda raros). Cabe lembrar que os conchostráceos são organismos tipicamente dulçaquícolas.

Próximo ao contato entre as duas formações, na base do intervalo 6, ainda ocorrem corpos coquinóides com *Pinzonella neotropica*; um pouco acima, já em arenitos finos maciços típicos do Membro Serrinha, foram observadas os últimos representantes dessa espécie, preservados como moldes, e com características bioestratinômicas indicativas de situações parautóctonas (km 96,2 da BR 116, SC e afloramento a 45,1 km de Cândido de Abreu). Não foram encontradas as espécies *Jacquesia brasiliensis*, *Pyramus? anceps* e *Naidopsis lamellosus*, que se associavam a *P. neotropica* nas posições stratigráficas mais baixas. Em compensação, nas assembléias ricas em moldes de *P. neotropica* também há raras outras formas que aparentemente se tornam mais expressivas na Zona *Leinzia similis*. A grande amplitude vertical de *P. neotropica* e a sua maior abundância em toda a Formação Teresina sugere que essa espécie provavelmente era acentuadamente euritópica.

A maior parte do subintervalo 6a é muito pobre em fósseis. Pode-se presumir que as importantes alterações da biota aconteceram durante o período de acumulação desse intervalo. Nas porções equivalentes ao subintervalo 6a das seções colunares levantadas na PR 239 e PR 90 (respectivamente figs. 128 e 82), há diversos níveis com gretas de contração, lamitos intensamente bioturbados, tempestitos, níveis com grandes concentrações de restos de peixes, sigmóides, etc., indicando que as condições ambientais aparentemente foram extremamente variáveis.

Na região de Cândido de Abreu, aproximadamente 25 m acima da última ocorrência de *P. neotropica*, na base do subintervalo 6b, aparece a nova malacofauna com grande abundância de *Terraia? curvata* e diversas outras espécies de bivalves (pertencentes à Zona *Leinzia similis*), juntamente com *Monoleaia unicostata* (definindo a base da zona de conchostráceos homônima) e megafósseis vegetais (definindo a base da Zona *Sphenophyllum paranaense*). É pouco provável que os conchostráceos tenham sido transportados porque são bastante abundantes e ocorrem bem preservados, com as valvas conjugadas. Portanto, através da presença de conchostráceos pode-se inferir que a fauna de bivalves se desenvolveu em águas de baixa salinidade. As novas faunas aparecem aproximadamente junto com litofácies indicativas de outra elevação do nível relativo de base e o início de uma fase de maior estabilidade ambiental.

A morfologia de algumas espécies de bivalves é tão peculiar que as hipóteses sobre a sua evolução exigem cautela. Essas espécies não devem ter evoluído diretamente de representantes da Zona *P. neotropica* (cf. SIMÕES, 1992). Diversas espécies aparentemente estavam adaptadas à escavação rápida e/ou ancoragem endobentônica a substratos relativamente instáveis, provavelmente devido à ação esporádica de ondas ou deposição rápida de sedimentos, em águas rasas.

As modificações na flora foram caracterizadas por desaparecimento de importantes elementos hidro-higrófilos tais como as licófitas e as carófitas, que anteriormente eram os vegetais mais "disponíveis" nas regiões costeiras dos ambientes deposicionais. O desaparecimento das licófitas pode estar relacionado à dulcificação da água - pois algumas possivelmente ocupavam nicho similar aos dos mangues atuais (cf. GASTALDO, 1986). O desaparecimento das carófitas causa estranheza pois justamente essas deveriam ter sido mais comuns nas condições límnicas que se instalaram. A nova flora ("Tafoflora E" em RÖSLER, 1978b) apresenta grande abundância e diversidade de glossopterídeas, pecopterídeas, filicíneas e esfenófitas (*Sphenophyllum*), englobando vegetais hidro-higrófilos a provavelmente mesófilos.

No contexto regressivo que dominou a sedimentação durante o intervalo 6, os primeiros corpos de areia de natureza deltaica eventualmente depositados provavelmente foram retrabalhados por ondas de tempestade e levados para áreas mais centrais da bacia. As fácies fluviais e deltaicas depositaram-se inicialmente fora da área preservada da bacia. Próximo ao topo do intervalo 6 (subintervalo 6b), no centro-sul de Santa Catarina (BR 470), aparecem os primeiros lobos de suspensão e lamitos vermelhos, evidenciando a maior proximidade do sistema fornecedor de sedimentos. Mais ao norte, principalmente no nordeste do Paraná, o aporte de sedimentos continentais era muito menor, o que manteve diversas características da Formação Teresina.

## 9.7. INTERVALO 7

O intervalo 7 corresponde aproximadamente à parte média do Membro Serrinha e apresenta espessuras entre 40 e 65 m. O comportamento dos perfis raios gama dos poços permitiu subdividir o intervalo 7 em duas partes (7a e 7b), as quais, no entanto, não são facilmente distinguíveis nos afloramentos. Os próprios perfis raios gama variam entre os poços, refletindo prováveis diferenças faciológicas locais. Na maioria dos perfis há um pico radioativo entre os intervalos 6 e 7. No afloramento provavelmente correlacionável da BR 470, o pacote com

lobos de suspensão do subintervalo 6b é sobreposto por espesso pelito (base do intervalo 7), indicando nova subida do nível de base, com afogamento das fácies mais costeiras. Segundo CASTRO & MEDEIROS (1980), essa mudança faciológica corresponderia a uma nova ingressão marinha. Conforme já explicado, não se deve tratar de ingressão marinha, porém, pelo menos, há consenso de que o nível relativo de base novamente subiu. A maior parte do subintervalo 7a representa a fase regressiva que se seguiu à inundação. O início do subintervalo 7b deve representar outra grande fase de inundação e também ocorreram variações menores.

No subcapítulo 8.4. são discutidas as principais litofácies que ocorrem no intervalo em pauta ("primeira associação faciológica" dos ambientes continentais). Destacam-se os tempestitos de arenitos com estratificação cruzada *hummocky*, tempestitos coquinóides (fig. 120) e coquinas de ostracodes. Aparecem algumas grandes gretas de contração, porém menos abundantes que nos intervalos anteriores.

No intervalo 7b, os tempestitos proximais tornam-se ainda mais abundantes, aparecendo também, em diversos locais, lobos de suspensão. Começam a ocorrer complexos amalgamamentos entre os corpos de arenitos, porém ainda predominando a geometria tabular das camadas.

Na BR 470, as fácies "típicas" do Membro Serrinha não estão bem desenvolvidas e o registro paleontológico é escasso. Também há diferenças no nordeste do Paraná: a partir do Arco de Ponta Grossa, o número de tempestitos é bem maior e as litologias são muito mais calcíferas ou silicificadas (por exemplo, na parte superior da fig. 82). Foram observados níveis com nódulos silicificados de origem incerta (figs 80-81). O intervalo não foi identificado no extremo nordeste do estado (estrada Ribeirão Claro-Carlópolis). No entanto, a falta dessa parte da coluna deve-se provavelmente ao deslocamento dos blocos por falhas com grande rejeito vertical. Na região de Fartura (SP), próximo ao contato com a Formação Pirambóia, foi descoberta uma assembléia de bivalves (gentilmente dada a conhecer por M.S.MARANHÃO) que coaduna com as dos intervalos 6b e 7, demonstrando que sua extensão geográfica alcança pelo menos o sul do Estado de São Paulo.

O intervalo 7 coincide com a metade superior da Zona *Leinzia similis*. A diversidade dos bivalves volta a aumentar significativamente (fig. 194). Todos os elementos são endêmicos, mas tiveram distribuição ampla na bacia (desde o sul de São Paulo até o Uruguai e possivelmente o Paraguai), revelando que nos "tempos"

Serrinha ainda havia um corpo d'água relativamente extenso e sem barreiras (físicas ou ecológicas).

Em diversos afloramentos foram constatadas assembléias monoespecíficas de *Monoleaia unicostata*, comumente associadas a bivalves e a megafósseis vegetais.

Os megafósseis vegetais aparecem em relativa abundância a partir da base do intervalo 7, sendo comuns as assembléias constituídas por diversas espécies (por exemplo, na PRT 153, BR 280 e BR 373). Na Zona *Sphenophyllum paranaense* e nas outras mais novas, os vegetais geralmente ocorrem nas litofácies adjacentes ou próximas a lobos de suspensão, evidenciando a participação fluvial no seu transporte à bacia. A mistura de elementos provavelmente mesófilos (*Glossopteris*) com higró-hidrófilos (*Sphenophyllum*, *Paracalamites*, outros) corrobora essa interpretação.

Apesar da variedade de litofácies e de situações bioestratinômicas, a interpretação do ambiente deposicional do intervalo 7 aparentemente é mais simples que a dos intervalos anteriores. Provavelmente era um grande lago raso, com embaiamentos e oscilações do nível da água, onde havia influência de intensas tempestades, causando o retrabalhamento dos sedimentos por ondas. Por ocasião das tempestades, provavelmente ocorriam grandes inundações nas áreas marginais dos lagos (relativamente planas e extensas), e fluxos inconfiados carregados de sedimentos dirigiam-se para o seu interior. Os cursos d'água, durante as cheias, forneciam maior quantidade de sedimentos para a bacia, principalmente sob a forma de turbiditos (frentes deltaicas do tipo *flysch*) ou como lobos de suspensão. As condições climáticas devem ter sido relativamente úmidas durante longos períodos, mas não há evidências de turfeiras, nem de outras acumulações de matéria orgânica. As variações do nível de base provavelmente eram demasiado rápidas para a formação de pântanos estáveis (*cf.* STAPF, 1989). Adicionalmente, a produtividade de biomassa pode ter sido baixa e as condições do fundo dos corpos d'água - rasos e com ondas - devem ter sido oxigenadas, contribuindo para a destruição dos vegetais não sepultados rapidamente pelos sedimentos (*cf.* GORE, 1988).

No nordeste do Estado do Paraná, considerando a sua posição mais marginal na bacia, provavelmente só ocorria deposição efetiva de sedimentos quando o nível de base estava mais alto, coincidindo, portanto, com as fases de afogamento da costa, ou seja, quando o aporte de sedimentos terrígenos era mais reduzido. Em outras fases, certamente ocorria a exposição subaérea da região, mas não há registro de erosão por canais fluviais escavados. A proporção maior

de carbonatos poderia indicar condições climáticas regionalmente um pouco mais secas e alimentação bem menor por cursos d'água do que nas áreas meridionais.

### 9.8. INTERVALO 8

O intervalo 8 apresenta espessuras entre 70 e 110 m, e na região de Santo Antônio da Platina está truncado pela superfície de erosão pré-Pirambóia, apresentando espessuras máximas da ordem de 50 m. No presente trabalho, o intervalo é considerado como a porção superior do Membro Serrinha, assunto que volta a ser discutido no texto referente ao intervalo 9.

O intervalo é caracterizado pela relativa variedade de fácies, destacando-se o aparecimento de arenitos eólicos e das cores arroxeadas e avermelhadas, porém ainda ocorrem leitos esverdeados e raramente cinzentos. Também são registradas importantes modificações das faunas de bivalves e de conchostráceos.

Na maioria dos poços, a base do intervalo 8 é caracterizada por pico radioativo proeminente nos perfis raios gama, sugerindo nova fase de inundação. No poço 1-SJ-1-PR, onde há um testemunho exatamente desse nível, verificou-se a presença de nódulos silicosos, possivelmente originados nas fases de nível de base mais baixo, antes da nova transgressão. Os perfis raios gama do subintervalo 8a podem ser descritos como "funis" (indicativo de progradação de areia, sob condições regressivas), porém, de modo geral, revelam grandes variações. Os perfis do subintervalo 8b mostram variações ainda maiores, apesar que sejam reconhecíveis pelo menos duas seqüências granocrescentes, cada uma iniciada provavelmente após uma fase de inundação.

Na região de Mallet-Dorizon foram observados os afloramentos menos intemperizados do intervalo 8. As litologias são as da "primeira associação litofaciológica" do subcapítulo 8.4. com aspecto geral de camadas tabulares um pouco mais compactas decimétricas, alternando-se com litologias mais finas vermelhas (fig.126). As últimas correspondem a lamitos maciços e ritmitos finos, comumente com megafósseis vegetais e conchostráceos. As camadas um pouco mais compactas são constituídas por rochas heterólicas com estrutura ondulada (*wavy*) e lenticular, muitas vezes bioturbadas, ou por arenitos finos com estratificação cruzada por ondas, *microhummockys* ou até *hummockys*. Também há estratos com ligeiros acunhamentos laterais, excepcionalmente com seções lenticulares de pequena extensão, às vezes, com preservação de ondulações cavalgantes, sendo interpretados como lobos de suspensão. Alguns estratos lenticulares finos mostram estratificação cruzada de caráter tangencial e outras feições que permitem interpretá-los como depósitos de dunas eólicas. Esses

corpos geralmente apresentam posição espacial bastante complexa em relação aos outros, evidenciando, por exemplo, o retrabalhamento de uma duna por ondas. (e.g. km 69,3 da PRT 153). Continuam existindo alguns raros estratos calcários (geralmente muito alterados) e rochas calcíferas, evocativos de prováveis intervalos mais secos. As gretas de contração são raras ao sul do Arco de Ponta Grossa, porém, quando existem, normalmente ocorrem num único horizonte, apresentam grandes diâmetros e profundidades até superiores a 40 cm. Na região de Santo Antônio da Platina, onde o intervalo 8 é bem menos espesso, foram mantidas aproximadamente as características do intervalo 7.

Na região de Otacílio Costa (SC) e Prudentópolis (PR) há predominância de litologias finas maciças que se enquadram na "segunda associação litofaciológica" descrita no subcapítulo 8.4.

A base do intervalo 8 coincide com a base da Zona *Palaeomutela? platinensis* e da Subzona *Nothoterraia acarinata-Religiicola delicata*. Esse intervalo é um dos mais ricos em bivalves, exceto próximo ao topo (fig. 194). Os valores de diversidade equivalem aos máximos alcançados no intervalo 7 (fig. 194), destacando-se o fato de que se trata de uma malacofauna quase totalmente distinta da anterior (exceto *Pyramus? emerita* e talvez raras outras espécies). O gênero *Palaeomutela* parece ser o único elemento não endêmico encontrado na Formação Rio do Rasto e indicador de águas continentais.

A substituição "abrupta" das malacofaunas (a Zona *Leinzia similis* pela Zona *Palaeomutela? platinensis*) não pode ser facilmente explicada pois ambas aparentemente se desenvolveram em ambiente lacustre raso de baixa salinidade. Conforme mencionado anteriormente, algumas espécies da Zona *Leinzia similis* aparentemente apresentavam adaptações para ancoragem ou escavação rápida. Os principais representantes da Zona *Palaeomutela? platinensis*, ao contrário, estavam mais adaptadas para "flutuarem" em substratos de sedimentos finos, em áreas onde havia menor risco de soterramento rápido. Poderia ser imaginada a situação em que os representantes da Zona *Leinzia similis* coexistiram com os da Zona *Palaeomutela? platinensis*, ocupando áreas respectivamente mais proximais e distais dos lagos. Uma vez que essa coexistência aparentemente não ocorreu, pode-se especular que a passagem do intervalo 7 ao 8 marca importantes modificações ambientais. Na região nordeste do Paraná, o nível com nódulos silicosos do poço 1-SJ-1-PR e em afloramentos na região de Santo Antônio da Platina pode representar uma inconformidade intraformacional, de extensão e significado ecológico muito maiores do que anteriormente suspeitado.

LIMARINO & SESSAREGO (1988) apresentaram a hipótese de que alguns lagos rasos do Grupo Paganzo da Argentina secavam em sua maior parte ou completamente antes das novas inundações, o que seria evidenciado simplesmente por gretas de contração e por determinadas pistas de vermes. A preservação local dessas feições teria sido propiciada devido à cobertura rápida por areia eólica. LEMON (1990) enfatizou o fato das bacias epicratônicas poderem apresentar grandes modificações ambientais, inclusive do nível de base, praticamente sem deixar registro. Na Bacia do Paraná, portanto, pode ter ocorrido ressecamento de boa parte da bacia na passagem do intervalo 7 ao 8, tendo causado a extinção de várias espécies de bivalves. O ressecamento certamente teria causas climáticas que são especialmente marcantes nos sistemas lacustres fechados (GORE, 1988). No início deposição do intervalo 8, com a nova inundação da bacia, provavelmente por retorno de condições climáticas mais úmidas, foi facultada a invasão dos bivalves da Zona *Palaeomutela? platinensis* (anteriormente talvez restritos a regiões lacustres marginais à porção preservada da bacia). O volume de água do lago voltou a ser suficientemente grande para a geração de enormes ondas durante as tempestades (evidenciadas pelos arenitos com estratificação cruzada *hummocky*).

O intervalo 8 correlaciona-se com a porção superior da Zona *Sphenophyllum paranaense* e a parte inferior da Zona *Schizoneura gondwanensis*. Tanto *Sphenophyllum*, como *Schizoneura* eram vegetais aparentemente hidro-higrófilos, com a possível diferença de que o primeiro era mais delicado e herbáceo, enquanto o outro possivelmente apresentava caules do tipo *Paracalamites*, podendo ter alcançado maiores estaturas. Na Formação Rio do Rasto, esses caules chegaram a alcançar diâmetros até relativamente grandes (20 cm ou mais). *Schizoneura* (figs. 171.1-2) desenvolveu-se expressivamente em diversas províncias florísticas durante o Neopermiano e o Triássico, quando as condições climáticas globais no interior dos continentes eram relativamente secas. *Sphenophyllum* (figs. 171.3-4) sempre se desenvolveu em áreas de clima úmido, o que explicaria o seu desaparecimento na Bacia do Paraná e nas outras regiões do planeta. O fato de existirem diversos pequenos corpos de arenitos interpretáveis como depósitos eólicos (por exemplo na região de Mallet-Dorizon) reforça a suposição de que ocorreram importantes eventos de redução da cobertura vegetal, durando dezenas a centenas de anos, além do abaixamento do nível do lençol freático (cf. KEEN & SHANE, 1990). A destruição da vegetação por fogo também tem grande importância no desenvolvimento de dunas (KEEN & SHANE, 1990). No

afloramento do km 293,5 da BR 277 há um provável fusinito que poderia indicar incêndio florestal (ROHN, 1988).

O intervalo 8 corresponde à parte superior da Zona *Monoleaia uncostata* e à porção basal da Zona *Paranaleaia supina*. Os conchostráceos tornaram-se raros no subintervalo 8a (especialmente nas porções com dunas eólicas e nódulos silicosos) e reaparecem em abundância no subintervalo 8b, tendo sido descobertos em quase todos os lamitos prospectados. As espécies mais comuns são *Monoleaia uncostata* e *Paranaleaia supina*. As condições de águas rasas oxigenadas, com eventuais fases de ressecamento, certamente foram muito propícias para o desenvolvimento desses organismos, cujo ciclo de vida é bem curto e adaptado a corpos d'água efêmeros (TASCH, 1958, 1969; TASCH & ZIMMERMAN, 1961). Por outro lado, os ostracodes foram bastante abundantes somente durante o intervalo 7, aparecendo muito raramente a partir do intervalo 8. Essa redução pode estar relacionada aos mesmos fatores que modificaram a malacofauna.

No topo do subintervalo 8b, os perfis raios gama de vários poços apontam para a existência de grandes corpos de arenito, seguindo-se uma "quebra" abrupta. Esse horizonte correlaciona-se, aparentemente, com os primeiros depósitos fluviais da Formação Rio do Rasto, sucedidos, mais acima, por sedimentos mais finos. As seções colunares levantadas entre o km 72,4 e 73,5 da PRT 153 (fig. 131), correspondentes a quase todo o subintervalo 8b, mostram a evolução das condições lacustres dominadas pela ação de ondas para o contexto de prodelta (onde foram preservados megafósseis vegetais), frente deltaica (estratos inclinados, fig. 145) e possível planície deltaica com depósitos de inundação (novamente lamitos com megafósseis vegetais), culminando com o corte e preenchimento por canal fluvial (fig. 147). Esses depósitos fluviais podem significar simples avulsão conseqüente da progradação deltaica ou abaixamento significativo do nível de base ("regressão forçada" segundo POSAMENTIER et al. 1992), definindo a posição do topo do subintervalo 8b. No trevo da BR 277-BR 373 foram observados depósitos de arenitos com estratificação cruzada acanalada e clastos de lamitos, que podem corresponder ao mesmo nível estratigráfico. Também foi estabelecida tentativamente a correlação com depósitos fluviais da PR 239. Em outras áreas, aproximadamente nesse nível, ocorrem arenitos de origem incerta e um possível depósito eólico. O início do intervalo 9 corresponde a uma nova fase de subida do nível relativo de base (cf. SHANLEY & MCCABE, 1991).

### 9.9. INTERVALO 9

O intervalo 9, que no presente trabalho pertence à porção inferior do Membro Morro Pelado, apresenta espessuras entre 90 e 130m. As espessuras são menores na região da BR 470 e aparentemente na região de Cândido de Abreu. O intervalo está ausente na região de Santo Antônio da Platina (devido à erosão "pré-Pirambóia").

No que se refere ao limite entre o Membro Serrinha e o Membro Morro Pelado, os problemas para o seu estabelecimento são similares aos do limite entre a Formação Teresina e a Formação Rio do Rasto. Segundo a maioria dos autores (GORDON JR, 1947; MENDES, 1967; SCHNEIDER et al., 1974), o Membro Morro Pelado seria caracterizado principalmente pelos corpos areníticos lenticulares, os quais devem corresponder, sobretudo, aos lobos de suspensão. Contudo, na BR 470, esses corpos já ocorrem próximo ao topo do intervalo 6 e em diversas outras regiões foram observados a partir do intervalo 7. Portanto, se as correlações efetuadas estiverem corretas, o aparecimento das fácies típicas do Membro Morro Pelado é diácrono de região para região. Considerando que a linha de costa do "lago" Serrinha provavelmente era irregular e que os sistemas fluviais fornecedores de sedimentos também não estavam distribuídos uniformemente, é natural que, em cada região, os lobos de suspensão tenham começado a depositar-se em tempos diferentes.

Em alguns poços da Petrobrás, o limite Serrinha-Morro Pelado foi posicionado aproximadamente na passagem do subintervalo 9a ao 9b ou na base do intervalo 10, onde os perfis raios gama são deslocados mais para a esquerda. Porém, na faixa de afloramentos, o desaparecimento dos grandes tempestitos e a diminuição marcante da quantidade de rochas heterolíticas onduladas a partir da base do intervalo 9 parecem ser critérios litoestratigráficos mais úteis. Os raros tempestitos acima do intervalo 8 indicam a ação de ondas muito menores, provavelmente, por redução do volume de água na bacia. Apesar dessas diferenças entre o intervalo 8 e os seguintes, é preciso enfatizar que a análise isolada de um afloramento não permite estimar a sua posição litoestratigráfica. Os fósseis geralmente facultam correlações mais precisas. Enfim, mantendo a opinião expressa anteriormente (ROHN, 1988), seria preferível não indicar uma posição para o limite entre os membros Serrinha e Morro Pelado. Por outro lado, considerando que essa nomenclatura já está relativamente consagrada na literatura e que facilita a comunicação entre os estratígrafos, optou-se por posicionar o limite no topo do intervalo 8.

De qualquer forma, as subdivisões litoestratigráficas da Formação Rio do Rasto e, de maneira geral, do Grupo Passa Dois, necessitam de revisão. Talvez devam ser reavaliadas as subdivisões propostas por MAACK (1947), utilizadas também por BEURLIN (1954c, 1957). Os intervalos 6 e 7 eventualmente são atribuíveis ao Membro Serrinha; o intervalo 8 e talvez o 9a, ao Membro Esperança; e os demais intervalos, ao Membro Poço Preto.

Os melhores exemplos do intervalo 9 localizam-se na PR 239/487 e BR 376, onde infelizmente podem existir alguns equívocos nas correlações devido à presença de muitas falhas geológicas com grandes rejeitos verticais. Na BR 470 e na BR 116 também existem boas exposições, provavelmente sem tantos problemas nas correlações, porém mais pobres em fósseis. Na BR 280 e BR 476, as exposições geralmente são pequenas e os afloramentos estão muito intemperizados.

De maneira geral, o subintervalo 9a, onde predominam litologias mais finas (da segunda associação litofaciológica do subcapítulo 8.4.), parece evidenciar nova fase em que o nível de base relativo está um pouco mais alto, provavelmente sob condições climáticas outra vez mais úmidas. Segundo SHANLEY & MCCABE (1991), na transição de um trato de sistemas transgressivo para o trato de nível de base alto (*highstand*) ocorreria passagem das litofácies de canais fluviais amalgamados para as de canais isolados, com aumento da preservação dos sedimentos finos das planícies de inundação (passagem de sistema fluvial "braided" para meandrante). Essa observação combina com o registro da passagem do intervalo 8 ao 9a, embora os depósitos fluviais preservados propriamente ditos sejam raros e o corpo aquoso provavelmente era bem mais amplo e perene do que numa planície de inundação.

No subintervalo 9b, incluindo as porções mais altas do 9a, as litofácies mais típicas são os lobos de suspensão, porém permanecem importantes os ritmitos e os arenitos finos de caráter turbidítico, os depósitos de frentes deltaicas e as intercalações pelíticas, nas quais se concentra a maioria dos fósseis. Os perfis raios gama deslocam-se, em geral, mais para a esquerda no subintervalo 9b.

Os arenitos eólicos são freqüentes e aparecem depósitos interpretáveis como sendo de interdunas (PR 90). Foram observados alguns depósitos mosqueados e/ou com nódulos esbranquiçados que podem corresponder a paleossolos. Por outro lado, gretas de contração raramente foram encontradas. Às vezes, há níveis com clastos angulosos bem pequenos de lamitos, que podem ser produto da erosão dos depósitos gretados. Apenas muito raramente, como no km 205,2 da BR 470 (figs. 134-135), foram reconhecidos ciclos (5 a 10 m cada) de

lamitos e turbiditos distais sobrepostos por lobos de suspensão cada vez mais proximais. No poço 1-MB-1-SC, localizado nas proximidades, os perfis raios gama também mostram trechos nitidamente em forma de sino invertido (10 a 15 m de espessura) que coadunam com essa observação. Os ciclos granocrescentes podem ser encarados como parassequências, iniciando com uma virtualmente rápida subida do nível de base e prosseguindo como um intervalo regressivo. O controle dessas variações provavelmente foi climático (cf. SMOOT, 1991; AIGNER & BACHMANN, 1992). Em outras regiões, o reconhecimento desses ciclos provavelmente foi prejudicado pela falta de exposições adequadas.

Medidas de "paleocorrentes", tomadas principalmente para o intervalo 9, indicadas pelas ondulações cavalgantes dos lobos de suspensão e por outros corpos de desembocadura sugerem sentidos muito variados. Na região da PR 90 (São Jerônimo da Serra), PR 487- PR 239 (Cândido de Abreu) e BR 277-BR 373 (Prudentópolis), parece haver predominância das paleocorrentes para noroeste-oeste, porém algumas medidas indicaram paleocorrentes para sudoeste e sudeste. Na região da PRT 153 (Mallet), as medidas indicam paleocorrentes principalmente para o sul. Na BR 280 (Canoinhas-Porto União), há evidências de paleocorrentes para leste. Na BR 116 (Santa Cecília), as paleocorrentes são bastante variadas, indicando os sentidos noroeste, norte e nordeste. Finalmente, na região da BR 470, as medidas indicam paleocorrentes para leste e nordeste.

As medidas dos sentidos dos paleoventos mostram diferenças significativas em relação às paleocorrentes. Entre São Jerônimo da Serra e Prudentópolis, as estratificações cruzadas dos depósitos eólicos, em geral, indicam paleoventos para o sul e sudeste (eventualmente para sudoeste, apenas na região da Serra do Cadeado). Na região da PRT 153 (Mallet), os paleoventos dirigiam-se predominantemente para sul-sudoeste. Na BR 116 (Santa Cecília) novamente há maior diversidade em direções, com paleoventos para sudoeste, sul, sudeste e excepcionalmente para nordeste. Na região da BR 470 foram realizadas poucas medidas, indicando sentidos para leste e oeste.

O intervalo 9 coincide com a parte superior da Subzona *Nothoterraia acarinata-Religiicola delicata* e a parte inferior da subdivisão seguinte. Ocorre redução acentuada na diversidade e abundância de bivalves, provavelmente atestando a maior instabilidade dos corpos d'água (ressecamentos mais freqüentes). O intervalo corresponde à grande parte da Zona *Paranaleaia supina*, compreendendo cerca da metade da Subzona *Palaeolimnadiopsis subalata*. A abundância de conchostráceos já é menor que no Intervalo 8 (fig. 194), verificando-se diminuição acentuada no final dos subintervalos 9a e 9b (onde se

concentram depósitos eólicos). A diversidade de conchostráceos também diminui ligeiramente, notando-se apenas pequenos incrementos na base da Subzona *P. subalata*, pelas ocorrências locais de *Leaia pruvosti* e *Palaeolimnadia* sp. Apesar dessas tendências verificadas, os conchostráceos resistiram muito mais que os bivalves. O aumento da aridez - com a formação de pequenos corpos d'água temporários - geralmente é benéfico para o desenvolvimento dos conchostráceos, porque elimina seus principais predadores, ou seja, os peixes.

O provável aumento da aridez também deve explicar a diminuição do registro de vegetais. O intervalo 9 equivale à parte média da Zona *Schizoneura gondwanensis*, onde apenas os caules de esfenófitas continuam bastante abundantes. Estes provavelmente viviam às margens do ambiente deposicional. Nas porções mais distantes dos corpos d'água, a vegetação pode ter sido bastante escassa, o que provavelmente contribuía para a formação e a migração das dunas eólicas.

#### 9.10. INTERVALO 10

O intervalo 10 corresponde aproximadamente à porção média-alta do Membro Morro Pelado (nas seções colunares onde o topo da Formação Rio do Rasto aparentemente não foi erodido) e sua espessura varia entre 50 e 70 metros. Aumentam as dúvidas nas correlações entre os poços e nas correlações desses com os afloramentos porque existem grandes variações laterais das litofácies. Adicionalmente, surgem dificuldades porque não se dispõe de perfis raios gama para as partes superiores de vários poços perfurados na faixa de afloramentos da Formação Rio do Rasto.

O intervalo 10 destaca-se, em parte, pela presença de corpos bastante espessos de arenitos eólicos (até > 10 m). Em alguns poços, como no 1-PH-1-PR, os respectivos trechos dos perfis raios gama podem ser interpretados dessa maneira. No subcapítulo 8.4. já se mencionou que a deposição e a preservação de arenitos eólicos tão espessos representa a existência de verdadeiros "mares" de areia, formados durante intervalos longos de aridez, podendo constituir horizontes para correlação por longas distâncias.

Também chamam bastante a atenção os prováveis depósitos fluviais e/ou inunditos. Extremamente importantes são os depósitos a 35,6 e 27,7 km de Cândido de Abreu, onde ocorrem intraclastos angulosos centimétricos a quase métricos, evidenciando erosão de substrato já ligeiramente litificado, sob condições de alta energia (figs. 149, 152). Os depósitos devem ter sido originados durante inundações "relâmpago", que são típicas das regiões de clima semi-árido.

Essa ocorrência, por si, já permitiria inferir que o relevo talvez não fosse mais tão plano porque, em caso contrário, seria extremamente difícil arrancar os clastos do substrato (cf. ZAWADA, 1989). Adicionalmente, conforme já destacado em ROHN (1988), no afloramento a 35,6 km de Cândido de Abreu, há uma nítida superfície de erosão até ligeiramente angular, tornando patente que houve alguma modificação tectônica na bacia (fig. 149). LAVINA (1991) igualmente comentou que, em resposta à tectônica marginal do Gondwana, ocorreram muitas modificações locais no padrão de subsidência da bacia. Algumas regiões passaram a atuar como fontes de sedimentos e posteriormente a situação se invertia, reiniciando a sedimentação onde antes havia erosão.

Na parte superior do intervalo 10 voltam a ocorrer depósitos lacustres com lobos de suspensão, turbiditos, megafósseis vegetais, conchostráceos e bivalves (e.g. parte média do afloramento do km 206,6 da BR 470, figs. 136-137; afloramento a 35 km de Cândido de Abreu, fig. 130; afloramento a 28 km de Cândido de Abreu, fig. 146). Cabe destacar que os estróbilos de esfenófitas encontrados na BR 470 - aparentemente os únicos conhecidos do Permiano Superior do Gondwana - são do final do intervalo 10. Caules de *Paracalamites*, em grande abundância, com até mais de 20 cm de diâmetro, entre outros tipos de vegetais, além de conchostráceos e bivalves, também ocorrem no mesmo depósito. Na PR 239-PR 487, foram registrados os maiores conchostráceos da Formação Rio do Rasto e a sua diversidade continua relativamente elevada (cinco espécies), revelando a reinstalação de condições ecológicas ainda bastante favoráveis para o seu desenvolvimento - corpos d'água rasos, efêmeros e com temperaturas relativamente elevadas. Na BR 116, segundo LAVINA (1991), em nível provavelmente equivalente ou um pouco mais alto que o intervalo 10 (fig. 141), há tetrápodes fósseis. Portanto, após a fase extremamente árida do início do intervalo, houve restabelecimento do clima mais úmido e nova subida do nível de base.

### **9.11. INTERVALO 11 E CONSIDERAÇÕES ACERCA DO CONTATO ENTRE AS FORMAÇÕES RIO DO RASTO E PIRAMBÓIA**

O intervalo 11 corresponde ao último pacote preservado da Formação Rio do Rasto. As porções mais altas estão registradas apenas nos afloramentos da BR 376 e da PR 90 e nos poços 2-MC-1-SC, 1-PH-1-PR e 2-AP-1-PR, o que torna as correlações ainda mais frágeis que as dos intervalos anteriores. No poço 1-PH-1-PR, pode-se estimar a espessura de aproximadamente 150 metros, porém as

espessuras geralmente são menores. Na BR 376, a espessura do intervalo 11 é igual a 80 m.

Os perfis raios gama mostram nitidamente a presença de grandes corpos de arenitos desde a base, que devem corresponder aos arenitos eólicos observados nos afloramentos. Por outro lado, voltam a ocorrer alguns picos radioativos mais proeminentes, evidenciando que ainda retornavam fases mais úmidas. Essas porções devem equivaler aos lamitos que se associam a turbiditos, lobos de suspensão, deltas e depósitos provavelmente fluviais. Em resumo, as litologias são aproximadamente as mesmas que as do intervalo 9b (terceira associação faciológica do subcapítulo 8.4.), porém com importância maior dos arenitos eólicos. Os lagos talvez devam passar a ser designados como *sabkhas* ou corpos aquosos de interdunas úmidas de um sistema deposicional desértico pois, além da ocorrência das litofácies típicas (*cf.* SMOOT, 1991), nota-se diminuição drástica da fauna e da flora (fig.194).

Na área de afloramentos, ao longo do intervalo até o contato com a Formação Pirambóia persistem alguns conchostráceos e megafósseis vegetais (*Paracalamites*, *Ilexoidephyllum*), porém cada vez mais raros. Segundo BARBERENA et al. (1980), na Serra do Cadeado, *Australerpeton* ocorre até o topo da Formação Rio do Rasto. Nos poços, não há registro de fósseis em níveis estratigraficamente mais altos.

Na região da BR 470 e do poço 1-MB-1-SC não está preservado o intervalo 11. Considerando que as respectivas seções colunares constituem a coluna padrão adotada para a projeção de todos os dados bioestratigráficos e a confecção dos esquemas das figs. 194 e 195, a coluna padrão foi aumentada para incluir o intervalo 11, ponderando-se a espessura máxima observada no poço 1-PH-1-PR. Conforme é discutido adiante, é provável que o contato entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia seja diácrono de um ponto para outro na bacia. Dessa forma, os níveis mais altos das áreas de afloramentos (BR 376 e PR 90) estão projetados aproximadamente sobre um ponto médio do intervalo 11.

Em vista da presença de fácies eólicas na Formação Rio do Rasto, a sua semelhança às fácies da Formação Pirambóia e a falta de evidências de erosão ou de regolito fóssil no topo da primeira unidade, além de outras observações, VIEIRA (1973), RICCOMINI et al. (1984), ROHN (1988) e LAVINA (1991) consideraram que, pelo menos em algumas regiões (especialmente a Serra do Cadeado), o contato seria concordante. Mais recentemente, FERNANDES & COIMBRA (1994) consideraram que o contato é concordante inclusive no extremo nordeste do

Estado do Paraná (onde, no presente trabalho, não foi possível reconhecer intervalos mais novos que o 8).

*A priori*, na realização do presente trabalho, o contato aparentemente **concordante** foi observado apenas na PR 90 (fig. 162). O lamito subjacente ao contato apresenta ligeiro mosqueamento no topo, mas ainda contém alguns megafósseis vegetais, de forma que, se ocorreu pedogênese, essa foi muito incipiente. Na BR 376, o contato não está muito claro. Em outras áreas, como próximo à ponte antiga de acesso a União da Vitória, o contato provavelmente representa um hiato um pouco maior pois parece faltar quase todo o intervalo 11. Contudo, nessa localidade também inexistem evidências nítidas de erosão ou de pedogênese. Na BR 116, foi observado o contato da Formação Rio do Rasto com a Formação Botucatu, constituindo o único exemplo observado de regolito fóssil bem desenvolvido na passagem entre as duas unidades (figs. 160-161). Conforme mencionado anteriormente, no âmbito da própria Formação Rio do Rasto existem diastemas, paleossolos e até possíveis discordâncias intraformacionais ligeiramente angulares, de modo que, a eventual presença dessas feições no contato com a Formação Pirambóia não é decisiva para estimar a ocorrência de grande ou pequeno hiato entre as duas unidades.

As espessuras variáveis do intervalo 11 na borda leste poderiam ser encaradas como evidência de erosão das porções mais altas da Formação Rio do Rasto (contato, portanto, discordante) ou como simples diferenças geográficas na distribuição das primeiras fácies eólicas que caracterizariam o início da deposição da Formação Pirambóia (contato, portanto, concordante, porém havendo diacronismo na posição da base dessa formação).

No poço 2-RP-1-PR, situado a cerca de 150 km a sudoeste do poço 1-CA-3-PR, a espessura total das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, de acordo com os dados do Paulipetro, é igual a 1400 m. Isso corresponde a uma diferença aproximada de 500 m em comparação com a faixa de afloramentos (espessura máxima igual a 900 m).

É natural que os poços nas partes mais centrais da bacia, devido à maior subsidência, apresentem espessuras bem maiores das unidades. Porém, é importante salientar que, no poço 2-RP-1-PR, a cerca de 200 m abaixo do contato com a Formação Pirambóia (ou Formação Botucatu segundo MÜHLMANN et al., 1983), o perfil raios gama já se modifica bastante. Nota-se que predomina o padrão em forma de cilindro, o qual evoca a presença de corpos de arenitos contínuos com dezenas de metros de espessura. Apenas raramente o padrão é interrompido por picos radioativos que apontam a presença de lamitos. Tais

lamitos provavelmente serviram como argumento para classificar o trecho considerado como parte da Formação Rio do Rasto. Segundo as correlações preliminares realizadas, a mudança no padrão dos perfis raios gama do poço 2-RP-1-PR começa aproximadamente no nível equivalente à base da Formação Pirambóia da região da Serra do Cadeado. Portanto, se for mantida a classificação "Formação Rio do Rasto" para o trecho em pauta, é preciso admitir que ocorre passagem lateral para a Formação Pirambóia. Essa unidade, representada predominantemente por arenitos eólicos, teria começado a se depositar primeiramente nas áreas marginais do norte-nordeste da bacia, enquanto nas suas regiões mais centrais, esporadicamente, ainda se estabeleciam condições para a existência e a preservação dos depósitos subaquosos. LAVINA (1991) já apresentou basicamente a mesma hipótese e identificou importante discordância, de fato, entre as formações Pirambóia e Botucatu.

Portanto, na presente tese, é provisoriamente mantida a opinião de que a Formação Pirambóia depositou-se logo após ou já concomitantemente com a Formação Rio do Rasto, sem a presença de hiato significativo entre as duas unidades nas regiões mais centrais da bacia. Ainda assim, são necessários estudos mais profundos voltados para esse assunto.

## 10. IDADE E CORRELAÇÕES INTERBACINAIS

Conforme já exposto no capítulos 3 e 4, persistem grandes dúvidas em relação à idade do Grupo Passa Dois. Na realidade, o problema geocronológico não se restringe a essa unidade pois reflete, em grande parte, as incertezas ao longo de todo o intervalo Grupo Tubarão - Grupo São Bento.

Cabe também ressaltar que falta consenso nas correlações entre os andares do Permiano em várias regiões do globo. Em geral, não é possível reconhecer a equivalência entre as subdivisões cronoestratigráficas estabelecidas localmente e aquelas que foram convencionadas para aplicação mais global. Inclusive quando parece haver consenso acerca dos andares empregados, podem existir diferenças significativas entre as suas idades absolutas estimadas (*cf.* WATERHOUSE, 1978; COCKBAIN, 1980; PALMER, 1983; IUGS, 1989). Por exemplo, a margem de erro no cálculo da idade do limite Kunguriano-Kazaniano seria da ordem de 24 m.a. (PALMER, 1983). Tradicionalmente, aquelas subdivisões cronoestratigráficas consideradas mais confiáveis baseiam-se na bioestratigrafia das paleofaunas tipicamente marinhas, o que obviamente dificulta as datações nas bacias sem o seu registro. KOVÁCKS-ENDRÖDY (1991), por exemplo, que estudou glossopterídeas da África do Sul, criticou severamente a valorização excessiva dos fósseis marinhos nas datações, em detrimento aos dados paleobotânicos.

GOMANKOV (1992) apresentou tabelas de correlação e excelente discussão a respeito das ferramentas paleontológicas e paleomagnéticas para as datações, especialmente nos depósitos não-marinhos. A exemplo de outros autores (*cf.* FOSTER, 1979, FOSTER et al., 1991), destacou que o aumento da diferenciação fitogeográfica do final do Permiano e o acentuado paralelismo na morfologia dos miósporos entre as distintas fitocórias, comprometeria bastante a sua utilidade cronoestratigráfica. Dentro do próprio Gondwana haveria dificuldades: as assembléias palinológicas da Austrália, cujas idades puderam ser determinadas com relativa precisão devido às associações diretas e indiretas com depósitos marinhos, não permitiriam realizar boas correlações com as assembléias bastante peculiares do sul da África. O conhecimento da idade dos depósitos sul-africanos seria particularmente importante pela presença de tetrápodes correlacionáveis com os da Plataforma Russa. GOMANKOV (1992), aponta para a possibilidade de que a parte superior do Dzhulfiano e o Dorashamiano da parte mais alta do Permiano, representados na Sibéria, sejam mais novos que o Tatariano. Dessa forma, em praticamente todas as outras bacias em que existe o

Tatariano e o Citiano preservados, deveria haver uma discordância na passagem do Permiano ao Triássico. A ocorrência de hiato em diversas bacias continentais e marinhas rasas aproximadamente no limite permo-triássico já foi sugerida anteriormente e seria explicável, em parte, por acentuada queda do nível do mar (HAQ et al., 1987). No entanto, segundo GOMANKOV (1992), a duração do hiato poderia ter sido muito maior. A base do Triássico seria caracterizada por rápidas transgressões (cf. WIGNALL & HALLAM, 1992). É interessante lembrar que as acentuadas variações eustáticas devem ter contribuído, direta- ou indiretamente, para extinções em massa nas faunas marinhas (cf. WIGNALL & HALLAM, 1992).

VEEVERS (1991), por outro lado, postulou que o maior hiato não estaria no limite permo-triássico, mas em posição um pouco mais alta, aproximadamente no Triássico Médio. Essa lacuna marcaria mudanças radicais na tectônica global: o final da coalescência da Pangea pela colisão da "Cimmeria" e China com a Ásia, o evento final de deformação compressiva no Cinturão do Cabo ao sul da África e os eventos tectônicos nas bacias de Bowen e Canning da Austrália, além do início do rifteamento no sul do Atlântico Norte, leste da África e Noroeste da Austrália.

Existem algumas propostas de correlação entre as curvas globais de variação do nível relativo do mar/"onlap" costeiro e as curvas equivalentes elaboradas para algumas regiões gondvânicas. A calibragem entre as curvas também não é simples devido à sobreposição das variações eustáticas pelos fenômenos regionais inerentes às bacias. Há razoável concordância entre as curvas de variação do nível do mar da Bacia do Karoo de VISSER (1993) e das bacias da Austrália de VEEVERS & POWELL (1987) no que se refere à importante transgressão do Sakmariano. Os depósitos que apresentam a Fauna *Eurydesma* em diversas bacias gondvânicas devem equivaler a esse episódio transgressivo. Na Bacia do Paraná, esse intervalo talvez esteja representado pela Fauna Passinho s.l. da Formação Rio do Sul na parte superior do Subgrupo Itararé (ROCHA-CAMPOS & RÖSLER, 1978). Entretanto, no que se refere aos depósitos mais novos da Austrália e da África, as curvas de variação do nível relativo de base foram interpretadas de modo distinto: segundo VEEVERS & POWELL (1987) e VEEVERS (1991), o clímax da segunda grande transgressão do Permiano estaria registrada no Artinskiano da Austrália, que corresponderia, na Bacia do Karoo, à Formação Whitehill (vide fig. 188). Ao contrário, de acordo com VISSER (1993), essa formação depositou-se sob a influência não da segunda, mas da terceira e última grande fase transgressiva da Bacia do Karoo (que teria abrangido, na realidade, uma série de "rápidas" transgressões e regressões menores), considerada como neokunguriana-eoufimiana. A Formação Whitehill naturalmente constitui grande

interesse pela sua correlação indubitável com a Formação Irati através dos mesossaurídeos e crustáceos. Segundo OELOFSEN & ARAÚJO (1983, 1987), que verificaram a correspondência até ao nível de espécie entre os mesossaurídeos das bacias do Karoo e do Paraná, sugeriram que a sua idade poderia ser ainda mais antiga, ou seja, sakmariana-artinskiana. ANDERSON (1977, 1981), através de dados palinológicos, considerou a Formação Whitehill artinskiana, o que combina relativamente bem com as correlações efetuadas por TRUSWELL (1980) e BACKHOUSE (1991). De acordo com MACRAE (1988), as assembléias palinológicas do Grupo Ecca Médio do nordeste da Bacia do Karoo, atribuídas ao Ufimiano, são equivalentes às zonas L<sub>1</sub> e L<sub>2</sub> de DAEMON & QUADROS (1970) da bacia do Paraná (correspondentes às formações Palermo, Irati e Serra Alta). Mais especificamente, um nível com megafósseis vegetais da Formação Vryheid daquela unidade africana, provavelmente correlacionável ao topo da Formação Whitehill do sul-sudoeste dessa bacia (VISSER, 1993) ou um pouco acima (MACRAE, 1988), revelou a presença de uma associação palinológica que poderia ser do Ufimiano ou da parte basal do Kazaniano (MACRAE, 1988). Por outro lado, KOVÁCS-ENDRÖDY (1991) destacou o aspecto já relativamente "avançado" das glossopterídeas desse nível, com semelhanças aos representantes do Permiano Superior da Índia e da Austrália. VISSER (1992) comentou que níveis tufáceos encontrados a partir do topo da Formação Prince Albert até a Formação Collingham da Bacia do Karoo (fig. 188) seriam similares a níveis tufáceos das bacias do Paraná, Paganzo e Sauce Grande. Provavelmente estariam relacionados ao vulcanismo riódacítico que iniciou aproximadamente no limite Eopermiano-Neopermiano e continuou até o Triássico. Essa informação, segundo VISSER (1992), corroboraria a idade neokunguriana-eo-ufimiana da Formação Whitehill.

RUSSO et al. (1980) determinaram que a Zona *Striatites* da Bacia Chaco-Pampeana (=Chaco-Paraná) estaria compreendida no Kunguriano-Kazaniano e seria correlacionável à zona L de DAEMON & QUADROS (1970), mais especificamente às assembléias palinológicas da Formação Irati. Nos trabalhos referentes à Bacia do Paraná propriamente dita, as idades normalmente atribuídas aos depósitos com mesossauros são mais novas. A única exceção é o trabalho de ARAI (1980), onde o intervalo L<sub>2</sub> (respectivo às formações Irati e Serra Alta) estaria situado na parte superior do Kunguriano. No zoneamento original de DAEMON & QUADROS (1970), a subzona L<sub>2</sub> havia sido considerada como aproximadamente mesokazaniana e a subzona L<sub>3</sub> (Formação Teresina e parte basal do Membro Serrinha), neokazaniana. MENENDEZ (1976), através de análise palinológica de uma amostra com mesossauros de Rio Claro (SP),

concordou com os autores acima. TRUSWELL (1980) enfatizou que nenhuma das assembléias palinológicas da Bacia do Paraná registradas por DAEMON & QUADROS (1970), poderia ser mais nova que o Kazaniano. Contudo, em propostas mais recentes, o intervalo  $L_2$  corresponderia ao neokazaniano-eotatariiano e o  $L_3$  eventualmente alcançaria o Triássico (MARQUES-TOIGO, 1991; DAEMON & MARQUES-TOIGO, 1991). A figura 189 objetiva melhor visualização das possibilidades de datação e de correlação dos depósitos da Bacia do Paraná com a Bacia do Karoo e também destaca a discussão levantada por CUNHA & FRANÇA (1993; no prelo), ou seja: para acomodar cerca de 1100 metros de sedimentos das formações Teresina e Rio do Rasto, nas prováveis condições tectônicas da Bacia do Paraná, teriam sido necessários cerca de 30 milhões de anos. Portanto, se a Formação Irati for neokazaniana, a deposição da Formação Rio do Rasto teria terminado apenas durante o Noriano (Neotriássico) (CUNHA & FRANÇA, 1993; no prelo). Os autores buscaram comprovar sua hipótese através da idade dos dentes de xenacantódios da Formação Corumbataí que, segundo RAGONHA (1984), apresentariam grande afinidade às formas neotriássicas do Hemisfério Norte. CUNHA & FRANÇA (no prelo) argumentaram também que REED (1928, 1929a, 1935) identificou os bivalves das formações Teresina e Corumbataí com formas triássicas e marinhas setentrionais, porém não mencionaram que há equívocos nessas identificações, mais tarde corrigidos por MENDES (1945, 1952, 1954a), LEANZA (1948), RUNNEGAR & NEWELL (1971), entre outros.

Obedecendo o raciocínio de CUNHA & FRANÇA (1993; no prelo), qual teria sido a duração da deposição do Grupo Ecça Médio + Grupo Beaufort Inferior da Bacia do Karoo, cuja soma das espessuras pode alcançar mais de 8000 metros (SACS, 1980)? O tectonismo ao sul da bacia (Orogenia do Cabo) justificaria taxas bem mais elevadas de sedimentação e de subsidência que a Bacia do Paraná?

Não parece haver dúvida quanto à idade eotriássica da Zona *Lystrosaurus* do Grupo Beaufort Superior, pois os tetrápodes dessa zona estão muito bem representados em várias bacias, inclusive do Hemisfério Norte (*e.g.* China) e ocorrem também na Formação Sanga do Cabral do Rio Grande do Sul. Infelizmente, ao adotar os 30 milhões de anos calculados por CUNHA & FRANÇA (no prelo), nem a alternativa da idade artinskiana da Formação Irati permitiria posicionar o topo Formação Sanga do Cabral no Triássico Inferior. A estimativa de 30 milhões de anos para a deposição das formações Teresina e Rio do Rasto, portanto, deve ser um pouco exagerada.

Nesse sentido, é interessante lembrar que a estimativa da duração máxima das espécies pode ter grande significado cronoestratigráfico. No entanto,

o cálculo da ordem de grandeza do tempo de existência de uma espécie é muito complexo porque a especiação e a extinção dependem de inúmeros fatores, desde a paleogeografia, a disponibilidade de nichos e as modificações ambientais, até as características inerentes aos organismos tais como os seus hábitos, a sua capacidade de dispersão, sua especialização, o tamanho, a estabilidade e a variabilidade genética da população (STANLEY, 1990). A duração média das espécies de bivalves é 10 m.a. (STANLEY, 1990), porém nas condições em que o "stress" ambiental é maior que o normal, nas bacias geograficamente isoladas, sua duração poderia ser bem mais curta (por especiação ou extinção das espécies. NEVESSKAYA et al., 1987). A espécie *Pyramus? anceps* e algumas outras persistiram durante a deposição de quase toda a Formação Teresina, tendo sobrevivido a fatores de "stress" como as prováveis oscilações da salinidade da água e as importantes variações do nível de base. Apesar das ressalvas cabíveis nesse tipo de abordagem, a amplitude vertical dos bivalves poderia sugerir que a Formação Teresina deve ter demorado bem menos que 10 m.a. para se depositar.

Na literatura consultada, não foram encontradas estimativas da duração das espécies de conchostráceos, porém é fato bem conhecido que nas bacias continentais isoladas, esses organismos podem experimentar rápida especiação (KOBAYASHI, 1954), sendo muito úteis na bioestratigrafia local das bacias (KOZUR & SEIDEL, 1983a,b; GOMANKOV, 1992). A espécie *Monoleaia unicastata*, que sobreviveu durante quase toda a deposição da Formação Rio do Rasto, permite chegar ao mesmo tipo de conclusão que os bivalves acima. Em geral, de acordo com os exemplos apresentados por STANLEY (1990), os organismos continentais, exceto a maioria dos vegetais, tiveram taxas de evolução e de extinção mais rápidas que os invertebrados marinhos bentônicos pouco especializados como os bivalves e os corais. Os tetrápodes poderiam fornecer estimativas mais precisas da longevidade das espécies que os invertebrados e os vegetais. Por exemplo, duas espécies da Formação Rio do Rasto na Serra do Cadeado apresentam grande amplitude vertical (BARBERENA et al., 1980) e certamente não teriam longevidade da ordem de vários milhões de anos.

Deixando um pouco de lado os problemas inerentes à escala de tempo/cronoestratigrafia global, as inconsistências nas interpretações palinológicas, os cálculos das taxas de sedimentação e as especulações teóricas sobre a duração das espécies, estão disponíveis várias outras informações da macroflora e das faunas que precisam ser consideradas na determinação da idade do Grupo Passa Dois:

Os **bivalves** das formações Teresina e Corumbataí são basicamente endêmicos, exceto alguns eventuais gêneros originalmente descritos para depósitos marinhos da Austrália (RUNNEGAR & NEWELL, 1971; SIMÕES, 1992). A descoberta de bivalves aparentemente semelhantes aos da Bacia do Paraná na Formação Waterford na Bacia do Karoo (COOPER & KENSLEY, 1984) causou certa euforia, porém não resolveu definitivamente os problemas nas interpretações ambientais e geocronológicas devido às próprias dúvidas existentes nos depósitos africanos. DICKINS (1992) provavelmente está coberto de razão ao afirmar que aquela fauna do Grupo Ecca Superior não deva ter relação tão próxima à da Bacia do Paraná como inicialmente suspeitado. DICKINS (1992) considerou haver maior semelhança a faunas da Austrália e outras. Por outro lado, os bivalves das formações Serra Alta, Teresina e Corumbataí, segundo DICKINS (1992) também apresentariam diversos elementos relacionados com faunas neopermianas de outras partes do globo. De acordo com informação verbal de M.G.SIMÕES, muitas das semelhanças entre megadesmidos das distintas bacias provavelmente são conseqüentes de evolução paralela, não tendo, portanto significado para correlação.

*Palaeomutela* é uma forma dulçaquícola encontrada em vários depósitos gondvânicos (fig. 186), mas carece de importância nas cronocorrelações devido à sua grande amplitude vertical, do Carbonífero ao Mesozóico.

Diversos gêneros de **conchostráceos** da Formação Rio do Rasto ocorrem em outras bacias gondvânicas, tanto em depósitos permianos, quanto triássicos. Em geral, tais gêneros não são muito úteis para correlações interbaciais em virtude da sua grande longevidade. Na figura 186, o número expressivo de unidades triássicas apresentando conchostráceos similares aos da Formação Rio do Rasto pode levar a conclusões tendenciosas pois, na realidade, a quantidade de ocorrências conhecidas desses fósseis em depósitos permianos é muito menor. Os gêneros que talvez tenham alguma importância cronoestratigráfica são *Leaia* e *Monoleaia*. O primeiro é exclusivo do Paleozóico, mas infelizmente foi registrado somente por REED (1929b) em Poço Preto (SC), que é a localidade a 15,5 km a oeste de Irineópolis da BR 280. *Monoleaia unicastata*, amplamente distribuído na Formação Rio do Rasto, alcançando praticamente o seu topo, é muito semelhante a uma forma do Tatariano da Rússia (*Massagetes*) e também pertence aos leaiaídeos, *a priori*, restritos ao Paleozóico (TASCH, 1969, 1987). *Estheriella*, que é um gênero tipicamente Mesozóico, não foi encontrado na Formação Rio do Rasto.

Os **megafósseis vegetais** permitem tecer considerações importantes a respeito das idades dos depósitos (fig. 187). A começar pela Formação Rio Bonito (Tafofloras B e C de RÖSLER, 1978b), a sucessão de elementos florísticos preservados sugere o gradual aquecimento climático proporcionado pelo término da glaciação e pelo deslocamento translatorial do Gondwana para o norte (RÖSLER, 1976a, b). A idade da Tafoflora C interessa particularmente por permitir estimar, a grosso modo, quando poderia ter começado a deposição da Formação Irati. Essa tafoflora é considerada correlacionável a diversas outras associações florísticas eopermianas da Flora *Glossopteris* (BERNARDES DE OLIVEIRA, 1977, 1980; ROHN & RÖSLER, 1987), o que, no entanto, não resolve automaticamente a questão da sua idade em virtude das incertezas existentes igualmente nas outras bacias. Por exemplo, a Formação Weller da Antártica, de acordo com o seu conteúdo megaflorístico, seria artinskiana-kunguriana, mas devido à latitude provavelmente muito alta da região durante esse intervalo, tal flora talvez tenha conseguido estabelecer-se apenas mais tarde (cf. ROHN & RÖSLER, 1987; ARCHANGELSKY, 1990). Um diacronismo semelhante pode ser sugerido para a flora da Austrália e da Índia, mas nesse caso existe certa "amarração" cronoestratigráfica das tafofloras com as faunas marinhas. Portanto, se a idade dessas floras foi determinada de maneira correta e se o clima na região da Bacia do Paraná, localizada em latitudes mais baixas, aqueceu-se precocemente, os elementos florísticos da Formação Rio Bonito poderiam ser até mais antigos que os das outras bacias. No que se refere às tafofloras da Argentina, percebe-se igualmente haver algumas discrepâncias entre os autores quanto às suas idades, além de problemas nas interpretações climáticas, envolvendo discussões a respeito da posição da placa patagônica (cf. ROHN & RÖSLER, 1987). Segundo BERNARDES DE OLIVEIRA (1980), a tafoflora de Irapuá (Tafoflora C de RÖSLER, 1978b) seria correlacionável à associação da Formação Golondrina da Bacia Central Patagônica (= Lubeckense B ou Golondrinense) que seria artinskiana até, em parte, kunguriana. Tal autora acrescentou, por outro lado, que não poderia ser facilmente descartada a correlação da tafoflora de Irapuá com a tafoflora Bonetense. Na Formação Bonete ocorreriam moluscos marinhos relacionados à Fauna *Eurydesma* que sugeririam idade asseliana ou sakmariana (ROCHA-CAMPOS & CARVALHO, 1975). Ao contrário, CUNEO (1986) considerou as tafofloras das formações Bonete e La Golondrina (Golondrinense) como do final do Eopermiano-início do Neopermiano. Naturalmente, muitas questões permanecem em aberto.

BERNARDES DE OLIVEIRA (1977, 1980), através de cuidadosa ponderação de vários dados, concluiu que a tafoflora de Irapuá deveria ser

artinskiana, podendo ter alcançado a passagem para o Kunguriano. Essa é a interpretação adotada no presente trabalho, embora não se descarte totalmente uma idade até maior. BERNARDES DE OLIVEIRA (1977, 1980) comentou a discrepância da sua interpretação em relação às idades determinadas por palinologia (DAEMON & QUADROS, 1970), tendo aventado a possibilidade de que a extrapolação da palinoestratigrafia do Hemisfério Norte para o Gondwana não seja necessariamente verdadeira.

MUSSA (1986b) concluiu que os exemplares do Grupo Solenóide de troncos gimnospérmicos e gimnospermóides da Formação Irati indicariam o Permiano "Médio" e também chamou a atenção para o conflito que existe em relação às idades indicadas através de palinomorfos.

Conforme já comentado, os megafósseis vegetais das formações Teresina e Rio do Rasto são compatíveis com as assembléias florísticas de outras bacias gondvânicas. Contudo, a tabela da figura 187 mostra que os megafósseis vegetais, também nesse caso, não são decisivos nas correlações. Diversas glossopterídeas apresentam grande amplitude vertical e algumas alcançaram até o Neotriássico (na Índia e na África do Sul). Conforme foi ressaltado por KOVÁCS-ENDRÖDY (1991), na literatura há muitos equívocos na determinação das espécies de glossopterídeas, sendo perigoso usar apenas listas com os nomes das espécies para efetuar as correlações entre as floras. Pela mesma razão, ROHN & RÖSLER (1989b) apresentaram uma tabela de comparação entre espécies da Formação Rio do Rasto e as de outras bacias, valorizando mais a sua morfologia do que as classificações taxonômicas.

Na figura 187 percebe-se que as floras das formações Teresina e Rio do Rasto são bem mais pobres que as de outras regiões, pois faltam elementos como *Phyllothea*, *Raniganjia*, outras esfenófitas, frutificações de glossopterídeas, ginkófitas, cicadófitas, sementes, etc. Além da provável situação mais setentrional da Bacia do Paraná que as outras regiões com a Flora *Glossopteris*, o clima certamente era mais árido (falta de depósitos de carvão, predominância de sedimentos vermelhos, depósitos de dunas e outras feições sedimentares). O caráter mais pobre da flora da Formação Rio do Rasto deve ser explicável por essas diferenças climáticas. A esfenófito *Schizoneura gondwanensis* provavelmente era um dos poucos elementos hidro-higrófilos que suportava o clima mais severo, sendo boa indicadora do Neopermiano, mas também encontrada no Triássico da Austrália, Índia e sul da África. Na Flora Euro-americana, o gênero está restrito ao Triássico.

A esfenófita *Sphenophyllum*, embora também encontrada no Permiano Superior de outras bacias gondvânicas, é mais típica no Carbonífero e no Permiano Inferior. No Hemisfério Norte, esse gênero parece restringir-se também ao Paleozóico (BOUREAU, 1964). Na Formação Rio do Rasto, o *Sphenophyllum* foi encontrado apenas na porção inferior do Membro Morro Pelado, que se depositou provavelmente quando o clima era um pouco mais úmido.

Estróbilos de esfenófitas são muito raros, não tendo sido localizadas referências de estróbilos para o Permiano do Gondwana. Os únicos estróbilos disponíveis para comparação com os encontrados na parte superior da Formação Rio do Rasto são triássicos, porém pertencem seguramente a espécies distintas.

A falta da pteridosperma *Dicroidium* na Formação Rio do Rasto precisa ser interpretada com cuidado, pois não pode ser usada com argumento a favor da idade permiana (vide discussão no capítulo 7.3). De acordo com ANDERSON & ANDERSON (1983), *Dicroidium* teria chegado à região da América do Sul apenas no Ladiniano, portanto bem mais tarde que na Austrália e na Índia (Neocitiano). Os únicos registros mais seguros da provável flora precursora à *Dicroidium* é a designada "*Thinnfeldia*" *callipteroides* da base do Grupo Narrabeen da Austrália (RETALLACK, 1980). Contudo, conforme já comentado (cap.7.3.), *Dicroidium* talvez seja descendente de formas do tipo *Sphenopteris* e não precisaria ter atravessado quase todo o Gondwana durante o Triássico para ter alcançado a Bacia do Paraná.

Em resumo, a flora da parte inferior da Formação Rio do Rasto (Zona *Sphenophyllum paranaense*) muito provavelmente é neopermiana, mas aquela representada nas partes mais altas da formação poderia eventualmente ser triássica.

Os tetrápodes da Formação Rio do Rasto e da Formação Sanga do Cabral são alguns dos elementos mais importantes para a correlação com a Bacia do Karoo (fig. 186). BARBERENA et al. (1980) verificaram que na Serra do Cadeado os tetrápodes ocorrem desde a parte superior do Membro Serrinha até o topo do Membro Morro Pelado. Nessa "Fauna Local de Serra do Cadeado" (BARBERENA et al., 1985a,b, 1991), o réptil *Endothiodon* restringe-se aproximadamente à transição do Membro Serrinha ao Morro Pelado. *A priori*, esse é o único gênero constatado anteriormente na Bacia do Karoo, onde é um elemento importante da Zona *Cistecephalus* do Grupo Beaufort Inferior, considerada como pertencente ao Tatariano inferior-"médio". Os outros tetrápodes da Serra do Cadeado são dois gêneros novos de anfíbios rinessucódeos, com afinidades a formas sul-africanas. Ambos foram encontrados até o topo da

Formação Rio do Rasto. Os anfíbios rinessucódeos ocorrem nas zonas *Tapinocephalus*, *Cistecephalus* e *Daptocephalus* (do Kazaniano Superior ao topo do Tatariano) (BARBERENA et al., 1980). Em Aceguá, no Rio Grande do Sul ("Fauna Local de Aceguá", BARBERENA et al., 1985a, b, 1991), em depósitos atribuíveis ao Membro Morro Pelado, descobriu-se o réptil *Pareiasaurus americanus* (ARAÚJO, 1985a,b, 1986 a,b,) que permitiu realizar a correlação com a Zona *Daptocephalus*, portanto, indicando idade mais jovem ("meso"tatariana) que a dos depósitos da Serra do Cadeado com *Endothiodon*. Na base da Formação Sanga do Cabral também ocorre um pareiassauro (LAVINA, 1991). Na parte superior dessa formação, a associação de répteis ("Fauna Local de Catuçaba", BARBERENA et al., 1985a, b, 1991) inclui *Procolophon*, *Deltasaurus*, entre outros répteis, que evidenciam a correlação com a Zona *Lystrosaurus* da Bacia do Karoo (BARBERENA et al., 1985a, b, 1991; LAVINA, 1991) e com diversas unidades do Citiano inferior (ANDERSON & ANDERSON, 1970). LAVINA (1991), com base nesse dados e na confecção de esquemas de correlação estratigráfica e estrutural, chegou à conclusão que a Formação Sanga do Cabral representa uma variação lateral e vertical do "Sistema Lacustre Rio do Rasto", podendo ter iniciado a sua deposição ainda no Permiano - uma hipótese bastante interessante. No entanto, se existe essa interdigitação e se mais no centro da bacia a seqüência deveria ser mais completa, parece estranha a hipótese de que no Rio Grande do Sul, o topo da Formação Rio do Rasto seja mais jovem que o topo dessa unidade na Serra do Cadeado. Os fósseis de anfíbios encontrados acima dos níveis com *Endothiodon* poderiam eventualmente ser correlacionáveis à Fauna Local de Aceguá e, portanto, à Zona *Daptocephalus*? Embora LAVINA (1991) não tenha expresso essa hipótese em palavras, o seu esquema cronoestratigráfico parece indicar essa possibilidade. De acordo com a observação preliminar dos perfis geofísicos dos poços 1-AO-1-RS, 2-RD-1-RS, 1-SE-1-SC, 1-ES-2-RS e 1-TP-3-SC (não apresentados no presente trabalho) e a sua comparação com os outros poços próximos à borda leste da bacia nos estados do Paraná e Santa Catarina, e considerando a espessura razoavelmente grande de sedimentos acima dos níveis de ocorrência de *Endothiodon*, o topo da Formação Rio do Rasto na região de Aceguá pode estar em posição cronoestratigráfica até mais baixa que o topo preservado no Estado do Paraná.

VIEIRA (1973), RICCOMINI et al. (1984), ROHN (1988, 1989a) e LAVINA (1991) consideraram que no centro-norte do Estado do Paraná (Serra do Cadeado, São Jerônimo da Serra) há passagem contínua da Formação Rio do Rasto para a Formação Pirambóia. Basearam-se, em parte, na ocorrência de corpos

eólicos na Formação Rio do Rasto idênticos aos da Formação Pirambóia e na falta de evidências de discordância no contato entre as duas formações.

É muito importante a recente informação de BERTINI (1993) de que as pistas de tetrápodes da Formação Botucatu em Araraquara (SP) sejam possivelmente neotriássicas. Se a Formação Botucatu iniciou a sua deposição bem antes do que se pensava (no Neotriássico e não apenas no Jurássico ou Cretáceo), a porção preservada da Formação Pirambóia pode ser eo- a mesotriássica (ou até um pouco mais antiga). A presença de discordância entre essas duas formações e as suas possíveis idades vêm ao encontro da hipótese de VEEVERS (1991) a respeito do pronunciado hiato, de caráter global, de idade aproximadamente mesotriássica.

O fato de haver uma provável grande discordância entre o Grupo Passa Dois e a Formação Pirambóia nas bordas da bacia, especialmente no que se refere à Formação Corumbataí no Estado de São Paulo, requer algumas considerações. LAVINA (1991) sugeriu que a Formação Pirambóia posicionou-se em "onlap" sobre a superfície erosiva das bordas da bacia. É preciso ressaltar que no âmbito da própria Formação Rio do Rasto existem diversos hiatus intraformacionais que provavelmente causaram contatos geológicos com esse tipo de relação espacial (cf. LAVINA, 1991; vide fig. 149). No entanto, na porção nordeste da bacia no Estado de São Paulo, o hiato entre a Formação Corumbataí e a Formação Pirambóia deveria ser de alguns milhões de anos (ou, a Formação Pirambóia, nessa região, precisaria ter começado a sua deposição bem antes, ainda no Kazaniano). Apesar do problema estar restrito às áreas mais próximas da paleoborda da bacia, cujo registro inegavelmente está incompleto, é preciso recorrer a justificativas tectônicas complexas para explicar a total ausência da Formação Rio do Rasto no leste do Estado de São Paulo e, por outro lado, a preservação dos depósitos da Formação Pirambóia. É possível que tal modificação esteja registrada na Formação Rio do Rasto através de alguma das discordâncias intraformacionais mencionadas, mas todas essas considerações são bastante especulativas. Portanto, a interpretação estratigráfica da Formação Pirambóia admitida no presente trabalho ainda precisa ser encarada com cautela.

Em suma, se a parte superior da Formação Rio Bonito for artinskiana, a Formação Palermo poderia ser eo- a neo-kunguriana, a Formação Irati, neo-kunguriana a ufimiana e a Formação Serra Alta, ufimiana-eokazaniana (fig. 188). Nesse caso, e com base em todas as outras evidências, a Formação Teresina deve ser eo- a neokazaniana e a Formação Rio do Rasto pode ter iniciado a sua

deposição no Tatariano. Na faixa de afloramentos, o topo dessa formação provavelmente ainda faz parte do Tatariano, mas não se descarta a possibilidade de que em sub-superfície haja uma pequena parte triássica. A duração estimada da deposição das formações Teresina e Rio do Rasto na faixa de afloramentos - cerca de 12-13 m.a. - é um pouco menor que a metade do tempo calculado por CUNHA & FRANÇA (no prelo), porém é bem maior que a duração tradicionalmente admitida. Se todas as ferramentas de datação forem revistas e se os critérios para a delimitação litoestratigráfica das unidades forem melhor estabelecidos, talvez seja possível chegar a um consenso quanto à idade do Grupo Passa Dois.

## 11. BIOESTRATIGRAFIA

### 11.1. ZONEAMENTO BIOESTRATIGRÁFICO FUNDAMENTADO EM MOLUSCOS BIVALVES

Nos estados do Paraná e de Santa Catarina, o único zoneamento bioestratigráfico apresentado anteriormente é o de ROHN (1988), restrito aos bivalves da Formação Rio do Rasto. BEURLEN (1954a, b, c) extrapolou zonas da Formação Corumbataí do Estado de São Paulo erigidas por MENDES (1945, 1952a) para o Paraná e comentou a posição estratigráfica de bivalves da Formação Rio do Rasto, contudo sem apresentar seções estratigráficas e outros dados para substanciar suas hipóteses.

O presente zoneamento (fig. 190) é um aperfeiçoamento do esquema sugerido em ROHN (1988), ampliando sua extensão geográfica (até o centro-sul de Santa Catarina) e sua amplitude estratigráfica (desde a Formação Serra Alta até o topo da Formação Rio do Rasto). As subdivisões não obedecem exatamente os critérios que constam no guia de nomenclatura estratigráfica (PETRI et al., 1986), mas apresentam, a grosso modo, o caráter de "zonas-de-associação", combinadas com as amplitudes totais de algumas espécies particularmente importantes. Na realidade, é necessário levar em consideração que as correlações realizadas entre os afloramentos são menos precisas do que desejável. Por outro lado, o aparecimento e a extinção das espécies não podem ser encarados de maneira tão "matemática", pois a natureza certamente não permitiu o perfeito isocronismo na distribuição de uma população em todos os pontos da bacia. Também devem haver falhas no registro devido a fatores paleoecológicos, tafonômicos e relacionados à prospecção paleontológica. Por essa razão, em alguns casos, os limites das zonas não coincidem exatamente com os aparecimentos ou desaparecimentos das suas espécies mais características.

#### **"Zona *Barbosaia angulata*-*Anhembia froesi*"**

Essa zona, *a priori*, foi definida para a Formações Serra Alta no Estado de São Paulo, não podendo ser considerada válida, até o momento, em outras áreas da Bacia do Paraná. Originalmente, tal zona, proposta por MENDES (1952), foi designada Zona *Barbosaia angulata* e *Holdhausiella almeidai*, e era representada basicamente por essas duas espécies. MEZZALIRA (1957) descobriu novas ocorrências de bivalves atribuíveis à zona e reconheceu diversas outras espécies associadas. RUNNEGAR & NEWELL (1971) não trataram de questões bioestratigráficas, mas designaram o conjunto de bivalves em pauta como

"Assembléia *Leinzia froesi*"; os autores consideraram *Holdhausiella almeidai* como correspondente a *Jacquesia almeidai*. Na revisão da bioestratigrafia realizada por MEZZALIRA (1980), a Zona *B. angulata-H. almeidai* foi substituída por duas outras: Zona *Barbosaia angulata* (inferior) e Zona *Leinzia froesi* (superior). MARANHÃO (1986), baseando-se nas associações constatadas em novos afloramentos, sugeriu voltar à subdivisão estratigráfica única que poderia ser designada Zona *Leinzia froesi-Barbosaia angulata*. MEZZALIRA et al. (1990) propuseram o gênero *Anhembia* para incluir as espécies anteriormente classificadas como *Leinzia froesi* e *Leinzia gigantea*, o que implicou também na modificação do nome da zona. Segundo MARANHÃO (1986), os representantes da Zona *Barbosaia angulata-Anhembia froesi* são os seguintes: *Angatubia* cf. *A. cowperesioides* Mendes, *Anthraconaia? mezzalirai* Maranhão n.n., *Barbosaia angulata* Mendes, *Barbosaia roxoi* Maranhão n.n., *Casterella* cf. *C. camargoi* Beurlen, *Ferrazia simplicarinata* Mezzalira, *Ferrazia* sp., *Holdhausiella elongata* Mendes, *Holdhausiella* sp., *Kidodia* cf. *K. stockleyi* Cox, *Mendesia piracicabensis* Maranhão n.n., *Plesiocyprinella* sp., *Rioclaroa* cf. *R. lefevrei* Mezzalira, além das espécies referidas por MEZZALIRA (1980), "*Leinzia*" *froesi* Mendes, *Jacquesia almeidai* (Mendes), *Ferrazia cardinalis* Reed, *Pinzonella* cf. *P. illusa* Reed e *Terraia aequilateralis* Mendes. Cabe observar que *Angatubia* provavelmente corresponde a *Pyramus* (cf. RUNNEGAR & NEWELL, 1971) e que existem sérias dúvidas quanto à identificação de *Kidodia*.

MENDES (1954a) registrou, no antigo km 78,6 da rodovia Ponta Grossa-Guarapuava, em depósitos da Formação Serra Alta, uma assembléia fossilífera com *Maackia contorta* Mendes, ostracodes e invertebrados que considerou como conchostráceos da espécie *Acantholeaia* cf. *A. regoi* Almeida. Esses últimos fósseis são, na realidade, moluscos bivalves. De acordo com as correlações realizadas entre as seções colunares levantadas na presente tese e as conhecidas no Estado de São Paulo, a assembléia descrita por MENDES (1954a) pode pertencer ao mesmo intervalo cronoestratigráfico que a zona em pauta.

BEURLEN (1954a) descreveu a fauna de "Irati Velho", descoberta no aeroporto de Irati, a cerca de 30 m acima do limite superior dos "folhelhos" Irati. A assembléia fossilífera carece de revisão porque supostamente incluiria gêneros cosmopolitas de bivalves e até um braquiópodo. De qualquer modo, fato importante é a presença de *Barbosaia angulata*, substanciando, a correlação com a Zona *B.angulata-A.froesi* do Estado de São Paulo. Contudo, seria necessário conhecimento de número maior de ocorrências para estender formalmente a distribuição geográfica da zona para o sul.

**"Zona *Pinzonella illusa-Plesiocyprinella carinata*"**

Essa zona, assim como a anterior, foi proposta originalmente para a "Formação Estrada Nova" do Estado de São Paulo. VON HUENE (1928) e REED (1932) foram os primeiros pesquisadores a constatar, na região de Rio Claro (SP), a ocorrência de uma assembléia de bivalves respectiva à essa zona (na antiga ferrovia Ajapi-Ferraz) e a existência de outra assembléia em posição estratigráfica mais alta (na antiga ferrovia Batovi-Itirapina). MENDES (1949), confirmando a posição estratigráfica distinta das duas assembléias, apresentou o primeiro zoneamento bioestratigráfico formal, onde as subdivisões seriam, respectivamente, a Zona *Pinzonella-Plesiocyprinella* e a Zona *Pinzonellopsis-Jacquesia*. Em 1952, MENDES registrou diversas novas localidades fossilíferas e erigiu outros taxons de bivalves no Estado de São Paulo, aperfeiçoando o zoneamento estratigráfico anterior. A primeira zona passou a ser chamada Zona *Pinzonella illusa-Plesiocyprinella carinata*. MEZZALIRA (1957) aprovou tal subdivisão estratigráfica. MENDES (1963) constatou a ocorrência de bivalves provavelmente da Zona *Pinzonella illusa-Plesiocyprinella carinata* no Estado do Mato Grosso, na região de Alto Araguaia. RUNNEGAR & NEWELL (1971) novamente evitaram dar conotação bioestratigráfica às associações malacofaunísticas, utilizando a denominação "Assembléia *Pinzonella illusa*" para os bivalves encontrados principalmente na "Formação Estrada Nova" do Estado de São Paulo. De acordo com a sua revisão, as espécies válidas dessa assembléia seriam: *Casterella gratiosa* Mendes, *Coxesia mezzalirai* Mendes, *Ferrazia cardinalis* Reed, *Jacquesia arcuata* (Mendes), *Jacquesia elongata* (Holdhaus), *Pinzonella illusa* Reed, *Plesiocyprinella carinata* Pyramus *anceps* (Reed), *Pyramus? cowperesoides* (Mendes), *Roxoa corumbataiensis* Mendes e *Terraia aequilateralis* Mendes. Em 1980, MEZZALIRA apresentou zoneamento quase completamente novo, utilizando também megafósseis vegetais e outros dados para definir os limites das subdivisões.

MENDES (1954a), ao estudar assembléias de bivalves do Estado do Paraná, questionou a validade do zoneamento que ele próprio propôs para o Estado de São Paulo (MENDES, 1952) porque constatou associações entre taxons que anteriormente eram considerados exclusivos de uma ou de outra zona. MENDES (1954a) aventou a possibilidade de que as associações malacofaunísticas tivessem controle paleoecológico e não estratigráfico. Por outro lado, BEURLIN (1954a) julgou que a associação entre elementos anteriormente atribuídos a zonas distintas não constituiria propriamente um problema porque alguns taxons poderiam simplesmente ter amplitude vertical bem maior do que outros,

ultrapassando os limites de uma zona. Diversos trabalhos realizados no Estado de São Paulo (BARBOSA & GOMES, 1958; FÚLFARO, 1964; MEZZALIRA, 1966; LANDIM, 1970; LANDIM & SOARES, 1973) têm demonstrado que o zoneamento de MENDES (1952) é bastante consistente, de modo que ele também é considerado válido no presente trabalho. *P. carinata* aparentemente ocorre em níveis mais altos que a última ocorrência de *P. illusa* (MEZZALIRA, 1966), de modo que se prefere a designação "Zona *P. illusa*".

Em relação ao Estado do Paraná, eram conhecidas apenas duas ocorrências de bivalves compatíveis com a Zona *Pinzonella illusa*: a) a assembléia de Barreiros, planalto de Reserva, estudada por MENDES (1954a), que é constituída pelas seguintes espécies: *Barbosaia? gordonii* Mendes, *Casterella gratiosa* Mendes, "*Cowperesia*" *anceps* (Reed), *Ferrazia cardinalis* Reed, "*Holdhausiella*" *elongata* (Holdhaus), *Maackia contorta?* Mendes e *Plesiocyprinella carinata* Holdhaus; b) a assembléia de Gonçalves Júnior (não Rio Preto) registrada por BEURLEN (1954a); os depósitos com essa assembléia haviam sido considerados como pertencentes à Formação Serra Alta, porém, de acordo com a localização geográfica e o mapa geológico da CPRM (ABOARRAGE & LOPES, 1986), o afloramento deve ser assinalável à Formação Teresina; a assembléia é composta por "*Cowperesia*" *anceps* (Reed), *Plesiocyprinella carinata* Holdhaus, "*Holdhausiella*" *mendesi* Beurlen e *Roxoa corumbataiensis* Mendes. Nos trabalhos de campo referentes à presente tese, não foram encontradas assembléias de bivalves bem preservadas pertencentes indubitavelmente a esse intervalo bioestratigráfico. Merecem ser citados somente os afloramentos dos quilômetros 252 e 252,2 da BR 376, onde foram identificados, respectivamente, *Jacquesia* cf. *J. arcuata* e *Terraia* cf. *T. aequilateralis*; a presença de tais espécies coaduna com a posição estratigráfica calculada para os afloramentos através de construções gráficas (aproximadamente no limite entre os intervalos 2 e 3). No âmbito da Zona *Pinzonella illusa*, a escassez de litofácies proximais no Estado do Paraná talvez explique a baixa freqüência desses bivalves. Portanto, o número de ocorrências ainda é muito baixo para estender formalmente a zona do Estado de São Paulo para o Paraná.

As subdivisões "intervalo inferior" e "intervalo superior" indicadas na fig. 190 foram posicionadas de acordo com as prováveis correlações com o Estado de São Paulo. O intervalo inferior apresenta ocorrências mais raras de bivalves (primeiros níveis com *P. illusa* e *F. cardinalis*) e ainda corresponderia aos depósitos da Formação Serra Alta. O intervalo superior apresenta abundância maior de

bivalves e correlaciona-se com quase toda a Formação Corumbataí da região de Rio Claro-Piracicaba.

No Uruguai, na Formação Paso Aguiar, há registro de *Ferrazia cardinalis* e *Pyramus? anceps* (MONES & FIGUEIRAS, 1981), sugerindo provável correlação com a Zona *P. illusa* ou, no máximo, com a base da Zona *Pinzonella neotropica*.

Conforme discutido anteriormente, a Zona *Pinzonella illusa* deve ser neopermiana, mais especificamente kazaniana.

### **Zona *Pinzonella neotropica***

**Definição:** Provavelmente amplitude vertical de *Pinzonella neotropica*.

**Limite inferior:** Aparecimento de *Jacquesia brasiliensis*, provável aparecimento de *P. neotropica* e última ocorrência de *Ferrazia cardinalis*.

**Limite superior:** Desaparecimento de *P. neotropica*, quase coincidente com o desaparecimento de *Pyramus? anceps*.

**Principais espécies:** *P. neotropica*, *J. brasiliensis*, *Naiadopsis lamellosus*, *Pyramus? cowperesoides*, *Jacquesia elongata* e *Terraia? falconeri*.

**Subdivisões informais:** A zona foi subdividida em três intervalos de acordo com a abundância das assembléias e o aparecimento de certas espécies. O intervalo médio concentra quase todas as ocorrências das principais espécies; no intervalo inferior e no superior, os bivalves são raros; no intervalo superior aparece *Pyramus? emerita* e uma espécie nova de megadesmido (fig. 166.4c).

**Abrangência litoestratigráfica:** 3/4 superiores da Formação Teresina e parte basal (poucos metros) da Formação Rio do Rasto.

**Abrangência cronoestratigráfica:** Provavelmente a maior parte do Kazaniano e talvez a base do Tatariano.

**Distribuição geográfica:** Na borda leste da Bacia do Paraná, há registro de elementos da zona desde o norte do Estado de São Paulo até, pelo menos, segundo dados de MENDES (1969), a região de Serril, próximo a Otacílio Costa, no centro-sul de Santa Catarina. Elementos da "Associação" *Pinzonella neotropica* também ocorrem no Paraguai (HERBST, 1979).

**Observações:** A Zona *P. neotropica*, conforme já esclarecido acima, foi reconhecida e proposta inicialmente para o Estado de São Paulo. MENDES (1952) designou o intervalo como Zona *Pinzonella neotropica-Jacquesia brasiliensis* e MEZZALIRA (1980), como Zona *P. neotropica*. Segundo RUNNEGAR & NEWELL (1971), as espécies válidas da "Assembléia *P. neotropica*" são *Casterella gratiosa* Mendes, *Ferrazia cardinalis* Reed, *Jacquesia brasiliensis* (Reed), *Jacquesia elongata* (Holdhaus), *Naiadopsis lamellosus* Mendes, *Pinzonella neotropica* (Reed),

"*Pleurophorus*" *bipleura* Reed, *Pyramus anceps* (Reed), *Roxoa intrigans* (Mendes) e *Terraia lamegoi* Mendes. De acordo com os dados levantados no presente trabalho, *Ferrazia cardinalis* deve ocorrer somente na base da zona. Nas assembléias analisadas dos estados do Paraná e de Santa Catarina não foram identificados *C. gratiosa*, "*P.*" *bipleura*, *R. intrigans* e *T. lamegoi*.

Conforme está indicado na fig. 190, há dúvidas quanto à posição exata da base da Zona *P. neotropica*, pois:

- a) A ocorrência mais baixa da zona corresponde a uma coquina da pedreira de Rio Preto (figs. 21, 102), que está distante de todas as outras seções levantadas, podendo haver erro no seu posicionamento estratigráfico.
- b) Embora BEURLLEN (1954a) tenha identificado *P. neotropica* na região de Rio Preto, aproximadamente 10 m acima da assembléia atribuída à Zona *P. illusa*, os exemplares coletados na pedreira de Rio Preto foram aqui identificados como *Pinzonella neotropica?* por causa da sua morfologia ligeiramente distinta (fig. 163.5). De qualquer forma, o aparecimento de *Jacquesia brasiliensis* é indubitável, permitindo atribuir a assembléia coletada à zona em pauta.

#### **Zona *Leinzia similis***

**Definição:** Aproximadamente a amplitude vertical de *Leinzia similis*.

**Limite inferior:** Logo acima da última ocorrência de *P. neotropica* e um pouco abaixo do nível de aparecimento de *Leinzia similis*.

**Limite superior:** Desaparecimento de *Leinzia similis*.

**Principais espécies:** *Leinzia similis*, *Oliveraia pristina*, *Terraia altissima*, *Terraia? martialis*, *Terraia? holdhausi*, *Terraia? bipleura*, *Terraia? curvata*, *Terraia? sp.4*, além das espécies *Pyramus? emerita* e *Terraia? sp.3* que ultrapassam os limites da zona. Existem outros bivalves não identificados.

**Abrangência litoestratigráfica:** parte inferior do Membro Serrinha, com exceção da porção basal.

**Abrangência cronoestratigráfica:** provavelmente Tatariano inferior.

**Distribuição geográfica:** Na borda leste da Bacia do Paraná, desde a região de Jacarezinho (nordeste do Estado do Paraná) até a região de Dorizon (sul do Estado do Paraná); de acordo com exemplares da região de Fatura mostrados por M.S.MARANHÃO, identificados como *Terraia? curvata* e *Terraia? martialis*, a zona deve estender-se, pelo menos, para o sul do Estado de São Paulo. Exemplares mal preservados do km 103,9 da BR 116, no centro de Santa Catarina, também devem pertencer à Zona *Leinzia similis*. No Uruguai, *Terraia altissima* está seguramente representada (COX, 1934; RUNNEGAR & NEWELL, 1971; MONES &

FIGUEIRAS, 1981). Há menções sobre a ocorrência de "*Solenomorpha similis*" e "*Solenomorpha intermedia*" no Paraguai (BERDER, 1923 *apud* HERBST & LEGUIZAMON, 1984), porém esses fósseis estariam associados a *Pinzonella neotropica* e, portanto, pode haver engano na sua identificação.

**Subdivisões informais:** O "intervalo inferior" corresponde à pequena porção entre a última ocorrência de *P. neotropica* e a primeira ocorrência de *L. similis*. Nesse intervalo há registro praticamente de apenas *Pyramus? emerita*, *Terraia? sp.3* e de outras formas não seguramente identificadas. É possível que essa subdivisão possa ser abandonada futuramente pois há fortes indícios da ocorrência de *Terraia? curvata* na gruta de Lambari (próxima à PR 90), em posição ligeiramente acima das últimas ocorrências de *P. neotropica*. O "intervalo superior" corresponde à amplitude vertical de *L. similis*.

**Observações:** Em ROHN (1988) já foi proposta a Zona *Leinzia similis*. No presente trabalho, os critérios utilizados na definição da zona permaneceram aproximadamente os mesmos, tendo sido apenas ampliada a sua abrangência geográfica, aperfeiçoados os seus limites e registradas muito mais espécies pertencentes à zona. As novas descobertas demonstram claramente haver necessidade em retomar o estudo dos bivalves do Membro Serrinha, pois muitas das espécies descritas originalmente por REED (1928, 1929a, 1932, 1935) podem ser válidas e não deveriam ter caído em sinonímia a favor de outras (*cf.* MENDES, 1954a; RUNNEGAR & NEWELL, 1971).

#### **Zona *Palaeomutela? platinensis***

**Definição:** Aproximadamente, amplitude vertical de *Palaeomutela? platinensis*.

**Limite inferior:** Desaparecimento de *Leinzia similis* que coincide aproximadamente com o aparecimento de *Palaeomutela? platinensis*, *Religiicola delicata* e *Nothoterraia acarinata*.

**Limite superior:** Desaparecimento de *Palaeomutela? platinensis*.

**Principais espécies:** vide espécies da Subzona *Nothoterraia acarinata- Religiicola delicata*.

**Abrangência litoestratigráfica:** parte superior do Membro Serrinha e aproximadamente metade do Membro Morro Pelado.

**Abrangência cronoestratigráfica:** provavelmente Tatariano.

**Distribuição geográfica:** Na borda leste da Bacia do Paraná, desde a região de Santo Antônio da Platina (nordeste do Paraná), até, pelo menos, a região da BR 470 (centro-sul de Santa Catarina).

**Observações:** Em ROHN (1988), já havia sido proposta a mesma zona, porém para uma área geográfica menor e julgava-se que a sua amplitude vertical também fosse menor.

#### **Subzona *Nothoterraia acarinata-Religiicola delicata***

**Definição:** Aproximadamente, amplitude vertical de *Religiicola delicata* ou de formas duvidosamente atribuídas a essa espécie, coincidindo aproximadamente com a porção de maior abundância em bivalves da Zona *P.?* *platinensis*.

**Limite inferior:** Desaparecimento de *Leinzia similis*, aproximadamente coincidente com o aparecimento de *Palaeomutela?* *platinensis*, *Religiicola delicata* e *Nothoterraia acarinata*.

**Limite superior:** Desaparecimento de formas duvidosamente atribuídas a *Religiicola delicata*, em posição estratigráfica próxima aos últimos níveis de maior abundância de bivalves da Formação Rio do Rasto.

**Principais espécies:** *Nothoterraia acarinata*, *Religiicola delicata*, *Palaeomutela?* *platinensis*, *Terraia?* sp.1, *Terraia?* sp.2, *Terraia?* sp.4, além de espécies já registradas nas zonas mais antigas, principalmente *Pyramus?* *emerita* e *Terraia?* sp.3, e ocorrências duvidosas de *Terraia?* *curvata* e *Terraia?* *martialis*.

**Abrangência litoestratigráfica:** Parte superior do Membro Serrinha e parte inferior do Membro Morro Pelado.

**Abrangência cronoestratigráfica:** Provavelmente Tatariano.

**Distribuição geográfica:** Na borda leste da Bacia do Paraná, desde a região de Santo Antônio da Platina do nordeste do Paraná, até, pelo menos, a região da BR 470, no centro-sul de Santa Catarina.

**Observações:** Em ROHN (1988) havia sido definida a Subzona *Nothoterraia acarinata*, cuja amplitude vertical era um pouco menor que a Subzona *N. acarinata- R. delicata* do presente trabalho. Considerou-se conveniente ampliar a extensão da subzona para englobar todos os depósitos da porção mais alta da Formação Rio do Rasto onde os bivalves ainda são abundantes. Acima da subzona, só existe mais um pequeno intervalo em que *Palaeomutela?* *platinensis* volta a ser importante, exatamente no topo da zona homônima. Conforme esclarecido anteriormente, o trabalho em que as principais espécies da subzona foram descritas não foi publicado. Em breve, pretende-se preparar um novo trabalho para que as espécies não permaneçam como *nomina nuda*.

## 11.2. ZONEAMENTO BIOESTRATIGRÁFICO FUNDAMENTADO EM CONCHOSTRÁCEOS.

Em ROHN (1988) e ROHN & RÖSLER (1990) foi apresentado um zoneamento bioestratigráfico fundamentado em conchostráceos para a Formação Rio do Rasto no norte de Santa Catarina e no Estado do Paraná. Os novos dados obtidos através da realização da presente tese demonstraram que o caráter geral do antigo zoneamento continua válido, porém houve necessidade em modificar ligeiramente a posição dos limites entre certos intervalos bioestratigráficos, especialmente porque algumas espécies têm amplitude vertical maior do que se julgava. Originalmente, haviam sido definidas quatro zonas e um quinto intervalo informal. A quarta zona foi subdividida em três partes, sendo a parte média correspondente à Subzona *Palaeolimnadiopsis subalata*. No presente trabalho, uma zona foi suprimida (fig. 191).

Os critérios utilizados para o zoneamento obedecem aproximadamente aqueles das "zonas de intervalo" (PETRI et al., 1986), definidas pelo aparecimento de certas espécies. Levou-se em consideração também a abundância de ocorrências para o estabelecimento da subzona ("zona-de-apogeu").

### **Zona *Cyzicus* sp.**

**Definição:** Amplitude parcial de *Cyzicus* sp., abaixo da posição de aparecimento de *Monoleaia unicostata*.

**Limite inferior:** Aparecimento de *Cyzicus* sp.

**Limite superior:** Aparecimento de *Monoleaia unicostata*.

**Principais espécies:** Apenas *Cyzicus* sp.

**Abrangência litoestratigráfica:** Parte inferior do Membro Serrinha.

**Abrangência cronoestratigráfica:** Provavelmente Tatariano inferior.

**Distribuição geográfica:** Na borda leste da Bacia do Paraná, desde a região de Santo Antônio da Platina (nordeste do Paraná) até pelo menos a região de Prudentópolis (centro-sul do Paraná), porém faltam bons afloramentos do respectivo intervalo em áreas localizadas mais ao sul.

**Observações:** *Cyzicus* sp. corresponde a conchostráceos, em geral, muito mal preservados e bastante pequenos.

### **Zona *Monoleaia unicostata***

**Definição:** Amplitude parcial de *monoleaia unicostata*, incluindo o intervalo de ocorrência de *Gabonestheria brasiliensis*.

**Limite inferior:** Aparecimento de *Monoleaia unicostata*.

**Limite superior:** Aparecimento de *Paranaleaia supina*

**Principais espécies:** *Monoleaia unicostata*, *Gabonestheria brasiliensis*, *Cyzicus* sp. e raramente *Asmussia* sp.

**Abrangência litoestratigráfica:** aproximadamente parte média do Membro Serrinha.

**Abrangência cronoestratigráfica:** provavelmente Tatariano.

**Distribuição geográfica:** No mínimo, desde a região de Santo Antônio da Platina (nordeste do Paraná) até a região da BR 116 (centro de Santa Catarina).

**Observações:** A Zona *Monoleaia unicostata micropolygonata* em ROHN (1988) e ROHN & RÖSLER (1990) continua praticamente igual no presente trabalho, com amplitude um pouco estendida para níveis estratigráficos mais baixos.

### **Zona *Paranaleaia supina***

**Definição:** Intervalo de maior abundância de *Paranaleaia supina* e também de grande abundância de *Monoleaia unicostata*.

**Limite inferior:** Aparecimento de *Paranaleaia supina*, logo seguido pelo aparecimento de *Cyzicus (Lioestheria)* sp., coincidindo com relativa abundância de *Asmussia* sp.

**Limite superior:** Desaparecimento de *Monoleaia unicostata*, aproximadamente coincidente com o desaparecimento de *Asmussia regularis*.

**Principais espécies:** *Paranaleaia supina*, *Monoleaia unicostata*, *Asmussia* sp., *Asmussia regularis*, *Cyzicus (Lioestheria)* sp., *Cyzicus (Euestheria)* sp., *Palaeolimnadiopsis subalata*, raramente *Cyzicus* sp., *Paleolimnadia* sp., *Leaia pruvosti* e uma ocorrência duvidosa de *Gabonestheria brasiliensis*.

**Abrangência litoestratigráfica:** topo do Membro Serrinha e um pouco mais que a metade do Membro Morro Pelado (na área de afloramentos, cerca de 2/3 de membro).

**Abrangência cronoestratigráfica:** Provavelmente Tatariano.

**Distribuição geográfica:** No mínimo, desde a região da estrada Ribeirão Claro-Carlópolis (nordeste do Paraná) até a região de Otacílio Costa (centro-sul de Santa Catarina).

**Observações:** A parte basal da zona corresponde aproximadamente à Zona *Paranaleaia supina-Asmussia* sp. em ROHN (1988) e ROHN & RÖSLER (1990) e o restante é equivalente à antiga Zona *Asmussia regularis*, aqui abandonada. A base dessa segunda zona havia sido definida pelo aparecimento de *A. regularis*. Decidiu-se modificar essas subdivisões bioestratigráficas porque nem sempre é fácil distinguir *Asmussia* sp. de *Asmussia regularis*, especialmente se os fósseis não estão bem preservados. Adicionalmente, os dados anteriores pareciam sugerir que

o desaparecimento da primeira espécie coincidia com o aparecimento da outra, porém, na realidade, parece haver ligeira sobreposição entre as amplitudes das duas espécies. A Subzona *Palaeolimnadiopsis subalata*, que anteriormente pertencia à Zona *A.regularis*, faz parte, portanto, da Zona *P.supina*.

#### **Subzona *Palaeolimnadiopsis subalata***

**Definição:** Intervalo de maior abundância de *Palaeolimnadiopsis subalata*, coincidindo com relativa abundância de *Asmussia regularis*.

**Limite inferior:** Nível em que aumenta significativamente o número de ocorrências de *Palaeolimnadiopsis subalata*, coincidindo aproximadamente com o nível de ocorrência de *Palaeolimnadia* sp.

**Limite superior:** Desaparecimento de *Monoleaia unicostata*, um pouco acima do desaparecimento de diversas outras espécies.

**Principais espécies:** *Asmussia regularis*, *Monoleaia unicostata*, *Paranaleaia supina*, *Palaeolimnadiopsis subalata*, *Cyzicus (Euestheria)* sp. e raramente *Cyzicus (Lioestheria)* sp., *Palaeolimnadia* sp. e *Leaia pruvosti*.

**Abrangência litoestratigráfica:** Aproximadamente porção inferior a média do Membro Morro Pelado.

**Abrangência cronoestratigráfica:** Provavelmente Tatariano

**Distribuição geográfica:** No mínimo, desde a região de São Jerônimo da Serra (centro-norte do Paraná) até a região da BR 470 (centro-sul de Santa Catarina). A região mais meridional de ocorrência da espécie *Palaeolimnadiopsis subalata* é a de Poço Preto, na BR 280 (norte de Santa Catarina).

**Observações:** A subzona não foi muito modificada em relação à mesma unidade proposta por ROHN (1988) e ROHN & RÖSLER (1990). Na Subzona *Palaeolimnadiopsis subalata*, em comparação à subjacente, nota-se relativa diminuição em ocorrências de conchostráceos, especialmente diminuição de *Paranaleaia supina* e *Monoleaia unicostata*. Por outro lado, verifica-se que a diversidade é mantida relativamente elevada em quase toda a extensão da subzona. No afloramento de Poço Preto (BR 280, a 15,5 km de Irineópolis), ocorrem cinco espécies (incluindo *Leaia pruvosti*, encontrada apenas por REED, 1929b). Na subzona comumente são encontradas assembléias com três espécies. Um fato a ser destacado é a ocorrência de *Palaeolimnadiopsis subalata* em Santo Antônio da Platina, em nível estratigráfico aparentemente muito mais baixo do que em todas as outras áreas da bacia. Considerando que existem algumas dificuldades nas correlações dos depósitos da região nordeste do Paraná com os das regiões situadas mais ao sul e que podem existir grandes discordâncias

intraformacionais naquela região, o nível com *Palaeolimnadiopsis subalata* talvez devesse ser correlacionado com porções mais altas da Formação Rio do Rasto. Na presente tese, evitou-se tal procedimento porque no nordeste do Paraná, as litofácies e os bivalves evocam posição estratigráfica mais baixa. É possível que tal espécie realmente tenha ingressado "cedo" na bacia, porém as condições ideais para a maior dispersão tenham sido satisfeitas apenas nos "tempos" da Subzona *P. subalata*. Sem dúvida, existe a possibilidade de que, em trabalhos de campo futuros, sejam encontradas outras ocorrências da espécie em posição estratigráfica relativamente baixa, o que eventualmente deverá implicar em novas modificações no zoneamento.

#### Intervalo Final

Na porção superior do Membro Morro Pelado (quase metade do membro, considerando a sua espessura em subsuperfície), os conchostráceos tornam-se muito raros e aparecem mal preservados, tratando-se provavelmente de *Asmussia regularis*. Na BR 376, esses fósseis ocorrem praticamente até o contato com a Formação Pirambóia.

### 11.3. ZONEAMENTO BIOESTRATIGRÁFICO FUNDAMENTADO EM MEGAFÓSSEIS VEGETAIS

Em ROHN (1988) foi proposto um zoneamento bioestratigráfico com base em megafósseis vegetais da Formação Rio do Rasto do Estado do Paraná e do norte de Santa Catarina. No presente trabalho, graças aos novos dados disponíveis, foram realizadas modificações substanciais naquele zoneamento, com manutenção apenas da Zona *Schizoneura gondwanensis* (fig. 192). O zoneamento aqui apresentado não objetiva mostrar propriamente a distribuição das espécies, porém as tendências gerais na evolução da flora, influenciada provavelmente pelo clima, pelas variações da "distância da costa" em relação aos sítios deposicionais e outras variações ambientais. Em diversos casos, optou-se por mostrar a distribuição vertical apenas dos gêneros porque as espécies comumente fornecem pontos isolados no quadro que impedem a visualização dos intervalos mais pobres ou mais ricos em vegetais. Os critérios utilizados para o estabelecimento das subdivisões bioestratigráficas variam para cada zona, sendo explicitados separadamente. Duas zonas foram subdivididas em intervalos informais de acordo com a abundância dos vegetais.

### **Zona *Lycopodiopsis derbyi***

**Definição:** Intervalo de ocorrência de *Lycopodiopsis derbyi*, possíveis outros caules de licófitas e folhas de licófitas, entre outros megafósseis vegetais.

**Limite inferior:** Aparecimento de caules e de folhas de licófitas, particularmente de *Lycopodiopsis derbyi*. Na realidade, tal aparecimento foi definido, nos estados do Paraná e de Santa Catarina, por correlação com os depósitos do Estado de São Paulo.

**Limite superior:** Desaparecimento das folhas de licófitas (um pouco acima da última ocorrência de *Lycopodiopsis derbyi*).

**Principais megafósseis vegetais:** *Lycopodiopsis derbyi*, outros caules de licófitas, folhas de licófitas, *Leonardosia langei*, briófitas, brácteas de gimnospermas, *Glossopteris* cf. *G. taeniopteroides*, *G.* cf. *G. occidentalis*, *G.* cf. *G. angustifolia*, *G.* cf. *G. indica*, *Ilexoidephyllum permicum*, *Kräuselcladus canoinhensis*, *K. catarinensis* e *Paracalamites* spp. Podem ser incluídos outros vegetais, não encontrados nos trabalhos de campo referentes à presente tese, porém conhecidos da literatura (principalmente para o Estado de São Paulo) como madeiras permineralizadas por sílica, *Psaronius* ou *Tietea*, pteridófilas pecopteróides, *Walchia?* e outros.

**Abrangência litoestratigráfica:** Toda a Formação Teresina.

**Abrangência cronoestratigráfica:** Provavelmente Kazaniano.

**Distribuição geográfica:** No mínimo, desde o norte do Estado de São Paulo até a região da BR 116 no centro de Santa Catarina. Licófitas, madeiras permineralizadas por sílica e *Psaronius*, entre outros vegetais, também são conhecidos na Formação Independência do Paraguai. Algumas madeiras foram encontradas na Formação Paso Aguiar do Uruguai.

**Subdivisões:** No presente trabalho, a Zona *L. derbyi* foi subdividida em três intervalos informais, de acordo com a abundância de ocorrências. Nos estados do Paraná e de Santa Catarina, o intervalo médio é o mais rico em megafósseis vegetais, enquanto o inferior e o superior são relativamente pobres. Na correlação com os afloramentos da Formação Corumbataí do Estado de São Paulo, o primeiro intervalo seria o mais rico.

**Observações:** MEZZALIRA (1980) propôs a Zona *Lycopodiopsis derbyi* para depósitos do Estado de São Paulo que, no entanto, corresponde somente a uma pequena parte da zona aqui apresentada. O zoneamento de MEZZALIRA (1980) abrange vários tipos de fósseis de modo que a unidade do Estado de São Paulo estaria intercalada entre a Zona I e a Zona *P. neotropica*. Na realidade, o próprio

quadro de distribuição de espécies daquele autor demonstra que a amplitude de *L. derbyi* é bem maior que a zona homônima.

A Zona *L. derbyi* equivale à parte superior da Taoflora D proposta por RÖSLER (1978b).

### Intervalo florístico pobremente representado

Nesse intervalo, equivalente aproximadamente à porção inferior do Membro Serrinha, praticamente inexitem megafósseis vegetais. A única ocorrência corresponde a caules carbonificados não identificados do km 195,5 da BR 470, não plotados no quadro de distribuição das espécies da fig. 192.

### Zona *Sphenophyllum paranaense*

**Definição:** Aproximadamente amplitude vertical de *Sphenophyllum paranaense*.

**Limite inferior:** Primeiro nível de ocorrência abundante de *Glossopteris*, *Pecopteris* e/ou *Paracalamites*, após longo intervalo de ausência. Obs: esses megafósseis vegetais, nos estados do Paraná e de Santa Catarina, em níveis estratigráficos mais baixos, são expressivos apenas na Formação Rio Bonito (BERNARDES DE OLIVEIRA, 1977; RÖSLER, 1978b).

**Limite superior:** Aparecimento de *Schizoneura gondwanensis*, que coincide praticamente com o desaparecimento de *Sphenophyllum paranaense*.

**Principais espécies:** *Glossopteris riorastensis*, *Glossopteris* aff. *G. stricta*, *Glossopteris* cf. *G. indica*, *Glossopteris grafi*, *G. singenervis*, *Glossopteris* aff. *G. angustifolia*, *Glossopteris* cf. *G. surangei*, *Glossopteris decipiens*, *Glossopteris dorizonensis*, *Glossopteris leptoneura*, *Glossopteris* aff. *G. longicaulis*, *Glossopteris margiondulata*, *Glossopteris spathulato-emarginata*, *Glossopteris* cf. *G. taeniopteroides*, *Glossopteris* cf. *G. formosa*, *Glossopteris* sp.1, *Glossopteris* sp.2, *Glossopteris* sp.3, *Glossopteris* sp.4, *Ilexoidephyllum permicum*, *Sphenophyllum paranaense*, *Sphenophyllum* cf. *S. thonii*, *Dichophyllites?* sp., *Pecopteris dolianitii*, *Pecopteris esperancensis*, *Pecopteris bracingaensis*, *Pecopteris* sp.1, *Pecopteris* sp.2, *Pecopteris* sp.3, *Dizeugotheca?* *bortoluzzii*, *Dizeugotheca?* sp., *Sphenopteris* spp., *Paracalamites* sp.2, *Paracalamites* sp.4, sementes, possíveis frutificações e caules não identificados. As espécies estão descritas e ilustradas em RÖSLER & ROHN (1984), ROHN et al. (1984) e ROHN & RÖSLER (1986b, c, 1989a, b).

**Abrangência litoestratigráfica:** grande parte do Membro Serrinha (sem incluir a base, nem o topo da unidade).

**Abrangência cronoestratigráfica:** Provavelmente Tatariano.

**Distribuição geográfica:** No mínimo, desde a região de Santo Antônio da Platina (nordeste do Paraná), até a região de Otacílio Costa (centro-sul de Santa Catarina). Os megafósseis vegetais da Formação Rio do Rasto do Rio Grande do Sul, recentemente noticiados por GUERRA-SOMMER et al. (1993), de acordo com as características das glossopterídeas, também podem fazer parte dessa zona.

**Observações:** As ocorrências de *Sphenophyllum* na Formação Rio do Rasto, na realidade, ainda são muito raras [apenas quatro ou cinco localidades: km 69,3 da PRT 153; km 103,7 da BR 373; na BR 280, a 24,6 km a oeste de Canoinhas; em Mallet, próximo à PRT 153 (afloramento não reencontrado durante os trabalhos de campo da presente tese); representantes duvidosos no km 264,6 da BR 376]. É provável que novas descobertas de *Sphenophyllum* permitam demonstrar coincidência entre o nível mais baixo de ocorrência dessa espécie e o aparecimento dos outros vegetais em abundância. No afloramento do km 264,6 da BR 376, os megafósseis vegetais encontram-se tão emaranhados, que se torna difícil a sua identificação. Aparentemente, trata-se do único afloramento em que *Sphenophyllum* e *Schizoneura* ocorrem associados, marcando o limite entre as respectivas zonas.

Os vegetais apontados por RÖSLER (1978b) como elementos típicos da Tafloflora E pertencem à Zona *Sphenophyllum paranaense*.

#### **Zona *Schizoneura gondwanensis***

**Definição:** Intervalo de ocorrência de *Schizoneura gondwanensis*.

**Limite inferior:** Aparecimento de *Schizoneura gondwanensis*.

**Limite superior:** Última ocorrência de *Glossopteris*, *Paracalamites* e *Illexoidephyllum*.

**Principais espécies:** *Paracalamites* sp.2, *Paracalamites* sp.1, *Paracalamites* aff. *P.* sp.1, *Paracalamites* sp.3, *Schizoneura gondwanensis*, *Dichophyllites?* sp., estróbilos de esfenófitas, *Dizeugotheca? bortoluzzii*, *Dizeugotheca?* sp., *Pecopteris dolianitii*, *Pecopteris esperancensis*, *Pecopteris cadeadensis*, *Pecopteris* sp.1, *Pecopteris* sp.2, *Pecopteris* sp.3, *Sphenopteris* spp., *Glossopteris riorastensis*, *Glossopteris* cf. *G. surangei*, *Glossopteris* sp.4, *Illexoidephyllum permicum*.

**Abrangência litoestratigráfica:** Parte superior do Membro Serrinha e cerca de 2/3 do Membro Morro Pelado (ou, na área de afloramentos do centro-norte do Estado do Paraná, até o topo do membro).

**Abrangência cronoestratigráfica:** Provavelmente Tatariano.

**Distribuição geográfica:** No mínimo, desde a região de São Jerônimo da Serra (centro-norte do Paraná), até a serra do Rio do Rasto (sul de Santa Catarina),

conforme a assembléia estudada por CAZZULO-KLEPZIG (1978) na localidade-tipo do Membro Morro Pelado.

**Subdivisões:** A zona foi subdividida em seis intervalos informais, onde cada é caracterizado por maior abundância de vegetais na porção basal e acentuada diminuição na porção superior. *Sphenopteris* desaparece no segundo intervalo. *Dichophyllites* é registrado pela última vez no quinto intervalo, ocorrendo associado a estróbilos de esfenófitas, abundantes caules *Paracalamites* e "caules do tipo *Sphenophyllum*", entre outros. *Schizoneura* desaparece no topo do quinto intervalo, porém sua ausência em níveis mais altos pode ter causas tafonômicas; os prováveis caules dessas esfenófitas (alguma espécie de *Paracalamites*) apresentam amplitude vertical maior. *Pecopteris* e *Dizeugotheca?* ocorrem praticamente até o topo da zona.

**Observações:** Ao longo da zona, nota-se diminuição da abundância e da diversidade dos megafósseis vegetais para o topo. As pequenas alternâncias entre pacotes mais ricos e pacotes mais pobres em vegetais provavelmente estão relacionadas com oscilações climáticas.

Quando as tafofloras da Bacia do Paraná foram estabelecidas por RÖSLER (1978b), ainda não havia muitas informações acerca dos megafósseis vegetais das porções mais altas da Formação Rio do Rasto. *A priori*, os vegetais da Zona *Schizoneura gondwanensis* não estariam contemplados na Tafoflora E, porém, no presente trabalho, a tafoflora foi considerada como abrangendo todos os vegetais da Formação Rio do Rasto.

## 12. CONCLUSÕES

1. Na faixa de afloramentos das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (membros Serrinha e Morro Pelado), entre Otacílio Costa (SC) e São Jerônimo da Serra (PR), e nas áreas adjacentes em subsuperfície, de acordo com as suas características litológicas, paleontológicas e dos perfis geofísicos de alguns poços, a sucessão vertical pôde ser subdividida em intervalos informais relativamente consistentes, com provável valor cronoestratigráfico (fig. 181). Os intervalos foram tentativamente "rastreados" até o nordeste de São Paulo (fig. 182-183).
2. Numerosas novas ocorrências de megafósseis vegetais, moluscos bivalves, conchostráceos e outros fósseis substanciaram a revisão e a ampliação dos zoneamentos bioestratigráficos anteriormente existentes (ROHN, 1988), e diversas interpretações paleoecológicas, bioestratinômicas, além de considerações relacionadas à idade dos depósitos.
3. No intervalo que compreende as formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto há registro de vários ciclos litológicos, a grosso modo, granocrescentes, indicando subidas do nível relativo de base seguidas pelo preenchimento do espaço deposicional criado. A maior parte dos depósitos corresponde às fases regressivas. A topografia bastante plana e o baixo mergulho deposicional da Bacia do Paraná, além do provável relevo arrasado das áreas adjacentes a leste, provavelmente facultaram amplas inundações e extensos ressecamentos da bacia. Originaram-se fácies relativamente semelhantes desde as margens até as porções mais centrais da bacia, sem deixar evidências conspícuas das prováveis grandes discordâncias existentes ao longo da sucessão. O nível de base provavelmente era controlado pela tectônica global, mas também teve forte influência das variações pluviais (ou seja, das oscilações climáticas), especialmente nas fases em que a bacia constituía um sistema hidrologicamente fechado.
4. Durante quase toda a deposição do Grupo Passa Dois, as condições climáticas foram relativamente secas. Provavelmente, houve ligeiro aumento da pluviosidade durante a acumulação dos últimos sedimentos da Formação Teresina e dos primeiros da Formação Rio do Rasto (Membro Serrinha), o que é indicado principalmente pela flora e pelas modificações da fauna. Em seguida, as condições climáticas tornaram-se progressivamente mais áridas, com recorrências cada vez mais curtas e raras de condições climáticas úmidas. A Formação Pirambóia pode representar o final desse processo.

5. A história deposicional do Grupo Passa Dois pode ser subdividida em três fases principais (figs. 181-183, 194, 195): a) fase "lago-mar"; b) fase predominantemente lacustre; c) fase de aridização.
6. Um amplo "lago-mar" raso, com águas normalmente calmas e deposição de sedimentos finos estabeleceu-se por subida do nível relativo de base (após a deposição da Formação Irati). Nas partes mais rasas, os depósitos eram freqüentemente retrabalhados por tempestades. Pode ter havido comunicação da Bacia do Paraná com outras bacias através de um hipotético mar, também isolado do oceano, aproximadamente na região sudeste da América do Sul-sudoeste da África. Isso explicaria a existência de bivalves na Bacia do Karoo com possível relação filogenética aos da Bacia do Paraná e as raras recorrências de foraminíferos e de outros organismos, descendentes das faunas verdadeiramente marinhas.
7. Na margem leste da bacia, provavelmente existiam corpos d'água hipersalinos, semi-isolados por baixios de oóides, onde ocorria sedimentação de lama carbonática, crescimento de oncóides e de estromatólitos, e a permineralização singenética de vegetais por sílica. Nas fases regressivas, oóides e bivalves eram retrabalhados por ondas e correntes induzidas por tempestades, e transportados para as partes mais centrais da bacia. Com o decorrer do processo, os ambientes marginais acabavam experimentando exposição subaérea. Nas fases de nova subida do nível relativo de base, ocorria o retrabalhamento dos depósitos, concentrando os clastos mais resistentes (vegetais permineralizadas por sílica, oncóides, restos de peixes e principalmente conchas de bivalves), possivelmente incluindo também as partes esqueléticas de organismos das gerações contemporâneas às transgressões.
8. A Formação Serra Alta corresponde à fase de águas mais profundas da bacia e correlaciona-se com a Zona *Barbosaia angulata-Anhembia froesi* do Estado de São Paulo. A passagem para a Formação Teresina é definida pelo aumento da granulação dos depósitos, representando aproximadamente o início de uma grande fase regressiva. As fácies costeiras acumuladas nessa fase estão registradas principalmente nas áreas de afloramentos de São Paulo (porção equivalente à Zona *Pinzonella illusa* na Formação Corumbataí). Ao final, deve ter ocorrido ampla exposição da bacia, o que resultou na extinção de vários elementos da malacofauna.

- X 9. A parte média da Formação Teresina deve representar outro grande intervalo transgressivo-regressivo (com importantes oscilações menores), similar ao primeiro, porém com predomínio de condições de águas mais rasas. A maioria dos calcarenitos oolíticos nos estados do Paraná e de Santa Catarina correspondem a esse intervalo. As assembléias de bivalves são abundantes, porém pouco diversificadas, sugerindo condições ambientais estressantes (Zona *Pinzonella neotropica*). Megafósseis vegetais são relativamente raros (Zona *Lycopodiopsis derbyi*). Na área de afloramentos da Formação Corumbataí no leste-nordeste do Estado de São Paulo, apesar do registro estratigráfico bastante incompleto, destacam-se diversas ocorrências de uma coquina com *Pinzonella neotropica*, documentando uma possível importante fase transgressiva.
- X 10. O final da deposição da Formação Teresina provavelmente corresponde a um novo intervalo transgressivo-regressivo. A diminuição dos calcários, a extinção de vários elementos da Zona *P. neotropica* e, na parte superior do ciclo, o maior volume de arenitos, sugerem incremento no aporte de águas continentais à bacia e diminuição da salinidade, possivelmente por instalação de condições climáticas mais úmidas. No leste do Estado de São Paulo, não há registro dessa fase e das seguintes, devido à erosão pré-Pirambóia.
- X 11. O Membro Serrinha representa o clímax do aumento de pluviosidade iniciado anteriormente, tendo permitido a instalação de condições mais tipicamente lacustres. A primeira evidência concreta da diminuição da salinidade da água é o aparecimento dos conchostráceos (Zona *Cyzicus* sp.). Nesse intervalo ocorreram duas importantes substituições das malacofaunas. A extinção de *P. neotropica* e o aparecimento dos elementos da Zona *Leinzia similis* pode ser atribuída à dulcificação da água. A nova substituição faunística, dessa vez por elementos da Zona *Palaeomutela? platinensis*, é explicável provavelmente por um importante ressecamento de amplas áreas da bacia, seguido por nova inundação. Provavelmente havia significativa contribuição fluvial na alimentação do lago (por aumento da capacidade de transporte de sedimentos pelos rios). Inicialmente, quase todos os depósitos eram retrabalhados por ondas de tempestades. Posteriormente, com a progradação da costa, já havia preservação dos depósitos de desembocadura (lobos de suspensão, sigmóides, turbiditos lacustres), depositados rapidamente, durante as cheias. Tal tendência foi acompanhada por aumento da abundância de megafósseis vegetais (principalmente Zona *Sphenophyllum paranaense*) e de conchostráceos (Zona *Monoleaia unicostata*). Na porção superior do Membro Serrinha já se observam os primeiros arenitos eólicos,

indicando reinício da aridização. Aparecem os primeiros conchostráceos da Zona *Paranaleaia supina* e os vegetais da Zona *Schizoneura gondwanensis*. Os megafósseis vegetais, embora ainda abundantes, revelam o desaparecimento das formas provavelmente mais sensíveis às alterações climáticas.

12. O Membro Morro Pelado corresponde à fase mais severa de aridização, evidenciada principalmente pelo aumento das ocorrências de arenitos eólicos e pelo gradual empobrecimento da fauna e da flora. Alguns lamitos associados a lobos de suspensão ainda podem ser bastante ricos em megafósseis vegetais (Zona *Schizoneura gondwanensis*) e conchostráceos (principalmente Zona *Palaeolimnadiopsis subalata*). Na porção inferior do Membro Morro Pelado, são comuns ciclos litológicos granocrescentes (10 a 30 m de espessura), indicativos de fases de inundação seguidas por rápida progradação dos depósitos de desembocadura, terminando, às vezes, com incisão de vales fluviais ou sobreposição por arenitos eólicos. Há evidências de chuvas torrenciais e de inundações catastróficas que causaram erosão do substrato e a deposição de grandes volumes de areia com clastos intraformacionais angulosos até submétricos (região de Cândido de Abreu). Condições de relevo um pouco menos planas (talvez por razões tectônicas) podem ter contribuído para a erosão dos depósitos já pré-litificados. Próximo ao topo do Membro Morro Pelado, há corpos espessos de arenitos eólicos que sugerem a existência de verdadeiros "mares de areia", acumulados após milhares de anos de aridez. Os raros lamitos intercalados devem corresponder a depósitos de interdunas úmidas ou *sabkhas*.

X 13. De acordo com os dados paleobotânicos, as informações bibliográficas a respeito dos tetrápodes e outros dados que dizem respeito à cronoestratigrafia da parte ocidental do Gondwana, as idades sugeridas para as unidades do Grupo Passa Dois são as seguintes:

Formação Rio do Rasto - idade tatariana (em subsuperfície, talvez parcialmente citiana);

Formação Teresina - provavelmente, idade neokazaniana;

Formação Serra Alta - provavelmente, idade neo-ufimiana a eokazaniana;

Formação Irati - provavelmente, idade neokunguriana a eo-ufimiana ou talvez mais antiga.

### 13. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABOARRAGE, A.M. & LOPES, R.C. 1986 Projeto a borda leste da Bacia do Paraná: Integração Geológica e avaliação econômica. Relatório Final. DNPM, CPRM, 18 v.
- AHLBRANDT, T.S. & FRYBERGER, S.G. 1981 Sedimentary features and significance of interdune deposits. SEPM Spec. Publ., 31: 293-314.
- AIGNER, T. 1984 Dynamic stratigraphy of epicontinental carbonates, Upper Muschelkalk (M.Triassic), South-German Basin. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 169(2):127-159.
- AIGNER, T. 1985 Storm depositional systems. Dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow marine sequences. In: FRIEDMAN, G.M.; NEUGEBAUER, H.J.; SEILACHER, A. (eds.) Lecture Notes in Earth Sciences, 3. Berlin, Heidelberg, Springer-Verlag, 174p.
- AIGNER, T. & BACHMANN, G.H. 1992 Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. Sediment. Geol., 80: 115-135.
- ALMEIDA, F.F.M. DE 1950a *Acantholeaia*. Um novo gênero de Leaiadidae. Notas Prel. e Est., DGM - DNPM, 51, 6 p., Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F.F.M. DE 1950b Uma fâunula de crustáceos bivalvos do Arenito Botucatu no Estado de São Paulo. Bol. DNPM - DGM, 134, 36 p., 4 est., Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F.F.M. DE & BARBOSA, O. 1953 Geologia das quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, estado de São Paulo. Bol. DNPM - DGM, 143, 96 p., Rio de Janeiro.
- ANADON, P. 1992 Composition of inland waters with marine-like fauna and inferences for a Miocene lake in Spain. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 99: 1-8.
- ANDERSON, H.M. & ANDERSON, J.M. 1970 A preliminary review of the biostratigraphy of the Uppermost Permian, Triassic and Lowermost Jurassic of Gondwanaland. Palaeont. afr., 13 (Suppl.): 1-22, 22 tabelas.
- ANDERSON, J.M. 1977 The biostratigraphy of the Permian and Triassic. Part 3 - A review of Gondwana Permian palynology with particular reference to the Northern Karoo Basin, S. Afr. Mem. Bot. Surv. South Africa, 41, 67 p., 4 cart., 1 map., 133 "Species page", 188 est.
- ANDERSON, J.M. 1981 World Permo-Triassic correlations, their biostratigraphic basis. In: Proc. 5<sup>th</sup> INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, Wellington, p.3-10.
- ANDERSON, J.M. & ANDERSON, H.M. 1983 Palaeoflora of Southern Africa. Molteno Formation (Triassic). Rotterdam, A.A. Balkema, Vol. 1, 227p.
- ANDERSON, J.M. & ANDERSON, H.M. 1985 Palaeoflora of Southern Africa. Prodrum of South African megaflores. Devonian to Lower Cretaceous. Rotterdam, A.A. Balkema, 423 p.
- ANDREIS, R.R.; BOSSI, G.E.; MONTARDO, D.K. 1980 O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. In: An. 31<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Camboriú, SC, 2:659-673.
- ARAI, M. 1980 Contribuição dos polens estríados na bioestratigrafia neopaleozóica da parte NE da Bacia do Paraná. Bol. IG-USP, 11: 125-135.
- ARAÚJO, D.C. 1984 Dispersão paleobiogeográfica dos pareiasáurios no transcorrer do Permiano. In: An. 33<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Rio de Janeiro, RJ, 1038-1046.
- ARAÚJO, D.C. 1985a Sobre *Pareiasaurus americanus* sp. nov., do Permiano Superior do Rio Grande do Sul, Brasil. I - Diagnose Específica. An. Acad. brasil. Ciênc., 57(1):63-66.
- ARAÚJO, D.C. 1985b Estudo do material sul-americano de Pareiasauoidea. II - Descrição osteológica do crânio de *Pareiasaurus americanus*. An. Acad. brasil. Ciênc., 57(1):67-85.
- ARAÚJO, D.C. 1986a Estudo do material sul-americano de Pareiasauoidea. III - Descrição osteológica da escápula-coracóide de *Pareiasaurus americanus*. An. Acad. brasil. Ciênc., 58(3):381-387.
- ARAÚJO, D.C. 1986b Estudo do material sul-americano de Pareiasauoidea. IV - Descrição osteológica do propódio e epipódio dos membros anterior e posterior *Pareiasaurus americanus*. An. Acad. brasil. Ciênc., 58(3): 389-403.
- ARAÚJO-BARBERENA, D.C. 1989 Estudo do material sul-americano de Pareiasauoidea. VI Descrição do esqueleto axial de *Pareiasaurus americanus* Araújo, 1985. An. Acad. brasil. Ciênc., 61(3):295-309.
- ARAÚJO-BARBERENA, D.C. 1993 Uma interpretação sobre o conhecimento paleoecológico e bioestratigráfico da Formação Irati. In: Resumos 1<sup>o</sup> SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, UNESP, Rio Claro, SP, p. 64-70.
- ARCHANGELSKY, S. 1986 Late Paleozoic Floras of the Southern Hemisphere: Distribution, Composition, Paleogeology. In: GASTALDO, R.A. (org.) Land Plants. Notes for a short course. Tennessee, Univ. Tennessee, Depart. Geol. Scienc, Stud. Geol., 15: 128-142.
- ARCHANGELSKY, S. 1990 Plant distribution in Gondwana during the Late Paleozoic. In: TAYLOR, T.N. & TAYLOR, E.L. (eds.) Antarctic Paleobiology. Springer-Verlag, 102-117.
- ARCHANGELSKY, S. & CÚNEO, R. 1984 Zonación del Pérmico continental de Argentina sobre la base de sus plantas fosiles. In: Mem. 3<sup>o</sup> CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE PALEONTOLOGIA, México, p. 143-153.
- BACKHOUSE, J. 1991 Permian palynostratigraphy of the Collie Basin, Western Australia. Rev. Paleobot. Palynol., 67(3/4):237-314.
- BAMBACH, R.K. 1993 Seafood through time: changes in biomass, energetics, and productivity in the marine ecosystem. Paleobiology, 19(3):372-397.
- BANERJEE, I. & KIDWELL, S.M. 1991 Significance of molluscan shell beds in sequence stratigraphy: an example from the Lower Cretaceous Mannville Group of Canada. Sedimentol., 38:913-934.
- BARBERENA, M.C. & ARAÚJO, D.C. 1975 Tetrápodes fósiles de Sudamérica y Deriva Continental. In: Actas 1<sup>o</sup> CONGRESSO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA, Tucumán., 1:497-504.
- BARBERENA, M.C. & DAEMON, R.F. 1974 A primeira ocorrência de Amphibia (Labyrinthodontia) na Formação Rio do Rasto. Implicações geocronológicas e estratigráficas. In: An. 28<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Porto Alegre, RS, 2:251-262.
- BARBERENA, M.C.; ARAÚJO, D.C.; LAVINA, E.L. 1985a Late permian and Triassic tetrapods of southern Brazil. National Geogr. Res., 1(1):5-20.
- BARBERENA, M.C.; ARAÚJO, D.C.; LAVINA, E.L.; AZEVEDO, S.K. 1985b O estado atual do conhecimento sobre os tetrápodes permianos e triássicos do Brasil meridional. In: 8<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, Rio de Janeiro, RJ, DNPM, Sér. Geol., 27 (Paleont./Estratigr., 2): 21-28.

- BARBERENA, M.C.; ARAÚJO, D.C.; LAVINA, E.L.; FACCINI, U.F. 1991 The evidence for close paleofaunistic affinity between South America and Africa, as indicated by Late Permian and Triassic tetrapods. In: Proc. 7<sup>th</sup> INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, São Paulo, 1988, p.455-467.
- BARBERENA, M.C.; CORREIA, N. dos R.; AUMOND, J.J. 1980 Contribuição à estratigrafia e bioestratigrafia do Grupo Passa Dois na Serra do Cadeado (Nordeste do Paraná), Brasil. Rev. brasil. Geoc., 10(4):268-275.
- BARBOSA, O. 1958 On the age of the Lower Gondwana Floras in Brazil and abroad. In: An. 20<sup>o</sup> CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOLOGIA, Mexico. p.205-236.
- BARBOSA, O. & GOMES, F. de A. 1958 Pesquisa de petróleo na bacia do rio Corumbataí, Estado de São Paulo. Brasil. Bol. DNPM - DGM, 171, 40 p., Rio de Janeiro.
- BERDER, R. 1923 Sobre un hallazgo de fósiles pérmicos en la parte media de la Rep. del Paraguay. Bol. Acad. Nac. Cs. Córdoba (Arg.), 27:9-12.
- BERNARDES DE OLIVEIRA, M.E.C. 1977 Tafloflora eogondvânica da camada Irapuá, Formação Rio Bonito (Grupo Tubarão), SC. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, 2 vols., 339p.
- BERNARDES DE OLIVEIRA, M.E.C. 1978 Ensaio sobre a utilização de caracteres biométricos das Glossopteridófitas em estratigrafia. Bol. IG-USP, 9:91-95.
- BERNARDES DE OLIVEIRA, M.E.C. 1980 Tafloflora eogondvânica da formação Rio Bonito ("Camada Irapuá"), Bacia do Paraná. In: Actas 2<sup>o</sup> CONGRESSO ARGENTINO de PALEONTOLOGIA y 1<sup>o</sup> BIOESTRATIGRAFIA y CONGRESSO LATINO-AMERICANO de PALEONTOLOGIA, Buenos Aires, IV: 69-88.
- BERTINI, R.J. 1993 Paleobiologia do Triássico-Jurássico da porção centro-nordeste da Bacia do Paraná: Estado da arte e perspectivas futuras. In: Resumos 1<sup>o</sup> SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, UNESP, Rio Claro, SP, p. 86-89.
- BEURLIN, K. 1953 Estratigrafia e paleogeografia das formações gondvânicas no sul do Brasil. Not. Prel. Est., DNPM - DGM, 59, 10 p., Rio de Janeiro.
- BEURLIN, K. 1954a Horizontes fossilíferos das camadas Serra Alta do Paraná. Bol. DNPM - DGM, 152, 30 p., Rio de Janeiro.
- BEURLIN, K. 1954b Algumas observações sobre a associação faunística nas camadas Terezina (Série Passa Dois) do Paraná. Arq. Mus. Paranaense, 1, 19p., 4 est.
- BEURLIN, K. 1954c As faunas de lamelibrânquios do Sistema Gondwânico no Paraná. In: LANGE, F.W. (ed.) Paleontologia do Paraná. Curitiba, Volume Comemorativo do 1<sup>o</sup>. Centenário do Estado do Paraná, Museu Paranaense, p. 106-136.
- BEURLIN, K. 1955 As formações gondvânicas do sul do Estado do Paraná. Bol. DNPM - DGM, 153, 52 p., Rio de Janeiro.
- BEURLIN, K. 1957 Faunas salobras fósseis e o tipo paleogeográfico das faunas gondwânicas do Brasil. An. Acad. brasil. Ciênc., 29(2):229-241.
- BEURLIN, K.; MARTINS, E.A.; SENA SOBRINHO, M. 1955 Formações gondwânicas do Rio Grande do Sul. Bol. Mus. Nac. (N.S.), Geol., 22, 55 p.
- BIGARELLA, J.J., 1973 Paleocorrentes e deriva continental (Comparação entre América do Sul e África). Bol. Paranaense Geoc., 31:141-224.
- BIGARELLA, J.J.; PINTO, I.D.; SALAMUNI, R. 1967 Coffees Highway Itinerary. In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. (eds.) Problems in Brazilian Gondwana Geology. Curitiba, Inst. Geol. Univ. Fed. Paraná. Guide Book Excursion, 3, p. 82-98.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R., 1967 Some palaeogeographic and palaeotectonic features of the Paraná Basin. In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. (eds.) Problems in Brazilian Gondwana geology, p. 235-301, est. LXXIX-LXXX.
- BISCHOFF, G. 1957 Stratigraphie, Tektonik und Magmatismus des Perms und Mesozoikums im Gebiet von Jacarezinho/Nordparaná. Beih. Geol. Jb., 25:81-103.
- BORTOLUZZI, C.A. 1975 Étude de quelques empreintes de la flore gondwaniénne du Brésil. In: 95<sup>o</sup> Cong. Nat. Soc. Savantes, Reims, Act., Bibl.Nat., p.171-187.
- BOUREAU, E. 1964 Traité de Paléobotanique. III: Sphenophita, Noeggeratheophyta. Paris, Masson et Cie.
- BOURGEOIS, J. 1980 A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon. J. Sed. Petrol., 50(3): 608-702.
- BRASIL, DNPM 1974 Carta geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Asunción (SG-21), Folha Curitiba (SG-22). Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral, 81 p., 2 map..
- BRASIL, DNPM 1978 Carta geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Paranapanema (SF.22). Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral, 84 p., 1 map.
- BRETT, C.E. & BAIRD, G.C. 1985 Carbonate-shale cycles in the Middle Devonian of New York: An evaluation of models for the origin of limestones in terrigenous shelf sequences. Geology, 13:324-327.
- BRIGHETTI, J. M.P. & CHANG, M.R.C. 1992 Feições características de depósitos de interdunas eólicas em sedimentos da Formação Pirambóia na região de Rio Claro (SP). In: Bol. Res. Expand., 37<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, São Paulo, SP, 2:510-511.
- BURCHETTE, T.P. & WRIGHT, V.P. 1992 Carbonate ramp depositional systems. Sediment. Geol., 79:3-57.
- BURCHETTE, T.P.; WRIGHT, V.P.; FAULKNER, T.J. 1990 Oolitic sandbody depositional models and geometries, Mississippian of southwest Britain, implications for petroleum exploration in carbonate ramp settings. Sediment. Geol., 68:87-115.
- BURNE, R.V.; BAULD, J.; DE DECKKER, P. 1980 Saline lake charophytes and their geological significance. J. Sed. Petrol., 50(1): 281-293.
- CAMPANHA, V.A. 1985 Ocorrência de braquiópodes inarticulados na Formação Irati, no Estado de São Paulo. An. Acad. brasil. Ciênc., 57(1):115-116.
- CAMPANHA, V.A. & ZAINÉ, M.F. 1989 Foraminíferos da Formação Irati no Estado de São Paulo. In: Resum. Comunic. 11<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, Curitiba, PR, p. 38.
- CARVALHO, P.F. de 1937 Estado do Paraná. Brasil. Rel. An. Dir., DNPM-SGM, 1937:49-62, Rio de Janeiro.
- CASTRO, J.C. 1993 Eventos, ritmos e ciclos do Membro Assistência (Formação Irati) na margem leste da Bacia do Paraná. In: Resumos 1<sup>o</sup> SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, UNESP, Rio Claro, SP, p.75-87.

- CASTRO, J.C. de & MEDEIROS, R.A. 1980 Excursão 9: fácies e modelos de sedimentação das Formações Rio do Sul e Rio Bonito, leste de Santa Catarina; fácies e evolução sedimentar do Grupo Passa Dois na BR-470-SC. In: Roteiro de Excursões 31<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Camboriú, SC, 3:69-97.
- CASTRO, J.C. de & ROHN, R. (em preparação) O Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo (título provisório). In: RICCOMINI, C.; CAETANO-CHANG, M.R.; CASTRO, J.C. de (eds.) Geologia do Estado de São Paulo. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Sudeste.
- CAVAROC, V.V. & FLORES, R.M. 1991 Red beds of the Triassic Chugwater Group, Southwestern Powder River Basin, Wyoming. Bull. U.S.Geol.Surv., 1917-E, 17p.
- CAZZULO-KLEPZIG, M. 1978 Estudo da tafoflórula do Membro Morro Pelado na sua localidade-tipo. Pesquisas, 11:225-303.
- CAZZULO-KLEPZIG, M. & CORREIA, N. dos R. 1981 Contribuição ao estudo da tafoflora permiana no Membro Serrinha na Serra do Cadeado, Estado do Paraná, Brasil. In: An. 2<sup>o</sup> CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE PALEONTOLOGIA, Porto Alegre, RS, 1:233-247.
- CHALONER, W.G. & CREBER, G.T. 1990 Do fossil plants give a climatic signal? J. Geol. Soc. London, 147: 343-350.
- CHANDRA, S. & SURANGE, K.R. 1979 Revision of the Indian species of *Glossopteris*. Birbal Sahni Institute of Palaeobotany, Monograph 2, 301p.
- COCKBAIN, A.E. 1980 Permian ammonoids from the Carnarvon Basin - A review. Ann. Rep. Geol. Surv. W. Austr., 1979, p. 100-105.
- COHEN, A.S. 1984 Effect of zoobenthic standing crop on laminar preservation in tropical lake sediment, lake Turkana, East Africa. J. Paleontol., 58(2): 499-510.
- COOPER, M.R. & KENSLEY, B. 1984 Endemic South American Permian bivalve molluscs from the Ecca of South Africa. J. Paleontol., 58(6):1360-1363.
- COWAN, L.A. & JAMES, N.P. 1993 The interaction of sea - level change, terrigenous sediment influx, and carbonate productivity as controls on upper Cambrian Grand Cycles of western Newfoundland, Canada. Bull. Geol. Soc. Amer., 105 (12): 1576-1590.
- COX, L.R. 1934 Lamelibranquios de los estratos gondwanicos del Uruguay. Bul. Inst. Geol. Perforaciones, Montevideo, 21:3-12, 1 est.
- COX, L.R. 1936 Karroo Lamelibranchia from Tanganyika and Madagascar. Quart. J. Geol. Soc. Lond., 92:32-57, est.4-5.
- CRAFT, J.H. & BRIDGE, J.S. 1987 Shallow marine sedimentary processes in the Late Devonian Catskill Sea, New York State. Bull. Geol. Soc. Amer., 98(3):338-355.
- CÚNEO, R. 1986 Ecología de las floras neopaleozoicas argentinas. In: Actas 4<sup>o</sup> CONGRESO ARGENTINO de PALEONTOLOGIA y BIOESTRATIGRAFIA, Mendoza, 1: 195-204.
- CÚNEO, R.; TAYLOR, E.; ISBELL, J.; TAYLOR, T. 1991 Paleocology of the Middle-Upper Permian *Glossopteris* Flora from Antarctica. In: Abstracts 12<sup>th</sup> INTERNATIONAL CONGRESS OF THE CARBONIFEROUS AND THE PERMIAN, Buenos Aires, p.24.
- CUNHA, M.C.L. 1976 Contribuição à paleontologia estratigráfica do Grupo Passa Dois no Rio Grande do Sul. Acta Geol. Leopoldensia, 1(1):3-49.
- CUNHA, P.R.C. & FRANÇA, A.B. 1993 Estudo das taxas de sedimentação das formações Teresina e Rio do Rasto - Bacia do Paraná. In: Resumos 1<sup>o</sup> SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, UNESP, Rio Claro, SP, p. 83.
- CUNHA, P.R.C. & FRANÇA, A.B. no prelo. Estudo das taxas de sedimentação das formações Teresina e Rio do Rasto - Bacia do Paraná. Bol. Geoc. Petrobrás.
- CUZELLA, J.J.; GOUGH, C.P.; HOWARD, S.C. 1991 Depositional environments and facies analysis of the Cherokee Group in West-Central Kansas. In: LOMANDO A.J. & HARRIS, P.M. (eds.) Mixed carbonate-siliciclastic sequences. Dallas, SEPM Core Workshop, 15, p.273-307.
- DAEMON, R.F. 1974 Integração dos resultados palinológicos da fauna e flora de camadas fossilíferas do neo-paleozóico da Bacia do Paraná, implicações estratigráficas e paleogeográficas. Rev. Unimar, 1(1):29-41.
- DAEMON, R.F. & MARQUES-TOIGO, M. 1991 An integrated biostratigraphic column for the Paraná Basin, Brazil. In: Abstracts 12<sup>th</sup> INTERNATIONAL CONGRESS OF THE CARBONIFEROUS AND THE PERMIAN, Buenos Aires, p.25-26.
- DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. 1969 Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. Petrobrás, Rel. Int. DESUL, 384.
- DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. 1970 Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: An. 24<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Brasília, DF, p. 359-412.
- DALPONTE, J.C. & GONÇALVES, N.M.M. 1979 Contribuição ao estudo da Formação Estrada Nova (P) na região de Tambaú, SP. Ciênc. Cult., 31(7):759-771.
- DALRYMPLE, R.W. 1992 Tidal depositional systems. In: WALKER, R.G. (ed.) Facies Models. Geoscience Canada, Reprint Ser.
- DE DECKKER, P. & FORESTER, R.M. 1988 The use of ostracods to reconstruct continental palaeoenvironmental records. In: DE DECKKER, P.; COLIN, J.P.; PEYPOUQUET, J.P. 1988 (eds) Ostracoda in Earth Sciences. Amsterdam, Elsevier.
- DE DECKKER, P. 1988 Biological and sedimentary facies of australian salt lakes. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 62: 237-270.
- DELLA FÁVERA, J.C. 1984 Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: An. 33<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Rio de Janeiro, RJ, 1:489-501.
- DELLA FÁVERA, J.C. 1990 Tempestitos da Bacia do Parnaíba. Tese de Doutorado, UFRGS, Porto Alegre, 2vols, 243p., apênd., 70 est.
- DERBY, O.A. 1878 Geologia da região diamantífera da Província do Paraná. Arq. Mus. Nac., 2:89-96.
- DE WIT, M. & JEFFERY, M. 1981 Mapa de reconstituição do Gondwana. In: Proc. 5<sup>th</sup> INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, Wellington, New Zealand, 1980. Contracapa.
- DICKINS, J.M. 1973 The geological sequence and the Permian-Triassic boundaries in Australia and eastern New Guinea. Mem. Canad. Soc. Petr. Geol., 2, 425-432.
- DICKINS, J.M. 1992 Permian geology of Gondwana countries: An overview. Intenat. Geol. Review, 34(10):986-1000.
- DIMICHELE, W.A.; PHILLIPS, T.L.; PEPPERS, R.A. 1985 The influence of climate and depositional environment on the distribution and evolution of Pennsylvanian coal-swamp plants. In: TIFFUEY, B.H. (ed) Geological factors and the evolution of plants. Yale University Press, p. 223-256.

- DIMICHELE, W.A.; PHILLIPS, T.L.; OLMSTEAD, R.G. 1987 Opportunistic evolution: Abiotic environmental stress and the fossil record of plants. Review of Palaeobotany and Palynology, 50: 151-178.
- DODD, J.R. & STANTON, R.J., JR. 1981 Paleoeology, concepts and applications. Wiley-Interscience Publication, p.93-96.
- DOLIANITI, E. 1945 Um novo elemento na flora fóssil do Brasil, "Sphenozamites" Brongniart. Brasil. DNPM - DGM, Rio de Janeiro, Not. Prel. Est., 26, 4 p., 1 est.
- DOLIANITI, E. 1948 A paleobotânica no Brasil. Div. Geol. Min., Brasil. DNPM - DGM, Rio de Janeiro, Bol. 123, 64p., 11 est.
- DOLPH, G.E. & DILCHER, D.L. 1979 Foliar physiognomy as an aid in determining paleoclimate. Palaeontograph., B, 170(4-6): 151-172.
- DOTT, R.H., JR & BOURGEOIS, J. 1982 Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences. Bull. Geol. Soc. Amer., 93:663-680.
- DOTT, R.H., Jr., & BYERS, C.W. 1981 SEPM research conference on modern shelf and ancient cratonic sedimentation - the orthoquartzite-carbonate suite revisited. J. Sed. Petrol., 51: 330-347.
- DRISCOLL, N.W. 1992 Stratigraphic Response of a Carbonate Platform to Relative Sea Level Changes: Broken Ridge, Southeast Indian Ocean: Reply. Bull. AAPG, 76(7). p. 1037-1041.
- DU TOIT, A.L. 1927 Comparação geológica entre a América do Sul e África do Sul. Trad. de K.E. CASTER & J.C. MENDES, Rio de Janeiro, Brasil. DNPM-SGM, Rio de Janeiro, 1952, 179 p.
- DUKE, W.L. 1985 Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. Sedimentol., 32: 167-194.
- DUKE, W.L. 1987 Reply. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. Sedimentol., 34:344-359.
- DUNHAM, R.J. 1962 Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (ed.) Classification of carbonate rocks. Tulsa, AAPG, p.108-121.
- EAGER, R.M.C. 1974 Shape of shell of *Carbonicola* in relation to burrowing. Lethaia, 7:219-238.
- EINSELE, G. & BAYER, U. 1991 Assymetry in transgressive-regressive cycles in shallow seas and passive continental margin settings. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.) Cycles and events in stratigraphy. Heidelberg, Springer-Verlag, p.660-681.
- EINSELE, G. & SEILACHER, A. 1982 Paleogeographic significance of tempestites and periodites. In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (eds.) Cyclic and event stratification. New York, Springer-Verlag, p. 531-536.
- EKMAN, S. 1967 Zoogeography of the sea. Dublin, Sidgwick and Jackson Ltd, 417p.
- EMBRY, A. & KLOVAN, J.E. 1971 A late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories. Bull. Can. Pet. Geol., 19:730-781.
- EYLES, N. & CLARK, B.M. 1986 Significance of hummocky and swaley cross-stratification in late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario Basin, Canada. Geology, 14(8):679-682.
- FAIRCHILD, T.R.; HIRUMA, S.T.; SOUSA, S.H.M. e 1991 Nova ocorrência de estromatólitos na Formação Estrada Nova (Permiano Superior), Fatura, SP. In: Bol. de Resumos 12º CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, São Paulo, SP, p. 14.
- FARQUHARSON, G.W. 1982 Lacustrine deltas in a Mesozoic alluvial sequence from Camp Hill, Antarctica. Sedimentol., 29(5): 717-725.
- FERGUSON, D.K. 1985 The origin of leaf-assemblages - new light on an old problem. Rev. Palaeobot. Palyn., 46:117-188.
- FERNANDES, L.A. & COIMBRA, A.M. 1994 Registros de episódios sísmicos na parte superior da Formação Rio do Rasto no Paraná, Brasil. In: Atas 3º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, Rio de Janeiro, RJ, 1993, p. 271-275.
- FERREIRA, F.J.F. 1982 Alinhamentos estruturais-magnéticos da região centro-oriental da Bacia do Paraná e seu significado tectônico. São Paulo, Cons. CESP/IPT, Paulipetro, 143-166.
- FIGUEIREDO Fº, P.M. 1972 A faciologia do Grupo Passa Dois no Rio Grande do Sul. Rev. brasil. Geoc., 2(4):216-236.
- FIGUEIREDO Fº, P.M.; BORTOLUZZI, C.A.; GAMERMANN, N. 1972 Problemas relacionados com os contatos das formações neopaleozóicas no Rio Grande do Sul, Brasil. An. Acad. brasil. Ciênc., 44(Supl.):127-138.
- FLORES, R.M. 1975 Short-headed stream delta: model for Pennsylvanian Haymond Formation, West Texas. Bull. AAPG, 59(12):2288-2301.
- FLÜGEL, E. 1982 Microfacies analysis of limestones. Berlin, Springer-Verlag, 633 p.
- FOLK, R.L. 1962 Spectral subdivision of limestone types. In: HAM, W.E. (ed.) Classification of carbonate rocks. AAPG, p.62-84.
- FOSTER, C.B. 1979 Permian plant microfossils of the Blair Athol Coal Measures, Baralaba Coal Measures, and Basal Rewan Formation of Queensland. Brisbane, Geol. Surv. Queensland, Publ. 372, Palaeont. Pap., 45, 244 p., 42 est.
- FOSTER, C.B.; WOOD, G.D.; BARKER G.W. 1991 Similarities and differences in Permian palynofloras of Gondwana. A review and new evidence. In: INTERNATIONAL CONGRESS OF THE CARBONIFEROUS- AND THE PERMIAN, 12, Buenos Aires. Abstracts, p.97-98.
- FRANCIS, J.E. 1984 The seasonal environment of the Purbeck (Upper Jurassic) fossil forests. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 62:285-307.
- FRANK, P.W. 1988 Conchostraca. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 62:399-403.
- FÚLFARO, V.J. 1964 A Formação Corumbataí na região de Conchas, Estado de São Paulo. Ciência e Cultura, São Paulo, 16(2):118. Resumo das Comunicações.
- FÚLFARO, V.J. 1970 Contribuição à geologia da região de Angatuba, Estado de São Paulo. Div. Geol. Miner. DNPM - DGM, Rio de Janeiro, Bol., 254, 83p., 33 fig.
- FÚLFARO, V.J. 1971 Evolução tectônica e paleogeográfica da Bacia sedimentar do Paraná pelo "Trend surface analysis". Tese de Livre Docência, IG-USP, Bol. Esc. Engh. São Carlos, 14, 112 p.
- FÚLFARO, V.J. 1972 The Paraná Upper Permian and Lower Mesozoic stratigraphic succession. An. Acad. brasil. Ciênc., 44(Supl.):147-148.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; CAMPANHA, V.A.; CANUTO, J.R. 1978 Considerações sobre a gênese da Formação Estrada Nova (P) da Bacia do Paraná. In: Resumos, 30º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Recife, PE, p. 158.
- FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M.V.; VIANNA, R.B. 1982 Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. Rev. brasil. Geoc., 12(4):590-611.
- FÜRSICH, F.T. & KAUFFMAN, E.G. 1984 Paleoeology of marginal marine sedimentary cycles in the Albian Bear River Formation of south-western Wyoming. Paleontol., 27(3): 501-536.
- FÜRSICH, F.T. & KIRKLAND, J.I. 1986 Biostratinomy and paleoeology of a Cretaceous brackish lagoon. Palaíos, 1:543-569.

- GALL, J.C. 1985 Fluvial depositional environment evolving into deltaic setting with marine influences in the Buntsandstein up northern Vosges (France). In: MADER, D. (ed) Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. Lecture Notes in Earth Sciences, 4: 449-477.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAI, D.K. 1983 Terrigenous clastic depositional systems. New York, Springer-Verlag, 423p.
- GAMA JR., E. 1979a A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati): um modelo geomórfico. *Rev. brasil. Geoc.*, 9(1):1-16.
- GAMA JR., E. 1979b Sistemas deposicionais do Grupo Passa Dois. In: Atas 2º SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, Rio Claro, SP, 1, p.195-200.
- GAMA JR., E.; BANDEIRA JR, A.N.; FRANÇA, A.B. 1982 Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná. *Rev. brasil. Geoc.*, 12(4):578-589.
- GAMERMANN, N. 1979 Contribution a l'étude de la diagenese des grés: couleur rouge, argiles authigenes et induration. Formations d'Estrada Nova, de Rosário do Sul et de Botucatu (Brésil) et Buntsandstein des Vosges (France). Strasbourg, Mém. Inst. Univers. Louis Pasteur, 59, 121 p., 21 est.
- GASTALDO, R.A. 1986 Implications on the paleoecology of autochthonous lycopods in clastic sedimentary environments of the Early Pennsylvanian of Alabama. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 53(2-4):191-212.
- GHIGNONE, J.I. 1979 Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. In: INDA, H.A. (ed) Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia. Salvador, Sec. Minas/Energia Est. Bahia, CPM, Textos básicos, 1:24-117.
- GIOVANI, W.F.; SALTI, E.; MARINI, O.J.; FRIEDMAN, I. 1974 Unusual isotopic composition of carbonates from the Irati Formation, Brazil. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 85(1):41-44.
- GOMANKOV, A.V. 1992 The interregional correlation of the Tatarian and the problem of the Permian Upper boundary. *International Geol. Review*, 34(10):1015-1020.
- GONZALEZ, C.R. 1989 Relaciones bioestratigráficas y paleogeográficas del Paleozoico Superior marino en el Gondwana Sudamericano. *Acta Geologica Lilloana*, 17:5-20.
- GOODWIN, P.W. & ANDERSON, E.J. 1985 Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. *J. Geol.*, vol. 93, p.515-533.
- GORDON JR., M. 1947 Classificação das formações gonduânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Brasil. DNPM - DGM, Rio de Janeiro, Not. Prel. Est., 38, 20 p.
- GORDON-GRAY, K.D.; VAN DIJK, D.E.; LACEY, W.S. 1976 Preliminary report on equisetalean plants from Lidgetton, Natal. *Palaeont. afric.*, 19:43-53, 5 est.
- GORE, P.J.W. 1988 Lacustrine sequences in an early Mesozoic rift basin: Culeper Basin, Virginia USA. In: FLEET, A.J.; KELTS, K.; TALBOT, M.R. (eds.) Lacustrine Petroleum Source Rocks. *Spec. Publ. Geol. Soc. Lond.*, 40: 247-248.
- GORE, P.J.W. 1989 Toward a model for open and closed basin deposition in ancient lacustrine sequences: The Newark Supergroup (Triassic-Jurassic), eastern North America. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 70(1-3):29-52.
- GREENWOOD, D.R. 1992 Taphonomic constraints on foliar physiognomic interpretations of Late Cretaceous and Tertiary palaeoclimates. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 71: 149-190.
- GRUSZCZYNSKI, M.; RUDOWSKI, S.; SEMIL, J.; SLOMINSKI, J.; ZROBEK, J. 1993 Rip currents as a geological tool. *Sedimentol.*, 40(2):217-236.
- GUERRA-SOMMER, M.; HOLZ, M.; SCHULZ, C.L. 1993 Primeira ocorrência de fósseis vegetais em sedimentitos do Permiano Superior (Formação Rio do Rasto) do Rio Grande do Sul. In: Bol. Resumos 13º CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, São Leopoldo, RS, p. 102.
- HAMBLIN, A.P. 1992 Half-graben lacustrine sedimentary rocks of the lower Carboniferous Strathlorne Formation, Horton Group, Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada. *Sedimentol.*, 39: 263-284.
- HANDFORD, C.R. 1985 Facies and bedding sequences in shelf-storm-deposited carbonates - Fayetteville Shale and Pitkin Limestone (Mississippian), Arkansas. *J. Sedim. Petrol.*, 56(1):123-137.
- HANDFORD, C.R. 1986 Facies and bedding sequences in shelf-storm-deposited carbonates - Fayetteville Shale and Pitkin Limestone (Mississippian), Arkansas. *J. Sed. Petrol.*, 56 (1): 123-137.
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. 1987 Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235(6): 1156-1166.
- HARMS, J.D.; SOUTHARD, J.B.; SPEARING, D.R.; WALKER, R.G. 1975 Depositional environment as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course*, 2, 161p.
- HARWOOD, G.M. & SULLIVAN, M. 1991 Sedimentary history of the Moyvoughly area, County Westmeath, Ireland: Evidence for syndimentary fault movements in a mixed carbonate-siliciclastic system of Courcayan age. In: LOMANDO A.J. & HARRIS, P.M. (eds.) Mixed carbonate-siliciclastic sequences. Dallas, SEPM Core Workshop, 15, p.353-384.
- HASHIRO, J. & COIMBRA, A.M. 1993 Ciclos de Milankovitch nas seqüências rítmicas da unidade Irati. In: Resumos 1º SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, UNESP, Rio Claro, SP, p. 72-74.
- HASHIRO, J.; COIMBRA, A.M.; MATOS, S.L.F. DE 1993 O caráter cronoestratigráfico da Unidade Irati. In: Resumos 1º SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, UNESP, Rio Claro, SP, p. 62-63.
- HASZELDINE, R.S. 1984 Muddy deltas in freshwater lakes, and tectonism in the Upper Carboniferous Coalfield of NE England. *Sedimentol.*, 31: 811-822.
- HAWLEY, N. 1981 Flume experiments on the origin of flaser bedding. *Sedimentol.*, 28: 699-712.
- HERBST, R. 1979 Palaeontological and stratigraphic research in Paraguay. National Geographic Society, Research Reports, 1979 Projects, p.343-352.
- HERBST, R. & LEGUIZAMON, R.R. 1984 La Formación Independencia (Permiano Superior) del Paraguay: Caracteres litológicos y Paleontológicos. *Facena*, 5:71-87.
- HEWARD, A.P. 1981 A review of wave dominated clastic shoreline deposits. *Earth-Sc. Rev.*, 17:223-276.
- HIGGS, R. 1991 The Bude Formation (lower Westphalian), SW England: siliciclastic shelf sedimentation in a large equatorial lake. *Sedimentol.*, 38: 445-469.
- HILL, R.S. & GIBSON, N. 1986 Distribution of potential microfossils in Lake Dobson, Tasmania. *J. Ecol.*, 74:373-384.
- HOLDHAUS, K. 1918 Sobre alguns lamelibrânquios fósseis do sul do Brasil. *Serv. Geol. Miner., Monogr.*, 2, 24 p., 2 est.
- HOLLAND, S.M. 1993 Sequence stratigraphy of a carbonate-clastic ramp: The Cincinnati series (Upper Ordovician) in its type area. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 105: 306-322.

- HUBERT, J.F. & HYDE, M.G. 1982 Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St Mary's Bay, Nova Scotia. *Sedimentol.*, 29(4):457-474.
- HUNTER, R.E. 1981 Stratification styles in eolian sandstones: some Pennsylvanian to Jurassic examples from the western interior U.S.A. SEPM Special Publication, 31: 315-329.
- HUSSAKOF, L. 1930 Alguns restos de peixes do Permiano e do Triássico do Brasil. *Serv. Geol. Miner., Bol.*, 49, 11 p..
- IPT 1989 Relatório Interno Nº 27394. Instituto de Pesquisas Tecnológicas, SP.
- IUGS 1989 Global Stratigraphic Chart. International Union of Geological Sciences. Episodes, 12(2).
- JAMES, N.P. 1984 Introduction to carbonate facies models. In: WALKER, R.G. (ed.) Facies models. Geoscience Canada, Reprint Series, p.209-211.
- JAPIASSU, A.M.S. 1970 Contribuição à paleontologia da Formação Morro Pelado, Estado de Santa Catarina, Brasil: *Dadoxylon duartei* n.sp.. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, 42(3):493-500.
- JOHNSON, T.C. 1984 Sedimentation in large lakes. *Annual Reviews Earth Planet Science*, 12: 179-204.
- JOPLING, A.V. & WALKER, R.G. 1968 Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *J. Sed. Petrol.*, 38(4): 971-984.
- KALDI, J. 1986 Sedimentology of sandwaves in an oolite shoal complex in the Cadeby (Magnesian Limestone) Formation (Upper Permian) of eastern England. In: HARWOOD, G.M. & SMITH, D.B. (eds.), *The English Zechstein and Related Topics*, Geol. Soc. Special Publication, 22: 63-74.
- KARPETA, W.P. 1990 The morphology of Permian palaeodunes - a reinterpretation of the Bridgnorth Sandstone around Bridgnorth, England, in the light of modern dune studies. *Sediment. Geol.*, 69: 59-75.
- KATOO, Y. 1971 Conchostráceos mesozóicos do sul do Brasil: Contribuição à estratigrafia das Formações Santa Maria e Botucatu. Diss. Mestrado, IG-UFRGS, Porto Alegre, 87 p., 13 est..
- KEEN, K.L. & SHANE, L.C.K. 1990 A continuous record of Holocene eolian activity and vegetation change at Lake Ann, East-Central Minnesota. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 102(12):1646-1657.
- KIDWELL, S.M. 1986 Models for fossil concentrations: paleobiologic implications. *Paleobiology*, 12(1):6-24.
- KIDWELL, S.M. 1988 Taphonomic comparison of passive and active continental margins: Neogene shell beds of the Atlantic Coastal plain and northern Gulf of California. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 63(1-3):201-223.
- KIDWELL, S.M. 1989 Stratigraphic condensation of marine transgressive records: Origin of major shell deposits in the Miocene of Maryland. *J. Geol.*, 97(1):1-24.
- KIDWELL, S.M. 1991 Condensed deposits in siliciclastic sequences: Expected and observed features. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.) *Cycles and events in stratigraphy*. Heidelberg, Springer-Verlag, p. 682-695.
- KIDWELL, S.M. & HOLLAND, S.M. 1991. Field description of coarse bioclastic fabrics. *Palaio*, 6:426-434.
- KLEIN, G. DE V. 1977 Tidal circulation model for deposition of clastic sediment in epeiric and mioclinial shelf seas. *Sediment. Geol.*, 18:1-12.
- KOBAYASHI, T. 1954 Fossil Estherians and allied fossils. *J. Fac. Sci., Univ. Tokyo, sec.2*, 9(1), 192 p..
- KOCUREK, G. 1981 Significance of interdune deposits and bounding surfaces in aeolian dune sands. *Sedimentol.*, 28: 753-780.
- KOVÁCKS-ENDRÖDY, E. 1991 On the Late Permian age of Ecca *Glossopteris* floras in the Transvaal Province with key to and description of twenty five *Glossopteris* Species. *Memoir, Department of Mineral and Energy Affairs*, 77, 111p.
- KOZUR, H. & SEIDEL, G. 1983a Revision der Conchostracen-Faunen des unteren und mittleren Buntsandsteins. *Z. geol. Wiss.*, 11(3):289-417.
- KOZUR, H. & SEIDEL, G. 1983b Die Biostratigraphie des unteren und mittleren Buntsandsteins des Germanischen Beckens unter besonderer Berücksichtigung der Conchostraken. Teil II zur Revision der Conchostracen-Faunen des unteren und mittleren Buntsandsteins. *Z. geol. Wiss.*, 11(4):429-464.
- KRÄUSEL, R. 1961 *Lycopodiopsis derbyi* Renault und einige andere Lycopodiales aus dem Gondwanaschichten. *Palaeontographica*, 109B(1-4):62-92, pl.31-42.
- LANCASTER, N. & TELLER, J.T. 1988 Interdune deposits of the Namib Sand Sea. *Sediment. Geol.*, 55: 91-107.
- LANDIM, P.M.B. 1970 O Grupo Passa Dois (P) na Bacia do Rio Corumbataí. *Brasil. DNPM - DGM, Bol.* 252, 103 p.
- LANGFORD, R.P. & CHAN, M.A. 1989 Fluvial-aeolian interactions: Part II, ancient systems. *Sedimentol.*, 36: 1037-1051.
- LANZARINI, W.L.; ROHN, R.; LIMA FILHO, F.P. 1992 Lobos de suspensão, sigmóides e turbiditos: Processos e fácies de sistemas lacustres rasos. In: *Bol. Res. Expandidos*, 37º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, São Paulo, SP, 2:424-425.
- LAVINA, E.L. 1991 Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná. Porto Alegre, UFRGS, Tese de Doutorado, UFRGS, 2 vols., 333p., 81 figs.
- LEANZA, A.F. 1948 El llamado triásico marino de Brasil, Paraguay, Uruguay y la Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, 3(3):219-244.
- LECKIE, D.A. & WALKER, R.G. 1982 Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Loer Gates Interval - outcrop equivalents of Deep Basin Gas Trap in Western Canada. *Bull AAPG*, 66(2):138-157.
- LEEDER, M.R. 1982 *Sedimentology. Process and Product*. Londres, George Allen & Unwin, 344p.
- LEINFELDER, R.R. & HARTKOPF-FRÖDER, C. 1990 *In situ* accretion mechanism of concavo-convex lacustrine oncoids ('swallow nests') from the Oligocene of the Mainz Basin, Rhineland, DRG. *Sedimentol.*, 37:287-301.
- LEMON, R.R. 1990 *Principles of stratigraphy*. Columbus, Merrill Publication Co., 559p.
- LIMA, M.R. & SUNDARAM, D. 1982 Reavaliação dos dados palinológicos do Neopaleozóico brasileiro. *Bol. IG-USP*, 13:81-99.
- LIMARINO, C.O. & SESSAREGO, H.L. 1988 Algunos depositos lacustres de las formaciones Ojo de Agua y de La Cuesta (Permico). Un ejemplo de sedimentacion para regiones aridas o semiaridas. *Asociacion Geologica Argentina, Rev.* XLII(3-4): 267-279.
- LLOYD, R.M.; PERKINS, R.D.; KERR, S.D. 1987 Beach and shoreface ooid deposition on shallow interior banks, Turks and Caicos Islands, British West Indies. *J. Sed. Petrol.*, 57 (6): 476-482.

- LOCZY, L. DE 1966 Evolução paleogeográfica e geotectônica da bacia gondwânica do Paraná e do seu embasamento. Div. Geol. Min., Brasil. DNPM - DGM, Rio de Janeiro, Bol. 234, 71p.
- LOCZY, L. DE & LADEIRA, E.A. 1976 Geologia estrutural e introdução à geotectônica. São Paulo, CNPq, Ed. Edgard Blücher, 528 p.
- LOEBLICH, A.R., JR. & TAPPAN, H. 1964 Sarcodina, chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida. In: MOORE, R.C. (Ed.) Treatise on Invertebrate Paleontology. Part C, Protista 2, v.1, Geol. Soc. Amer., Univ. Kansas, 510 p.
- LOREAU, J.-P. & PURSER, B.H. 1973 Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. In: PURSER, B.H. (ed.) The Persian Gulf. Heidelberg, Springer-Verlag, p.279-328.
- LOWE, D.R. 1982 Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. J. Sed. Petrol., 52(1): 279-297.
- MAACK, R. 1947 *Lycopodiopsis derbyi* Renault, documento da idade paleozóica das Camadas Terezina do Brasil Meridional. Arq. Biol. Tecnol. Curitiba, 2:155-207, est.74-93.
- MAACK, R. 1952 Symposium ueber des Gonwana-System: Die Entwicklung der Gondwana-Schichten Suedbrasilien und ihre Beziehungen zur Karru-Formation Suedafrikas. In: 19<sup>th</sup> INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, Alger, Symp. Sér. Gondwana, p. 341-372.
- MACK, G.H. & JAMES, W.C. 1985 Cyclic sedimentation in the mixed siliciclastic-carbonate Abo-Hueco Transitional Zone (Lower Permian), southwestern New Mexico. J.Sedim.Petrol., 56(5):635-647.
- MACRAE, C.S. 1988 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. Memoir of the Geological Survey, Republic of South Africa, 75: 217p.
- MADER, D. 1981 Genesis of Buntsandstein (Lower Triassic) in the Western Eifel (Germany). Sediment. Geol., 29: 1-30.
- MADER, D. 1983 Aeolian sands terminating an evolution of fluvial deposition environment in Middle Buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel, Federal Republic Germany. In: BROOKFIELD, M.E. & AHLBRANDT, T.S. (eds.) - Eolian Sediments and Processes. Developments in Sedimentology, 38. Elsevier, 583-612.
- MADER, D. 1985a Aeolian sedimentation in the Middle Buntsandstein in the Eifel North-South Depression Zone. In: MADER, D. (ed.) Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. Lecture Notes in Earth Sciences, 4: 90-126.
- MADER, D. 1985b Depositional mechanisms and facies models of intertonguing aeolian environment and fluvial milieu in the Middle Buntsandstein of the Mid-European Triassic basin. In: MADER, D. (ed.) Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. Lecture Notes in Earth Sciences, 4: 127-163.
- MADER, D. & RDZANEK, K. 1985 Sandy braid plain deposition with minor pedogenesis in the Labyrinthodontidea beds (Middle Buntsandstein) of northeastern Holy Cross Mountains (Poland). In: MADER, D. (ed.) Aspects of fluvial sedimentation in the lower Triassic Buntsandstein of Europe. Lecture notes in Earth Science, 4: p. 281-317.
- MADER, D. & YARDLEY, M.J. 1985 Migration, modification and merging in aeolian systems and the significance of the depositional mechanisms in Permian and Triassic dune sands of Europe and North America. Sediment. Geol., 43: 85-218.
- MAHESHWARI, H.K. 1976 Floristics of the Permian and Triassic Gondwana of India. Palaeobot., 23(2):145-160.
- MAHESHWARI, H.K.; BAJPAI, U.; TEWARI, R. 1991 Climatic reflections on the Permian vegetation of Indian Peninsula. In: Proc. 7<sup>th</sup> INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, São Paulo, 1988, p. 549-554.
- MANIERO, J. 1954 Contribuição ao estudo das pteridíneas do sul do Brasil. In: LANGE, F.W. (ed.) Paleontologia do Paraná. Curitiba, Volume Comemorativo do 1<sup>o</sup>. Centenário do Estado do Paraná, Museu Paranaense, p.151-152, est. 10-11.
- MARANHÃO, M. da S.A.S. 1986 Contribuição ao conhecimento da Malacofauna das camadas basais da Formação Corumbataí (Permiano), Estado de São Paulo. Diss. Mestrado, IG-USP, São Paulo, 88 p., 3 est.
- MARANHÃO, M.S. (em preparação) Malacofauna e microfósseis associados das formações Estrada Nova e Corumbataí: Potencialidade bioestratigráfica. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo.
- MARLIERE, R. 1950 Ostracoda et phyllopedes du Systeme du Karoo au Congo Belge et les régions avoisantes. Ann. Mus. Congo Belge, Sc. Géol., sér.8, 6:11-38, 3 est..
- MARQUES-TOIGO, M. 1991 Palynobiostratigraphy of the southern Brazilian Neopaleozoic Gondwana sequence. In: Proc. 7<sup>th</sup> INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, São Paulo, 1988, p. 503-515.
- MARTEL, A.T. & GIBLIN, M.R. 1991 Wave-dominated lacustrine facies and tectonically controlled cyclicity in the Lower Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia, Canada. Special Publications International Association of Sedimentologists, 13: 223-243.
- MARTINSEN, O.J. 1990 Fluvial, inertia-dominated deltaic deposition in the Namurian (Carboniferous) of northern England. Sedimentol., 37: 1099-1113.
- MCALESTER, A.L. & RHOADS, D.C. 1967 Bivalves as bathymetric indicators. Mar. Geol., 5(5/6):383-388.
- MCKENZIE, K.G. 1981 Palaeobiogeography of some salt lake faunas. Hydrobiologia, 82: 407-418.
- MCLOUGHLIN, S. 1992a Late Permian plant megafossils from the Bowen Basin, Queensland, Australia: Part 1. Palaeontographica Abt. B., 228: 105-149.
- MCLOUGHLIN, S. 1992b Permian sphenophytes from the Collie and Perth Basins, Western Australia. Rev. Palaeobot. Palynol., 75:153-182.
- MEDEIROS, R.A. & PONTE, F.C. 1981 Roteiro geológico da Bacia do Recôncavo (Bahia). PETROBRÁS, SEPES, DIVEN, Setor de Ensino da Bahia (Sen-Ba), 63 p.
- MENDES, J.C. 1944 Lamelibrânquios triássicos de Rio Claro (estado de São Paulo). Bol. Fac. Fil. Ci. Letras, São Paulo, 45, Geologia, 1:41-75.
- MENDES, J.C. 1945 Considerações sobre a estratigrafia e a idade da Formação Estrada Nova. Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr., Univ. S. Paulo, 50 (Geol.,2):27-34.
- MENDES, J.C. 1949 Novos lamelibrânquios fósseis da Série Passa Dois, sul do Brasil. Brasil. DNPM - DGM, Rio de Janeiro, Bol., 133, 40 p., 2 est.
- MENDES, J.C. 1952 A Formação Corumbataí na região do rio Corumbataí (estratigrafia e descrição dos lamelibrânquios). Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr., Univ. S. Paulo, 145 (Geol., 8), 119 p., 4 est.
- MENDES, J.C. 1954a Contribuição à estratigrafia da Série Passa Dois no Estado do Paraná. Bol. Fac. Fil. Ciênc. Letr., Univ. S. Paulo, 175 (Geol., 10), 119 p.

- MENDES, J.C. 1954b Conchostráceos permianos do Brasil. In: LANGE, F.W. (ed.) Paleontologia do Paraná. Curitiba, Volume Comemorativo do 1º Centenário do Estado do Paraná, Museu Paranaense, p.153-164, est. 12-14.
- MENDES, J.C. 1962a Lamelibrânquios permianos do oólito de Angatuba, Estado de São Paulo. Bol. Soc. brasil. Geol., S. Paulo, 11(2): 37-56, ests. 1-2.
- MENDES, J.C. 1962b Recorrência de fácies no Grupo Passa Dois (Permiano) observada no perfil Irati-Relógio, Paraná. Bol. Soc. brasil. Geol., 11(2):75-81.
- MENDES, J.C. 1963 Novos aspectos da estratigrafia das camadas eogondwânicas da Bacia do Paraná. Eng. Min. Met., 38(226):189-192.
- MENDES, J.C. 1967 The Passa Dois Group (The Brazilian Portion of the Paraná Basin). In: BIGARELLA, J.J.; BECKER, R.D.; PINTO, I.D. (eds.) Problems in Brazilian Gondwana Geology. Curitiba, Cons. Nac. Pesq., Centro Invest. Gondwana, Inst. Geol. (UFP), Comis. Carta Geol. Paraná, p.199-166.
- MENDES, J.C. 1969 Notas sobre o Grupo Passa Dois em Santa Catarina. Bol. Paranaense Geoc., 27:81-104, est.1-14.
- MENDES, J.C. 1984 Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. Rev.I.G., Inst. Geol. - São Paulo, 5(1/2):15-24.
- MENDES, J.C. & FÚLFARO, V.J. 1966 As camadas gondwânicas no nordeste do Paraná. Bol. Soc. brasil. Geol., 15(4):29-42.
- MENENDEZ, C.A. 1976 Contenido palinológico de estratos permicos con "Mesosaurus" de Rio Claro, São Paulo, Brasil. R. Mus. Arg. Ci. Nat. "Bernardino Rivadavia". Inst.Nac.de Invest. Ci. Naturales, Buenos Aires. Tomo del Sesquicentenario 1823-1973, Paleontologia, 2(1):1-30, 4 est.
- MEYEN, S.V. 1987 Fundamentals of Palaeobotany. London, Chapman and Hall Ltd, 432 p.
- MEZZALIRA, S. 1957 Ocorrências fossilíferas novas da Série Passa Dois na região de Limeira - Rio Claro - Piracicaba. Bol. Sociedade Brasileira de Geologia, São Paulo, 6(2): 37-58, 2 ests.
- MEZZALIRA, S. 1966 Considerações sobre novas ocorrências fossilíferas no Estado de São Paulo. An. Acad. brasil. Ciênc., 38(1):65-72.
- MEZZALIRA, S. 1974 Contribuição ao conhecimento da estratigrafia e paleontologia do Arenito Bauru. Boletim do Instituto Geográfico e Geológico, 51: 1-163.
- MEZZALIRA, S. 1980 Bioestratigrafia do Grupo Passa Dois no Estado de São Paulo. Rev.I.G., Inst. Geol. - São Paulo, 1(1):15-34.
- MEZZALIRA, S. 1989 Os fósseis do Estado de São Paulo. São Paulo, Secretaria do Meio Ambiente, Inst. Geol., Série Pesquisa, 141 p.
- MEZZALIRA, S.; MENDES, J.C.; MARANHÃO, M.S.A.S. 1990 *Anhemia*: novo gênero de bivalves do Grupo Passa Dois - Permiano. Rev. IG, 8-10, 11(1):51-54.
- MONES, A. & FIGUEIRAS, A. 1981 A geo-paleontological synthesis of the Gondwana formations of Uruguay. In: Proc. 5<sup>th</sup> INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, Wellington, New Zealand, 1980. Rotterdam, p. 47-52.
- MORAES, M.A.S. & GABAGLIA, G.P.R. 1986 Arenitos eólicos intercalados em seqüências fluviais: critérios para reconhecimento. In: An. 34º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Goiânia, GO, 1:246-261.
- MORRIS, N.J.; DICKINS, J.M.; ASTAFIEVA-URBAITIS, K. 1991 Upper Palaeozoic Anomalodesmatan Bivalvia. Bull. of the British Museum, Natural History, Geology, 47(1):51-100.
- MÜHLMANN, H.; et al. (1983) Integração dos dados geológicos e geofísicos da bacia do Paraná. Comunic. interna Petrobrás.
- MUSSA, D. 1982 Lignitofloras permianas da Bacia do Paraná, Brasil (Estados de São Paulo e Santa Catarina). Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, 463 p., 90 est.
- MUSSA, D. 1986 As formas gondwânicas do Grupo Solenóide e sua distribuição estratigráfica. An. Acad. brasil. Ciênc., 58(1):61-88, 7 est.
- MYROW, P.M. 1991 Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf. J. Sed. Petrol., 62(1):99-115.
- MYROW, P.M. & LANDING, E. 1992 Mixed siliciclastic-carbonate deposition in an Early Cambrian oxygenated basin, Chapel Island Formation, Southeastern Newfoundland. J.Sedim.Petrol., 62(3):455-473.
- NEMEC, W.; STEEL, R.J.; GJELBERG, J.; COLLINSON, J.D.; PRESTHOLM, E.; OXNEVAD, I.E. 1988 Anatomy of collapsed and re-established delta front in Lower Cretaceous of Eastern Spitsbergen: Gravitational sliding and sedimentation processes. Bull. AAPG, 72(4): 454-476.
- NEVESSKAYA, L.A.; IL'INA, L.B.; PARAMONOVA, N.P.; POPOV, S.V.; BABAK, YE. B.; GONCHAROVA, I.A. 1987 The evolutionary transformations of mollusks in basins of various types. Paleont. Journ., 1987 (4):2-12.
- NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A.; MUHLMANN, H. 1969 Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Bol. Técn. Petrobrás, 12(3):291-346.
- OELÓFSEN, B.W. 1987 The Biostratigraphy and fossils of the White Hill and Irati Shale Formation of the Karoo and Paraná basins. In: Proc. 6<sup>th</sup> INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, Columbus, p. 131-138.
- OELOFSEN, B.W. & ARAUJO, D.C. 1983 Palaeoecological implications of the distribution of Mesosaurid reptiles in the Permian Irati Sea (Paraná Basin) South America. Rev. brasil. Geoc., 13(1): 1-6.
- OELOFSEN, B.W. & ARAUJO, D.C. 1987 *Mesosaurus tenuidens* and *Stereosternum tumidum* from the Permian Gondwana of both Southern Africa and South America. S. Afr. Journ. Sc., 83:370-372.
- OLIVEIRA, E.P. de 1932 Distribuição geológica e geográfica dos phyllopodos brasileiros. An. Acad. brasil. Ciênc., 4(3):131-145.
- OLIVEIRA, E.P. de 1918 Anexo. In: HOLDHAUS, K. Sobre alguns lamelibrânquios fósseis do sul do Brasil. Serv. Geol. Miner., Monogr., 2:27-32, 1 map.
- OLIVEIRA, E.P. 1927 Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. DNPM - DGM, Rio de Janeiro, Monogr., 6, 172 p.
- OLIVEIRA-BABINSKI, M.E.C.B. DE & RÖSLER, O. 1984 Licófitas de Fluviópolis (Permiano superior) no sul do Estado do Paraná. Bol. IG-USP, 15:84-89.
- OLIVEIRA-BABINSKI, M.E.C.B. DE 1985 Folhas de licófitas petrificadas do Estado de São Paulo. Paleobotânica Latinoamericana. Circular Informativa da ALPP, 7(1): 21. Resumo das Comunicações.
- OLSEN, P.E. 1984 Comparative paleolimnology of the Newarr Supergroup: A study of ecosystem evolution. Tese de Doutorado, Univ. Yale, 2v.
- OLSEN, H. 1987 Ancient ephemeral stream deposits: a local terminal fan model from the Bunter Sandstone Formation (L. Triassic) in the Tonder -3, -4 and -5 wells, Denmark. In: FROSTIC, L. & REID, I. (eds), Desert Sediments: Ancient and Modern, Geol. Soc. Special Publication, 35: 69-86.
- PAIVA, G. DE 1940 Considerações sobre a transgressão cárnica na América do Sul. DNPM - DGM, Serv. Geol. Min., Rio de Janeiro, Bol., 98:23-30.

- PAL, A.K.; CHAUDHURI, P.N.; BOSE, S.; GHOSH, R.N. 1992 A Middle Triassic age for the Kamthi(Hingir) Formation of the Lower Gondwana lb-Hingir basin, Orissa, India: New Palaeobotanical Evidence. *Newslett. Strat.*, 27(1/2): 33-39.
- PALMER, A.R. 1983 Decade of North American Geology (DNAG). *Geologic Time Scale. Geol. Soc. Amer.*
- PANT, D.D. 1977 The plant of *Glossopteris*. *J.Indian Bot.Soc.*, 56(1):1-23.
- PANT, D.D. 1987 The origin, rise and decline of *Glossopteris* Flora: with notes on its palaeogeographical northern boundary and age. *Palaeob.*, 36: 106-117.
- PANT, D.D., MISRA, L. & NAUTIYAL, D.D. 1982 On the structure of stems and leaves of *Schizoneura gondwanensis* Feitmantel. *Palaeontograph., Abt. B*, 183(1-3):1-7, 3 est.
- PAUL, J. 1982 Der Untere Buntsandstein des Germanischen Beckens. *Geol. Rund.*, 71(3):795-811.
- PENATTI, J.-R.R. 1993a Técnicas de coleta, preparação e descrição de assembléias de moluscos bivalves da Formação Teresina (Permiano Superior). In: An. 1º SIMPÓSIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA, Rio Claro, SP. p. 132-134.
- PENATTI, J.-R.R. 1993b Coleta e preparação de assembléias de moluscos bivalves da Formação Teresina (Bacia do Paraná, Permiano Superior). In: Caderno de Resumos 5º CONGRESSO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UNESP, Bauru, SP. p. 32-33.
- PERINOTTO, J.A.J. & RÖSLER, O. 1984 *Glossopteridae*s de Fluvópolis (Permiano Superior) no sul do Estado do Paraná. *Bol. IG-USP, Sér. Cient.*, 15:90-96.
- PERINOTTO, J.A.J. & RÖSLER, O. 1985 Nota sobre a ocorrência de *Glossopteris* na porção superior da Formação Corumbataí. In: 9º CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, Rio de Janeiro, Sér. Geol., 27 (Paleont./Estrat. Nº2): 619-622.
- PETRI, S. & COIMBRA, A.M. 1982 Estruturas sedimentares das Formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição para a elucidação dos seus paleoambientes geradores, Brasil. In: Actas 5º CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 2:353-371.
- PETRI, S. & FÚLFARO, V.J. 1983 Geologia do Brasil (Fanerozóico). São Paulo, T.A. Queiroz, Ed. Univ. S. Paulo, 631 p.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; PONÇANO, W.L. 1986 Guia de nomenclatura estratigráfica. *Rev. brasil. Geoc.*, 16(4):376-415.
- PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E. & SIEVER, R. 1973 Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York, 618p.
- PETZOLD, D.D. & LANE, N.G. 1988 Stratigraphic distribution and paleoecology of Pennsylvanian conchostracans (Crustacea: Branchiopoda) on the East side of the Illinois Basin. *J. Paleontol.*, 62(5):799-808.
- PICARD, M.D. 1977 Stratigraphic analysis of the Navajo Sandstone: a discussion. *J. Sed. Petrol.*, 47(1):475-483.
- PICARELLI, A.T. 1986 Palinologia dos testemunhos de sondagem 2-TG-69-RS e 2-TG-99-RS da jazida carbonífera de Santa Teresinha, RS, Brasil - Permiano da Bacia do Paraná. Diss. Mestrado, IG-UFRGS, Porto Alegre, 137 p.
- PIGG, K.B. 1990 Anatomically preserved *Dicroidium* foliage from the central Transantarctic Mountains. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66: 129-145.
- PINTO, I.D. & PURPER, I. 1974 Observations on Mesozoic Conchostraca from the north of Brazil. In: An. 28º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Porto Alegre, RS, 2:305-316.
- POSAMENTIER, H.W.; ALLEN, G.P.; JAMES, D.P. 1992 High resolution sequence stratigraphy - The East Coulee Delta, Alberta. *J. Sed. Petrol.*, 62(2):310-317.
- PRATT, B.R. & JAMES, N.P. 1986 The St George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: Tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. *Sedimentol.*, 33:313-343.
- PUTZER, H. 1955 Geologia da Folha de Tubarão. Estado de Santa Catarina, Bol. DNPM - DGM, 96, 94 p., 1 map., Rio de Janeiro.
- PYE, K. 1983 Red beds. In: GOUDIE, A.S. & PYE, K. (eds.) Chemical sediments and geomorphology: precipitates and residua in the near surface environment. Academic Press, p.227-264.
- RAAF, J.F.M. de; BOERSMA, J.R. & VAN GELDER, A. 1977 Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentol.*, 24:451-483.
- RAGONHA, E.W. 1984 Taxionomia de dentes e espinhos isolados de *Xenacanthodii* (Chondrichthyes, Elasmobranchii) da Formação Corumbataí. Considerações cronológicas e paleoambientais. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo, 166 p.
- RAGONHA, E.W. 1985 Nova espécie de *Xenacanthodii* (Chondrichthyes - Elasmobranchii), Formação Corumbataí, Taquarituba, SP. In: Resumo das Comunicações 9º CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, Fortaleza, CE, 1985, p. 2.
- RAGONHA, E.W. 1986 Espinho cefálico de *Xenacanthus* (Chondrichthyes, Elasmobranchii) da Formação Corumbataí, Bacia do Paraná, Estado de São Paulo. In: An. 34º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Goiânia, GO, 1:533-538.
- RAGONHA, E.W. 1989 Placas dentárias de Dipnoi no Grupo Passa Dois (P-Tr) da Bacia do Paraná. Apreciações ambientais, climáticas, cronológicas e estratigráficas. In: An. 11º CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, Curitiba, PR, 1:195-206.
- RAGONHA, E.W. & SOARES, P.C. 1974 Ocorrência de carófitas fósseis na formação Estrada Nova em Anhembi-SP. In: An. 28º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Porto Alegre, RS, 2:271-275.
- RAMOS, A.N. 1970 Resultados de análises difratométricas da fração argilosa de testemunhos de poços da Bacia Sedimentar do Paraná. *Bol. Técn. Petrobrás*, 13 (1/3):15-25.
- RAMOS, A.N. & FORMOSO, M.L.L. 1976 Clay mineralogy of the sedimentary rocks of the Paraná Basin, Brazil. *Rev. brasil. Geoc.*, 6(1):15-42.
- RAU, G.H. 1976 Dispersal of terrestrial plant litter into a subalpine lakes. *Oikos*, 27: 153-160.
- READING, H.G. 1978 (ed.) Sedimentary environments and facies. Blackwell, Oxford.
- REED, F.R.C. 1928 Triassic fossils from Brazil. *Am. Mag. Nat. Hist.*, ser.10, 2:39-48.
- REED, F.R.C. 1929a Faunas triássicas do Brasil. *Serv. Geol. Miner. Brasil, Monogr.*, 9, 97 p.
- REED, F.R.C. 1929b Novos phyllopodos fósseis do Brasil. *Serv. Geol. Miner. Brasil, Bol.*, 34, 19 p., 1 est., 1 map.
- REED, F.R.C. 1932 Some new Triassic fossils from Brazil. *Am. Mag. Nat. Hist.*, ser. 10 v. 10:479-87, est. 19.
- REED, F.R.C. 1935 Some Triassic lamellibranchs from Brazil and Paraguay. *Geol. Mag.*, 72(847):33-42, 1 est.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. 1980 Depositional sedimentary environments. 2<sup>nd</sup>. ed. Springer-Verlag, Berlin, 549p.

- REINECK, H.E. & WUNDERLICH, F. 1968 Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentol.*, 11: 99-104.
- RENAULT, B. 1890 Notice sur une lycopodiacee arborescente du terrain houiller du Brésil. *Bull. Soc. d'Hist. Nat. d'Autun*, 3:109-124, est.9.
- RESTALLACK, G. 1980 Late Carboniferous to Middle Triassic Megafossil Floras from the Sydney Basin. *Bull. Geological Survey New South Wales*, 26: 384-430.
- RICCOMINI, C.; GIMENEZ F<sup>o</sup>., A.; ALMEIDA, F.F.M. de 1984 Considerações sobre a estratigrafia do Permo-Triássico na região da Serra do Cadeado, Paraná. In: An. 33<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 2:754-764.
- RICH, F.J. 1989 A review of the taphonomy of plant remains in lacustrine sediments. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 58(1):33-46.
- RICHTER, M.; PICCOLI, A.E.M.; LIMA, M.C.F.S. 1985 Variação morfológica de restos de paleoniscódeos (Pisces) no Permiano da Bacia do Paraná. In: 8<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, Rio de Janeiro, DNPM Sér. Geol., 27 (Paleont./Estrat. N<sup>o</sup>2): 111-122.
- RIGBY, J.F. 1968 New fossil locality near Laras, State of São Paulo. In: An. 22<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belo Horizonte, p. 201-208.
- RIGBY, J.F. 1970 The distribution of Lower Gondwana plants in the Paraná Basin of Brazil. In: Proc. 2<sup>nd</sup> INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, Pretoria, p.575-584.
- ROBERTS, E.D. & RÖSLER, O. 1982 As carófitas fósseis e sua crescente importância geológica. *Geol. Ciênc. Técn.*, 8:41-60.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. & CARVALHO, R.G. 1975 Two new bivalves from the Permian "Eurydesma Fauna" of Eastern Argentina. *Bol. IG-USP*, 6:185-191.
- ROCHA-CAMPOS, A.C. & RÖSLER, O. 1978 Late Paleozoic faunal and floral successions in the Paraná Basin, Southeastern Brazil. *Bol. IG-USP*, 9: 1-16.
- RODRIGUES, E. & MONTEIRO, M. 1982 Fácies sedimentares da Formação Pirambóia. In: THOMAZ F. Arenitos oleígenos da Formação Pirambóia. Petrobrás, CENPES, Relat. Int.
- RODRIGUES, R. & QUADROS, L.P. 1976 Mineralogia das argilas e teor de boro das formações paleozóicas da Bacia do Paraná. In: An. 29<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Ouro Preto, 2:351-379.
- ROGERS, D.A. & ASTIN, T.R. 1991 Ephemeral lakes, mud pellet dunes and wind-blown sand and silt: reinterpretation of Devonian lacustrine cycles in north Scotland. *Spec. Pub. Intern. Assoc. Sedimentol.*, 13: 199-221.
- ROHN, R. 1985 Bivalves da Formação Rio do Rasto (Permiano Superior) no Estado do Paraná. In: Resumos 9<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, Fortaleza, p.134.
- ROHN, R. 1986 Caracteres diagnósticos dos conchostráceos fósseis - exemplos da Formação Rio do Rasto (Permiano Superior, Bacia do Paraná). *An. Acad. brasil. Ciênc.*, 58(4):596.
- ROHN, R. 1987 Conchostráceos da Formação Rio do Rasto (Bacia do Paraná, Permiano Superior) no Estado do Paraná e no norte do Estado de Santa Catarina. *Bol. IG-USP, Sér.Cient.*, 18:27-66.
- ROHN, R. 1988 Bioestratigrafia e paleoambientes da Formação Rio do Rasto na borda leste da bacia do Paraná (Permiano Superior, Estado do Paraná). Diss. Mestrado, IG-USP, São Paulo, 331 p.
- ROHN, R. 1989a Bioestratigrafia e paleoambientes da Formação Rio do Rasto na borda leste da Bacia do Paraná (Permiano Superior, Estado do Paraná). *Rev. brasil. Geoc.*, 19(2):271-272.
- ROHN, R. 1989b Grupo Passa Dois. In: RÖSLER, O. (Coord.) Paleontologia da Bacia do Paraná e Roteiro da Excursão 01. In: An. 11<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, Curitiba, 5:34-42.
- ROHN, R. (inédito) Bivalves da Formação Rio do Rasto (Permiano Superior) no Estado do Paraná. In: 9<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, Fortaleza, 1985.
- ROHN, R. & FAIRCHILD, T.R. 1986 Estromatólitos permianos em calcário coquinóide do Grupo Passa Dois, Nordeste do Paraná. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, 58(3):433-444.
- ROHN, R. & LAVINA, E.L. 1993 Cronoestratigrafia do Grupo Passa Dois. In: Resumos 1<sup>o</sup> SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, UESP, Rio Claro, SP. p. 77-80.
- ROHN, R.; OLIVEIRA-BABINSKI, M.E.B. de; RÖSLER, O. 1984 *Glossopteris* da Formação Rio do Rasto no sul do Estado do Paraná. In: An. 33<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Rio de Janeiro, 2:1047-1061.
- ROHN, R. & PENATTI, J.-R. R. 1993 Bioestratigrafia de moluscos bivalves da Formação Teresina (Bacia do Paraná, Permiano Superior). In: Bol. Resumos 13<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, São Leopoldo, p.200.
- ROHN, R. & RÖSLER, O. 1985 Conchostráceos da Formação Rio do Rasto no sul do Estado do Paraná. In: 8<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, Rio de Janeiro, Sér. Geol., 27 (Paleont./Estrat., 2): 481-490.
- ROHN, R. & RÖSLER, O. 1986a *Schizoneura gondwanensis* Feistmantel da Formação Rio do Rasto (Bacia do Paraná, Permiano Superior) no Estado do Paraná e no norte do Estado de Santa Catarina. *Bol. IG-USP, Inst. Geoc., Univ.S.Paulo*, 17:27-37.
- ROHN, R. & RÖSLER, O. 1986b Caules de Sphenophyta da Formação Rio do Rasto (Bacia do Paraná, Permiano Superior). *Bol. IG-USP*, 17:39-56.
- ROHN, R. & RÖSLER, O. 1986c Pteridófilas pecopteróides da Formação Rio do Rasto no Estado do Paraná e da Formação Estrada Nova no Estado de São Paulo (Bacia do Paraná, Permiano Superior). *Bol. IG-USP*, 17:57-76.
- ROHN, R. & RÖSLER, O. 1987 Relações entre a flora permiana do Gondwana e as floras das províncias setentrionais. In: An. 10<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, Rio de Janeiro, 2:885-899.
- ROHN, R. & RÖSLER, O. 1989a Novas ocorrências de *Glossopteris* na Formação Rio do Rasto (Bacia do Paraná, Permiano Superior) e o seu possível significado paleoclimático. *Bol. IG-USP, Publ.Esp.*, 7:127-137.
- ROHN, R. & RÖSLER, O. 1989b Folhas denteadas da Formação Rio do Rasto (Bacia do Paraná, Permiano Superior) e seu possível significado paleoclimático. *Bol. IG-USP, Publ. Esp.*, 7: 101-125
- ROHN, R. & RÖSLER, O. 1990 Conchostráceos da Formação Rio do Rasto (Bacia do Paraná, Permiano Superior): Bioestratigrafia e implicações paleoambientais. *Rev. brasil. Geoc.*, 19(4):486-493.
- ROHN, R. & RÖSLER, O. 1991 Estróbilos de Equisetales na Formação Rio do Rasto (Permiano Superior) em Santa Catarina. In: Resumos 12<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, São Paulo, p.17.
- RÖSLER, O. 1976a Novas idéias sobre a evolução paleoflorística e paleoclimática no Eogondwana brasileiro. In: Actas 1<sup>o</sup> CONGRESSO GEOLOGICO CHILENO, Santiago, 3:L83-L94.

- RÖSLER, O. 1976b Paleofloristic considerations based on the Upper Paleozoic taofloras of the Paraná Basin (Brazil), in relation to the palaeogeographic studies. Frankfurt, Courier Forschungsinstitut Senckenberg, 17:89.
- RÖSLER, O. 1978a Novas ocorrências na Formação Rio do Rasto, Permiano Superior, Estado do Paraná. Bol. IG-USP, 9:127-132.
- RÖSLER, O. 1978b The Brazilian Eogondwanic floral succession. Bol. IG-USP, 9:85-91.
- RÖSLER, O. 1982 Novo afloramento fossilífero (Rio Preto) da Formação Teresina (Permiano Superior) no Estado do Paraná. An. Acad. brasil. Ciênc., 54(1):252
- RÖSLER, O. 1986 Fósseis. In: COMISSÃO EDITORIAL-NSP/SBG Manual de coleta de amostras em geociências. Bol. NSP/SBG, 2:15-21.
- RÖSLER, O.; CHRISTOPHE-DA-SILVA, J.C.; DINIZ, M.N.; TABACH, R. 1985 Coprólitos da localidade de Rio Preto, PR, em sedimentos da Formação Serra Alta. In: 8º CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, Rio de Janeiro, Sér. Geol., 27 (Paleont./Estrat., 2):123-127.
- RÖSLER, O. & OLIVEIRA, M.E.C.B. de 1978 Tafloflóras eogondvânicas do Brasil: III. Ocorrência de Dorizon, Estado do Paraná, Formação Rio do Rasto, Grupo Passa Dois. In: Resumos 30º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Recife, PE, p.183-184.
- RÖSLER, O. & ROHN, R. 1984 *Sphenophyllum paranaense* n.sp. (Sphenophyta) da Formação Rio do Rasto (Permiano Superior) de Dorizon, Estado do Paraná. Bol. IG-USP, 15:97-104.
- ROSSOUW, P.J. 1970 Freshwater Mollusca in the Beaufort Series of Southern Africa. In: Proc. 2<sup>nd</sup> INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, Pretoria, p. 615-616.
- RUBIN, D.M. 1987 Formation of scalloped cross-bedding without unsteady flows. J. Sediment. Petrol., 57(1): 39-45.
- RUNNEGAR, B. & NEWELL, N.D. 1971 Caspian-like relict molluscan fauna in the South American Permian. Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., 146(1):1-66.
- RUNNEGAR, B. 1972 Late Paleozoic Bivalvia from South America. Provincial affinities and age. An. Acad. brasil. Ciênc., 44(Supl.):295-312.
- RUNNEGAR, B. 1974 Evolutionary history of the bivalve Subclass Anomalodesmata. J. Paleontol., 48(5): 904-939.
- RUSSO, A.; ARCHANGELSKY, S.; GAMERRO, J.C. 1980 Los depositos suprapaleozoicos en el subsuelo de la Llanura Chaco-Pampeana, Argentina. In: Actas 2º CONGRESO ARGENTINO de PALEONTOLOGIA y BIOESTRATIGRAFIA y 1º CONGRESO LATINO-AMERICANO de PALEONTOLOGIA, Buenos Aires, T. IV: 157-173.
- SACS (South African Committee for Stratigraphy) 1980 Stratigraphy of South Africa. Part 1. Lithostratigraphy of the Republic of South Africa, South West Africa/Namibia, and the Republics of Bophutatswana, Transkei and Venda. Handbook of the Geological Survey of South Africa, 8, 690 p.
- SALAMUNI, R. 1963 Estruturas sedimentares singenéticas e sua significação na Série Passa Dois. Bol. Univ. Fed. Paraná, Geol., 12, 90 p.
- SANDER, P.M. 1987 Taphonomy of the Lower Permian Geraldine Bonebed in Archer County, Texas. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 61(3/4):221-236.
- SANFORD, R. & LANGE, F.W. 1960 Basin study approach to oil evaluation of Paraná Miogeosyncline, South Brazil. Bull. AAPG, 44(8):1316-1370.
- SANTOS NETO, E.V. DOS & CERQUEIRA, J.R. 1993 Aplicação da geoquímica orgânica na cronoestratigrafia e paleogeografia da Formação Irati, Bacia do Paraná. In: Resumos 1º SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, UNESP, Rio Claro, SP. p. 71.
- SCHÄFER, A. & SNEH, A. 1983 Lower Rotliegend fluvio-lacustrine sequences in the Saar-Nahe Basin. Geol. Rund., 72(3):1135-1146.
- SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F.; NOGUEIRA, A.A. 1974 Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: An. 28º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Porto Alegre, 1:41-65.
- SCHOBHENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (coords). 1984 Geologia do Brasil, 501 P. Brasília, MME/DNPM, map.
- SCHUBERT, J.K. & BOTTJER, D.J. 1992 Early Triassic stromatolites as post-mass extinction disaster forms. Geology, 20: 883-886.
- SEILACHER, A. & AIGNER, T. 1991 Storm deposition at the bed, facies, and basin scale: the Geologic perspective. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.) Cycles and events in stratigraphy. Heidelberg, Springer-Verlag, p. 249-267.
- SHANLEY, K.M. & MCCABE, P.J. 1991 Predicting facies architecture through sequence stratigraphy; an example from the Kaiparovits Plateau, Utah. Geology, 19(7):742-745.
- SHAW, A.B. 1964 Time in stratigraphy. New York, Mc Graw Hill, 365 p.
- SIMÕES, M.G. 1988 Técnica de preparação de bivalves silicificados, com vistas ao estudo da morfologia interna. In: Resumos 15º CONGRESSO BRASILEIRO DE ZOOLOGIA, Curitiba, p.49.
- SIMÕES, M.G. 1992 Pelecípodes da Formação Palermo (Permiano) de São Sepé (RS) e Guiratinga (MT): Implicações na evolução da fauna neopaleozóica da Bacia do Paraná, Brasil. Tese de Doutorado, IG-USP, São Paulo.
- SIMÕES, M.G. & FITTIPALDI, F.C. 1989 A presença de *Cypricardinia* Hall, 1859 (Mollusca, Bivalvia) em sedimentos permianos da Bacia do Paraná e suas implicações paleogeográficas. In: Boletim de Resumos 16º CONGRESSO BRASILEIRO DE ZOOLOGIA, João Pessoa, p. 150.
- SIMÕES, M.G. & ROCHA-CAMPOS, A.C. 1992 Pelecípodes neopaleozóicos da Bacia do Paraná, Brasil: Perspectiva bioestratigráfica. In: Bol. Resumos Expandidos 37º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, São Paulo, 2:500-502.
- SLINGERLAND, R. 1986 Numerical computation of oscillating paleotides in the Catskill epeiric sea of eastern North America. Sedimentol., 33(4): 487-497.
- SMITH, R.M.H. 1990 Alluvial paleosols and pedofacies sequences in the Permian Lower Beaufort of the Southwestern Karoo Basin, South Africa. J. Sed. Petrol., 60(2): 258-276.
- SMOOT, J.P. 1991 Sedimentary facies and depositional environments of Early Mesozoic Newark Supergroup basins, eastern North America. Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 84: 364-423.
- SOARES, P.C. 1972 Estruturas estromatolíticas do Permiano no Estado de São Paulo. In: Resumos 26º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belém, p. 249.
- SOARES, P.C. & LANDIM, P.M.B. 1973 Aspectos regionais da estratigrafia da Bacia do Paraná no seu flanco nordeste. In: An. 27º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Aracaju, 1:243-296.

- SOARES, P.C.; ARTUR, P.C.; BARBOSA, M.A.D.; ASSINE, M.L. 1993 Ciclicidade na sedimentação neopermiana (formações Serra Alta e Teresina) e as possibilidades para correlação cronoestratigráfica. In: Resumos 1º SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, Rio Claro, SP. p. 81-82.
- SOHN, I.G. & ROCHA-CAMPOS, A.C. 1990 Late Paleozoic (Gondwanan) ostracodes in the Corumbataí Formation, Paraná Basin, Brazil. *J. Paleont.*, 64(1):116-128.
- SOMMER, F.W. 1954 Contribuição à paleofitografia do Paraná. In: LANGE, F.W. (ed.) Paleontologia do Paraná. Curitiba, Volume Comemorativo do 1º Centenário do Estado do Paraná, Museu Paranaense, p.175-194.
- SOMMER, F.W. & TRINDADE, N.M. 1966 Lycopodiales do Gondwana brasileiro. *Bol. DNPM - DGM*, 230, 31p, 8 est., Rio de Janeiro.
- SOUSA, S.H. de M. 1985 Fácies sedimentares das Formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo. São Paulo, Diss. Mestrado, IG-USP, São Paulo, 142 p.
- SOUSA, S.H.M.; SUGUIO, K.; CASTRO, J.C. 1991 Sedimentary facies of the Estrada Nova and Corumbataí Formations (Late Paleozoic of the Paraná Basin) in the State of São Paulo, Brazil. In: Proc. 7<sup>th</sup> INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, São Paulo, p. 161-172.
- SPICER, R.A. 1981 The sorting and deposition of allochthonous plant material in a modern environment at Silwood Lake, Silwood Park, Berkshire, England. *Prof. Pap., U.S.Geol.Surv.*, 1143, 68 p.
- SPICER, R.A. & WOLFE, J.A. 1987 Plant taphonomy of Late Holocene deposits in Trinity (Clair Engle) Lake, northern California. *Paleobiol.*, 13(2):227-245.
- STANLEY, K.O. & SURDAM, R.C. 1978 Sedimentation on the front of Eocene Gilbert-type deltas, Washkie Basin, Wyoming. *J. Sed. Petrol.*, 48(2):557-573.
- STANLEY, S.M. 1970 Relation of shell form to life habits of the Bivalvia (Mollusca). *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 125, 296 p., 40 est.
- STANLEY, S.M. 1972 Functional morphology and evolution of byssally attached bivalve molluscs. *J. Paleont.*, 46(2):165-212.
- STANLEY, S.M. 1990 The general correlation between rate of speciation and rate of extinction: Fortuitous causal linkages. In: ROSS, R.M. & ALLMON, W.D. (eds) Causes of evolution. A paleontological perspective, p. 103-125.
- STAPP, K.R.G. 1989 Biogene fluvio-lacustrine Sedimentation im Rotliegend des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens (SW-Deutschland). *Facies*, 20: 169-198.
- STEAR, W.M. 1978 Sedimentary structures related to fluctuating hydrodynamic conditions in flood plain deposits of the Beaufort Group near Beaufort West, Cape. *Trans. Geol. Soc. South African*, 81:393-399.
- STEAR, W.M. 1985 Comparison of the bedform distribution and dynamics of modern and ancient sandy ephemeral flood deposits in the southwestern Karoo region, South Africa. *Sediment. Geol.*, 45:209-230.
- STINGL, V. 1989 Marginal marine sedimentation in the basal alpine Buntsandstein (Scythian) in the western part of the northern calcareous alps (Tyrol/Salzburg, Austria). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 72:249-262.
- STRASSER, A. 1986 Ooids in Purbeck Limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. *Sedimentol.*, 33:711-727.
- SUGUIO, K. 1980 Rochas sedimentares: propriedades, gênese, importância econômica. Edgard Blücher, São Paulo, 500p.
- SUGUIO, K. & SOUSA, S.H. de M. e 1985 Restos de mesossaurídeos na Formação Corumbataí, Permiano da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, 57(3): 339-347 illus.
- SUGUIO, K.; SALATI, E.; BARCELOS, J.H. 1974 Calcários oolíticos de Taguai (SP) e seu possível significado paleoambiental na deposição da Formação Estrada Nova. *Rev. brasil. Geoc.*, 4:142-166.
- SURANGE, K.R. 1975 Indian Lower Gondwana Floras: A review. In: Proc. 3<sup>rd</sup> INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, Canberra, p. 135-147.
- SURDAM, R.C. & WOLBAUER, C.A. 1975 Green River Formation, Wyoming; a playa-lake complex. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 86(3):335-345.
- SWIFT, D.J.P. & NUMMEDAL, D. 1987 Hummocky cross-stratification tropical hurricanes and intense winter storms. *Sedimentol.*, 34: 338-359.
- SWIRYDCZUK, K.; WILKINSON, B.H.; SMITH, G.R. 1979 The Pliocene Glens Ferry Oolite: Lake-Margin carbonate deposition in the Southwestern Snake River Plains. *J. Sed. Petrol.*, 49 (3): 945-1004.
- SWIRYDCZUK, K.; WILKINSON, B.H.; SMITH, G.R. 1980 The pliocene glens ferry oolite - II: Sedimentology of oolitic lacustrine terrace deposits. *J. Sed. Petrol.*, 50 (4): 1237-1248.
- TASCH, P. 1956 Three general principles for a system of classification of fossil conchostracans. *J. Paleont.*, 30(5):1248-1257.
- TASCH, P. 1958 Permian conchostraca-bearing beds of Kansas. I. Jester Creek section - fauna and paleoecology. *J. Paleontol.*, 32:525-540.
- TASCH, P. 1969 Branchiopoda. In: MOORE, R.C. (ed.) Treatise on invertebrate paleontology, Parte R, Arthropoda 4, Crustacea (except Ostracoda). *Geol. Soc. Amer. e Univ. Kansas*, 1:R128-R192.
- TASCH, P. 1979a Conchostracan genus *Gabonestheria* and the South American-African ligature. *Antact. J. United States*, 14(5):13.
- TASCH, P. 1979b Crustacean branchiopod distribution and speciation in Mesozoic lakes of the southern continents. *Antarct. Res. Ser.*, 30 (Terrestrial Biology, 3, Pap. 4):65-74.
- TASCH, P. 1980 New non-marine fossil links in Gondwana correlations and their significance. *Antarct. J. United States (1980 Review)*, p.5-6.
- TASCH, P. 1981 Non-marine evidence for Paleozoic/Mesozoic Gondwana correlations: Update. In: Proc. 5<sup>th</sup> INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, Wellington, p. 11-14.
- TASCH, P. 1982 Conchostracan dispersal (Paleozoic/Mesozoic) between South America, Africa and Antarctica. *Antarct. J. United States*, 17(5): 45-46.
- TASCH, P. 1987 Fossil Conchostraca of the Southern Hemisphere and continental drift; paleontology, biostratigraphy and dispersal. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 165:1-290
- TASCH, P. & ZIMMERMAN, J.R. 1961 Comparative ecology of living and fossil conchostracans in a seven county area of Kansas and Oklahoma. *Bull.Univ.Wichita (Univ.Stud.)*, 47), 36(1):3-14.
- TERRA, G.J.S. 1990 Fácies, modelo deposicional e diagênese da seqüência carbonática Albo-Cenomaniana (Formação Ponta do Mel) da Bacia Potiguar. Rio de Janeiro, Diss. Mestrado, IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 153 p.
- TERWINDT, J.H.J. & BREUSERS, H.N.C. 1982 Flume experiments on the origin of flaser bedding. *Discussion. Sedimentol.*, 29: 903-907.

- TEVESZ, M.J.S. & MC CALL, P.L. 1979 Evolution of substratum preference in bivalves (Mollusca). *J. Paleont.*, 53(1):112-120.
- THOMAZ F<sup>o</sup>, A.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1976 Aplicação do método Rb-Sr na datação de rochas sedimentares argilosas da Bacia do Paraná. In: An. 29<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 4:289-302.
- TRUSWELL, E.M. 1980 Permo-Carboniferous palynology of Gondwanaland: progress and problems in the decade to 1980. *BMR J. Australian Geol. & Geophysics*, 5:95-111.
- TUCKER, K.E. & CHALCRAFT, R.G. 1991 Cyclicity in the Permian Queen Formation -U.S.M. Queen Field, Pecos County, Texas. In: LOMANDO A.J. & HARRIS, P.M. (eds.) Mixed carbonate-siliciclastic sequences. Dallas, SEPM Core Workshop, 15, p.385-428.
- TUCKER, M.E. 1990 Geological background to carbonate sedimentation. In: TUCKER, M.E.; WRIGHT, V.P.; DICKSON, J.A.D. (eds.) Carbonate sedimentology. Oxford, Blackwell Sci. Publ., p. 28-69.
- TUCKER, M.E. 1991 Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea. *J. Geol. Soc., London*, 148: 1019-1036.
- TUCKER, M.E. & WRIGHT, P. 1990 Carbonate deposition of systems. I. Marine shallow-water and lacustrine carbonates. In: TUCKER, M.E.; WRIGHT, V.P.; DICKSON, J.A.D. (eds.) Carbonate sedimentology. Oxford, Blackwell Sci. Publ., p. 101-227.
- TURNER, P. 1980 Continental red beds. Birmingham, Developments in sedimentology, 29. Elsevier Scientific Publishing Comp., 562 p.
- VALENCIO, D.A. 1972 Intercontinental correlation of Late Paleozoic South American rocks on the basis of their magnetic remanences. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, 44(Supl.):357-364.
- VAN DER ZWAN, C.J. & SPAAK, P. 1992 Lower to Middle Triassic sequence stratigraphy and climatology of the Netherlands, a model. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 91(3/4): 277-290.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M.; CAMPION, K.M.; RAHMANIAN, V.D. 1990 Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: Concept for high-resolution correlation of time and facies. AAPG Methods in Exploration, Ser.7, AAPG, 55p.
- VEEVERS, J.J. 1991 Mid-Triassic lacuna on the Gondwanaland platform during the final coalescence and incipient dispersal of Pangaea. In: Proc. 7<sup>th</sup> INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, São Paulo, p. 603-613.
- VEEVERS, J.J. & EVANS, P.R. 1975 Late Palaeozoic and Mesozoic history of Australia. In: Proc. 3<sup>rd</sup> INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, Canberra, Australia, p. 579-586.
- VEEVERS, J.J. & POWELL, C.McA. 1987 Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 98:475-487.
- VIEIRA, A.J. 1973 Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. In: An. 27<sup>o</sup> CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Aracaju, 3:259-277.
- VISSER, J.N.J. 1992 Deposition of the Early to Late Permian Whitehill Formation during a sea-level highstand in a juvenile foreland basin. *South African J. Geol.*, 95(5/6):181-193.
- VISSER, J.N.J. 1993 Sea-level changes in a back-arc-foreland transition: the late Carboniferous-Permian Karoo Basin of South Africa. *Sediment. Geol.*, 83:115-131.
- VON HUENE, F. 1928 Aphorismos über die Stratigraphie des brasilianisch Staates S. Paulo. *Zentralblatt Mineral. Geol. Paläontol., Abt. B.*: 524-531.
- WALKER, R.G.; & PLINT, A.G. 1992 Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: WALKER, R.G. (ed.) Facies models. Geoscience Canada, Reprint Ser.
- WANLESS, H.R.; TYRRELL, K.M.; TEDESCO, L.P.; DAVIS, J.J. 1988 Tidal-flat sedimentation from Hurricane Kate, Caicos Platform, British West Indies. *J. Sed. Petrol.*, Vol. 58, No.4, p. 724-738.
- WASHBURNE, C.W. 1930 Petroleum geology of the State of São Paulo. São Paulo, 272p. (S. Paulo. Comissão Geográfica. B. 22).
- WATERHOUSE, J.W. 1978 Chronostratigraphy for the World Permian. Contribution to the Geologic Time Scale. *Stud. Geol., AAPG*, 6:299-322.
- WEBB, J.A. 1979 A reappraisal of the palaeoecology of conchostracans (Crustacea: Branchiopoda). *N. Jb. Geol. Palaont. Abh.*, 158(2):259-275.
- WHITE, I.C. 1908 Relatório sobre as Coal Measures e rochas associadas do sul do Brasil. Rio de Janeiro, Com. Est. Minas Carvão de Pedra do Brasil, 1, 300 p.
- WIGNALL, P.B. & HALLAM, A. 1992 Anoxia as a cause of Permian/Triassic mass extinction: facies evidence from northern Italy and the western United States. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 93: 21-46.
- WILKINSON, B.H.; OWEN, R.N.; CARROL, A.R. 1985 Submarine hydrothermal weathering, global eustasy, and carbonate polymorphism in phanerozoic marine oolites. *J. Sed. Petrol.*, 55(2):171-183.
- WILSON, J.L. 1975 Carbonate Facies in Geologic History. Berlin, Springer-Verlag, 471p.
- WILSON, M.V.H. 1980 Eocene lake environments: depth and distance-from-shore variation in fish, insect, and plant assemblages. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 32: 21-44.
- WINN, R.D., Jr. 1991 Storm Deposition in Marine Sand Sheets: Wall Creek Member, Frontier Formation, Powder River Basin, Wyoming. *J. Sed. Petrol.*, 61(1): 86-101.
- WOLFE, J.A. & UPCHURCH, G.R., JR 1987 North American nonmarine climates and vegetation during the late Cretaceous. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 61:33-77.
- WRIGHT, L.D. 1977 Sediment transport and deposition at river mouths: A synthesis. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 88(6): 857-868.
- WRIGHT, P. 1990 Lacustrine carbonates. In: TUCKER, M.E.; WRIGHT, V.P.; DICKSON, J.A.D. (eds.) Carbonate sedimentology. Oxford, Blackwell Sci. Publ., p. 164-190.
- WRIGHT, V.P. 1986 Facies sequences on a carbonate ramp: The Carboniferous limestone of South Wales. *Sediment.*, 33(2):221-241.
- WÜRDIG-MACIEL, N.L. 1975 Ictiodontes e ictiodorulitos (Pisces) da Formação Estrada Nova e sua aplicação na estratigrafia do Grupo Passa Dois. *Pesquisas*, 5:7-83.
- YEMANE, K.; SIEGENTHALER, C.; KELTS, K. 1989 Lacustrine Environment During Lower Beaufort (Upper Permian) Karoo Deposition in Northern Malawi. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 70: 165-178.
- YOSHIDA, R. 1970 Novo gênero de conífera da Formação Estrada Nova, Norte do Estado de Santa Catarina. *Div. Geol. Min., Brasil. Bol. DNPM - DGM*, 249, 17p., 4 est., Rio de Janeiro.
- ZABERT, L.L. 1985 Ostracodos de agua dulce del permico superior de colonia Independência (depto. Guaira), Paraguay. *AMEGHINIANA (Rev. Assoc. Paleontol. Argent.)*, 22(1-2): 121-131.

- ZAINE, M. 1980 Uma barreira geográfica no Paleozóico Superior na região de Fartura, SP. São Paulo, Diss. Mestrado, IG-USP, São Paulo, 89 p.
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. 1987 Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: Actas 3º SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Curitiba, PR, 1:441-477
- ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A.; MARQUES, A. 1991 Tectonics and sedimentation of the Paraná Basin. In: Proc. 7<sup>th</sup> INTERNATIONAL GONDWANA SYMPOSIUM, São Paulo, p. 83-117
- ZAWADA, P.K. 1989 The stratigraphy and sedimentology of the Ecca and Beaufort Groups in the Fauresmith area, South-Western Orange Free State. Bull. Geological Survey., Rep. South Africa, 90, 48p.
- ZIEGLER, A.M. 1990 Phytogeographic patterns and continental configurations during the Permian Period. In: MCKERROW, W.S. & SCOTese, C.R. (eds.) Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. Geol. Soc. Memoir, 12:363-379.

## ANEXO 1 - Lista dos afloramentos, dos fósseis e das amostras

Convenções:

Unidades estratigráficas: SA = Formação Serra Alta; TE = Formação Teresina; RR = Formação Rio do Rasto; SE = Membro Serrinha; MP = Membro Morro Pelado; PIR = Formação Pirambóia

Coleções paleontológicas:

Amostras GP/\_E ou GP/\_T: depositadas no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo;

GP/1E ou GP/1T: invertebrados

GP/2E ou GP/2T: vertebrados

GP/3E ou GP/3T: megáfósseis vegetais

Amostras URC- \_\_: depositadas no Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista)

URC.AC.: artrópodes (conchostráceos e ostracodes)

URC.MB.: moluscos bivalves

URC.CR.: carófitas

URC.E.: esfenófitas

URC.L.: licófitas

URC.PE.: glossopterídeas

URC.PT.: pteridófilas/filicíneas

URC.CO: coníferas *s.l.*

URC.P.: peixes

URC.I.: icnofósseis

URC.Cl.: lâminas petrográficas

### SC 425 (entre Otacílio Costa e a BR 470, SC)

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
km 34,2 (=0,9 km do trevo p/ Manville)	RR	lam. verm. c/ lamin. pl.-paral.		
km 34,8	RR	idem anterior, c/ pequena interc. mais aren. fossilífera	URC. PE.94(2); PE.95(1); PT.22(1); AC.105(1); MB.355(2); P.230(1)	<i>Glossopteris</i> cf. <i>G.browniana</i> , <i>Pecopteris</i> , <i>Sphenopteris</i> , caules indet., bivalves indet., <i>Asmussia?</i> , escamas e dentes de paleonisciformes
km 35,0	RR	idem anterior	URC. MB.354(1); P.231(3)	Bivalve indet., escamas de paleonisciformes
km 38,1	RR	lam. verd.c/lamin. pl.-paral.		
km 39,0	RR	lam.verm. c/intercal. de aren.tabul. decimétr. e lobo de suspensão	URC. MB.353(11); AC.106(1); AC.104(1)	<i>Pyramus?</i> <i>emerita</i> , <i>Paranaleaia supina</i> , escamas de paleonisciformes
km 39,2	RR	lam. e aren.tabular		
km 40,5	RR	lam. e aren. c/ond. cavalgantes	URC. AC.87(22); AC.88(1)	<i>Paranaleaia supina</i> , <i>Cyzicus</i> ( <i>Euestheria</i> ) sp. ?
km 40,7	RR	idem anterior	URC. AC.98(6)	<i>Paranaleaia supina</i> , <i>Asmussia</i> sp.?, escamas de paleonisciformes
km 41,9	RR	aren. mto. fino e lobo de suspensão (?)	URC. AC.97(7)	<i>Paranaleaia supina</i>

km 42,3	RR	aren. alt.		
km 45,6	RR	lam.caloff. c/ond., biot.		escamas de paleonisciformes
km 45,9	RR	lam.verm	URC. AC.94(3)	<i>Paranaleaia supina</i>
km 46,4	RR	lam.verm. c/ ligeira lam. pl.-paral.	URC. AC.95(2); AC.96(2)	<i>Paranaleaia supina</i> , <i>Asmussia</i> sp.
km 48,6	RR	lam.verm.	URC. AC.99(5); AC.93(12); P.227(2)	<i>Paranaleaia supina</i> , <i>Asmussia</i> sp.
km 49,6	RR	lam.verm. e aren. mto. fin. espes.c/lam.pl.-paral		escamas de paleonisciformes
km 50,6	RR	lam.verm. altern. c/ aren. fin.tab. decimétr.	URC. E.59(6); PE.89(1)	<i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Glossopteris</i> , caules indet., outros veg. mto. fragmentados
km 51,4	RR	lam.verm. altern. c/ aren.fin.tabul. c/ligeira lamin. pl.-paral. e lobo de suspensão	URC. PE.91(3); PE.88(1); PE.90(3); E.60(4); E.61(1); PT.21(1)	<i>Glossopteris</i> , <i>Pecopteris</i> , <i>Schizoneura?</i> , <i>Paracalamites</i> , veg. mto. fragmentados
km 52,1	RR	aren. fin. alt. c/ ligeira lam. pl.-paral.		
km 52,6	RR	lam.verm. e aren. taul. alt. decimétr.		
km 54,5	RR	aren. alt.		
km 54,8 (a cerca de 400-500m do trevo da BR 470)	RR	aren. espesso c/ interc. lam.verm.		

## BR 470 (entre Pouso Redondo e o trevo da BR 116, SC)

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
km 191,5	TE	16 a 20m de silt./arg. cinz. c/ estr.wavy e biot.; topo c/aren.fin.	URC. P.225(1)	escamas de paleonisciformes?
km 192,2		diabásio		
km 193,6	TE	silt./arg. cinz. c/estr. wavy e intercal. aren. tabul. mac.		
km 193,9	TE	silt. cinz. caloff. comp. c/estr. wavy biot. e lam. pl.-paral.		
km 194,3	TE	20m silt.alt.verd. c/ partes mais aren.; pacote c/ granocresc. ascend.		
km 194,5	TE	20m silt. alt. verd. homog.; uma interc. de 0,08m de aren. tabul.		
km 194,9	TE	parte basal: silt. cinz. caloff. comp. mac. c/gretas num nível; meio: dois níveis centimétr. de calc.; parte sup.: silt.alt.verd. c/ partes mais aren.; topo: silt./arg. c/ estrut. wavy		
km 195,1 (= "barzinho")	RR-SE	6-8 m aren. fin. amalg. c/ estr.cruz.hummocky		
km 195,2-195,5	RR-SE	Cont. do anterior e corpos tabul. aren. fin. comp., geralmente calcíf., e intercal. silt. cinz. mac. passando p/ rochas heterol. c/ wavy, c/ gretas; <i>bone bed</i>	URC. P.223(6); P.224(11)	<i>bone bed</i> com dentes e escamas de paleonisciformes e dentes de xenacântidos
km 195,5	RR-SE	Cont. do anterior c: a) aren. submétr. fin. mac. granodecresc. asc., apresentando grande concentração de restos de peixes na base; b) aren. mto. fino cinz. cacíf. c/ bivalves; c) rochas heterol. fin. c/ estr. wavy e gretas, geralmente calcíferas e c/ biot.; d) intercal. aren. fin. comp. c/ estratos inclinados acrescidos lateralmente (~ sigmóides)	URC. MB.45(3); MB.343(7);	a) <i>bone bed</i> milimétr. de escamas de paleonisciformes b) <i>Pyramus</i> ? e caules carbonificados indet.

km 195,7 a 195,9	RR-SE	Cont. do anterior e primeiros lamitos avermelhados c/ lobos de suspensão.		
km 196,0 a 196,4	RR-SE	Altern. aren. fin. tabul. decimétr. e silt.aren. c/ est. wavy ou lam. pl.-paral., raramente c/ gretas e biot.; um aren. fin. delgado c/ estr. cruz. <i>hummocky</i> ; parte inferior calcífera	URC. P.222(1); I.2(1)	escamas de paleonisciformes e icnofósseis
km 201,2 (=trevo SC 425)				
km 203,7	RR-MP	aren. alt.		escamas de peixes
km 204,3	RR-MP	lam. verm. c/ ligeira lamin. pl.-paral.		
km 204,4	RR-MP	lam. verm. e aren. tabul. c/ ligeira lamin.pl.-paral., fossilífero	URC. AC.66(1); MB.332(2)	Cf. <i>Palaeomutela ? platinensis</i> , conchostráceos indet., escamas de paleonisciformes.
km 204,7	RR-MP	a) aren.fin. alt. verm. c/ vegetais fragmentados; b) silt.aren. verm. fossilífero c/ ligeira lamin. pl.-paral.	URC. E.46(4); E.62(7); PT.14(3); PT.13(4); AC.68(2); AC.67(14); P.226(2); PE.79(1); PE.92(13);	a) <i>Paracalamites</i> , <i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Pecopteris</i> spp., <i>Dizeugotheca</i> , <i>Glossopteris surangei?</i> , <i>G. leptoneura?</i> , <i>G.browniana?</i> b) <i>Cyzicus (Euestheria) sp.</i> , <i>Asmussia regularis?</i> , <i>Pecopteris dolianitii</i>
km 204,9	RR-MP	lam. verm./verd. com intercalações de lobos de suspensão e, próximo ao topo, aren. mto.finos tabul. c/ ligeira lam. pl.-paral., fossilíferos	URC. MB.315(9); AC.53(6); MB.346(12); E.58(2); PE.87(1); AC.90(2); PE.87(1)	a) parte inferior: <i>Glossopteris</i> , <i>Sphenopteris</i> , <i>Paracalamites</i> , todos fragmentados e mal preservados, <i>Paranaleaia supina</i> , <i>Asmussia regularis</i> , escamas de peixes. b) <i>Terraia?</i> sp.1, <i>Pyramus?</i> <i>emerita</i> , cf. <i>Relogiicola</i> .
km 204,9 a 205,1	RR-MP	cont. anterior, c/ provável nível de paleossolo e aren. fin. eól.		<i>Paranaleaia supina</i> , <i>Monoleaia unicostata</i> , <i>Cyzicus (Euestheria) langei?</i>
km 205,2 a 205,4	RR-MP	parte inferior: aren.lentic., provavelmente eólico; parte superior: seqüência "engrossando para cima" (10-12m) com lam. verm. e interc. fin. de aren., passando para lobos de suspensão; partes calcíf. e biot.	URC. MB.398(2); AC.153(2)	Cf. <i>Relogiicola delicata</i>
km 205,6	RR-MP	ampla exposição observada à distância com lobos de suspensão conspícuos.		
km 205,7	RR-MP	vários lobos de suspensão alternados c/lam. verm e silt./arg. rítm.; níveis calcíf. e c/ concreções de CaCO <sub>3</sub>		
km 206	RR-MP	idem anterior com pequena intercal. aren. fin. eólico; aren. fin. tabul. calcíf. fossilífero	URC. PT.37(2); AC.152(2); AC.92(6); AC.135(4); PT.36(4); E.82(1)	<i>Pecopteris cadeadensis</i> , <i>Dizeugotheca?</i> , <i>Paracalamites</i> , fragmentos de caules, <i>Asmussia</i> cf. <i>A.regularis</i> , escamas de paleonisciformes.
km 206,3	RR-MP	lam. aren. c/ estratos inclinados (barra de desembocadura), lobos de suspensão e aren. tabul. intercal. por lam.verm.		
km 206,4 (bar abandonado e pequena queda d'água)	RR-MP	cont. anterior e parte superior com corpos espessos (3m ou mais) de aren. fin. eól.; partes calcíferas		

km 206,6 a 207,1	RR-MP	cont. aren. fin. eólicos espessos, sucedidos por duas ou mais seqüências "engrossando para cima" (4-8m), c/ lobos de suspensão na parte superior e, às vezes, sobrepostos de aren. de canal fluvial e aren.eól.; algumas partes calcíferas	GP/3E 5477; a 5541; URC. E.31; E.33; E.36(15); E.37(14); E.40(1); E.41(12); AC.63(1); P.208(2); E.35(2); MB.322(7); E.34(6); E.69(2); AC.62(4)	em lamitos finamente laminados a rítmicos, na parte basal de uma das seqüências "engrossando para cima": abundantes <i>Paracalamites</i> e outros caules de esfenófitas, <i>Dichophyllites?</i> , estróbilos de esfenófitas, <i>Glossopteris</i> , <i>Palaeomutela? platinensis</i> , <i>Asmussia regularis?</i> , escamas de paleonisciformes.
km 207,1 (AF/GP 282)	RR-MP	aren. fin. sigmóides (?) e lenticl. amalgamados; no topo, lam. verm. fossilíferos e aren. fin.tabul.	GP/3T 1705-07; GP/3E-5558; 5775; 5557; 5554; 5776;	<i>Pecopteris cadeadensis</i> , <i>Dizeugotheca?</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Paracalamites</i> sp.3, <i>Glossopteris</i> cf. <i>G.leptoneura</i> , <i>Glossopteris</i> cf. <i>G.taeniopteroides</i> , <i>Glossopteris</i> cf. <i>G.conspicua</i> ou <i>Glossopteris</i> sp.1, <i>Glossopteris riorastensis</i> , caules indet.
km 208,2	RR-MP	aren. alt.		
km 210,5	RR-MP	aren. fin. eól. (?) e lam.verm		
km 211,1	PIR	aren. fin. eól.		

## BR 116 (entre Santa Cecília e Monte Castelo, SC)

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
km 69,8 (0,6 km do trevo de Monte Castelo)	TE	silt. alt. verd. mac. ou silt.aren./silt. arg. verd. c/ estr. wavy e biot.		
km 71,4	TE	idem ao anterior, c/ ligeiras interc. aren.		
km 73	TE	idem anterior		
km 77,3	TE	folhelho cinza		
km 82,5 (próximo a uma igreja)	TE	silt. alt. verd.		
km 83,0	TE	silt. cinz. ou verd. alt. com ligeiras lamin.ondul.		
km 84,2 (pedreira abandonada)	TE	10-12m de rochas heterolíticas de aren.mto. fin. e silt. cinz com wavy, partes c/ gretas de contração (junto c/ vegetais), partes calcíf., e partes c/ biot.; intercal. aren. fin. c/ estr. cruz. "micro-hummocky" e aren. fin. calcíf. tabul.	URC. CO.44(1)	caules carbonificados, sementes?, <i>Kräuselcladus?</i>
km 85,5	TE	silt. alt. alt.		escamas de peixes raras
km 90,1	TE	idem anterior		
km 96,2	RR-SE?	aren. mto. fin. alt. cinz. ou verd., c/ lam. pl.-paral. ou mac. ou ondul.; corpos tabul. e lent.	URC. MB.381(54)	<i>Pinzonella neotropica</i> , <i>Terraia?</i> sp.3?
km 100,6	RR-SE	aren. fin. e silt. verd. mto. alt.		
km 102,2	RR-SE	idem anterior		
km 103,0	RR-SE	rocha heterol. aren. fin. e silt., c/ ondul.		
km 103,3	RR-SE	silt.cinz.		escamas de peixes
km 103,4	RR-SE	aren. fin. espessos (3-6m) c/ estr. pl.-paral., ondul., possível biot. e lam.cinz./verm.	URC. AC.128(18); AC89(26)	<i>Gabonestheria brasiliensis</i> , <i>Cyzicus</i> sp., cf. <i>Monoleaia</i> , escamas de paleonisciformes e crossopterigeos
km 103,9	RR-SE	aren. fin. cruz. por ondas c/ biot. e est. pl.-paral.	URC. E.80(5); E.65(1); AC.127(1); MB.382(7)	<i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Pyramus?</i> <i>emerita</i> , cf. <i>Terraia curvata</i> , cf. <i>Leinzia</i> , outros bivalves.

km 104,2	RR-SE?	aren.fin. espessos (3-6m) mac. ou ond. cavalg. e lam. verm. c/ lamin.pl.-paral.		Aflor. "São Pascoal" de TASCH (1987)? que apresentaria <i>Gabonestheria brasiliensis</i> , <i>Cyzicus</i> sp.
km 104,4	RR-MP	aren. fin. espesso alt.		conchostráceos e <i>Paracalamites</i>
km 104,8	RR-MP	aren.fin. mac. ou eól. ou c/ lamin.pl.-paral.		
km 105,1	RR-SE?	rochas heterol. c/ wavy, aren. tabul., lam. verm. e verd.; partes calcíf.		
km 105,3	RR-MP	aren. c/ ond. cavalg., lamin.pl.-paral., ritm. de aren./silt., lam. verm. e lobos de suspensão(?)		
km 105,5	RR-MP	aren. e lam. c/ ond. cavalg.		
km 105,7	RR-MP	28-30m formados por seqüências "engrossando para cima" de lam. verm., ritm., aren. fin. tabul. e lobos de suspensão; partes calcíf.; nveis biot. e fossilíferos	URC. I.7; P.252	icnofósseis e restos de peixes
km 106	RR-MP	aren.fin.espesso (10m) c/ estrat. cruz. (eól.?) e pequena interc. lam. verm		
km 106,3	RR-MP	aren. c/ond. cavalg., tabul. ou c/ estratos inclinados (barra de desembocadura?); lam. verm. fossil.	URC. AC.145(4)	<i>Asmussia</i> cf. <i>A.regularis</i> ; provável afloramento "Station 3" de TASCH (1987) c/ diversos outros conchostráceos
km 106,4	RR-MP	lobos de suspensão, aren. fin. tabul., ritm. e lam.verm.		
km 106,5	RR-MP	aren. eól. (?), lam. verm e aren./lam. c/ estratos inclinados (barras de desembocadura)		
km 106,6	RR-MP	aren. eól., aren. c/ond. cavalg.e lam. verm; partes calcíferas		
km 106,8	RR-MP	aren. eól.(?) e aren. fin. tabul.		
km 106,9	RR-MP	aren. eól., aren. c/ ond. cavalg. tabul., ritm. e lam., em sucessões "engrossando para cima"		<i>Paracalamites</i> mal preservado
km 107,2	RR-MP	aren. alt. e fina interc. lam. verm. fossilífera	URC. E.67(7)	<i>Paracalamites</i> e <i>Dicophyllites</i> ?
km 107,7	RR-MP	aren. eól. espesso (> 7m)		
km108,1	RR-MP	lobos de suspensão, aren. c/ond. cavalg., ritm., lam. verm. fossilífero e nível decimétrico de brecha (seixos de lam.) na base de grande lobo de suspensão	URC. E.66(2); E.68(1); E.69(1); E.70(2)	<i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Paracalamites</i> sp.3, restos de peixes
km 108,25	RR-MP	lamitos deform., lobos de suspensão, possível aren. de canal fluvial		restos de peixes?
km 108,3	contato RR-BOT	paleossolo(?) de poucos centímetros no contato		

## BR 280 (estrada Canoinhas-Porto União, SC)

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
0,6 km do trevo de Canoinhas	TE	silt. cinz. finamente laminado ou c/ wavy e biot. e interc. aren. decimétr. c/ provável estr. cruz. <i>hummocky</i>	URC. P.221(5);	escamas de paleonisciformes e outros restos de peixes
0,8 km	TE	16 m de silt. cinz. c/ lamin.pl.-paral., estrut. wavy biot., interc. aren. c/ estr. cruz. por ondas; parte superior: 8-9m de calc. silicificado (?) alt. com estr. cruz. por ondas	I.1(4)	pistas

2,2 km	TE	silt. cinz. mac. ou finamente laminado; intercal. aren. fin. c/ lamin.pl.-paral. ou ondul.		
2,6 km	TE	idem anterior		
2,9 km	TE	idem anterior		
3,1 km	TE	idem anterior		
3,8 km		diabásio?		
4,5 km	TE	silt. alt. verd.		
6,0 km	TE	parte inf. (~3m): silt. c/ gretas de contração e interc. de aren. calcíf. fin. c/ estr. cruz. por ondas; parte média (~0,4m): aren. mto. fin. calcíf. em estratos paralelos c/ abundantes vegetais; parte superior (5m): silt./ aren. mto. fin. c/ estr. wavy, aren. submétr. c/ estr. cruz. por ondas e calcarenito oolítico silicificado (8cm) com bivalves	URC. CO.41(9); MB.342(2);	<i>Kräuselcladus</i> spp. (localidade-tipo); bialves indet.
6,2 km	TE	rochas heterol. de are. fin./silt. cinza c/ estr. wavy e biot., calc.ool. silic. (5cm) c/ bivalves e restos de peixes; silt. mac. biot., aren. fin. delgados c/ topo ondulado e compensação de espessura; parte sup.: corpos amalgamados de aren. (4m) e coquina	URC. L.47(4); MB.340(9); MB.341(6); P.216(5); P.217(2); P.218(4);	No calc. ool. e dois níveis intercalados aos aren. ondulado: grande abundância de escamas e dentes de paleonisciformes; na coquina: <i>Pinzonella neotropica</i> , cf. <i>Jacquesia elongata</i> , cf. <i>Palaeomutela? platinensis</i> , folhas de licófitas
7,85 km	TE	silt.cinz. com estr. lenticular (lentes = 10x2 cm), aren. decimétr. com estr. cruz. por ondas, silt. mac.		
8,9 km	TE	silt. laminado e mac. alt.		
10,3 km		diabásio?		
11,1 km		diabásio?		
17,9 km		diabásio?		
20,0 km	RR-SE	aren. fin. verd. alt. mac. ou c/ ondul.; interc. milimétr. de aren. c/ fósseis	URC. P.219(6); P.220(8);	escamas de paleonisciformes
21,95 km (= bica)	RR-SE	aren. /silt. alt. verm.		
22,55 km	RR-SE	lam. cinz./verm. alt.		resto de peixe mal preservado
23,3 km	RR-SE	aren. mto. fin. c/ lamin.pl.-paral.	URC. E.50(2); L.48(2); P.214(1); PE.82(5); PT.17(6);	<i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Dizeugothea?</i> , <i>Glossopteris</i> cf. <i>G.grafi</i> , <i>Glossopteris</i> cf. <i>G. singenervis</i> , caules do tipo <i>Sphenophyllum</i> , <i>Paracalamites</i> , <i>Sphenopteris</i> , caules indet., escamas de paleonisciformes
23,6 km	RR-SE	aren. mto. fin./silt. em estratos paralelos (1-4cm) repetindo-se por 4-5m.	URC. AC.69(15); E.47(2); P.212(2); PE.80(2); PE.81(7); PT.15;	<i>Glossopteris</i> cf. <i>G. surangei</i> , <i>Glossopteris</i> cf. <i>G. riorastensis</i> , <i>Glossopteris</i> spp., <i>Paracalamites</i> , <i>Monoleaia uncostata</i> , escamas de paleonisciformes
23,95 km	RR-SE	idem anterior e aren. c/ estr. cruz. por ondas c/ biot. no topo		
24,3 km	RR-SE	aren.mac. alt. na parte inf. e lam. verm mac ou c/ lamin.pl.-paral. fossil.	URC. MB.333(13);	parte inf.: <i>Pyramus? emerita</i> , <i>Terraia?</i> sp.1, <i>Monoleaia uncostata</i> , escamas de paleonisciformes e de crossopterígeos, raros ostracodes; parte sup.: <i>Sphenopteris</i> e restos vegetais fragmentados

24,6 km	RR-SE?	lam.verm.fossilíf. e aren. fin. espesso mac.	URC. E.43(30); PE.77(22);	<i>Glossopteris</i> cf. <i>G. angustifolia</i> ou <i>G. cf. G. linearis</i> ou <i>G. cf. G. leptoneura</i> , <i>Glossopteris singenervis</i> , <i>Glossopteris</i> cf. <i>G. grafi</i> , <i>Glossopteris</i> cf. <i>G. riorastensis</i> , <i>Sphenophyllum paranaense</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Dicophyllites</i> , caules indet.
26,1 km	RR	aren. fin./silt. alt.		conchostráceos mal preservados
26,95	RR	idem ao anterior		escamas de paleonisciformes
27,15 km	RR	aren. alt. espessos c/ interc. fina de lam. verm.		possíveis escamas de paleonisciformes
27,95	RR-SE?	lobos de suspensão(?) aren. fin. tabul. e lam. alt. verd./cinz.; grandes gretasc de contração		
32,65 km	RR	lam.verm e aren.lent.		<i>Paracalamites</i> e provável <i>Glossopteris</i>
34,65 km	RR	lam. verm. alt. e aren. c/ ligeira lamin.pl.-paral.		escamas de peixes
35,15	RR	lam. mac. ou c/ lamin.pl.-paral. e aren. decimétr. mac.c/ pequenos clastos na base	URC. AC.65(2); E.44(29); E.45(11); PT.12(5);	<i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Dicophyllites?</i> , caules indet., cf. <i>Monoleaia unicastata</i> ,
0,7 km de Irineópolis (= 41 km de Canoinhas)	RR-MP	lam. verm.	URC. MB.331(1); PE.78(6);	<i>Glossopteris</i> cf. <i>G. riorastensis</i> , cf. <i>Palaeomutela? platinensis</i>
1,1 km	RR-MP	idem anterior		
2,6 km	RR-MP	lam.verm. mac. c/ interc. de provável lobo de suspensão		
3,75 km	RR-MP	lam.verm.		
4,0 km	RR-MP	lam.verm. e aren.fin.tabul.		
4,45 km	RR-MP	lam. verm., ritm., aren. c/ ond. cavalg.	URC. E.44(8);	<i>Paracalamites</i> sp.1, <i>Paracalamites</i> sp.2?, <i>Dicophyllites?</i>
9,4 km	RR-MP	aren. fin. eól?		
10,2 km	RR-MP	lobos de suspensão(?) e lam. verm.	URC. E.52(4);	<i>Paracalamites</i> sp.2
11,4 km	RR-MP	lam. mto. alt.		
12,05 km		diabásio alterado		
13,0 km	RR-MP	lam. verm. mac. ou c/ ligeiras ond. cavalg.; lobo de suspensão	URC. E.55(1)	<i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Asmussia</i> cf. <i>A.regularis</i> , cf. <i>Palaeolimnadiopsis</i>
14,45 km	RR-MP	lam. verm. e pequenos lobos de suspensão		restos fragmentados de <i>Paracalamites</i> .
15,2 km	RR-MP	~idem ao anterior		
15,5 km (Poço Preto, próximo ao rio Timbó) (AF/GP 183)	RR-MP	lam. verm. e ritm. fin. e lobos de suspensão; níveis fossilíferos próximos aos lobos de suspensão	GP/1T 134, 1501-09; GP/3T 1635-38; URC. AC.73(14); AC.75(1); E.53(7); E.54(1); E.56(1); MB.335(6); MB336(17);	a) nível mais baixo: <i>Palaeomutela? platinensis</i> , <i>Paranaleaia supina</i> , <i>Monoleaia unicastata</i> , <i>Palaeolimnadiopsis subalata</i> , <i>Leaia pruvosti</i> , <i>Asmussia regularis</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Schizoneura gondwanensis</i> b) <i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Schizoneura gondwanensis</i> c) <i>Asmussia regularis</i> , cf. <i>Palaeomutela? platinensis</i> , asa de inseto, <i>Pecopteris</i> .
18,45 km	RR-MP	lam. verm e are. fin. espesso, provavelmente eól.; partes calcíferas		
20,8 km		diabásio		
21,9 km	PIR	aren. eól.		
24,6 km	PIR	idem		
24,8 km	PIR	idem		
25,2 km	PIR	idem		
26,8 km	RR-MP	lam. verm.	URC. E.48(3);	<i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Glossopteris</i> , cf. <i>Schizoneura gondwanensis</i>

27,2 km (AF/GP 184?)	RR-MP	lam. verm. mac. ou c/ lamin.pl.-paral., fossilíf., lobos de suspensão, paleossolo?	GP/3T 1691; URC. E.49(21);	<i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Schizoneura gondwanensis</i> , caules indet., cf. <i>Palaeolimnadiopsis subalata</i>
28,3 km	RR-MP	idem anterior		<i>Paracalamites</i>
31,7 km	PIR?	aren.espesso (> 10m) alt., c/ estrat.cruz.acanal. no topo		

## BR 476 (entre União da Vitória e Fluviópolis, PR)

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
Pedreira "velha" de Fluviópolis	TE	rochas heterolíticas c/ estr. wavy, silt. cinz. mac. e calc.ool.		<i>Lycopodiopsis</i> sp., <i>Glossopteris</i> cf. <i>G.angustifolia</i> , <i>G.</i> cf. <i>G.occidentalis</i> , caules de esfenófitas
Pedreira "nova" de Fluviópolis	TE	exposição de 12m de rochas heterolít. cinz. de silt. aren e silt. arg. c/ estr. wavy e raras gretas de contração; na porção inferior, interc. de ~2,5 m de aren.calcífero e calc. e outra interc. de ~1,2m de calc.ool. c/ bivalves; algumas interc. mais aren. na parte superior.	URC. CR.3(1); I.8; MB.411(3); P.255(4); P.256(1);	<i>Pinzonella neotropica</i> , <i>Jacquesia brasiliensis</i> , <i>Pyramus? anceps</i> , <i>Naiadopsis lamellosus</i> , <i>Glossopteris</i> cf. <i>G.angustifolia</i> , peixes, icnofóssil
km 181,6 (AF/GP 279)	RR-SE	silt. cinz. c/ interc. de aren. tabul. centimétr. a decimétr., às vezes, calcíf.	GP/2E 227	escamas de peixes
km 183,3	RR-SE	silt. cinz. a verd. c/ aren. tabul. decimétr. na parte superior		
km 183,5	RR-SE	silt. cinz.		
km 183,7	RR-SE	silt. verd. e silt. cinz. comp.		
km 183,9	RR-SE	silt. verd. c/ interc. de partes mais aren.		
km 185,5	RR-SE	idem anterior		
km 187 (AF/GP 280)	RR-SE	silt. cinz. comp. mac.		escamas de paleonisciformes
km 191 (AF/GP 281)	RR-SE	silt. cinz. a verm. c/ pequenos nódulos de óxido de ferro	GP/2E 230	escamas de paleonisciformes
km 203 (AF/GP 177)	RR-MP?	silt. mac. verm. c/interc. aren. fin. eól. (~0,5m)		<i>Paracalamites</i> aff. <i>P.sp.1</i>
km 206,5 (AF/GP 178)	RR-MP	silt. verm. mac.	GP/3E 4085-96; GP/3T 1737, 1742-43, 1747-48;	<i>Pecopteris</i> cf. <i>P. dolianitii</i> , <i>Pecopteris</i> sp.1 e <i>Pecopteris</i> sp.2, <i>Dizeugotheca?</i> , caules indet.
km 207,2 (AF/GP 179)	RR-MP	silt. verm. mac.	GP/3E 4097-4100; GP/3T 1631	<i>Pecopteris</i> sp., <i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Paracalamites</i> sp.
km 207,6 (0,5 km antes do trevo de Rondinha)	RR-MP	silt. verm. mac. e aren. fin. c/ lamin.pl.-paral.		
km 209,75	RR-MP	silt. fin. verm. alt. e aren. fin. alt.		
km 211,5	RR-MP	exposição de ~18m de silt. verm. mac. c/pequenas intercal. submétr.de aren. fin.		
km 214,9		diabásio		
km 216,2	RR-MP	silt. verm. mac. sobreposto por nível de ~0,2m variado (paleossolo?) e acima c/ aren. eól., provavelmente da Formação Pirambóia.		veg. mto. mal preservados e possíveis restos de peixes.
km 218 (AF/GP 180)	RR-MP	silt. verm. mac. a rítmico	GP/3E 4101-11; GP/3T 1767, 1776;	<i>Glossopteris</i> cf. <i>G.riorastensis</i> , <i>Glossopteris</i> sp.4, <i>Ilexoidephyllum permicum</i> , cf. <i>Sphenophyllum</i> sp., <i>Paracalamites</i> sp.

4,0 km a SE da BR 476, no caminho para Paula Freitas e 2,3 km desse lugarejo (AF/GP 181)	RR-MP	lobos de suspensão e silt. verm. intercal.	GP/3E 4112-20; GP/3T 1632, 1683-84, 1777;	<i>Glossopteris</i> cf. <i>G. riorastensis</i> , <i>G.</i> cf. <i>G. surangei</i> , <i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2, caules indet.
km 220,9 (AF/GP 182)	RR-MP	aren. fin. alt. espessos (1-5m) e lam. verm. mac. ou c/ ligeira lamin.pl.-paral. e ritmos de lam. e aren.	GP/3E 4121-28; GP/1T 1500; GP/3T 1633-34, 1682, 1687-90, 1778;	<i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Glossopteris</i> cf. <i>G. riorastensis</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2 e <i>Paracalamites</i> sp., <i>Asmusia regularis</i>
km 225	RR-MP	lam.ver. mac. c/interc. de aren. fin. c/ estr.cruz. por ondas e, na parte superior, aren. fin. espesso (~4,0m) c/ estr. cruz. acanal. e intraclastos de lam.		
km 229,7	RR-MP e PIR	lam. verm. mac. ou finamente lamin., ritm. de aren. e lam., interc. de aren. tabul. e lobos de suspensão; parte superior (~0,3m), logo abaixo do contato com a Fm Pirambóia, lam. aren verm. a variegado c/ estr. de sobrecarga (?)		Iconofósseis

## Estrada Paulo Frontin-Rondinha, PR

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
3,2 km de P.Frontin (AF/GP 188)	RR	aren. fin. alt. (~2m) e lam. cinz./roxo	GP/1E 2690-96; GP/3E 4193; GP/1T 1516;	<i>Asmusia</i> sp., bivalves indet., veg.fragm. indet.
4,3 km	RR	pacotes de ~2m alternados lamfícticos e arenfícticos		
4,9 km	RR	lam. verm. alt. e aren. alt.		
5,6 km	RR	aren. fin. alt. espesso (~2m) e lam. aren. ou arg. verm. mac. ou ligeiramente laminados		
5,9 km	RR	idem ao "4,3 km"		
6,2 km	RR	aren. fin. alt. espesso (~3m) e lente lam. roxo (0 a 0,2m)		
7,0 km (AF/GP 187)	RR	lam. verm. alt. e lobos de suspensão e estratos inclinados (barra de desembocadura) e lente argil. c/vegetais	GP/3E 4191-92; GP/3E 4191-92; GP/3T 1741, 1780;	<i>Glossopteris</i> aff. <i>G. angustifolia</i> , <i>Paracalamites</i> sp., <i>Pecopteris</i> cf. <i>P. bracingaensis</i>
7,3 km	RR	lam. verm. mac. a ligeiramente laminados (~1m) alternados c/ aren. fin. alt. mac. (~1,2m)		
7,8 km	RR	aren. e lam. verm.		
9,6 km	RR	similar ao "7,3 km", c/ intercal. de lobo de suspensão apresentando ond. cavalgantes		
12,4 km (AF/GP 186)	RR	lam. verm. mac. a incipientemente ritm., c/ 0,3m fossilífera	GP/3E 4187-90; GP/3E 4187-90; GP/3T 1717, 1731, 1779;	<i>Glossopteris riorastensis</i> , <i>Paracalamites</i> , <i>Pecopteris dolianitii</i>
12,7 km	RR	aren. e lam. alt.		restos vegetais indet.
13,0 km (AF/GP 169)	RR	lam. verm. fossilíf. e aren. fin. alt. (1,2-1,5m)	GP/3E 4055-56; GP/3E 4055-56; GP/3T 1678; 1773;	<i>Paracalamites</i> cf. <i>P.</i> sp.2 <i>Glossopteris</i> cf. <i>G. singenervis</i> , caules indet.

16,8 km (AF/GP 185)	RR	lam. verm. mac. a ligeiramente laminado c/ partes mais aren.	GP/1E 2677-89; GP/3E 2677-78; GP/1T 1510-15, GP/3T 1639, 1692-93, 1730, 1754;	<i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Pecopteris</i> , cf. <i>P. dolianitii</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Paracalamites</i> cf. <i>P. sp.1</i> , caules indet., <i>Asmussia regularis</i> , <i>Palaeolimnadia</i> ( <i>Palaeolimnadia</i> ) sp., <i>Palaeolimnadiopsis subalata</i> ,
18,3 km	RR	lam. verm. alt.		
19,0 km (AF/GP 168) próximo à BR 476	RR	lam. verm. mac. a ligeiramente lamin., fossilífero em três níveis, e lobos de suspensão	GP/3E 4024-36, 4169-77; GP/1T 1496; GP/3T 1621-30, 1678-79, 1685, 1715-16, 1733-35, 1745, 1764-66;	<i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Pecopteris esperancensis</i> , <i>Pecopteris</i> sp.3, <i>Ilexoidephyllum permicum</i> , cf. <i>Asmussia regularis</i> , caules e folhas indet.

## Estrada de acesso entre a BR 476 e a PRT 153, PR

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
km 1,0	RR	lam. cinz. c/ ligeira estr. wavy, c/ biot.		
km 1,3	RR	idem anterior		
km 2,0	RR	lam. cinz. passando ascendentemente para aren.		
km 3,3	RR	lam. verm. e interc. centimétr. de aren. c/ estr. cruz. por ondas	URC. MB.390(8); P.249(2); PT.27(2)	<i>Pyramus? emerita</i> , <i>Terraia? sp.1</i> , escamas de paleonisciformes
km 3,9	RR	aren. fin c/ lamin.pl.-paral. e ritm. de aren./silt.		bivalves mal preservados
km 4,4	RR	lam. mac. verm. fossilíf., lam. c/ estr. wavy, aren. alt.	URC. E.85(7); MB.414(9); MB.415(7); MB.416(5);	<i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Pecopteris</i> , cf. <i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Palaeomutela? platinensis</i> , <i>Nothoterraia acarinata</i> , <i>Terraia? curvata</i> , <i>Terraia? sp.1</i> , <i>Monoleaia unicostata</i>
km 4,5	RR	lam. verm. ligeiramente lamin.	URC. AC.167(2);	cf. <i>Monoleaia unicostata</i> , bivalve indet.
km 5	RR	aren. mto fin. c/ lamin.pl.-paral., clastos de lam. (até 5mm de compr.) e aren. gradando p/lam. verm. fossilíf.	URC. AC.140(2); PE.98(1);	<i>Monoleaia unicostata</i> , <i>Glossopteris</i> cf. <i>G. grafi</i> , caule do tipo <i>Sphenophyllum</i> , escamas de paleonisciformes
km 5,2	RR	aren. tabul. submétr. mac. ou c/ lamin.pl.-paral., intercal. por lam. ou ritm. verm. centimétr. a decimétr., c/ quatro níveis fossilíf.	URC. AC.168(1); MB.418(3); MB.419(2); MB.420(2); PT.49(2);	a) <i>Nothoterraia acarinata</i> , <i>Religiicola delicata</i> , cf. <i>Pyramus? emerita</i> ; b) cf. <i>Nothoterraia acarinata</i> , <i>Paracalamites</i> , cf. <i>Schizoneura gondwanensis</i> ; c) <i>Pyramus? emerita</i> , <i>Terraia? sp.1</i> ; d) <i>Pecopteris dolianitii</i> , cf. <i>Pyramus? emerita</i>
km 6,25	RR	lam. verm. a cinz. mac. ou ligeiramente lamin. e aren. mac. alt.	URC. AC.139(4);	<i>Monoleaia unicostata</i> , cf. <i>Pyramus? emerita</i>
km 7,0	RR	lam. alt. roxo		
km 7,5 (poucos metros antes do trevo para P.Frontin)	RR	lam. e aren. alt.		

## PRT 153 (Paulo Frontin-Dorizon-Mallet-Rio Azul-Rebouças, PR)

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
-------------	-----------	-------------------	----------	---------

km 78,5 (a 1,1 km do trevo para P.Frontin)	RR	aren. fin. tabul. mac. ou com estr. cruz. por ondas, centimétr. a decimétr. e, na porção inferior, corpo maior mac. tendendo a lenticular (~ até 1,5m); intercal. lam. cinz. a verd. mac. fossilíf. ou c/ estr. wavy.	URC. AC.137(3); MB.391(21); P.290(1);	Fósseis dispersos em diversos níveis: <i>Pyramus? emerita</i> , cf. <i>Religiicola delicata</i> , <i>Terraia? sp.1</i> , <i>Monoleaia unicastata</i> , escamas de paleonisciformes e de crossopterígeos
km 78,2		diabásio		
km 77,95	RR	aren. e lam. decimétr. alternados		
km 77,8 (parte superior = AF/GP 170)	RR	corpos de ~ 2-4m formados por estratos centimétricos de silt. aren.ou aren. fin., plano-paralelos a ligeiramente ondulados, às vezes, c/ estr.cruz. por ondas no topo, podendo ser calcíf.; intercal. lam. verm. a cinz. mac. ou c/ estr. wavy	GP/1E 2633-52; GP/3E 4050-51; GP/1T 1319-28; GP/3T 1774-75; URC. AC.141(2); MB.392(1); MB.393(1)	a) <i>Terraia? sp.1</i> , escamas de paleonisciformes; b) <i>Monoleaia unicastata</i> , <i>Pyramus? emerita</i> , cf. <i>Religiicola delicata</i> ; c) <i>Pyramus? emerita</i> , <i>Terraia? sp.</i> , <i>Glossopteris riorastensis</i> , <i>Glossopteris cf. G. singenervis</i> , <i>Asmussia sp.</i> , escamas de peixes.
km 77,75 a 77,5	RR	lam. verm. mac. alt. e pacote complexo de aren. amalgamado (~4m) incluindo lobo de suspensão, aren. eól. e aren. c/ estr.cruz.por ondas; também outros corpos menores de aren.		
km 77,3	RR	aren. fin. alt. mac. ou c/ ond. cavalg. e lam. verm. ou cinz.		conchostráceos indet.
km 76,75	RR	lam. verm. ou verd. mac. e are. fin. tabul. delgados	URC. MB.344(5); MB.386(11);	<i>Asmussia sp.</i> , <i>Terraia? sp.1</i> , outros fósseis indet.
(AF/GP 189)	RR	aren. fin. alt. espesso na base (~4m) e lam. cinz./verd./verm. decimétr., c/ partes mais aren. e partes mais arg., fossilíf.	GP/3E 4194-97; GP/3T 1644;	<i>Paracalamites</i> , <i>Sphenopteris</i>
km 75,5	RR	lam. cinz. ou verm. mac. ou c/ estr. wavy e aren. fin. mac.	URC. AC.133(1); AC138(2); PT.29(10)	<i>Cyzicus (Lioestheria) sp.</i> , <i>Pecopteris</i> .
km 75,4	RR	estratos delgados tabul. de aren. fin. mac. ou c/ lamin.pl.-paral., e lam. verm. ou verd. mac. ou c/ lamin.pl.-paral., havendo quatro níveis fossilíf.; alguns aren. c/ estr. cruz. por ondas	URC. AC.132(1); E.75(4); MB.385(7); PT.24(2);	a) <i>Monoleaia unicastata</i> ; b) <i>Dizeugotheca?</i> e outros veg. indet.; c) cf. <i>Religiicola delicata</i> e bivalves indet.; d) conchostráceos indet. e escamas de paleonisciformes; e) <i>Paracalamites sp.2</i> , <i>Paracalamites sp.3</i> , veg. fragmentados, outros fósseis indet.
km 75,1	RR	camadas deformadas e dique de diabásio		
km 74,95 (AF/GP 293)	RR	dois pacotes de aren. gradando p/ rochas heterol. e vice-versa (até 4m) c/ estr. wavy e biot., flaser, estr. cruz. por ondas a <i>hummocky</i> ; lam. verm. mac. ou ligeiramente laminado, às vezes, fossilíf., e c/ grandes gretas de contração na base do afloramento	URC. AC.134(2)	<i>Cyzicus sp.</i> ; iconofósseis
km 74,55	RR	predominantemente aren. fin. alt. (1->4m) mac. ou c/ lamin.pl.-paral., e interc. lam. verm. mac. a finamente laminado.	URC. AC.130(3); MB387(1)	<i>Paranaleaia supina</i> , cf. <i>Nothoterraia acarinata</i>

km 73,5 (AF/GP 163)	RR	grande exposição; diversos corpos de aren. fin. gradando p/ rocha heterol. (0,5-4m) c/ estr. cruz. por ondas, <i>flaser, wavy</i> ; interc. lam. cinz. a verm. mac.; também aren. lent. delgados; partes calcíf.; próximo ao topo, lam. finamente laminados c/ veg.	GP/2E 117-118; URC. PE.57(5);	<i>Glossopteris grafi</i> , <i>Glossopteris</i> cf. <i>G. surangei</i> , <i>Glossopteris</i> indet. abundantes, <i>Sphenopteris</i> , bivalve?
km 73,1	RR	diversos estratos tabul. c/ estr.cruz. por ondas gradando a <i>wavy</i> e interc. de lam. verm. mac.; um nível c/ gretas de contração e dois níveis fossilíferos	URC. AC.131(2); E.74(1);	a) <i>Paranaleaia supina</i> , cf. <i>Asmussia</i> sp.; b) <i>Paracalamites</i> sp.2
km 72,7	RR	lobos de suspensão, aren. fin. tabul. delgados e lam. aren. c/ estratos inclinados (barra de desembocadura) e outros lam. verm.		
km 72,4 (AF/GP 162 e AF/GP 292)	RR	lam. verm. mac. ou finamente lamin. fossilíf. c/ interc. aren. fin. mac. tabul. delgados; parte média do afloramento c/ estrut. de "corte e preenchimento" (altura até 4m), provavelmente fluvial; parte sup. do afloramento novamente c/ lam. e aren. alternados	GP/1T 1593; URC. E.76(1); PT.45(6); PT28(4);	<i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Pecopteris</i> sp.1, <i>Dizeugotheca?</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2; provável correspondência a antigos afloramentos (modificados pela retificação da estrada) que teriam <i>Asmussia</i> sp. e cf. <i>Paranaleaia supina</i> .
km 70,3 (AF/GP 190)	RR	lam. cinz. a verm. e aren.	GP/1E 2697-98; GP/1T 1517;	<i>Monoleaia unicostata</i>
km 69,3 a 68,9 (AF/GP 79)	RR	longa exposição incluindo corpos submétr. a métr. de aren. diversos: aren. fin. c/estr. cruz. por ondas a <i>hummocky</i> , aren. óól., lobos de suspensão, aren. c/ estratos ondulados e c/ lamin.pl.-paral.; lam. verm. a verd. mac. a ligeiramente laminados ou gradando p/ rochas heterol. c/ <i>wavy</i> , incluindo níveis fossilíferos.	GP/1T 1255 a 1282; 1490 a 1492; GP/1E 4052-54; GP/3T 1474-78, 1480, 1482-1540, 1569; URC. E.63; PE.93;	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , <i>Terraia?</i> sp., <i>Sphenophyllum paranaense</i> , S. cf. S. <i>thonii</i> , <i>Glossopteris riorastensis</i> , G. <i>dorizonensis</i> , G. <i>grafi</i> , G. <i>margiondulata</i> , G. <i>spathulato-emarginata</i> , G. <i>singenervis</i> , G. <i>decipiens</i> , G. aff. G. <i>stricta</i> , G. aff. G. <i>angustifolia</i> , G. aff. G. <i>longicaulis</i> , G. cf. G. <i>indica</i> , G. cf. G. <i>formosa</i> , G. <i>leptoneura</i> ; G. sp.1, G. sp.2, <i>Dichophyllites</i> , <i>Sphenopteris</i> , sementes, frutificações.
km 68,5	RR	lobos de suspensão?		
km 68,1 (trevo Dorizon)				
km 66,7	RR	lam. verm. finamente laminado gradando p/ rocha heterolítica c/ <i>wavy</i> (-7m), e aren. fin. tabul. mac.		
km 66,2	RR	aren. fin. c/ estr. cruz. por ondas biot., lobos de suspensão e aren. c/ estratos ondulados		
km 65,8 (AF/GP 290)	RR	lobos de suspensão e aren. c/ lamin.pl.-paral. ; intercalação de lam. cinz. mac.	GP/1T 1601;	cf. <i>Asmussia</i> sp., <i>Terraia?</i> sp.1, restos de peixes
km 64,8 (AF/GP 157) Hotel Dorizon	RR	lam. verm./cinz. mac. ou gradando p/ rochas heterolít. c/ <i>wavy</i> e interc. delgadas de aren. fin. mac., às vezes, calcíf.; topo c/ aren. mais espesso, aparentemente c/ estr. cruz. <i>hummocky</i>	GP/1E 2623-32; GP/3E 4037-49; GP/1T 1493; GP/3T 545 a 551; 1750; 1751;	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , <i>Terraia?</i> sp., cf. <i>Pyramus?</i> <i>emerita</i> , <i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Pecopteris</i> cf. P. <i>esperancensis</i> , <i>Pecopteris</i> sp.2, <i>Dizeugotheca?</i> <i>bortoluzzii</i> , <i>Dizeugotheca</i> sp., restos de peixes

km 63,7	RR	lam. verd. gradando p/ aren. c/ estr. cruz. por ondas e flaser; parte superior c/ rochas heterol. c/ wavy biot.		
km 63,2 (AF/GP 291)	RR	aren. c/ estr. cruz. hummocky, estr. cruz. por ondas, lobos de suspensão, rochas heterolít. c/ estr. wavy, biot., lam. verm./cinz. mac. a ligeiramente laminados (níveis fossilíf.) ou gradando p/ rochas heterolít. c/ estr. wavy; um nível c/ gretas de contração próximo à base.	GP/1T 1602;	a) <i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> ; b) <i>Glossopteris riorastensis</i> , G. cf. <i>G. indica</i> , <i>Pecopteris</i> sp.; c) <i>Paracalamites</i> sp.
Mallet (AF/GP 13)	RR	lam. verm. e faltam outros dados	GP/1T 1313 a 1318; 1487 a 1489; GP/3T 1772;	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , <i>Pyramus? emerita</i> , cf. <i>Palaeomutela? platinensis</i> , <i>Glossopteris</i> cf. <i>G. riorastensis</i> , <i>Sphenophyllum paranaense</i> .
km 60	RR	aren. mac. alt. e interc. lam. verm.		
km 59,5	RR	predominância de rochas heterolít. verm. c/ estr. wavy, apresentando granocrescência p/ aren. mac. ou granodecrescência ascendente p/ lam.; parte inf. c/ lam. mac. ou ligeiramente laminados fossilíf. e aren. fin. tabul. ou lent., às vezes, caloff.	URC. AC.144(3); E.77(3); MB.349(17); PE.99(1);	a) <i>Glossopteris formosa</i> , <i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> ; b) <i>Nothoterraia acarinata</i> , <i>Pyramus? emerita</i> , <i>Palaeomutela? platinensis</i> , cf. <i>Religiicola delicata</i> ; c) <i>Glossopteris</i> cf. <i>G. surangei</i> , <i>Glossopteris</i> spp., <i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Dizeugotheca</i> , caules indet.
km 58,3	RR	semelhante ao anterior, c/ gradações ascendentes evidentes de rochas heterolít. c/ estr. wavy p/ aren. c/ estr. cruz. hummocky; acima dos tempestitos, ocorrência de lam. cinz. ou verm. mac. fossilíf.	URC. PE.96(17); PT.23(6);	a) veg. fragment.; b) <i>Glossopteris angustifolia</i> , G. cf. <i>G. riorastensis</i> , G. cf. <i>G. dorizonensis</i> , G. cf. <i>G. margiondulata</i> , <i>Sphenopteris</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2, semente; c) <i>Monoleaia unicostata</i> , <i>Pecopteris</i> .
km 58 (?), em rua transversal à PRT 153, em Mallet (AF/GP 276)	RR	aren. alt. c/ lamin.pl.-paral. a ligeiramente ondulada, c/ gradações verticais p/ rochas heterolít. c/ estr. wavy e lam. verm. mac.	GP/1E 2953-56; GP/1T 1392-93;	<i>Pyramus? emerita</i> , pequenos gastrópodes, <i>Paracalamites</i> , restos de peixes.
km 58 (?), em rua transversal à PRT 153, em Mallet (AF/GP 277)	RR	lam. verm. c/ ligeira lam. pl.-paral. e are. fin. alt.	GP/3E 4397; GP/1T 1594;	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , <i>Pecopteris</i>
km 57,7	RR	aren. fin. lent. e lam. verm.	URC. E.79(3);	<i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Dichophyllites?</i>
km 57,4 (AF/GP 275)	RR	lam. verm. c/ lamin.pl.-paral.	GP/1E 2949-52; GP/1T 1389-91; URC. AC.142(1); P.251(1);	<i>Nothoterraia acarinata</i> , <i>Pecopteris</i> sp.1, restos de peixes
km 57,15	RR	corpos cuneiformes espessos de aren. fin. alt., c/ ligeira interc. arg.; sobreposição, em discordância angular (?) por aren. mto. fin. verm. mac. fossilíf.		cf. <i>Monoleaia unicostata</i> , escama de crossopterígeo e outros restos de peixes
km 56,65	RR	aren. fin. e lam. verm. c/ lamin.pl.-paral.		
km 55,75	RR	lam. verm. alt. c/ ligeira lamin.pl.-paral.		
km 55,55	RR	lam. alt. cinz./verm. c/ ligeira lamin.pl.-paral., fossilíf., e aren. fin. mac. alt. espesso	URC. AC.143(5); MB.395(4); PY.32(5);	<i>Monoleaia unicostata</i> , <i>Pecopteris</i> sp.2, escama de crossopterígeo, cf. <i>Nothoterraia acarinata</i>
km 54,85	RR	aren. c/ lamin.pl.-paral. e lam. verm.; ocorrência de duas falhas c/ pequeno rejeito vertical		

km 53	RR	aren. mac. ou c/ lamin.pl.-paral. e interc. de lam. cinz. (0,4m) ricamente fossilífero	URC. E.78(13); PT.44(1);	<i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Dizeugotheca?</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Paracalamites</i> cf. <i>P.sp.4</i> , <i>Paracalamites</i> sp., cf. <i>Glossopteris</i> , caules mal preservados, bivalves mal preservados, outros fósseis indet.
km 51,3	RR-SE	aren. fin. a mto. fin. mac. ou c/ lamin.pl.-paral., raramente c/ estr. cruz. por ondas, rochas heterolít. c/ estr. wavy, biot., lam. cinz./verd. mac. a ligeiramente lamin., biot.; um nível c/ grandes gretas de contração; coquina de ostracodes silicificados (espessura ~ 1,5cm)	AC.58(1); AC.136(1); MB.388(9); MB.389(3); PT.25(5); PT.26(7); PT.30(1); PT.31(3);	a) aren. mto. finos a aren. coquinóides: <i>Pyramus? emerita</i> , cf. <i>Terraia altissima</i> , <i>Leinzia similis</i> , cf. <i>Oliveria pristina</i> ; parte superior c/ exemplares grandes de <i>Leinzia similis</i> e <i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Dizeugotheca?</i> ; b) no nível c/ grandes gretas: restos de peixes, até possíveis nadadeiras; c) coquina de ostracodes; d) escamas de paleonisciformes em vários níveis
km 50,7 (AF/GP 274) localidade-tipo do Membro Serrinha	RR-SE	parte inf.: silt. cinz. mac. e rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy, partes calcíf., calc. alt.; parte méd.: idem, mais esverdeado, c/ uma intercal. de aren. fin. mac.; parte sup.: aren. alt. espesso (4-5m) c/ estr. cruz. e lam. verm.	GP/2E 225-226; GP/1E 2946-48; GP/3T 1756;	a) <i>Glossopteris</i> , <i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Leinzia similis</i> , <i>Terraia altissima</i> , <i>Oliveria pristina</i> ; b) cf. <i>Leinzia</i> , cf. <i>Pyramus? emerita</i> ; c) <i>Pecopteris</i> ; d) escamas de peixes em vários níveis
km 50,5	RR-SE	lam. cinz. mac. ou ligeiramente lamin., rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy passando p/ aren. fin. c/ estr. cruz. por ondas; aren. mto. fin. mac.		escamas de paleonisciformes
km 45,2	RR-SE	lam. c/ lamin.pl.-paral. alt.		
km 42,0	RR?-SE?	lam. cinz. mac. esp. (~7m) c/ interc. mais aren.		
km 38,55	TE?	rochas heterolít. cinz.c/ estr. wavy; aren. fin. c/ biot. ou calcíf. c/ concreções de Ca CO <sub>3</sub> ; interc. submilimétr. de folh. nos aren. c/ gretas de contração; outros lam. e aren.		escamas de paleonisciformes em "manchas" planares com grandes concentrações
km 38,4	TE?	principalmente lam. mac. cinz. ou alt. verd., às vezes, c/ lamin.pl.-paral., e algumas interc. aren. fin. mac.		
km 37,5	TE?	lam. alt. verd.		
km 37,3	TE?	lam. alt. verd.		
km 37,1	TE?	lam. alt. verd. e interc. aren. alt.		
km 36,7	TE?	lam. alt. verd.		
km 36,0 (próximo ao trevo de Rio Azul)	TE?	lam. alt. verd.		
km 35,15	TE?	lam. alt. verd. e aren. alt.		
km 34,75	TE?	lam. alt. ver. mac. a ligeiramente laminado, c/ interc. centimétr. de aren.	URC. MB.384(1)	logo acima de nível aren.: cf. <i>Terraia martialis</i>
km 32,15	TE	lam. alt. verd.		
km 31,35	TE	lam. alt. verd.		
km 27,2	TE	lam. alt. verd. mac. a rochas heterolít. c/ estr. wavy, c/ três interc. centimétr. de calc. ool. silicif. c/ bivalves	URC. MB.383(3);	<i>Pyramus? anceps</i> , <i>Pinzonella neotropica</i> , <i>Jacquesia</i> cf. <i>J. elongata</i> , outros indet.
km 26,95		diabásio		

km 26,7 (pedreira)	TE	rochas heterolít. c/ estr. wavy e biot., algumas interc. aren. fin. mac. delgados e arg. cinz; um calc. ool. (~4cm)		
km 25,95	TE	rochas heterolít. alt. verd. c/ estr. wavy e interc. mais aren. c/ estr. cruz. por ondas		
km 24,9	TE	lam. alt. verd.		
km 23,85	TE	rochas heterolít. alt. verd. c/ estr. wavy		
km 22,6	TE	idem ao anterior		
km 21,0 (trevo p/ Rebouças)				

### Pedreira de Rio Preto, na estrada Irati-Guamirim, PR

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
km 12,6	TE	predominância de rochas heterolít. verd. c/ estr. wavy, às vezes, biot.; base c/ grandes gretas de contração, sobrepostas por silt. mac. cinz. comp. ligeiramente calcíf., c/ fósseis; ainda na parte inf.: passagem ascendente de rochas heterol. p/ porções mais aren. c/ pequenas gretas de contração e aren. c/ estr. cruz. por ondas; em seguida, passagem novamente p/ litol. mais finas; parte méd.: interc. de lente de aren. c/ estr. cruz. hummocky, passando p/ coquina	URC. MB.307(16);	a) licófitas, <i>Paracalamites</i> , <i>Glossopteris</i> , <i>Kräuselcladus</i> , brácteas, carófitas, briófitas, enteróspiras de peixes; b) coquina: <i>Pinzonella neotropica?</i> , <i>Jacquesia brasiliensis</i> , <i>Jacquesia elongata</i> , <i>Ferrazia cardinalis</i> , cf. <i>Jacquesia arcuata</i> , folhas de licófitas, oncóides

### BR 277 (Irati-Relógio, PR)

Localizaçãp	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
km 255,4	TE?	silt. cinz		
km 258,4	TE	rochas heterolít. c/ estr. wavy e raros aren. fin. centimétr.		
km 261,5	TE	idem anterior, c/ espessura maior dos aren.		
km 262,3		diabásio		
km 264,2	TE	rochas heterolít. alt. verd. c/ estr. wavy		
km 264,4	TE	geral: rochas heterolít. cinz/verd c/ estr. wavy; parte inf. (~5m): vários níveis c/ pequenas gretas de contração e porções calcíf.; parte méd. c/ uma interc. calc. ool. c/ estr. cruz. por ondas, topo ondulado (espessura ~1-8cm) e lentes de silt. nas calhas das ondulações, c/ fósseis.	URC. P.244(2);	níveis submilimétr. c/ escamas de paleonisciformes intercalados aos mini-tempestitos.
km 265	TE	rochas heterolít. c/ estr. wavy e biot.	URC. I.5(3)	pistas e escavações
km 265,5	TE	rochas heterolít. c/ estr. wavy; um nível c/ pequenas gretas de contração e uma interc. de aren. fin. mac. alt.		

km 269,9	TE	rochas heterolft. c/ estr. wavy gradando p/ lam. cinz. mac.; uma interc. (~2cm) calc. ool. c/ bivalves	URC. MB.399(3);	a) caules fragmentados e sementes; b) <i>Jacquesia</i> cf. <i>J. elongata</i> , <i>Pyramus? cowperesoides</i> , outra bivalves indeterminados
km 271,2	TE	rochas heterolft. alt. c/ estr. wavy, lam. mac. alt. verd./cinz e delgada interc. de aren.		
km 271,6	TE	lam. alt. verd.		
km 274,3	TE	rochas heterolft. cinz./verd. c/ estr. wavy, alguns níveis biot. e c/ pequenas gretas de contração; interc. decimétr. aren. fin. mac. ou c/ lamin.pl.-paral., passando p/ porções coquinóides; nível calc. ool. c/ estr. cruz. por ondas		
km 275,2	TE	lam. alt.		
km 276,2	TE	lam. alt.		
km 281,8	TE	aren. fin. c/ estr. cruz. por ondas e biot. ou mac. gradando p/ lam. alt.		
km 284	TE?	aren. mto. alt.		
km 284,6	TE?	idem		
estrada entre Prudentópolis e a BR 277, km 1,5	TE	predominância de rochas heterolft. verd. c/ estr. wavy; alguns níveis c/ gretas de contração; interc. aren. fin. tabul. alt. mac. centimétr. a decimétr., às vezes, fossilíf.; lam. alt. verd. c/ um nível c/ grandes concreções de CaCO <sub>3</sub> ; coquina cuneiforme (espessura = até 0,5m)	URC. MB.301(1); MB.302(21); MB.303(1); MB.304(1);	a) espécie nova, <i>Pyramus? emerita</i> , escamas de paleonisciformes, ostracodes; b) <i>Pinzonella neotropica</i> , espécie nova, <i>Pyramus? emerita</i> , possíveis outros bivalves
km 286	TE	rochas heterolft. c/ estr. wavy e lam. ved. alt., c/ interc. de aren. fin. decimétr., e um calc. ool. (~4-6cm) c/ bivalves		cf. <i>Pinzonella neotropica</i> , cf. <i>Jacquesia brasiliensis</i>
km 287,3	RR-SE?	aren. calc. comp. (~2,5m), rochas heterolft. c/ estr. wavy e lent., lam. alt.		
km 288	RR-SE?	aren.alt.		
km 288,6	RR-SE	predominância de silt. cinz. mac. comp. c/ gretas de contração em dois níveis; parte inferior: rochas heterolft. c/ estr. wavy, biot. e concreções de CaCO <sub>3</sub> ; parte méd.: interc. aren. c/ porção basal coquinóide (~2cm); lentes c/ bone beds de restos de peixes	URC. P.253(1);	a) <i>Terraia? falconeri</i> ; b) escamas e dentes de paleonisciformes
km 290,5	RR-SE	lam. verd./verm. mac. c/ interc. aren. fin. tabul. decimétr.	URC. MB.400(2)	<i>Leinzia similis</i> , cf. <i>Pyramus? emerita</i> , escamas de paleonisciformes, pequenos gastrópodes
km 291,1	RR-SE	aren. alt.		
km 291,7 (AF/GP 273)	RR-SE	parte inf.: lam. a rochas heterolft. c/ estr. wavy cinz, comp., calcíf.; um nível c/ gretas de contração; parte sup.: rochas heterolft. verd. alt. c/ estr. wavy e interc. decimétr. de aren. fin. c/lamin.pl.-paral. ou mac., fossilíf.	GP/1T 1385-88, 1593;	a) oncóides; b) escamas de peixes, possíveis conchostráceos e bivalves mal preservados; c) <i>Leinzia similis</i> , <i>Terraia? curvata</i> , <i>Pyramus? emerita</i> , cf. <i>Oliveria pristina</i> , <i>Terraia? sp.3</i> , <i>Terraia? sp.4?</i> , gastrópodes
km 293,0	RR-SE	lam. verd. mac. tendendo a rochas heterolft. c/ estr. wavy; interc. delgadas de aren. fin. mac.		

km 293,5 (AF/GP 272)	RR-SE	aren. fin. mac, c/porção coquinóide	GP/1E 2936-37; GP/1T 1384;	<i>Pyramus? emerita</i> , cf., <i>Terraia</i> sp.4, cf. <i>Religiicola delicata</i> , ostracodes, escamas de paleonisciformes, <i>Pecopteris</i> cf. <i>P. dolianitii</i>
km 293,8 (AF/GP 191)	RR-SE?	rochas heterolít. verd. c/ estr. wavy e pequenas concreções de óxido de ferro, gradando p/ lam. verm. finamente lamin. ou mac.; algumas intercal. decimétr. de aren. fin. mac.	GP/3E 4199; GP/3T 1695	<i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Glossopteris</i> sp., <i>Sphenopteris</i> sp., <i>Terraia?</i>
km 293,9	RR-SE?	lam. verm. c/ interc. are. fin. mac. c/ concreções de óxido de ferro		
km 294,0 (AF/GP 271)	RR-SE?	lam. verd. fossilíf. e aren. fin. mac. c/ concreções de óxido de ferro, gradando p/ aren. c/ estr. cruz. por ondas	GP/1E 2935; GP/3E 4395; GP/1T 1592;	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , <i>Paracalamites</i> sp., cf. <i>Sphenophyllum</i>
km 295,5	RR-SE	lam. verd. mac. ou c/ ligeira lamin.pl.-paral. e aren. fin. tabul. decimétr., um nível c/ concreções de óxido de ferro		
km 295,8 (AF/GP 270)	RR-SE	aren. fin. c/ ligeiras ondulações e óxidos de ferro	GP/3E 4390-94	caules indet.
km 296,2 (AF/GP 294)	RR-SE?	lam. verm. mac. a ligeiramente lamin., c/ porções mais aren.	GP/1T 1603;	cf. <i>Pyramus? emerita</i> , escamas de paleonisciformes, dente de xenacântido, <i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i>
km 296,7 (AF/GP 192)	RR	lam. verm. mac. a ligeiramente lamin., c/ porções mais aren.	GP/1E 2702-43, 2930-34; GP/1T 1329-63, 1518;	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , <i>Nothoterraia acarinata</i> , <i>Religiicola delicata</i> , <i>Palaeomutela? platinensis</i> , pequenos gastrópodos, escamas de peixes
km 297,5 (AF/GP 295)	RR	lam. verm. mac. a ligeiramente lamin.	GP/1T 1604;	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , cf. <i>Religiicola delicata</i> , <i>Nothoterraia acarinata</i> , <i>Palaeomutela? platinensis</i> , caules indet., restos de peixes
km 299,5	RR-MP	lam. ver. mac. a ligeiramente lamin. e lobos de suspensão		conchostráceo?
km 300,0 (AF/GP 193)	RR-MP	lobos de suspensão, lam. verm. fossilíf., e aren. fin. tabul.	GP/3E 4200-08; GP/3T 17821-83;	<i>Glossopteris</i> aff. <i>G. angustifolia</i> , <i>G.</i> cf. <i>G. riorastensis</i> , conchostráceos
km 301,7	RR-MP	lam. verm. mac. a ligeiramente lamin.		
km 302,2	RR-MP	aren. fin. tabul. e lam. mac. verm.		
km 303 (AF/GP 194)	RR-MP	lam. verm. c/ lamin.pl.-paral. e aren. fin. tabul. na base	GP/3E 4209-4216; GP/3T 1718, 1744, 1749;	<i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>P.</i> cf. <i>P. bracingaensis</i> , <i>P.</i> sp.1, <i>Dizeugotheca</i> sp.; cf. <i>Paracalamites</i> sp.
km 303,6	RR-MP	lam. verm. alt.		<i>Pecopteris</i> , <i>Paracalamites</i>
km 304,3 (AF/GP 172) trevo BR 373	RR-MP	lam. verm. mac. a finamente laminados fossilíf. c/ interc. decimétr. de aren. fin. tabul. a biselados, mac.; parte basal: aren. c/ estr. cruz. e clastos de lamitos	GP/1E 2747-49; GP/3E 4059-65; 4283-94; GP/1T 1497; GP/3T 1653-61, 1686, 1727-28, 1738;	a) <i>Asmussia regularis</i> ; b) <i>Sphenopteris</i> , <i>Pecopteris</i> , <i>Paracalamites</i> ; c) <i>Paracalamites</i> sp.1, <i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Pecopteris</i> cf. <i>P. esperancensis</i> , <i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Sphenopteris</i>

## BR 373 (Imbituva-Relógio, PR) e BR 277 (Relógio-Serra da Esperança)

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
km 70	SA	silt. cinz		
km 70,3	SA	silt. conz.		
km 70,7	SA	silt. cinz		

km 71,1	TE?	silt. cinz. c/ interc. delgadas (~ 1-2cm) de aren. fin.		
km 72	TE	rochas heterolít. cinz./verd. c/ estr. wavy		
km 72,55	TE	silt. cinz. e aren. fin. tabul. e lent., mac. ou c/ lam. cruz. por ondas		
km 73		diabásio		
km 73,5	SA	silt. cinz		
km 74,4	SA?	silt. cinz. c/ interc. centimétr. de calc(?) ondulado		
km 75,1	SA?	rochas heterolít. alt. c/ estr. wavy		
km 75,6	SA?	rochas heterolít. alt. c/ estr. wavy		
km 80,7	SA?	rochas heterolít. alt. c/ estr. wavy		
km 84,9		diabásio		
km 87,5 (rio dos Patos)				
PRU 2 (Pedreira nova de Prudentópolis)	TE	predominância de rochas heterolít. silt. aren./silt. arg. cinz. c/ estr. wavy, c/ variações verticais mais aren. ou mais arg.; partes calcíf.; raros níveis c/ gretas de contração; alguns níveis biot.; várias interc. de aren. fin. c/ estr. cruz. <i>microhummocky</i> ; intercal. centimétr. a decimétr. de calc.ool., geralmente c/ bivalves; bióstromo estromatolítico c/ relevo irregular sobreposto ao calc.ool. mais espesso; alguns lam. cinz. mac.; um nível c/ "bolas de argila".	URC. MB.325(4); L.43(2); L.44(1); CL.9(1); E.39(9); P.204(2); P.205(4); CT.11(9);	a) bivalves indet. e ostracodes nos calc.ool.; b) folhas de licófitas num lam. mac.; c) <i>Lycopodiopsis derbyi</i> num lam. mac.; e) estromatólitos; f) folhas de licófitas, brácteas, sementes, escamas de paleonisciformes, estromatólitos
PRU 1 (Pedreira velha de Prudentópolis)	TE	predominância de rochas heterolít. cinz. de silt. aren./silt. arg. c/ estr. wavy; interc.calc.ool. c/ níveis coquinóides e topo ondulado c/ películas de folhelhos e gretas de contração; níveis de aren. c/estr. cruz. <i>hummocky</i> c/ porções coquinóides; tempestitos sobrepostos por silt. mac. c/ vegetais	URC. MB.312(2); MB.313(6); MB314(3); CR.2(1); CR.2(1); L.41(4); L.42(2); PE.70(9); PE.71(2); PE.72(2); PE.73(2); PE.74(1); PE.75(13)	a) <i>Pyramus? cowperesoides</i> , cf. <i>Pyramus? anceps</i> ; b) <i>Lycopodiopsis derbyi</i> , outros caules de licófitas, carófitas, outros vegetais fragmentados; c) cf. <i>Jacquesia elongata</i> , bivalves indet., ostracodes; d) <i>Glossopteris</i> cf. <i>G. taeniopteroides</i> , <i>G.</i> cf. <i>G. indica</i> , <i>Illexoidephyllum permicum</i> , <i>Paracalamites</i> , caules do tipo <i>Sphenophyllum</i> .
km 93,1	RR-SE	lam. alt. ligeiramente lamin.		
km 94,1	RR-SE	idem anterior, c/ interc. de aren. fin. alt. c/ lam. cruz.		
km 95,3 (?) (AF/GP 261)	RR-SE	rochas heterolít. alt. c/ estr. wavy	GP/2E 213	escamas de peixes mal preservadas
km 96 (AF/GP 195)	RR-SE	rochas heterolít. alt. verd. c/ estr. wavy	GP/1E 2896-98; GP/1T 1519;	<i>Cyzicus</i> sp., escamas de peixes
km 96,8 (AF/GP 173)	RR-SE	idem anterior	GP/1T 1498-99	<i>Cyzicus</i> sp.
km 97,5	RR-SE	aren. fin. alt.		
km 98 (AF/GP 262)	RR-SE	lam. verd. finamente laminado e aren. fin. mac. espesso (~ 3m)	GP/1E 2899-2903; GP/2E 214	cf. <i>Pyramus? emerita</i> , ostracodes, escamas de peixes
km 98,8	RR-SE	aren. fin. alt. c/ estr. cruz. e deformações (~ 4m)		
km 99	RR-SE	rochas heterolít. cinz./verd.c/ estr. wavy e interc. decimétr. de aren. fin.		
km 100,5 (AF/GP 263)	RR-SE	lam. verd. mac. ou ligeiramente lamin.; interc. de aren. coquinóide gradando ascendentemente p/ silt. (0,3m); outros aren. fin. tabul.	GP/1E 2904-12; GP/2E 215-216; GP/1T 1378-81;	cf. <i>Leinzia similis</i> , <i>Terraia?</i> sp.4, <i>Pyramus? emerita</i> , pequenos gastrópodos, ostracodes, caules fragmentados

próximo ao km100,5 - pedraira (AF/GP 264)	RR-SE	rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy, calcíf., biot. e lam. cinz. mac.	GP/2E 217-222	escamas de peixes
km 101 (AF/GP 297)	RR-SE	lam. verd. a rochas heterolít. c/ estr. wavy, partes calcíf., c/ interc. aren. fin. tabul. decimétr.	GP/1T 1606;	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , cf. <i>Pyramus? emerita</i> , <i>Terraia? sp.4</i>
km 102,0 (AF/GP 265)	RR-SE?	aren. coquinóide gradando p/ silt. verd. fossilíf., rochas heterolít. verd. alt. c/ estr. wavy	GP/1E 2914-19; GP/2E 223; GP/3E 4380-85; GP/1T 1382-83, 1588; GP/3T 1807;	<i>Pyramus? emerita</i> , ostracodes, <i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , <i>Glossopteris</i> cf. <i>G. indica</i> , caules, sementes e folhas indet.
km 102,1 (AF/GP 266)	RR-SE?	lam. verd. mac. a ligeiramente laminado, c/ interc. de aren. fin. delgado	GP/1E 2913; GP/2E 224; GP/3E 4386-87; GP/1T 1589;	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , caules indet., <i>Pecopteris</i> cf. <i>P. dolianitii</i>
km 102,5 (AF/GP 196)	RR-SE	lam. a rochas heterolít. c/ estr. wavy, verd./verm., partes fossilíf. c/ interc. aren. fin. mac. ou c/ lamin.pl.-paral., tabul. a lent.	GP/1T 1520; GP/3T 1640, 1784-97; GP/3E 4217-61;	a) <i>Glossopteris grafi</i> , <i>G. G. taeniopteroides</i> , <i>G. aff. G. angustifolia</i> , <i>G. aff. G. stricta</i> , <i>G. cf. G. surangei</i> , <i>G. cf. G. riorastensis</i> , <i>G. sp.3</i> , cf. <i>Sphenophyllum</i> ; b) <i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , escamas de peixes
km 103,7 (AF/GP 197)	RR-SE	aren. mto. fin. em estratos paralelos, rico em vegetais, gradando p/ silt. c/ lamin.pl.-paral.	GP/3T 1665-67, 1669, 1719, 1720, 1736, 1739-40, 1746, 1768, 1798-1803; URC. E.86(10); MB.422(1); PE.103(3); PT.50(14); PT.51(6);	<i>Paracalamites</i> sp.4, <i>Sphenophyllum paranaense</i> , <i>Pecopteris bracingaensis</i> , <i>P. dolianitii</i> , <i>P. esperancensis</i> , <i>Pecopteris</i> sp.1, <i>Pecopteris</i> sp.3, <i>Dizeugothea?</i> , <i>Glossopteris riorastensis</i> , <i>G. cf. G. singenervis</i> , <i>G. aff. G. stricta</i> , <i>Illexoidephyllum permicum</i> , possíveis frutificações
km 104,2 (AF/GP 296)	RR	alternância de níveis decimétr. de aren. fin. mac. ou ligeiramente laminado e lam. verd./verm. mac. ou ligeiramente lamin., incluindo um nível fossilífero	GP/1T 1605;	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , <i>Religiicola delicata</i> , pequenos gastrópodes, escamas de peixes
km 104,4 (AF/GP 198)	RR	lam. verm. mac. e lente aren. fin. (lobo de suspensão?)	GP/1E 2745-46; GP/3E 4282; GP/1T 1521; GP/3T 1696	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2
km 105,2 (AF/GP 267)	RR	lam. verm. mac. a ligeiramente laminado, mto alt., e interc. aren. centimétr.	GP/1T 1590;	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , cf. <i>Pyramus? emerita</i> , <i>Terraia? sp.4</i>
km 105,6 (AF/GP 268)	RR	aren. e lam. alt. verd., mac. ou c/ ligeira lamin.pl.-paral.	GP/1E 2929; GP/1T 1591;	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , ostracodes
km 105,9	RR	lam. alt.		
km 107,5	RR	lam. e aren. alt. verd.		
km 107,7	RR	alternância de corpos decimétr. de aren e lam. verd. alt. mac. tabul.		
km 108,4	RR	lam. alt. verm. e aren. alt. tabul.		
km 109,4	RR	aren. c/ estr. cruz. acanalada c/ clastos de lam.		
km 304,3 da BR 277 - trevo BR 373 (AF/GP 172) - Relógio	RR-MP	lam. verm. mac. a finamente laminados fossilíf. c/ interc. decimétr. de aren. fin. tabul. a biselados, mac.; parte basal: aren. c/ estr. cruz. e clastos de lamitos	GP/1E 2747-49; GP/3E 4059-65; 4283-94; GP/3T 1653-60	a) <i>Asmusia regularis</i> ; b) <i>Sphenopteris</i> , <i>Pecopteris</i> , <i>Paracalamites</i> ; c) <i>Paracalamites</i> sp.1, <i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Pecopteris</i> cf. <i>P. esperancensis</i> , <i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Sphenopteris</i>
km 306,5	RR-MP	lam. e aren. alt.		
km 308 (AF/GP269)	RR-MP	lam. verm. mac. a finamente laminado	GP/3E 4389	<i>Paracalamites</i> sp.

km 309,4	RR-MP	lam. e aren. alt. verm.		
km 310,5 (AF/GP 171)	RR-MP	lam. verm. e aren.	GP/3E 4057-58; GP/3T 1757, 1676	<i>Paracalamites</i> sp.2, cf. <i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Glossopteris</i>
km 311,5	RR-MP	lam. verm. mac. ou finamente laminado e aren. fin. espessos alt. mac. ou c/estrat. cruz. e clastos de lam. peq.		
km 312,1	RR-MP	aren. fin. alt. c/ estr. cruz. acanal. ou pl.-paral.; lente delgada de lam. verm.; ritm. de lam. e aren. fin.		
km 312,8	PIR			
km 313,8	BOT			

PR 487 (rio Ivaí-Cândido de Abreu-Três Bicos) e PR 239 (Três Bicos-Laranjeiras-Reserva)

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
13,2 km a oeste de Cândido de Abreu	RR-MP	lam. cinza./verm. finamente laminado fossilíf., níveis biot., lobos de suspensão, aren. tabul. delgado calcíf. (~3cm) c/ grande quantidade de fragmentos de ossos, aren. fin. c/ bandas irregulares	URC. AC.83(3); AC.84(2); AC.85(2); AC.86(15); PT.20(2);	conchostráceos dispersos em vários níveis: <i>Paranaleaia supina</i> , <i>Asmussia regularis</i> , <i>Monoleaia unicostata</i> , forma indet., <i>Pecopteris</i> sp., caule
12,8 km	RR-MP	lam. verm./cinz. mac. a finamente laminado fossilíf. e aren. fin. tabul. decimétr.; um dos níveis aren. gradando lateralmente (p/ oeste) p/ lam.	URC. AC.70(6);	<i>Paranaleaia supina</i> , <i>Cyzicus (Lioestheria)</i> sp., <i>Monoleaia unicostata</i> , <i>Asmussia</i> cf. <i>A.regularis</i> , escamas de paleonisciformes
10,2 km	RR-MP	aren. fin. c/ lamin.pl.-paral.		
9,7 km	RR-MP	lam. verm. mac. fossilíf. passando a aren. mto. fin. c/ ond. cavalg. ou ritm.; algumas interc. centimétr. de aren., aren. fin. tabul.. mac. e aren. c/ estr. cruz.	URC. AC.71(7); MB.334(36); P.213(1); PT.16(1);	<i>Monoleaia unicostata</i> , <i>Paranaleaia supina</i> , <i>Nothoterraia acarinata</i> , <i>Palaeomutela? platinensis</i> , cf. <i>Religiicola delicata</i> , <i>Pecopteris</i> , escamas de paleonisciformes e de crossopterígeos
8,4 km	RR-MP	lam. ver. mac. alt. a ligeiramente lamin., c/ porções mais aren.		conchostráceo mto mal preservado
7,8 km	RR-MP	aren. mto. fin. verm. c/ ond. cavalg., aren. mac. espesso (~2m), subdividindo-se lateralmente em corpos menos espessos c/ interc. finas de lam.; lam. verm. mac. ou ligeiramente lamin. fossilíf.	URC. AC.72(9); AC.76(2); MB.337(22); MB.338(2); PE.83(18); PE.84(1); PE.85(7); PT.18(1); PT.19(3);	a) <i>Glossopteris</i> cf. <i>G. leptoneura</i> , <i>G. cf. G. singenervis</i> , <i>G. cf. G. sp.4</i> , <i>Ilexoidephyllum permicum</i> , <i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Monoleaia unicostata</i> ; b) <i>Religiicola delicata</i> , <i>Pyramus? emerita</i> , <i>Terraia? sp.3?</i> , cf. <i>Monoleaia unicostata</i> , escamas de paleonisciformes
7,1 km	RR-MP	lam. verm. e aren. fin. alt. mac. ou c/ lamin.pl.-paral.		
0,2 km	RR-MP	idem anterior		fragmento vegetal
0,0 km - trevo p/ Cândido de Abreu				

13,9 a 14,2 km a leste de Cândido de Abreu	RR-MP	longa exposição, incluindo diversas litologias/fácies e quatro níveis fossilíferos principais: aren. lenticul. eól., lobos de suspensão, aren. mac. c/ gradação vertical p/ lam., aren. c/ estr. cruz. acan. e pequenos clastos de lam., aren. tabul. centimétr. mac.; porções calcíf.; ritmitos; lam. verm. mac., ligeiramente lamin. (fossilíf.) ou tendendo a aren. c/ ond. cavalg.; porções dos lamitos c/ concreções de CaCO <sub>3</sub> (paleossolo?)	URC. AC.173(4); AC.174(6); AC.175(2); E.87(1); PT.52(2); PT.53(3);	a) <i>Asmussia regularis</i> , restosa de peixes; b) <i>Cyzicus (Euestheria) langei</i> , <i>Asmussia</i> cf. <i>A. regularis</i> , <i>Paranaleaia supina</i> ; c) <i>Paracalamites</i> sp.2?, <i>Pecopteris</i> cf. <i>P. dolianitii</i> ; d) <i>Palaeolimnadiopsis subalata</i> (grande tamanho), <i>Paranaleaia supina</i> , <i>Asmussia regularis</i> , <i>Monoleaia unicosata</i> , conchostráceo indet. <i>Pecopteris</i> cf. <i>P. dolianitii</i> , <i>Dizeugotheca</i> ?
14,9 km	RR-MP	lobos de suspensão, aren. fin. mac. c/ passagem lateral p/ ritm. e p/lam., aren. e lam. c/ estratos inclinados (barras de desembocadura), aren. c/ ond. cavalg., lam. verm. mac.; no topo, aren. eól.; um nível c/ grandes gretas de contração		
15,7 km	RR-MP	aren. eól.		
16,1 km	RR-MP	aren. eól. e interc, lam. verm. mac.		
AF/GP 176	RR-MP	lam.verm.	GP/3T 1758	<i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Paracalamites</i> sp.
16,35 km	RR-MP	lam. verm. mac. tendendo a lamin. incipiente e interc. aren. decimétr.		
20,0 km - trevo PR 487- PR 239 - primeiro trevo de Três Bicos				
21,2 km	RR-MP	aren. fin. mac. ou c/ ligeira lamin.pl.-paral., centimétr. a decimétr., e lam. verm. mac. a ligeiramente lamin., fossilíf.	URC. AC.129(1); AC.155(1); E.72(19); E.83(9); PT.40(5); PT.41(2);	a) <i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Pecopteris</i> cf. <i>P. dolianitii</i> , <i>P.</i> cf. <i>P. bracingaensis</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Dichophyllites</i> , caules indet., cf. <i>Asmussia</i> ; b) <i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Paracalamites</i> indet., <i>Dichophyllites</i> , cf. <i>Asmussia</i> .
21,3 km	RR-MP	aren. fin. tabul. (0,2-2,0m) mac. ou possivelmente c/ estr. cruz. (acanal.?). interc. lam. verm. delgadas (0,1-1,0m) mac. ou c/ ligeira lamin.pl.-paral., fossilíf.	URC. AC.156(6); AC.157(2);	a) <i>Asmussia</i> cf. <i>A. regularis</i> ; b) <i>Asmussia</i> cf. <i>A. regularis</i> ; c) <i>Paracalamites</i> sp.2, cf. <i>Schizoneura gondwanensis</i>
21,6 km	RR-MP	idem anterior; parte superior c/ lam. mais espessos fossilíf.	URC. PT.34(1); PT.35(15); PT.42(7); PT.43(7);	<i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Dizeugotheca</i> ?
22,5 km - ~100m a oeste do segundo trevo de Três Bicos	RR-MP	aren. fin. c/ estr. cruz. acanal. eól.; outros aren.; interc. lam. verm. mac. fossilíf.	URC. E.57(1);	<i>Schizoneura gondwanensis</i>
23,2 km	RR-MP	lam. verm. mac. a ligeiramente laminado; presenã de nivel centimétr. de argil. cinza	URC. AC.77(1); MB.339(4);	<i>Asmussia</i> cf. <i>A. regularis</i> , cf. <i>Palaeomutela? platinensis</i>
23,3 km	RR-MP	aren. fin. e lam. verm. c/ lamin.pl.-paral., ritm. de aren. e lam.; lentes decimétr. de aren. fin.; estr. de sobrecarga		
23,6 km	RR-MP	predominância de lam. verm. mac. ou c/ lamin.pl.-paral.; alguns aren. tabul.		possíveis conchostráceos
24,2 km	RR-MP	idem anterior, c/ maior abundância de aren. fin. tabul.	URC. AC.82(8);	<i>Asmussia</i> sp., cf. <i>Paranaleaia supina</i>

24,4 km	RR-MP	predominância de aren. mto. fin. verm. e interc. de lam. mac. verm./cinz.	URC. AC.78(6);	<i>Monoleaia unicastata</i> , escamas de paleonisciformes
25,2 km	RR-MP	lam. verm. mac. fossilíf. c/ interc. centimétr. de aren. fin. tabul.; ritmos; ocorrência de pequenos clastos de lam. na base de um aren. (c/0,4m de espessura); pacote inteiro "cortado" por canal preenchido por aren. (largura preservada = 8-10m; altura máxima = 2,5m); estratos adjacentes ao "canal" ligeiramente deformados	URC. AC.81(7); P.215(1);	<i>Asmussia</i> cf. <i>A. regularis</i> , <i>Paranaleaia supina</i> , escamas de paleonisciformes e de crossopterígeos
km 25,6	RR-MP	lam. verm. mac. e aren. fin. tabul. delgados, localmente c/ ond. cavalg.		
km 26,4	RR-MP	pelo menos três corpos de aren. eól.; interc. por lam. verm.; possível paleossolo		cf. <i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Paracalamites</i> sp., outros veg.fragmentados
km 26,7	RR-MP	aren. eól., aren. c/ geometria sigmóide e grandes corpos de aren. deformados c/ estr. de sobrecarga e injeções de lama; intercal. lam. verm.		
km 27,5 a 28,0 (AF/GP 206 e 207)	RR-MP	grande exposição (~50m); parte inf.: possíveis ciclos granodrecrescentes, começando c/ aren. fin. c/ estrat. cruz. acanal. e lamin.pl.-paral. (espessuras = 1-2m), passando p/ aren. fin. tabul., ritm., lam. c/ ligeira lamin.pl.-paral. e, finalmente, lam. mac. fossilíf.; possíveis intercal. eólicas; parte média: aren. fin./méd./gros. c/ grandes clastos de lam.; aren. c/ geometria sigmóide e lenticular (~2m) e intercal. lam. alt.; parte sup.: lam. fin. mac. ou ligeiramente lamin., c/ muitas intercal. de lobos de suspensão e barras de desembocadura	URC. AC.79(1);	a) parte inferior: cf. <i>Monoleaia unicastata</i> , <i>Asmussia</i> cf. <i>A. regularis</i> , fragmentos de ossos, <i>Paracalamites</i> sp., veg. mto. fragmentados; b) parte sup.: <i>Paracalamites</i> sp.2 (em pelo menos três níveis)
28,4 km	RR-MP	aren. fin. e pequenas intercal.de lam. verm. c/ estratos totalmente deformados, dobras convolutas, possíveis estr. de sobrecarga		
29,5 km	RR-MP	lam. verm. c/ ligeira lamin.pl.-paral. e aren. e lam. em estrat. inclinados (barras de desembocadura); topo c/ aren. lentic. (fluviais?)		
29,8 km	RR-MP	aren. fin. e lam. verm. decimétr.; pequena lente de aren. na parte basal		
29,9 km	RR-MP	parte basal: aren. c/estr. cruz. ; parte méd.: lam. e aren. em estratos inclinados (barra de desembocadura); parte sup.: lam. verm. mac. a finamente laminado e ritmo		<i>Paracalamites</i>
30,5 km	RR-MP	aren. mto. finos verm. diversos, alguns bastante deformados; reconhecidos possíveis estratos eólicos, aren. c/ ond. cavalg. e aren. c/ lamin.pl.-paral.; raras interc. de lam. verm.		
31,5 km		aren. e diabásio		

31,9 km	RR-MP	aren. fin. c/ ond, cavalg., lamin.pl.-paral. e possível estr. cruz.; finas interc. lam. verm. mac. fossilíf.; possível paleossolo	URC. AC.80(2); PE.86(18);	a) <i>Asmussia</i> cf. <i>A. regularis</i> ; b) <i>Glossopteris</i> sp.
(AF/GP 205)	RR-MP	lam. verm.	GP/1T 1533; GP/3T 1641-47	<i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Paracalamites</i> sp., caules indet., conchostráceos
32,2 km	RR-MP	aren. fin. eól. e aren. c/ ond. cavalg.; interc. lam. verm. tendendo a rítmicos, c/ grande quantidade de veg.	URC. AC.154(1); E.71(32); PE.101(1); PT.38(11); PT.39(10);	a) <i>Asmussia</i> cf. <i>A. regularis</i> ; b) <i>Paracalamites</i> sp.4, <i>Paracalamites</i> sp.1?, possíveis outras espécies de <i>Paracalamites</i> ; <i>Dizeugotheca?</i> , <i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Pecopteris</i> cf. <i>P. cadeadensis</i> , <i>Glossopteris</i> , <i>Schizoneura gondwanensis</i>
32,6 km	RR-MP	lam. verm. mac. ou c/ ligeira lamin.pl.-paral., passando a rítmico; possíveis níveis bioturbados; interc. delgadas de aren. fin. tabul. c/ ond. cavalg.; pequena lente de aren. provavelmente eólico	URC. AC.162(1); AC.165(3);	a) <i>Paranaleaia supina</i> , <i>Asmussia</i> sp.; b) <i>Monoleaia unicostata</i> , escamas de peixes
32,9 km	RR-MP	aren. fin. lenticular c/ estr. cruz. acanal., ritmo de aren./lam. c/ estratos ligeiramente ondulados passando a lam. finamente laminado		
33,4 km	RR-MP	lam. verm. alt. e intercal. decimétr. de aren. tabul.		
33,6 km	RR-MP	aren. fin. espesso (~4-5m) mac. e c/ ond. cavalg. na porção basal; parte sup.: aren. fin. deformado; interc. lam. verm. mac. fossilíf. c/ partes bioturbadas.	URC. P.257(1);	restos de peixes
34,3 km	RR-MP	aren. alt. aparentemente bioturbado		
34,5 km	RR-MP	aren. fin. eól. e outros aren.; interc. delgadas de lam. verm. mac. e ritm.		
35,0 km (AF/GP 302)	RR-MP	parte inf.: corpos lenticulares de aren. fin. c/ estr. cruz. e possíveis lobos de suspensão; interc. lam. verm. fossilíf.; parte sup.: lam. verm. mac. a finamente lamin. c/ interc. delgadas de aren. fin. tabul.; novos corpos mais aren. próximo ao topo	GP/1T 1608-10; URC. AC.163(4); AC.164(5); AC.166(2); E.84(1); MB.413(1); PT.48(1);	a) <i>Asmussia regularis</i> , <i>Cyzicus</i> ( <i>Euetheria</i> ) sp., <i>Pecopteris</i> cf. <i>P. cadeadensis</i> ; b) <i>Paracalamites</i> sp., <i>Pecopteris</i> sp., cf. <i>Palaeomutela? platinensis</i>
35,4 km	RR-MP	lam. verm. finamente laminado c/ vários níveis fossilíferos; interc. delgadas aren. fin. tabul.	URC. AC.161(35); MB.412(4); PT.47(8);	<i>Asmussia regularis</i> , <i>Palaeolimnadiopsis subalata</i> , <i>Monoleaia unicostata</i> , possíveis outras espécies de conchostráceos, cf. <i>Palaeomutela? platinensis</i> , escamas de paleonisciformes, <i>Pecopteris dolianitii</i>
35,6 km (AF/GP 301)	RR-MP	aren. fin. eól. e aren. c/ clastos de lam., provavelmente fluvial; lentes c/ diamictito a conglomerado c/ clastos de lam. milimétr. a submétr.; corpo de aren. c/ estratos pl.-paral. deformado e topo erodido; parte sup.: lam. mac. verm. fossilíf., ritmos e aren. fin. tabul. não-deformados; partes biot.;	GP/1T 1607; GP/3T 1770;	parte sup.: <i>Palaeomutela? platinensis</i> , <i>Asmussia regularis</i> , <i>Ilexoidephyllum permicum</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2, caules fragmentados
35,8 km	RR-MP	aren. fin. espesso (2-6m), provavelmente eólico (pelo menos, em partes), e interc. delgada de lam. verm.		

36,5 km	RR-MP	vários níveis de aren. fin. tabul. decimétr., ligeiramente deformados		
37,3 km	RR-MP	lam. verm. mac. fossilíf. e aren. fin. alt. tabul.; nível de paleossolo(?); aren. fin. eól. c/ acunhamento lateral	URC. AC.121(7);	fragmentos de ossos, restos de peixes, <i>Monoleaia unicostata</i>
37,6 km	RR-MP	predominância de lam. verm. mac., ligeiramente laminados ou tendendo a aren. c/ ond. cavalg.; partes tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy(?) e biot.; interc. aren. fin. tabul. c/ lamin.pl.-paral. ou mac., partes calcíf.; paleossolo?	URC. AC.120(5); AC.123(3); P.245(5);	<i>Paranaleaia supina</i> , <i>Asmussia regularis</i> , outros conchostráceos indet., escamas de paleonisciformes e de crossopterígeos, fragmentos de ossos
38,1 km	RR	predominância de lam. verm. finamente laminados, em parte, biot.; num nível, presença de lâminas horizontais submilimétr. de CaCO <sub>3</sub> ; interc. de lentes de aren. fin. eól. (espessura até 2m) e aren. c/ ond. cavalg.; possível paleossolo	URC. AC.124(7);	<i>Paranaleaia supina</i> , <i>Asmussia regularis</i>
39,0 km	RR	aren. fin. c/ lamin.pl.-paral.		conchostráceo indet.
39,8 km	RR	aren. mto. fin. em estratos centimétr. aproximadamente pl.-paralelos, tendendo a ondulados		
40,4 km	RR	aren. fin. e lam. c/ estr. wavy mal desenvolvida, aren. fin. mac. tabul. e interc. lam. verm. mac. fossilíf.		<i>Paracalamites</i>
40,7 km	RR	lam. verm. mac. c/ intercal. de aren. fin. tabul.; parte sup.: lam. verm. c/ lamin.pl.-paral. fossilíf.	URC. AC.171(8); AC.172(2); AC.176(15); PT.54(4);	a) <i>Asmussia regularis</i> , escamas de paleonisciformes; b) <i>Asmussia regularis</i> , <i>Cyzicus (Euestheria) langei</i> , <i>Monoleaia unicostata</i> , <i>Paranaleaia supina</i> , <i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Dizeugotheca?</i> , escamas de paleonisciformes
41,1 km	RR	lobos de suspensão(?) c/ compensação da espessura, e lam. mac.		conchostráceos indet. e escamas de peixes
41,7 km (AF/GP 308)	RR	longa exposição incluindo aren. fin. c/ contato inferior erosivo (fluvial?), aren. eól.(?), aren. fin. mac. aproximadamente tabul.; rochas heterolít. c/ estr. wavy e biot., lam. verm. mac. ou finamente lamin.		<i>Asmussia regularis</i> , <i>Paracalamites</i> , bivalves indet.
42,5 km (AF/GP 199)	RR	lam. verm. mac. ou finamente lamin., fossilíf.; aren. fin. tabul. submétr. mac. ou c/ lamin.pl.-paral., calcíf.; aren. fin. c/ estr. cruz. por ondas; aren. coquinóide (dois níveis); rochas heterolít. c/ estr. wavy; um nível c/ pequenas gretas de contração	GP/IT 1522-27, 1569, 1572, 1574;	a) <i>Glossopteris</i> cf. <i>G. indica</i> , <i>Paracalamites</i> , b) <i>Paranaleaia supina</i> , <i>Asmussia</i> sp., <i>Monoleaia unicostata</i> , <i>Paracalamites</i> ; c) cf. <i>Terraia? curvata</i> , cf. <i>Nothoterraia acarinata</i> , <i>Terraia?</i> sp.1, pequenos gastrópodes, <i>Monoleaia unicostata</i> , escamas de paleonisciformes; c) <i>Terraia?</i> sp.1, pequenos gastrópodes, ostracodes
42,9 km	RR	aren. fin. eól. (?), aren. fin. c/ estr. cruz. por ondas e topo ondulado, aren. fin. mac. tabul.; interc. delgadas de lam. verm. mac. tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy, fossilíf.; parte sup.: lam. c/ pequenas gretas de contração		conchostráceos indet., escamas de peixes
43,4 km (AF/GP298)	RR-SE	aren. fin. alt. fossilíf. e lam. cinz. mac.		cf. <i>Terraia altissima</i> , cf. <i>Asmussia</i> sp., ostracodes, escamas de peixes

43,8 km	RR-SE	lam. verd. mac. tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy, partes c/ pequenas gretas de contração; aren. mto. fin. tabul. alt. calcíf. e lente delgada de aren. fin.		
44,1 km	RR-SE	aren. fin. c/ estr. cruz. hummocky(?) e outros aren. fin., mac. ou em estratos pl.-paral.; rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy e biot.		<i>Terraia?</i> sp.4, cf. <i>Leinzia similis</i>
44,4 km	RR-SE	aren. fin. c/ estr. cruz. por ondas, estr. cruz. hummocky, simetria sigmóide ou lamin.pl.-paral.; biot. freqüente; partes calcíf.; calc. tabul. alt. (0,2m); rochas heterolít. c/ estr. wavy e biot.; níveis c/ grandes concentrações de restos de peixes	URC. P.207(2); P.209(1);	escamas de paleonisciformes
44,6 km (AF/GP 300)	RR-SE	exposição longa c/ predominância de lam. cinz./verd. fossilíf., gradando p/ rochas heterolít. c/ estr. wavy e biot., partes c/ gretas de contração, partes calcíf. mto. compactas; lente de arg. carbonoso (espessura máxima = 0,2m); intercal. aren. fin. tabul. decimétr. mac. ou c/ lamin.pl.-paral., partes calcíf.; aren. fin. c/ estr. cruz. hummocky(?); alguns níveis ricos em restos de peixes	URC. AC.64(2); MB.300(61); P.210(2); PE.76(10); PT.11(2);	a) escamas de paleonisciformes e outros restos de peixes; b) <i>Terraia? curvata</i> , <i>T.? bipleuria</i> , <i>T.? martialis</i> , outros bivalves, <i>Monoleaia uncostata</i> , escamas de paleonisciformes, coprólitos; c) <i>Glossopteris</i> , <i>Pecopteris</i> , <i>Dizeugotheca?</i>
45,1 a 45,3 km	TE-RR	parte inf.: lam. verd. alt. tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy, parcialmente biot. e níveis c/ gretas de contração; intercal. por aren. fin. tabul. alt. mac.; dois níveis centimétr. de calc.ool. c/ bivalves; parte méd.: dois corpos de aren. fin. tabul. (~0,2m) c/ porções coquinóides, intercalados por outros aren. finos c/ folhas de licófitas; rochas heterolít. cinz. escuras calcíf. c/ estr. wavy, gretas de contração e biot.; parte sup.: aren. mto. fin. amarelados mac., c/ lamin.pl.-paral. ou tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy; alguns corpos aren. fin. tabul. a sigmóides(?)	URC. I.41(5); I.45(2); L.50(2); MB.347(3); MB.348(9); MB.349(5); MB.404(31); MB.405(3); MB.406(1); MB.407(3); MB.408(1); MB.409(1); MB.410(1);	a) bivalves indet.; b) <i>Pinzonella neotropica</i> , <i>Pyramus? anceps</i> , <i>Terraia? falconeri</i> , outros bivalves, folhas de licófitas; c) <i>Pinzonella neotropica</i> , <i>Terraia? sp.3</i> , <i>Pyramus? emerita</i> , escamas de paleonisciformes, icnofósseis
45,8 km	TE	rochas heterolít. verd. alt. c/ estr. wavy		
46,1 km	TE	silt. verd. alt. mac. e uma intercal. calc. ool. c/ bivalves (~0,3-0,5m)	URC. MB.369(5);	<i>Pinzonella neotropica</i> , <i>Pyramus? anceps</i> , cf. <i>Terraia aequilateralis</i>
46,7 km	TE	predominância de rochas heterolít. cinz./verd. c/ estr. wavy, parcialmente c/ gretas de contração e biot.; na porção sup., quatro estratos sucessivos de calc. ool. centimétr. c/ bivalves	URC. MB.330(10);	bivalves indet.
47,6 km	TE	longa exposição, idem ao anterior, porém c/ três intercal. de calc. ool. silicif. e coquina silicif. no topo	URC. MB.367(3); MB.368(2);	a) bivalves indet.; b) cf. <i>Pinzonella neotropica</i> , outros bivalves indet. e folhas de licófitas; c) coquina c/ <i>Pinzonella neotropica</i>
48,2 km	TE	rochas heterolít. alt. verd. c/ estr. wavy e duas interc. centimétr. de calc. silicif.		fragmentos vegetais bem pequenos

48,9 km	TE	rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy biot. calcíf. e aren. fin. tabul. calcíf.		
49,4 km	TE	semelhante ao anterior, não calcífero		bivalve indet.
51,0 km	TE	rochas heterolít. verd. alt. c/ estr. wavy		
51,4 km	TE	idem ao anterior		
52,1 km	TE	idem ao anterior		
52,4 km	TE	idem ao anterior		
52,7 km	TE	idem ao anterior		
53,1 km	TE	rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy, níveis c/ gretas de contração, um nível c/ concreções grandes de CaCO <sub>3</sub> , uma intercal. calc.ool. c/ bivalves dispersos; parte inferior c/ rochas heterolít. alt. verd. c/ estr. wavy tendendo a silt. mac. c/ veg.	URC. L.46(3);	a) megásporos(?) e fragmentos de vegetais; b) bivalves indet.
53,6 km	TE	rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy		
54,2 km	TE	rochas heterolít. alt. cinz/verd. c/ estr. wavy		
56,1 km	TE	rochas heterolít. c/ estr. wavy, parte calcíf. cinza c/ abundantes gretas de contração; parte não-calcífera alt. verd. c/ poucas gretas de contração		
57,4 km	TE	rochas heterolít. c/ estr. wavy, cinz., calcíf., c/ concreções de CaCO <sub>3</sub> , havendo partes mais aren. e c/ estr. cruz. por ondas		
58,3 km	TE	rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy		
58,6 km - viaduto sobre estrada de ferro				

BR 376 (=Rodovia do Café, trecho Ortigueira-Serra do Cadeado)

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
km 247,3 (0,3 km a noroeste do trevo de Ortigueira)	TE	rochas heterolít. alt. verd. c/ estr. wavy		
km 249,4	TE	rochas heterolít. verd. alt. c/ estr. wavy tendendo a lam. mac.; intercal. aren. fin. alt. tabul. delgado e aren. coquinóide de ostracodes alt. tabul. (~0,1m)	URC. AC.61(2);	aren. coquinóide de ostracodes (moldes)
km 250,3		diabásio		
km 251,3	TE	rochas heterolít. alt. c/ estr. wavy e gretas de contração		

km 252,0	TE	rochas heterolít. de aren. mto. fin./ silt. arg., cinz., parcialmente calcífero, c/ estr. wavy, partes biot., diversos níveis c/ gretas de contração; intercal. de lente aren. fin. c/ ondulações (provável tempestito); perto da base, presença de coquina (~2cm) e calc.ool. (~4cm) separados por folhelho (~2cm) c/ gretas de contração; na porção média, nível brechóide c/ clastos de folhelho (~5cm), folhelho (~2cm) e coquina (~2cm) constituída por material conchífero mto. finamente fragmentado	URC. MB.321(10);	a) cf. <i>Jacquesia arcuata</i> , escamas e dentes de paleonisciformes abundantes; b) bivalves indet.
km 252,2	TE	rochas heterolít. alt. verd. c/ estr. wavy, biot., c/ gretas de contração	URC. MB.310(1);	cf. <i>Terraia aequilateralis</i> , bivalves indet.
km 252,5	TE	rochas heterolít. alt. verd. c/ estr. wavy		
km 253,2	TE	rochas heterolít. verd. alt. c/ estr. wavy, c/ gretas de contração		
km 253,5	TE	idem anterior, c/ uma intercal. de calc. (~3cm)		
km 254	TE	rochas heterolít. alt. verd. c/ estr. wavy		
km 255,3	TE	rochas heterolít. alt. verd. c/ estr. wavy, partes mais aren. e partes mais silt.		
km 255,8		diabásio		
km 258,8	TE	rochas heterolít. alt. verd. c/ estr. wavy e biot., c/ pequena intercal. de are. alt.		
km 260,1	RR-SE(?)	predominância de silt. cinz. mac. comp.; um estrato submétr. de rocha heterolít. verd. c/ estr. wavy, biot.; interc. aren. fin. tabul. centimétr. a decimétr. e uma coquina (~2cm)	URC. MB.308(1); MB.309(3);	a) cf. <i>Pyramus? emerita</i> ; b) bivalves indet.
km 260,5		diabásio		
km 260,55	RR-SE	aren. mto. fin. alt. tabul. (-0,4m) e lam. alt.	URC. 324(6);	<i>Pyramus? emerita</i> , cf. <i>Terraia? curvata</i> , <i>Terraia? sp.4?</i> , ostracodes
km 262,0		diabásio		
km 262,1	RR-SE	lam. alt. creme		raras escamas de peixes
km 262,9	RR-SE	lam. aren. cinz. mac. ou tendendo a apresentar grandes ondulações; níveis biot., partes mais finas fossilíf.; uma interc. de aren. fin. tabul. c/ duas porções coquinóides (~0,2m)	URC. MB.326(3); MB.327(5); MB.328(1); MB.329(11); P.206(4);	a) escamas de peixes; b) cf. <i>Terraia? sp.</i> ; c) <i>Leinzia similis</i> , <i>Pyramus? emerita</i> , cf. <i>Terraia? holdhausi</i> ; d) escamas de paleonisciformes, pequenos gastrópodes, raros bivalves
km 263	RR-SE	aren. fin. c/ provável estr. cruz. hummocky; aren. coquinóides, parcialmente calcíferos, um c/ bivalves e outro c/ ostracodes; aren. mac. c/ interc. irreg. de lam., biot.; rochas heterolít. cinz./verm. c/ estr. wavy; lam. mac. cinz.; um nível c/ gretas de contração		bivalves indet.; ostracodes mal preservados

km 263,3	RR-SE	aren. fin. tabul. submétr. mac., ou biot., ou c/ pequenas concreções de óxido de ferro; aren. coquinóide c/ topo ondulado; lam. tendendo a rochas heterolít. cinz. escuras, parcialmente calcíf., c/ estr. wavy, biot., concreções de CaCO <sub>3</sub> e níveis fossilíferos	URC. AC.57(4); MB.319(19); MB.320(10); MB.321(2);	a) escamas de crossopterígeos, <i>Cyzicus</i> sp.; b) <i>Leinzia similis</i> , <i>Pyramus? emerita</i> , <i>Terraia? holdhausi</i> , outros bivalves, ostracodes abundantes, escamas de paleonisciformes; c) bivalves indet., restos de peixes, ostracodes
km 264,3	RR	lam. verm. alt. biot.	URC. AC.54(7); AC.55(4); AC.56(4); E.38(2); MB.316(3); MB.317(4); MB.318(9);	<i>Pyramus? emerita</i> , <i>Asmussia</i> sp., <i>Paranaleaia supina</i> , <i>Schizoneura gondwanensis</i> , escamas de paleonisciformes
km 264,6 (AF/GP 210)	RR	lam. alt. cinz. mac. c/ ~0,45m rico em vegetais	GP/3E 4311-44; GP/3T 1648, 1675, 1697, 1714, 1722-25, 1769, 1805;	<i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Paracalamites</i> sp.3, cf. <i>Schizoneura gondwanensis</i> , cf. <i>Sphenophyllum</i> , <i>Sphenopteris</i> , <i>Pecopteris dolianitii</i> , <i>Pecopteris</i> cf. <i>P. bracingaensis</i> , <i>Glossopteris</i> cf. <i>G. surangei</i> , <i>Ilexoidephyllum permicum</i> , caules e folhas indet., restos de peixes
km 265,2	RR	lam. roxo mac.		
km 266,1 (AF/GP 211)	RR	lam. verm. mac. a ligeiramente laminado	GP/1E 2769-76; GP/1T 1534-36; GP/2E 119-121; GP/3T 1721;	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , cf. <i>Paranaleaia supina</i> , <i>Terraia? sp.2</i> , <i>Pecopteris dolianitii</i> , restos de peixes
km 266,5 a 267,5 - Bairro dos Franças				
km 267,3	RR	aren. fin. alt. mac. (~3m)		
km 267,6	RR	rochas heterolít. silt. arg./ silt. aren. verm. c/ estr. wavy		
km 268,2 (AF/GP 212)	RR	idem ao anterior e lente de aren. fin. mac. c/ abundantes restos de peixes na base (espessura máx. = 1m)	GP/2E 124	escamas de paleonisciformes
km 268,5 (AF/GP 213)	RR	lam. verm./verd. mac. fossilíf a ligeiramente lamin., podendo gradar p/ rochas heterolít. c/ estr. wavy e biot; um nível c/ rochas heterolít. aren. mto fin./ silt. verm. c/ estr. wavy/lenticular/flaser bem evidente; interc. aren. fin. calcíf. biselado (espessura máx. = 1m)	GP/1E 2777-96; GP/1T 1537-39;	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , <i>Terraia? sp.1</i> , restos de peixes, caules indet.
km 269,8 (AF/GP 214)	RR	lam. verm. mac. a finamente laminado, fossilíf., às vezes, gradando p/ aren. mto. fin. c/ ond. cavalg.; aren. fin. alt. mac. ou c/ estr. cruz. por ondas; corpo lenticular de aren. fin. (espessura máx. = 3m)	GP/1E 2797-804; GP/1T 1540-43;	<i>Paranaleaia supina</i> , <i>Asmussia</i> sp., <i>Monoleaia unicostata timboensis</i> , <i>Nothoterraia acarinata</i> , <i>Terraia? sp.1</i>
km 271,2		diabásio		
km 272,2	RR	lam. verm. mac.		
km 272,7 (AF/GP 216)	RR	longa exposição c/ predominância de lam. verm. mac. ou ligeiramente lamin., fossilíf.; níveis calcíf. e lente calc.(?); aren. fin. na base (~2m); aren. fin. no topo c/ estr. cruz. por ondas(?)	GP/1E 2805-12; GP/3E 4346; GP/1T 1544-46;	<i>Asmussia regularis</i> , <i>Paranaleaia supina</i> , <i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , <i>Palaeomutela? platinensis</i> , caules e folhas indet.
km 273,4 (AF/GP 217)	RR	predominância de lam. verm. mac. ou ligeiramente lamin., fossilíf.; corpo mais aren. na base	GP/1E 2813-18; GP/1T 1371; GP/3T 1651	<i>Palaeomutela? platinensis</i> , <i>Terraia? sp.1</i> , <i>Asmussia regularis</i> , <i>Paracalamites</i> sp., <i>Schizoneura gondwanensis</i> , caules indet.

km 273,8 (AF/GP 218)	RR	lobos de suspensão, aren. fin. c/ lamin.pl.-paral., aren. fin. c/ estr. cruz. <i>hummocky</i> (?), lam. verm./verd. mac. a ligeiramente lamin., fossilíf., porções calcíferas e possível caloário	GP/1E 2819-20; GP/1T 1547;	<i>Cyzicus (Lioestheria) sp.</i> , <i>Asmussia regularis</i> , cf. <i>Monoleaia unicostata timboensis</i> , ostracodes, <i>Paracalamites sp.</i>
km 274,0 (AF/GP 219)	RR	lam. verm. mac. calcíf. c/ concreções de CaCO <sub>3</sub> (2,5m) e lam. verm. ligeiramente laminado fossilíf. (1,5m)	GP/2E 122-123; GP/3E 4347-48	cf. <i>Asmussia regularis</i> , ostracodes, restos de peixes, <i>Paracalamites sp.</i> , caules indet.
km 274,1	RR	aren. fin. calcíf e silt. verm. c/ lamin.pl.-paral., c/ restos de peixes na base		escamas de peixes
km 274,3	RR	lam. aren. calcíf.		
km 274,5	RR	alternância de lam. aren. roxo e aren. fin. comp. (estratos = 1-1,3m)		
km 274,6	RR	idem ao anterior		
km 275,4		diabásio		
km 276,5	RR	alternância de lam. aren. roxo e aren. fin. comp. (estratos = 1-1,3m)		
km 276,8	RR	aren. c/ estr. cruz. (eól.?)		
km 276,9	RR	lam. cinz.		
km 277,2 (AF/GP 220)	RR	aren. c/ estr. cruz. e aren. alt. mac. e interc. lam. verm. fossilíf.	GP/3E 4349-51; GP/3T 1698-99	<i>Paracalamites sp.2</i>
km 277,9	RR	aren. fin. alt. semi-encoberto (> 7m?) e lam. verm (~ 2m)		
km 278,6	RR	aren. gradando p/ lam. cinz.		
km 279,5		diabásio		
km 280,4		diabásio		
km 280,8	RR	aren. fin. espesso deformado c/ fina intercal. lam. verm.		
km 281,2	RR	alternância de lam. verm. (1-2m) e aren. fin. mto alt. (~ 2m) e sill de diabásio na parte basal		possíveis fragmentos de ossos
km 281,6	RR	aren. fin. alt. e interc. lam. verm. mac. (~ 0,7m)		caules mto. mal preservados
km 282,3	RR	lam. verm. alt. mac. (~ 6m)		
km 283,0	RR	alternância de lam. verm. alt. mac. (1-2m) e aren. fin. alt. (1-2m, diminuindo p/ o topo); sill de diabásio aproximadamente no meio		
km 283,6	RR	alternância de lam. roxo/verm. e aren. fin. mac.		
km 284,3	RR	predominância de lam. verm. mac., alternando-se corpos um pouco mais aren. e menos aren.; parte basal c/ lam. calcíf. (~ 0,7m); topo c/ aren. fin. mac. (~ 1,5m)		
km 284,7		pequeno dique de diabásio		
km 284,8 (AF/GP 303)	RR	parte inf.: alternância de lam. roxos mac. ou c/ lamin.pl.-paral. e aren. fin. tabul. submétr.; parte sup.: grandes lobos de suspensão e ritmitos de aren./lam.; topo: aren. fin. tabul. comp. mac. (~ 1,2m)		<i>Paracalamites sp.</i>
3,0 km a leste da BR 376, na altura do km 285 (AF/GP 309)	RR	lam. verm. mac. fossilíf. e aren. fin. c/ estr. cruz.	GP/1E 2966-71; GP/1T 1614-16;	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , <i>Asmussia regularis</i> , outros conchostráceos
3,5 km a leste da BR 376 (AF/GP 284)	RR	lam. creme (faltam dados de campo)	GP/1T 1595, GP/3T 1753;	<i>Pecopteris cadeadensis</i> , <i>Asmussia regularis</i> , outros conchostráceos

km 285,2	RR	parte inf.: aren. fin. mto. deformado (cada corpo c/ até 2m de espessura) c/ interc. lam. verm. (~0,5m); lam. alt. verm. mac. e <i>sill</i> de diabásio		
km 285,5	RR	lam. verm. (2-2,5m) c/ tendência de granodecrescência ascendente e topo c/ aren. fin. espesso (~2,5m) mac.		
km 286	RR	lam. verm./roxo mac. ou finamente lamin. e diversos aren. fin. tabul. mac. ou c/ lamin.pl.-paral., compactos, calcif., freqüentemente c/ restos de peixes na base de cada corpo; parte sup. c/ aren. fin. eól. (dois pacotes, cada ~4m) c/ intercal. de lam. verm.		restos de peixes e fragmentos de ossos; local de coleta de <i>Australerpeton</i> (BARBERENA & DAEMON. 1974)
km 286,3	RR	alternância de lam. verm. mac. alt. (~2m) e aren. fin. mac. alt. (~2m)		
km 287,1		diabásio (dique estreito)		
km 287,8		dique de diabásio		
km 288,3 (AF/GP 175)	RR	aren. fin. alt. espesso (~3m) na base e lam. alt. verm. com porções mais aren. e mais arg. c/ vegetais	GP/3T 1681	<i>Paracalamites</i> cf. <i>P. sp.2</i>
km 289,6 (AF/GP 221)	RR	lam. verm. mac. fossilíf. e aren. fin. alt. mac.	GP/1E 2821-24; GP/3E 4352; GP/1T 1548-51;	<i>Asmussia regularis</i> , <i>Paranaleaia supina</i>
km 290,1	RR	lam. verm. mac. e intercal. lente aren. fin. lat. mac. (espessura até 1,5m)		
km 291	RR	lam. alt. verm. mac. c/ porções mais aren.		
km 291,5 (AF/GP 222)	RR	grandes lentes de aren. fin. alt. mac. c/ intercal. lam. verm.		<i>Paracalamites</i> sp.
km 291,6	RR	lam. verm. alt. mac. (~3m)		
km 292 (AF/GP 174)	RR	lam. verm. mac.	GP/3E 4066-75; GP/3T 1670, 1671-74	<i>Paracalamites</i> sp.3, <i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Glossopteris</i> , cf. <i>Vertebraria</i>
km 292,4	RR	aren. mto. fin. eól. (5-10m?)		
km 292,9	RR	alternância de lam. verm. alt. mac. e aren. fin. alt. mac. (pacotes de ~1m)		
km 294,3	RR	idem ao anterior e parte sup. c/ aren. fin. alt. mac. espesso (~5m)		
km 294,8	RR	alternância de aren. fin. alt. mac. (1-2m) e lam. verm. alt. mac. (até 0,5m)		
km 295,8	RR	idem ao anterior; aren. c/ até 4m de espessura; ocorrência de porções c/ aparência de rochas heterolít. c/ estr. <i>wavy</i>		
km 296,0 (AF/GP223)	RR	lam. verm. alt. mac. c/ porções mais aren.; aren. c/ aparentemente estr. cruz. por ondas; parte sup.: aren. fin. alt. eól. (~4m)		<i>Paracalamites</i> sp., caules indet.
km 296,6 (AF/GP 224)	RR-PIR	parte inf.: predominância de lam. aren. verm.; interc. aren. fin. c/ lamin.pl.-paral.; parte sup.: aren. fin. alt. eól., provavelmente da Formação Pirambóia; paleossolo a cerca de 5,0m acima do contato Rio do Rasto-Pirambóia	GP/1E 2825; GP/3E 4353-57; GP/1T 1552, 1600; GP/3T 1755	<i>Asmussia</i> cf. <i>A. regularis</i> , <i>Paracalamites</i> cf. <i>P. sp.2</i> , <i>Pecopteris</i> sp., restos de peixes
km 297	BOT			

## PR 90 (Sapopema-São Jerônimo da Serra)

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
km 101,6	SA?	folhelho cinza esc. c/ interc. de sílex alt. centimétr.; porção sup. c/ biot.		
km 102,2		diabásio		
km 102,6	SA?	silt. cinz. esc. c/ ondulações (compr. de onda = 0,3m)		
km 103,4		diabásio		
km 103,9	SA?	silt. cinza esc.		
km 105	SA?	silt. cinz. esc. alt.		
km 106 - próximo ao trevo de Sapopema		diabásio		
km 107,6 - rio Lageado Liso		continua diabásio		
(AF/GP 225)	TE	silt. cinz./verd. mac. ou ligeiramente laminado	GP/2E 125	fragmentos ósseos
km 108,7	TE	silt. mac. alt. verd., rochas heterolít. c/ estr. wavy, ocorrendo intercal. de aren. fin. ou calc. alt. tabul. delgados; parte superior: estratos sucessivos de aren. mto. fin., tabul., delgados (~ 2cm, formando pacote c/ > 8m)		
km 109,7 (AF/GP 285)	TE	exposição longa; parte inf.: silt. alt. verd. e silt. cinz. calcíf. c/ ondulações na base e fragmentos de vegetais em ~ 0,4m; rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy e biot., passando p/ aren. mto. fin. comp. calcíf. c/ filmes de folhelhos em três níveis; parte méd.: calc. ool. (> 0,2m) c/ estr. cruz. sobreposto por fino calc. c/ oncóides, rochas heterolít. cinz. calcíf. c/ estr. wavy e biot., silt. calcíf. cinz./verd. c/ concreções de CaCO <sub>3</sub> , silt. cinz. mac.; parte sup.: aren. mto. fin., parcialmente calcíf. c/ estr. cruz. por ondas, passando p/ rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy, partes biot., um nível c/ gretas de contração; interc. de silt. verd./cinz. c/ fragmentos veg. pequenos; aren. fin. tabul. c/ topo ondul.	URC. AC.170(1); CO.42(9); CO.43(10); L.49(9); MB.370(1);	a) caules de licófitas, brácteas, restos veg. indet., escama de crossopterigeo, bivalve pequeno indet.; b) oncóides; c) brácteas, escamas de paleonisciformes
km 109,9	TE	aren. fin. comp. parcialmente calcíf. c/ estr. cruz. por ondas e biot. (~ 2m), gradando p/ aren. fin. comp. mac.(?) em estrat. tabul.		
km 110,2	TE?	lam. alt. verd.		
km 100,6	TE?	lam. alt. verd. c/ vários diques pequenos		
km 111		diabásio		

km 166,1 (AF/GP 305)	RR	aren. mto. fin. e silt. creme c/ lamin.pl.-paral., fossilíf.; um corpo de aren. mac. tabul. espesso (~3m); outros aren. fin. mac. tabul. submétr., ocorrendo pequenos clastos de lamitos na base de um deles; rochas heterolít. verd. c/ estr. wavy e biot. na parte superior do afloramento	GP/1T 1611-12;	<i>Asmussia regularis</i> , <i>Paranaleaia supina</i>
km 116,2	RR	aren. mto. fin. e silt. creme c/ lamin.pl.-paral.; um estrato de aren. fin. tabul. mac.; rocha heterolít. cinz. calcíf. c/ estr. wavy		
km 116,3	RR	aren. fin. mac. espessos (~4m) c/ interc. silt. cinz. mac. submétr.		
km 116,4	RR	aren. fin. c/ lamin.pl.-paral. (1-3m) e interc. silt. roxo mac. (0,4-1,0m); um nível centimétr. de sílex; parte sup.: aren. amalgamado c/ lentes e sigmóides(?) (lobos de suspensão?)		
km 116,5		diabásio		
km 116,6	RR	aren. fin. c/ ligeira lamin.pl.-paral. gradando p/ silt. verm.; aren. fin. tabul. calcíf. comp.; parte sup.: lam. verm. c/ ligeira lamin.pl.-paral.		
km 117,1 (AF/GP 226)	RR	lam. verm. mac. ou c/ ligeira lamin.pl.-paral., fossilíf.; interc. aren. fin. mac. tabul. centimétr.; uma interc. de espessa lente de aren. fin. eól. (espessura até 2,5m) e duas interc. eól. (?) mais delgadas; um nível irreg. c/ pequenos clastos de lam. e fragmentos de ossos; um nível brechóide (~4cm) calcíf. incluindo fragmentos de ossos(?), ostracodes e outros fósseis	GP/1T 1553	a) <i>Paracalamites</i> e frag. vegetais mal preservados; b) cf. <i>Asmussia</i> sp., conchostráceo grande indet.; c) <i>Paracalamites</i> , ostracodes, restos de peixes, coprólitos
km 117,4	RR	lam. verm. mac. e duas lentes aren. eól. (~2m cada)		
km 117,7	RR	alternância de aren. fin. alt. e lam. aren. alt. (estratos de ~4m ou mais)		
km 118,2	RR	estratos sucessivos de aren. silt. fin. alt. mac. delgados (~2cm) c/ topo ligeiramente ondulado; lam. alt. amar. mac. ou c/ ligeira lamin.pl.-paral., c/ porções mais aren.		
km 118,8 (AF/GP 227)	RR	lam. verm. ligeiramente lamin. fossilíf. (2-2,5m) e aren. fin. mac. decimétr. a espesso (~3,5m)	GP/1E 2826-28; GP/3E 4358-64; GP/1T 1372, 1554-56; GP/3T 1649-50, 1652; 1700-01	<i>Asmussia regularis</i> , <i>Paranaleaia supina</i> , <i>Palaeomutela? platinensis</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Pecopteris esperancensis</i>
km 119,5 (AF/GP 306)	RR	lam. verm. c/ ligeira lamin.pl.-paral. e vários corpos aren. fin., alguns amalgamados, c/ ond. cavalg., geometria sigmóide, ou estr. cruz. acanalada; fina intercal. lam. cinz./verd. c/ vegetais	GP/3T 1759	cf. <i>Paracalamites</i>
km 119,8 (AF/GP 228)	RR	aren. fin. alt. mac. (>10m) ou c/ ligeira lamin.pl.-paral. ou algum tipo de estr. cruz.; interc. lam. mac. alt. fossilíf.	GP/2E 126-127	restos de peixes e possíveis fragmentos de ossos

km 120,0 (AF/GP 229)	RR	estratos inclinados e deslocados por dique de diabásio e falha; aren. e silt. mto. alt.		<i>Paracalamites</i> , vegetais fragmentados indet.
km 120,4	RR	sucessão de estratos delgados verd./verm./creme (1-2cm) pl.-paralelos de aren. silt. mac. alt., passando p/ lam. c/ ligeira lamin.pl.-paral.; um nível calcífero		
km 120,7	RR	aren. fin. espesso eól. (até 4m) e lam. verm.		
km 120,9	RR	lam. verm. mac. alt.		
km 121,6 a 121,9 (AF/GP 307)	RR-PIR	longa exposição (~36-40m); parte inf.: diversos aren. fin. - mac., c/ estr. cruz. por ondas, eól., ou c/ lamin.pl.-paral.; interc. lam. verm. c/ lamin.pl.-paral. fossilíf.; níveis calcíf. e porções c/ concreções de CaCO <sub>3</sub> ; parte méd.: lam. verm. c/ intercal. centimétr. de aren. fin. calcíf.; nível c/ gretas de contração, biot. e fossilíf.; parte sup.: aren. mais espessos (0,4-2m), em parte calcíf., mac., sigmóides ou eól.; rochas heterolít. c/ estr. wavy e biot.; níveis c/ concentrações de pequenos clastos e fragmentos ósseos; lam. mac. fossilíf. até próximo ao contato com a Fm Pirambóia.	GP/3T 1760-62, 1771;	a) <i>Paracalamites</i> sp.2; b) conchostráceos indet. e escamas de peixes; c) fragmentos ósseos; d) <i>Paracalamites</i> sp. e <i>Ilexioidephyllum permicum</i> .
km 123,3		diabásio		
km 123,5	PIR	contato irregular do diabásio c/ aren. eól.		

### Estrada entre Lambari e o trevo da PR 90

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
0,7 km do trevo	RR	lam. verm./verd. alt. mac. a ligeiramente lamin., fossilíf.; aren. fin. alt. mac. ou c/ ond. cavalg.(?), aproximadamente tabulares (1,5-4m)	URC. AC.150(1); AC.151(2); AC.169(7); MB.396(2); MB.421(27);	a) <i>Palaeomutela? platinensis</i> , cf. <i>Pyramus? emerita</i> , <i>Asmussia</i> cf. <i>A. regularis</i> , <i>Paranaleia supina</i> ; b) cf. <i>Relogiicola delicata</i> , <i>Palaeomutela? platinensis</i> , <i>Palaeolimnadiopsis subalata</i> , <i>Asmussia regularis</i> , veg. fragmentados
1,1 km	RR	lam. alt. verd./verm. mac. a lamin. irregularmente	URC. E.81(4); PC.149(3);	<i>Paracalamites</i> sp.2, cf. <i>Schizoneura gondwanensis</i> , <i>Monoleaia unicostata</i> , cf. <i>Asmussia</i>
1,25 km	RR	aren. mto. alt. c/ estratos paralelos		

1,5 km	RR	lam. verm. mac. ou ligeiramente lamin. fossilíf. e aren. fin. tabul. (0,4-1,6m), mac., ou c/ ligeira lamin.pl.-paral., ou c/ ond. cavalg. e possíveis porções c/ estr. cruz. por ondas; partes calcíf.	URC. AC.119(1); AC.146(1); AC.147(9); AC.148(7); AC.158(1); AC.159(15); AC.160(5); MB.397(2); MB.401(4); MB.402(2); MB.403(15); P.254(4); PE.102(1); PT.46(1);	z) <i>Pyramus? emerita</i> , <i>Terraia? sp.3</i> , <i>Terraia? sp.4?</i> , cf. <i>Monoleaia</i> ; a) f. <i>Religiicola delicata</i> ; b) <i>Monoleaia unicastata</i> ; c) <i>Paranaleaia supina</i> , cf. <i>Religiicola delicata</i> , escama de crossopterígeo; d) cf. <i>Monoleaia</i> ; e) <i>Religiicola delicata</i> , <i>Nothoterraia acarinata</i> , <i>Terraia? sp.1</i> , <i>Pyramus? emerita</i> , cf. <i>Paranaleaia supina</i> , pequenas lentes c/ concentrações de escamas de paleonisciformes; f) <i>Glossopteris</i> cf. <i>G. surangei</i> , <i>Dizeugotheca?</i> , cf. <i>Asmussia</i> , <i>Nothoterraia acarinata</i> , <i>Pyramus? emerita</i> ; g) <i>Paranaleaia supina</i> , <i>Asmussia</i> cf. <i>A. sp.</i> , <i>Religiicola delicata</i> , escamas de peixes
2,0 km a 2,7 km	RR	longa exposição ao nível da estrada (~25-30m), c/ vários níveis fossilíf.; em geral, aren. fin. tabul. (0,2-1m) mac., c/ ligeira lamin.pl.-paral. ou c/ estr. cruz. por ondas; diversos níveis calcíferos; raramente c/ evidências de contato basal erosivo e concentrações de clastos pelíticos na base; lam. verm. mac. ou ligeiramente lamin. ou tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy; um nível de coquina (4cm); três níveis c/ grandes gretas de contração e um c/ gretas pequenas; parte inf.: níveis calcíf. (calc.?) c/ porções silicificadas e marcas onduladas conspícuas	URC. AC.100(4); AC.101(6); AC.102(1); AC.103(15); AC.115(2); AC.116(10); AC.117(4); MB.350(23); MB.351(13); MB.352(1); P.228(1); P.229(1); P.236(2); P.237(1); P.238(1); P.239(1);	h) <i>Monoleaia unicastata</i> , restos vegetais fragmentados; i) escamas de paleonisciformes; j) <i>Monoleaia unicastata</i> , restos de peixes; k) nível submilimétr. c/ grande concentr. de restos de peixes; l) <i>Asmussia sp.</i> ; m) <i>Paranaleaia supina</i> , escamas de paleonisciformes e crossopterígeos, coprólitos c/ escamas de peixes; o) cf. <i>Cyzicus (Euestheria) sp.</i> , <i>Monoleaia unicastata</i> , um nível c/ grande concentr. de escamas; p) <i>Paranaleaia supina</i> , <i>Monoleaia unicastata</i> , <i>Asmussia sp.</i> , cf. <i>Terraia? curvata</i> , cf. <i>Pyramus? emerita</i> , escama de crossopterígeo, cf. <i>Schizoneura gondwanensis</i> ; q1) coquina de <i>Pyramus? emerita</i> ; q2) <i>Cyzicus sp.</i> , r) cf. <i>Cyzicus sp.</i>
2,9 km	RR	aren. calcíf. ou calc. silicif. ao nível da estrada		
3,15 km a 4,2 km (incluindo a gruta)	RR	longa exposição ao nível da estrada (~35-40m); predominância de estratos de aren. fin. tabul. (poucos cm a 1m), mac., c/ estratos finos plano-paralelos ou freqüentemente c/ estr. cruz. por ondas e biot., tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy; várias porções calcíf., ocorrendo níveis c/ concreções de SiO <sub>2</sub> ; um nível c/ pequenas sigmóides; lam. cinz./verd./verm. mac. ou tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy e biot.; dois níveis c/ grandes gretas de contração e um nível c/ gretas menores; parte inferior apresentando maior quantidade de rochas calcíferas, níveis silicificados e depósitos influenciados por ondas, incluindo uma coquina (~3-4cm)	URC. AC.118(1); MB.356(6); MB.357(8); MB.358(10); MB.359(8); MB.371(8); MB.380(1); P.240(2); P.241(3);	a) gruta: coquina c/ <i>Terraia? curvata?</i> , cf. <i>Pyramus? emerita</i> , escamas de paleonisciformes; u) cf. <i>Cyzicus sp.</i> , escamas de paleonisciformes; v) <i>Terraia altissima</i> , <i>Terraia? holdhausi</i> , <i>Terraia? martialis</i> , <i>Pyramus? emerita</i> ; w) <i>Pyramus? emerita</i> , escamas de paleonisciformes; x) mtos. restos de peixes nas frações mais grossas das rochas heterolíticas c/ wavy; z) <i>Pyramus? emerita</i> , <i>Terraia? sp.1</i> , <i>Terraia? sp.4</i> , cf. <i>Leinzia similis</i> , bivalve indet.
4,3 km	RR	rochas heterolít. c/ estr. wavy e aren. fin. calcíf. c/lamin.pl.-paral.		
4,4 km	RR	aren. c/ marcas onduladas		

5,4 km - igreja em Lambari				
5,9 km	RR?	aren. mto. fin. c/ estratos pl.-paralelos (~5m) e um pouco ondulados no topo (0,8m)		
6,3 km	RR?	aren. fin. mac. tabul. (~1,5m) e rochas heterolít. c/ estr. wavy		
6,5 km	RR?	lam. verd. alt. e aren. fin. em estratos tabul.		
6,9 km	RR?	aren. mto. fin. em estratos pl.-paralelos delgados		

### Estrada Ribeirão do Pinhal-Jundiá do Sul-trevo BR 153

Localização	Liroestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
km 65 (~5,7 km do trevo da BR 153)	TE	lam. cinz. alt. mac., finamente laminado ou tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy, podendo gradar p/ aren.; partes biot.; aren. mto. fin. tabul. (0,1-0,5m) mac. ou c/ estr. cruz. por ondas; um nível c/ pequenas gretas de contração		escamas de peixes esparsas
km 65,4	TE	rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy		
km 65,8	TE	lam. mac. cinz., rochas heterolít. c/ estr. wavy, intercal. aren. fin. tabul. (5-20cm), calcíf.; um nível c/ gretas de contração	URC. MB.373(2); P.243(2);	bivalves indet., lentas c/ até 1cm de espessura c/ grande concentração de restos de peixes
km 66,0	TE	aren. mto fin. cinz. calcíf. tendendo ligeiramente p/ rocha heterolít. c/ estr. wavy, fossilíf.		bivalves dispersos; ostracodes
km 66,1	TE	aren. mto. fin. tendendo ligeiramente p/ rochas heterolít. c/ estr. wavy, calcíf., fossilíf., e silt. cinz.mac. fossilíf.	URC. MB.372(2);	a) bivalves dispersos, alguns c/ valvas fechadas, e molde interno recristalizado, provavelmente de <i>Pinzonella neotropica</i> ; b) restos de peixes
km 66,5	TE	alternância de aren. fin. e silt. cinz. compactos		
km 67,5	TE	aren. fin. c/ geometria sigmóide, rochas heterolít. de aren. fin./silt. cinz. c/ estr. wavy, aren. fin. calcíf. c/ lamin.pl.-paral. e uma intercal. calc. ool. (~5cm) c/ bivalves dispersos; um nível c/ pequenas gretas de contração		

km 67,9	TE	longa exposição (~ 22m); parte basal: calc. (~ 2m) c/ (ascendentemente) lamin.pl.-paral., porção c/oncóides e bivalves concentrados (~ 5cm), estr. cruz. por ondas, ondulações e gretas de contração; parte inf.-méd.do afloramento: silt. aren. cinz./verd. c/ ondulações, passando ascendentemente p/ rochas heterolít. c/ estr. wavy e biot.; aren. fin. calcíf. c/ estr. cruz. hummocky(?), estr. cruz. por ondas e lamin.pl.-paral.; intercal. de silt. cinz. mac. ou c/ ligeira lamin.pl.-paral.; parte sup.: aren. fin. espesso (~ 2m), calcíf., partes mac.e partes c/ estr. cruz. por ondas e estr. cruz. hummocky; acima, níveis delgados c/ grandes concentrações de restos de peixes, rochas heterolít. c/ estr. wavy e biot., partes c/ concreções de CaCO <sub>3</sub> e septárias, silt. cinz./verd./verm. mac. c/ biot.	URC. MB.379(2); P.242(3);	a) oncóides e cf. <i>Pinzonella neotropica</i> , <i>Pyramus? emerita</i> ; b) escamas de paleonisciformes dispersas e concentradas em lentes
km 68,3		diabásio		
km 69,7	TE?	sucessão de estratos de aren. fin. mac. comp. (10cm), "cozidos" por diabásio das proximidades		
km 70 (AF/GP 245)	RR	lam. verm. c/ ligeira lamin.pl.-paral.	GP/1E 2871-74	<i>Cyzicus</i> sp. e escamas de peixes
km 73 (AF/GP 244)	RR	lam. mac. e rochas heterolít. c/ estr. wavy, biot., cinz./verm.	GP/2E 242-243	escamas de peixes
km 73,6 (AF/GP 243)	RR	silt. cinz. comp. mac.	GP/2E 170	escamas de peixes
km 75,5 - próximo ao trevo p/ Jundiá do Sul				
km 76,9 (AF/GP 286)	RR	aren. mto. fin. cinz. calcíf. mac., algumas porções c/ possíveis oncóides pequenos, mal preservados, rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy, alguns níveis c/gretas de contração	GP/2E 244	oncóides e restos de peixes
às margens do rib. Noite Negra, próximo ao trevo de Jundiá do Sul (AF/GP 242)	RR	silt. cinz. e aren. mto. fin. calcíf.	GP/2E 169	restos de peixes
km 78,9	RR	lam. verm. e aren. tabul. submétr. c/ porções calcíf.		
km 79,1 (AF/GP 241)	RR	silt. verd. c/ ligeira lamin.pl.-paral., fossilíf. e aren. fin. tabul. mac. ou c/ estratos centimétr. pl.-paral. sobrepostos	GP/1E 2853-85, 2973-90; GP/2E 168, 240-241; GP/1T 1373-74, 1376, 1567-68, 1570-71, 1573;	<i>Cyzicus</i> sp., <i>Asmussia</i> sp., <i>Leinzia similis</i> , <i>Pyramus? emerita</i> , <i>Terraia?</i> sp.3 e bivalves indet., escamas de paleonisciformes; gretas de contração c/ conchostráceos e restos de peixes
km 81,4	RR	lam. verm. mac. e aren. lent.		
km 81,7	RR	aren. fin. comp. c/ níveis calcíf., intercal. mais silt. (cinz./ amarel.)		
km 82,3	RR	lam. verm.		
km 82,7 (AF/GP 240)	RR	lam. verm. c/ porções mais aren. e aren. fin. tabul. delgados	GP/1E 2849-52; GP/3E 4368-69; GP/1T 1566; GP/3T 1702	<i>Monoleaia unicostata micropolygonata</i> , cf. <i>Religiicola delicata</i> , ostracodes, <i>Paracalamites</i> cf. <i>P. sp.2</i>

km 83,2 (AF/GP 239)	RR	pacotes compactos (~1m) cinz. calcíf. de rochas heterolít. c/ estr. wavy, aren. c/lamin.pl.-paral. e silt. mac. fossilíf.	GP/2E 158-167	escamas de peixes
km 83,4	RR	lam. verm. alt.		
km 83,7 (AF/GP 238)	RR	lam. verm. finamente lamin. e partes tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy; interc. centimétr. de aren. fin. calcíf.	GP/1E 2847-48; GP/1T 1565;	<i>Monoleaia unicastata micropolygonsts</i> , ostracodes, restos de peixes
km 83,9	RR	lam. verm. mac. comp.		
km 84,9 (AF/GP 237)	RR	lam. verm. finamente lamin. fossilíf. e aren. fin. mac. c/ porção calcífera	GP/1E 2839-46; GP/1T 1563-64;	<i>Asmussia regularis</i> , <i>Paranaleaia supina</i> , escamas de peixes, vegetais fragmentados indet.
km 86,6 (AF/GP 236)	RR	aren. fin. alt. gradando p/ lam. verm. e aren. fin. tabul. mac.		restos de peixes e conchostráceos indet.
~ km 89 - perímetro urbano de Ribeirão do Pinhal				

## BR 153 (região de Santo Antônio da Platina)

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
km 42 (AF/GP 233 e AF/GP 249) Platinão - pedreira c/ várias frentes de exploração	RR	parte inf. (seis frentes da pedreira): predominância de aren. mto. fin. mac., ou ligeiramente lamin., ou c/ estr. cruz. por ondas a <i>hummocky</i> ou c/ondulações, freqüentemente calcíf., biot., sendo comuns pequenos nódulos de sílica ou concreções calcárias, às vezes, associados a porções ricas em restos de peixes e fragmentos ósseos; um nível silicificado; um nível c/ lamin. convolutas; intercal. de lam. verm./cinz. mac. a ligeiramente lamin., fossilíf.; parte sup. (frentes 7 a 9): rochas heterolít. verm. c/ estr. wavy e biot., aren. fin. tabul. a lent. decimétr., ligeiramente calcíf., mac. ou c/ estr. cruz. por ondas; estratos repetitivos de aren. mto. fin. c/ estr. cruz. <i>hummocky</i> , passando p/ rochas heterolít. c/ estr. wavy, c/ concentr. de fósseis e estrut. sobrecarga na base de cada tempestito; aren. fin./méd. calcíf. c/ geometria sigmóide, incluindo peixes mais completos; ocorrência de um nível c/ pequenas gretas de contração; intercal. de um pacote de lam. verm./cinz. mais homogêneo (~3m), mac. ou c/ ligeira lamin.pl.-paral., fossilíf.	GP/1E 2837-38; 2886-87; GP/3E 4370-77; GP/1T 1377, 1562, 1582-85; GP/3T 1703-04, 1806; URC. AC.110(12); AC.112(1); AC.113(1); MB.364(2); MB.365(1); MB.366(1); P.235(1);	frente da pedreira "1": a) <i>Monoleaia unicastata</i> ; b) icnofósseis-escavações; c) pavimento de bivalves indet.; d) pavimento de <i>Pyramus? emerita</i> e escamas de peixes; frente "2": e) <i>Religiicola delicata</i> ; f) <i>Paranaleaia supina</i> , <i>Monoleaia unicastata</i> , <i>Palaeolimnadiopsis subalata</i> ; frente "3": g) <i>Monoleaia unicastata</i> , <i>Paranaleaia supina</i> , cf. <i>Asmussia</i> sp., escamas de peixes; frentes "4" a "6": sem fósseis; frente "7": icnofósseis; frente "8": <i>Paranaleaia supina</i> , cf. <i>Asmussia</i> , <i>Glossopteris grafi</i> , <i>Paracalamites</i> sp.2, <i>Dizeugotheca?</i> ; frente "9": <i>Monoleaia unicastata</i> , <i>Palaeomutela? platinensis</i> , cf. <i>Religiicola delicata</i> , <i>Pyramus? emerita</i> , ostracodes, escamas de peixes, <i>Paracalamites</i> sp., peixes paleonisciformes mais completos
km 42,6 (AF/GP 250)	RR	aren. fin. em estratos pl.-paral. a ondulados, calcíf., e intercal. lam. cinz. delgada	GP/2E 186-190	escamas de peixes

km 43,9 (AF/GP 251)	RR	lam. cinz./verd. mac. ou ligeiramente lamin., c/ intercal. decimétr. de aren. fin. calcíf. e intercal. centimétr. de aren. fin.; um nível c/ pequenas gretas de contração; dique de diabásio	GP/1E 2888-93; GP/2E 252; GP/3E 4541, 4378; GP/1T 1586;	
km 45,6	RR	rochas heterolít. verd. c/ estr. wavy		
km 46,0	RR	pequena exposição de lam. finamente lamin. e aren. fin. mac. comp.		
km 47,1	RR	rochas heterolít. alt. verm./verd. c/ estr. wavy e aren. fin. tabul. decimétr.		
km 47,6 (AF/GP 252)	RR	lam. cinz. mac. a ligeiramente lamin. fossilíf., e aren. calcíf. tabul. próximo à base	GP/1E 2894; GP/2E 191-194; GP/1T 1587;	<i>Paranaleaia supina</i> , escamas de paleonisciformes e de crossopterígeos
km 48,0	RR	lam. alt. verd. e aren. fin. calcíf. tabul. comp. (0,3-1,2m)		
km 48,4	RR	lam. verd. finamente lamin. e aren. fin. comp. tabul. decimétr.		
km 48,8	RR?	rochas heterolít. fin. verm. c/ estr. wavy e intercal. centimétr. de aren. fin. calcíf.		
km 49,1	RR?	lam. verm. c/ abundantes gretas de contração e aren. fin. c/ estr. cruz. por ondas e <i>flaser</i> ; partes calcíf.		
km 49,6	RR?	lam. verd. c/ gretas de contração em vários níveis e intercal. aren. fin. centimétr.		
km 50,2 (AF/GP 253?)	RR?	rochas heterolít. verd. c/ estr. wavy e filmes de CaCO <sub>3</sub>		escamas de peixes
km 50,5 - trevo da PR 21				
km 50,7 (AF/GP 254)	TE	predominância de rochas heterolít. cinz./verd. c/ estr. wavy e lam. verd. c/ ondulações; partes calcíf.; intercal. aren. fin. tabul. delgados (5-20cm), calcíf. mac. ou c/ ligeira lamin.pl.-paral.; uma coquina c/ contato basal erosivo (espessura ~ 4cm)	GP/1E 2895; GP/1T 1575-77; URC. CI.10(1); MB.378(2);	coquina c/ <i>Pinzonella neotropica</i> , <i>Jacquesia brasiliensis</i> , <i>Pyramus? anceps</i>
km 51,2	TE	idem ao anterior, c/ biot. mais conspícua nos níveis c/ wavy; aren. fin. delgados c/ estr. cruz. por ondas ou mac. contendo fósseis		oncóides
km 51,4	TE	idem ao anterior, com estratos bem pl.-paralelos, mas todos influenciados por ondas		
km 51,6	TE	aren. mto. fin. a fin. c/ estr. cruz. por ondas e estr. c/ lamin.pl.-paral., calcíf.; próximo à base, calc. ool. passando praticamente p/ coquina (~ 2-5cm); parte méd.: aren. fin. c/ porções mto ricas em ostracodes; parte sup.: coquina (irregular, centimétr.)	URC. MB.374(2); MB.375(1); MB.376(2); MB.377(1);	a) calc. ool. c/ <i>Pinzonella neotropica</i> , <i>Pyramus? anceps</i> ; b) aren. coquínide c/ grande quantidade de ostracodes e alguns bivalves pequenos indet.; c) coquina c/ conchas de bivalves recristalizadas indet., incluindo ostracodes e pequenos clastos de lam.

km 51,9	TE	rochas heterolít. c/ estr. wavy e diversas intercal. de calc. centimétr. a decimétr., tabul.; dois corpos de calcilutitos c/ pequenos oncóides e microfósseis; três corpos de calc. ool. c/ bivalves; outros calcilutitos de aparência maciça; um nível c/ gretas de contração	URC. AC.129(7); AC.177(6); MB.424(2);	j) oncóides, ostracodes, raros bivalves, espículas de espojas, folha de licófitas silicificada; k) oncóides, ostracodes, provável foraminífero, raros bivalves; c) calc. ool.: bivalves indet.
km 52,3	TE	rochas heterolít. c/ estr. wavy, c/ gretas de contração na base, começando c/ estratos de aren. fin. e silt. cinz. quase rítmicos, passando ascendentemente p/ estratos c/ wavy cada vez mais finos		
km 52,4	TE	parte basal c/ aren. fin. em estratos ligeiramente ondulados (~2m), c/ intercal. calcíf. delgada (7cm), mostrando estr. cruz. por ondas nítida; parte sup.: silt. cinz. esc. mac.		
km 52,9	TE	pacote espesso (~7m) de rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy; parte basal c/ biot.; parte méd. c/ abundantes gretas de contração; parte sup.: passagem p/ aren. c/ estratos delgados ondulados e desaparecimento dos filmes folhelhóides		
km 53,4	TE	pacote relativamente espesso (5m) de rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy, c/ gretas de contração e biot. na parte média, pouco perceptíveis		
km 53,9	TE	idem anterior, e intercal. de aren. fin. calcíf. tabul. decimétr. c/ filmes curvos silicificados; níveis mto. biot.		
km 54,0	TE	rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy (estratos ondulados de 3-5mm)		
km 54,4	TE	idem anterior c/ filmes de CaCO <sub>3</sub> e sobreposição por aren. fin. calcíf.		
km 55,4	TE	rochas heterolít. c/ estr. wavy mto. alt., tendendo a aren.		
km 56,3	TE	lam. alt. verd. mac. ou lam. aren. ligeiramente lamin.		raros restos de peixes
km 56,5	TE	rochas heterolít. verd. alt. c/ estr. wavy e biot. c/ intercal. delgadas de aren. fin. calcíf.; parte sup.: silt. mac. verd.		
km 57,8	TE	rochas heterolít. alt. c/ estr. wavy e interc. de aren. fin. calcíf. c/ lamin.pl.-paral.		
km 58,3	TE	silt. alt. verd. mac. a ligeiramente lamin. c/ intercal. delgadas de aren. fin.		
km 60,8	TE	silt. aren. cinz. mac. a ligeiramente lamin. c/ partes calcíf.; aren. mto. fin. delgado c/ estr. cruz. por ondas; parte sup.: lam. cinz./verd c/ intercal. decimétr. de silt. aren. c/ lamin.pl.-paral.		

km 62,1	TE?	idem ao anterior, ocorrendo aren. fin. calcíf. decimétr. na parte média e silt. cinz. esc. mac. (~5m) c/ abundantes concreções de CaCO <sub>3</sub>		
km 63,4	TE?	silt. alt. verd.		
km 63,8	TE?	idem ao anterior		
km 64,6	TE?	silt. cinz./verd e aren. fin. (?) tabul. decimétr. fossilíf.; todas litologias "cozidas" por diabásio das proximidades	URC. AC.60(1); AC.178(6);	ostracodes, escamas de paleonisciformes e de crossopterígeos
km 65,4 - rio das Cinzas				

### Estrada Santo Antônio da Platina-Platina-Conselheiro Zacarias, PR

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
3,7 km do trevo da BR 153 (AF/GP 248)	RR	aren. fin. calcíf. tabul. c/ estratos pl.-paral., lam. cinz. fossilíf. e lam. verm.	GP/1E 2879-84; GP/1T 1579-81;	cf. <i>Gabonestheria brasiliensis</i> , ostracodes, escamas de peixes
4,1 km (AF/GP 247)	RR	rochas heterolít. verm. c/ estr. wavy e intercal. de aren. fin. calcíf. e calc. fossilíf.	GP/1E 2877-78; GP/2E 184-185; GP/1T 1578;	<i>Gabonestheria brasiliensis</i> , escamas de peixes e oncóides(?)
4,8 km (AF/GP 246)	RR	lam. cinz. mac. ou tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy; partes c/ abundantes gretas de contração; partes c/ biot.; intercal. de aren. fin. tabul. decimétr. calcíf.; um aren. mais espesso na parte inferior (~2m) c/ grandes ondulações e concreções de CaCO <sub>3</sub>	GP/1E 2875; GP/2E 171-183	vários níveis c/ escamas de peixes; ocorrências de bivalves e conchostráceos indet.
5,6 km	RR	rochas heterolít. verm. c/ estr. wavy e intercal. decimétr. de aren. fin. tabul. calcíf.		
5,9 km	RR	idem ao anterior, c/ gretas de contração na parte superior		escamas de peixes
Ferrovia	RR	aren. mto. fin. cinz. tabul. centimétr. comp., parcialmente calcíf. e interc. silt. cinz.		
6,6 km	RR	aren. fin. calc. mto. comp. c/ estratos pl.-paralelos		
7,1 km	RR	idem "Ferrovia", apresentando estratos de aren. calcíf. um pouco mais espessos e c/ lamin.pl.-paral.; intercal. de nível c/ sílex (0,1m)		
8,6 km	RR	lam. verm. e intercal. delgada de sílex. alt. na base		
8,7 km	RR	lam. mac. alt. verm. e aren. mto. fin. tabul. decimétr. mac. ou c/ lamin.pl.-paral.; um nível c/ nódulos de sílica		
9,2 km	RR	lam. verm. mac. ou tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy; intercal. centimétr. a decimétr. de aren. fin. calcíf. mac. ou c/ estr. cruz. por ondas	URC. MB.363(2);	escamas de peixes; amostra encontrada no chão, possivelmente das proximidades: conchas silicificadas de <i>Pyramus? emerita</i>
10,3 km	RR	lam. verm. c/ filmes de CaCO <sub>3</sub>		
10,7 km	RR	aren. fin. calcíf. c/ ligeira lamin.pl.-paral. e películas de folhelho; aren. fin. tabul. mac. calcíf. decimétr. e lam. verm.		escamas de peixes

11,1 km	RR	semelhante ao anterior, incluindo um nível c/ nódulos pequenos de sílica		escamas de peixes
11,1 km, na ferrovia	RR	estratos delgados de aren. fin. mac., ou c/ lamin.pl.-paral., ou c/ estr. cruz. por ondas, parcialmente calcíf., e intercalações delgadas de silt. mac. ou finamente lamin.fossilíf.; partes rítmicas; um nível c/ nódulos de sílica		escamas de peixes
14 km - na ferrovia	RR	exposição relativamente longa (- 25m); aren. fin. em estratos tabul. ou ligeiramente cuneados, geralmente decimétr., comumente calcíf., comp.; laminações convolutas na base de um dos aren.; três corpos mais espessos de aren. fin. mac. (1,5-3m), um apresentando lentes amalgamadas; intercal. de silt. verm. ou cinz., geralmente decimétr. e mac., às vezes, tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy; ocorrência de pelo menos quatro níveis (principalmente na base) c/ abundantes nódulos de sílica; um estrato silicificado centimétrico	URC. P.234(1);	escamas e dentes de paleonisciformes; bivalves indet.
15,2 km	RR	rochas heterolít. verm. c/ estr. wavy	URC. AC.108(1);	<i>Monoleaia unicastata</i> mal preservado
15,8 km	RR?(ou PIR)	aren. fin. alt.		
16,0 km	RR	lam. alt. verm.		
19,6 km	RR	lam. verm. mac. (até ~ 4m contínuos); aren. fin. mac. em estratos pl.-paral. (cada ~ 0,2m, formando pacotes de 0,8m); partes tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy	URC. AC.109(13); AC.111(41);	<i>Cyzicus</i> sp., cf. <i>Asmussia</i> sp., conchostráceo indet.
19,7 km	RR	lam. verm. mac. c/ uma interc. aren. fin. delgada		
21,0 km	RR?	predominância de lam. verm./cinz., geralmente mac., ou c/ ligeira lamin.pl.-paral., ou tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy; aren. fin. tabul. mac., ou c/ lamin.pl.-paral.; parte sup. do aflor.: diversos aren. fin. c/ estr. cruz. por ondas, cada um sobreposto por filme de folhelho c/ gretas de contração; mais acima, aren. fin. comp. c/ bivalves.	URC. MB.361(2);	cf. <i>Pyramus? emerita</i> , cf. <i>Terraia? martialis</i> , vegetais mto. fragmentados
22,1 km - ferrovia em Conselheiro Zacarias				
23,9 km	RR?	lam. verd. alt.		
24,2 km	TE?	rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy, lam. verd. mac., lam. c/ ligeira lamin.pl.-paral. cinz., um nível c/ abundantes gretas de contração; aren. fin. mac. tabul. centimétr. a submétr., geralmente calcíf.		
26,8 km	TE	rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy		
28,6 km - trevo da PR 21				

## BR 153 (região de Jacarezinho, PR)

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
km 17,1 (AF/GP 230) - base no primeiro trevo de Jacarezinho	PIR-RR	predominância de lam. verm./cinz. mac., ou c/ ligeira lamin.pl.-paral. ou tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy, c/ diversos níveis fossilíf.; parte média: aren. calcíf. (ou calc.?) c/ geometria sigmoide (até 0,6m), incluindo porção coquinóide (~0,1m); diversos estratos sucessivos de aren. calcíf. aproximadamente tabul., mac., comp., c/ porção coquinóide na base.	GP/1E 2829-34; GP/2E 128-130; GP/1T 1557-60;	a) <i>Monoleaia uncostata</i> , cf. <i>Paranaleaia supina</i> , cf. <i>Asmussia</i> sp.; b) conchostráceos indet., ostracodes, escamas de peixes; c) porção coquinóide da sigmoide e em estratos adjacentes: cf. <i>Pyramus? emerita</i> , escamas de peixes; d) <i>Monoleaia uncostata</i> , <i>Paranaleaia supina</i> , cf. <i>Asmussia</i> sp.; nível desconhecido c/ <i>Ilexoidephyllum permicum</i>
km 17,4 (AF/GP 231)	RR	predominância de aren. mto. fin., em estratos tabul. (poucos centímetros a 1,2m), comp., calcíf., mac. ou c/ discretas ondulações ou tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy, podendo gradar p/ lam. cinz. mac.; fósseis e/ou pequenos clastos de lamitos próximo à base ou no meio dos aren., e níveis c/ grandes concentrações de escamas de peixes nos lamitos; próximo ao topo do afloramento, estrato c/ fragmentos ósseos maiores, ocorrendo níveis c/ estr. cruz. por ondas mais conspícuas; parte méd. c/ grande aren. fin. calcíf. sigmoide e logo acima, calc.(?) silicif.c/ possíveis estromatólitos; ocorrência de abundantes nódulos de sílica alt. próximo à base do aflor. e nódulos mais dispersos em outros níveis.	GP/1E 2835; GP/2E 131-151; GP/3E 4365-67; GP/1T 1127;	a) <i>Leinzia similis</i> ; b) bivalves indet.; c) cf. <i>Cyzicus</i> sp.; d) escamas de peixes; e) estromatólitos?; f) fragmentos ósseos
km 18,5 (AF/GP 232)	RR	idem aos anteriores, predominando lam. verm. finamente laminados calcíf.	GP/1E 2836; GP/1T 1561;	cf. <i>Gabonestheria</i> , escamas de peixes
km 18,7	RR	lam. c/ lamin.pl.-paral., rochas heterolít. c/ estr. wavy, e aren. fin. c/ estr. cruz. por ondas e estr. cruz. de maior porte		
km 18,9	RR	aren. fin. comp. calcíf. (e/ou calc.?), fossilíf., c/ partes silicif. e nódulos de sílica, e bandas irregulares ou pl.-paral.; lam. cinz. e verm.mac.	URC. MB.423(5);	bivalves indet. e ostracodes
km 19,6	RR	rochas heterolít. verm. c/ estr. wavy, c/ partes tendendo a aren. fin. c/ estr. cruz. por ondas e partes calcíf.		
km 20,0	RR	aren. fin. em estratos tabul. comp. centimétr. a decimétr., geralmente calcíf., mac. ou c/ ondulações; intercal. de lam. cinz./verm. mac.; quatro ou mais níveis c/ nódulos de sílica e um nível silicificado; níveis c/ grandes concentrações de restos de peixes e possíveis ossos; parte sup. c/ rochas heterolít. verm c/ estr. wavy	URC. AC.180(3); AC181(6); P.260(1);	vários níveis c/ abundantes escamas de peixes e prováveis fragmentos ósseos; possíveis bivalves indet.; ostracodes

km 20,2 - pedreira	RR	parte inferior c/ superfície erosiva sobreposta por clastos de lamitos e abundantes restos de peixes; associação também c/ biot.; sobreposição por aren. fin. c/ possível <i>scalloped cross bedding</i> , partes tendendo a rochas heterolít. c/ estr. <i>wavy</i> , biot.; parte superior c/ grande sigmóide; porções calcíferas		restos de peixes; icnofósseis
km 21,0	RR	rochas heterolít. verm. c/ estr. <i>wavy</i> , calcíf.		
km 21,5	RR	idem ao anterior, c/ intercal. mais aren.		
km 22,0, um pouco antes do segundo trevo de Jacarezinho	PIR			

## Estrada Ribeirão Claro-Carlópolis, PR

Localização	Litoestr.	Descrição sucinta	Amostras	Fósseis
7,9 km de Ribeirão Claro	RR	aren. comp. calcíf. mac., ou c/ ligeiras ondulações, ou c/ lamin. pl.-paral.; intercal. silt. cinz./verd.mac.ou tendendo a rochas heterolít. c/ <i>wavy</i> ; um nível c/ pequenas gretas de contração	URC. p.233(2);	a) escamas de peixes e outros restos dispersos; b) lentes c/ grandes concentrações de dentes e escamas de paleonisciformes
8,1 km		diabásio		
9,9 km		diabásio alterado?		
13,1 km	RR	lam. verm.		
13,4 km	RR	lam. verm. mac.; rochas heterolít. c/ estr. <i>wavy</i> ; aren. fin.tabul. e aren. fin. sigmóide		vários níveis c/ escamas de peixes
13,9 km	RR	exposição de ~20m; predominância de rochas heterolít. c/ estr. <i>wavy</i> , às vezes, c/ clara granocrescência ascendente, desde lam. verm. mac. até aren. fin. c/ estr. cruz. por ondas; presença de concreções de CaCO <sub>3</sub> ; num lam., presença de um nível c/ grandes gretas de contração; intercal. de aren. fin.tabul. c/ estratos centimétr. a decimétr., comp., parcialmente calcíf.; um aren. mais espesso (~1,8m) c/ dois níveis ondulados	URC. AC.59(3); AC107(2); P.232(2);	a) ostracodes; b) <i>Paranaleaia supina</i> ; c) vários níveis c/ restos de peixes
14,1 km	RR	lam. verm. mac. ou c/ tendência a rochas heterolít. c/ estr. <i>wavy</i>		
14,4 km		diabásio		
14,7 km	RR	rochas heterolít. verm. c/ estr. <i>wavy</i>		
14,8		diabásio		
14,9 km	RR	rochas heterolít. verm. c/ estr. <i>wavy</i> e vários níveis c/ pequenas gretas de contração; partes calcíferas		
15,5 km	TE	lam. verm. mac. ou ligeiramente laminado; aren. fin. c/ estratos ondulados centimétr. superpostos (~2m); calc.ool. coquinóide alt. (~0,3m)		<i>Pinzonella neotropica</i> , <i>Pyramus? anceps</i> , <i>Naiadopsis lamellosus</i> , <i>Jacquesia brasiliensis</i>

15,8 km	TE	predominância de silt. mac. verm.; rochas heterolít. c/ estr. wavy (1,2m); uma intercal. aren. fin. calcíf. c/ estr. cruz. <i>microhummocky</i> (0,3m); topo do afloramento c/ aren. mais espesso e compacto		
16,4 km	TE	lam. verm. c/ ligeira lamin.pl.-paral.		
16,8 km	TE	lam. verm.mac. c/ algumas bandas milimétr. irregul; aren. fin. c/ lamin.pl.-paral.		
17,6 km	TE	lam. alt. verm. e corte acanalado preenchido por aren. mto alt., c/ seixos de sílex, clastos pequenos de lamitos e bivalves silicificados dispersos na base (obs.: o corte acanalado pode ser feição cenozóica)	MB.360 (1)	Bivalve não identificado
18,6 km	TE	aren. fin. calcíf. tabul. (estratos decimétr.)		
18,8 km	TE	exposição longa (~ 16m); predominância de rochas heterolít. c/ estr. wavy, em parte tendendo a aren.fin.c/ estr. cruz. por ondas; porção média c/ abundantes pequenas gretas de contração; lam.verm. mac. submétr.; aren. fin. mac. ou c/ ligeiras ondul., em corpos tabul. submétr., freqüentemente calcíf.; um nível c/ concreções de CaCO <sub>3</sub>		
19,3 km	TE	afloramento semelhante ao anterior, porém c/ um nível, próximo à base, de calc. silicificado (até 0,3m), c/a parte superior irregular; próximo ao topo do aflor., um nível de calc.ool. coquinóide	URC. MB.305(1)	bivalves
19,8 km	TE	rochas heterolít. c/ estr. wavy, tendendo quase a ritm.; vários níveis c/ gretas de contração; um calc.ool. coquinóide mto alt. (0,2m) e outro calc. alt.; aren. fin. alt. calc. alt., c/ estratos pl.-paral. de 3-5cm	URC. MB.306(1);	Bivalves
20,3 km	TE	rochas heterolít. verm. c/ estr. wavy		
20,6 km	TE	rochas heterolít. verm. c/ estr. wavy; amostras roladas de calc.ool.		
20,8 km	TE	aren. fin. calcíf. c/ estr. ondul. e lamin.pl.-paral.; uma intercal. centimétr. de sílica; lam.mac. ou c/ leve tendência a rochas heterolít. c/ estr. wavy, ligeiramente biot.; intercal. centimétr. de calc.; calc.ool. espesso (~ 1,4m) c/ estrut. sigm. e granocrescência ascendente		
21,2 km	TE	predominância de rochas heterolít. c/ estr. wavy, parcialmente calcíf., c/ intercal. decimétr. de aren. fin. calcíf. c/ lamin.pl.-paral. ou c/ topo nitidamente ondulado		
22,1 km	TE	rochas heterolít. c/ estr. wavy mto alt., vários níveis c/ gretas de contração; um nível fino calcíf.		

22,3 km	TE	diversos lam.verm. espessos (cada = ~ 4m) mac. ou c/ níveis ligeiramente mais aren. ondul.; intercal. aren. fin. c/ lamin.pl.-paral. e um nível c/ estr. cruz. por ondas; um nível silicificado		
23,3 km	TE	lam. fin. verm. mac. c/ algumas bandas irregul. de aren.		
23,9 km	TE	predominância de rochas heterolít. verm. c/ estr. wavy, apresentando vários níveis c/ pequenas gretas de contração; um nível decimétr. de lam. cinz. mac.; um pacote (~ 4m) c/ sucessão de estratos de aren. fin. mac. centimétr. ligeiramente ondulados, calcíf.		
24,1 km	TE	lam. verm. mac. c/ intercal. centimétr. irregul. de aren. fin.		
24,25 km	TE	lam. verd. mac. ou tendendo ligeiramente a rochas heterolít. c/ estr. wavy e intercal. aren. fin. mac. decimétr.; um pequeno dique de aren.		
24,4 km	TE	lam. verm./verd.		
25 km	TE	lam.verm.		
25,4 km	TE	lam. verm. mac. c/ intercal. centimétr. irregul. de aren. fin.		
25,6 km	TE	idem ao anterior		
25,8 km	TE	rochas heterolít. verm. c/ estr. wavy, mto. bioturbado, c/ diversos filmes milimétr. de CaCO <sub>3</sub>		
25,9 km		diabásio		
26,5 km	TE	lam. verm. mac.		
26,7 km	TE	lam. verm. mac., c/ partes tendendo a rochas heterolít. c/ estr. wavy; parte sup.: lam.verm. mac. c/ intercal. centimétr. de aren. fin. irregul.		
26,8 km		diabásio		
28,0 km	TE	rochas heterolít. cinz/verd. c/ estr. wavy e flaser, diversos níveis biot., abundantes pequenas gretas de contração na porção inf.; intercal centimétr. de aren. fin. mac. calcíf.		
28,2 km	TE	lam. verd. mac.		
28,6 km	TE	rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy c/ gretas de contração na porção basal; diversas intercal. delgadas tabul. (máximo = 10cm) de calc.ool. mac. ou c/ estr. cruz. por ondas; presença de bivalves no calc. mais baixo		<i>Casterella gratiosa, Pinzonella illusa</i>
28,8 km	TE	rochas heterolít. cinz. c/ estr. wavy, diversos níveis c/ pequenas gretas de contração e intercal. centimétr. de aren. fin. calcíf. c/ estr. cruz. por ondas		
30,0 km	TE	idem ao anterior, c/ gretas de contração na porção inferior e nível de sílex irregular no topo do afloramento (~ 10cm)		

30,4 km	TE	lam. mac. ou ligeiramente laminado cinz./verd. c/ intercal delgadas de aren. fin. (2-10cm)		
30,9 km	TE	silt. cinz. alt.		
31,6 km	TE?	silt. cinz./verd. alt. mac.		
32,5 km	TE?	silt. cinz. mac.c/ intercal. de aren. fin. tabul. centimétr.		
32,9 km	SA	silt. cinz. mac.		
33,9 km	SA?	silt. cinz. mac. c/ intercal. centimétr. de calc. ou aren. calcif. tabul. na base e porções heterolíticas na porção média		
35,5 km		diabásio?		
39,3 km		praça c/ igreja em Carlópolis		