

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

RELATÓRIO FINAL DE ESTÁGIO DE CAMPO IV-D

*ESTUDO FACIOLÓGICO E PALEOBOTÂNICO DA
PORÇÃO SUPERIOR DA FORMAÇÃO FURNAS,
NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARANÁ,
MUNICÍPIO DE JAGUARIAÍVA, PR.*

ALUNA:
MARIA CRISTINA DE VITO NUNES

ORIENTADORAS:
PROFESSORA DRa. MARIA ANTONIETA DA C. RODRIGUES
PROFESSORA DRa. DIANA MUSSA

RIO DE JANEIRO, JUNHO DE 1991

M
G.L.
N 972E

A Terra se veste de verde



... há cerca de 330 milhões de anos, brotaram nos charcos costeiros as primeiras plantas terrestres, que daí se espalharam rapidamente por toda desolada face da Terra...

(extraído do livro O MUNDO EM QUE VIVEMOS: Formação da Terra, vol. 1 p.22)

RESUMO

O trabalho aqui apresentado versa sobre o estudo faciológico e paleobotânico da porção superior da Formação Furnas na borda leste da Bacia do Paraná.

Os megafósseis vegetais aqui descritos procedem de dois afloramentos desta formação, localizados no Município de Jaguariaíva, Estado do Paraná. Estes fósseis vegetais são relacionados às ^{Divisão} Rhyniophyta e foram preservados como impressões, modo muito comum de preservação dos vegetais.

Dentro do contexto estratigráfico, estas plantas estão inseridas na assembléia de fácies lagunar, caracterizada pela alternância de níveis sílticos e arenosos que refletem pulsos turbidíticos normalmente incompletos.

No quadro paleoambiental, a assembléia de megafósseis vegetais encontrada, deveria ocupar sítios situados nas proximidades da linha de costa, habitando áreas de elevada umidade ou mesmo submersas.

Na descrição dos espécimes, alguns foram classificados a nível genérico e outros apenas descritos na sua forma. Foram identificados: eixos estéreis, eixos com terminações esporangíferas, gametangióforos e partes de órgãos que parecem estar relacionados com o gênero Horneophyton.

AGRADECIMENTOS

As minhas orientadoras, sem as quais o trabalho não poderia ser realizado, Maria Antonieta da Conceição Rodrigues e Diana Mussa, a minha estima e admiração.

Aos amigos geólogos Leonardo Borghi, Sérgio Bergamaschi, Egberto Pereira e prof^o Ronaldo A. Gonçalves por toda orientação e ajuda nas etapas de campo e realização do trabalho.

Ao geólogo Adail Ricardo Spadini igualmente gostaria de agradecer por todo apoio logístico.

Gostaria também de agradecer aos amigos Paulo Roberto Guimarães, pela elaboração das estampas, e Martha Lucia Ante Hencker pela parte de datilografia e o carinho a mim dispensado.

Enfim a todos que participaram de forma direta ou indireta, a minha gratidão.

ÍNDICE

RESUMO.....	i
AGRADECIMENTOS.....	ii
1. INTRODUÇÃO.....	01
1.1 OBJETIVOS.....	01
1.2 METODOLOGIA.....	02
1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA.....	03
2. BACIA DO PARANÁ.....	06
2.1 EMBASAMENTO.....	12
2.2 LITOESTRATIGRAFIA.....	15
2.3 AS IDADES DA BACIA.....	23
3. A FORMAÇÃO FURNAS.....	30
3.1 LITOESTRATIGRAFIA.....	30
3.2 IDADES.....	34
3.3 CONTEÚDO FOSSILÍFERO.....	35
4. CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO DOS AFLORAMENTOS.....	37
5. CONTEÚDO FOSSILÍFERO: RESTOS VEGETAIS.....	42
6. DESCRIÇÃO DOS ESPÉCIMES.....	49
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	57

8. BIBLIOGRAFIA.....59

9. APÊNDICE

Anexo I - Estampas

Anexo II - Fotografias

1. INTRODUÇÃO

1.1 OBJETIVOS

O presente relatório visa apresentar os resultados finais do estudo de análise estratigráfica e paleobotânica da porção superior da Formação Furnas, tendo contado com a orientação das professoras, Dra. Maria Antonieta da C. Rodrigues e Dra. Diana Mussa. Este têm também como objetivo o cumprimento dos requisitos básicos necessários à graduação em geologia (Estágio de Campo IV-D), pela Universidade Federal do Rio de Janeiro.

O trabalho foi realizado nos laboratórios do setor de Paleontologia & Estratigrafia do Departamento de Geologia da UFRJ e faz parte do sub-projeto "Revisão Estratigráfica da Sequência Basal da Bacia do Paraná" do projeto "O Siluro-Devoniano no Brasil"

Vários trabalhos, ligados ao projeto, já foram apresentados como relatórios finais de curso, podendo citar, entre os mais recentes os de PEREIRA & BERGAMASCHI (1988), BORGHI & SCHUBERT (1989), BERTOLINO (1990) e LEMOS (1991).

Resultaram também, de estudos mais recentes (RODRIGUES et al., 1989.b; RODRIGUES et al., 1989.c); MUSSA et al. (1991) importantes trabalhos relativos ao conteúdo fossilífero desta unidade.

1.2 METODOLOGIA

Inicialmente foram feitas leituras dirigidas, relacionadas à Bacia do Paraná, com o objetivo de familiarizar-se com a geologia da área de estudo.

Após o estudo da bibliografia específica da área do projeto foi realizada uma ida ao campo, com duração de dez dias, quando foram realizados: perfis estratigráficos, coleta de amostras, medições de atitude de estruturas sedimentares com valor de paleocorrentes e fotografias de diversos aspectos geológicos de interesse tendo como orientadores, o professor Ronaldo A. Gonçalves e os mestrandos Egberto Pereira, Leonardo Borghi e Sérgio Bergamaschi, da UFRJ.

Como procedimento preliminar de campo foram escolhidos dois afloramentos, já previamente conhecidos, com o objetivo de se efetuar um trabalho sedimentológico de detalhe e a coleta de amostras com restos vegetais.

Nestes afloramentos foram descritos perfis sedimentológicos verticais que auxiliaram na caracterização das diversas fácies sedimentares presentes.

As amostras coletadas em campo foram levadas para os laboratórios do setor de Estratigrafia da UFRJ para um selecionamento preliminar das melhores amostras. Este selecionamento foi feito pela professora Dra. Diana Mussa e estas amostras encontram-se depositadas na Coleção de Paleobotânica - DGP/Museu Nacional - UFRJ.

1.3 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

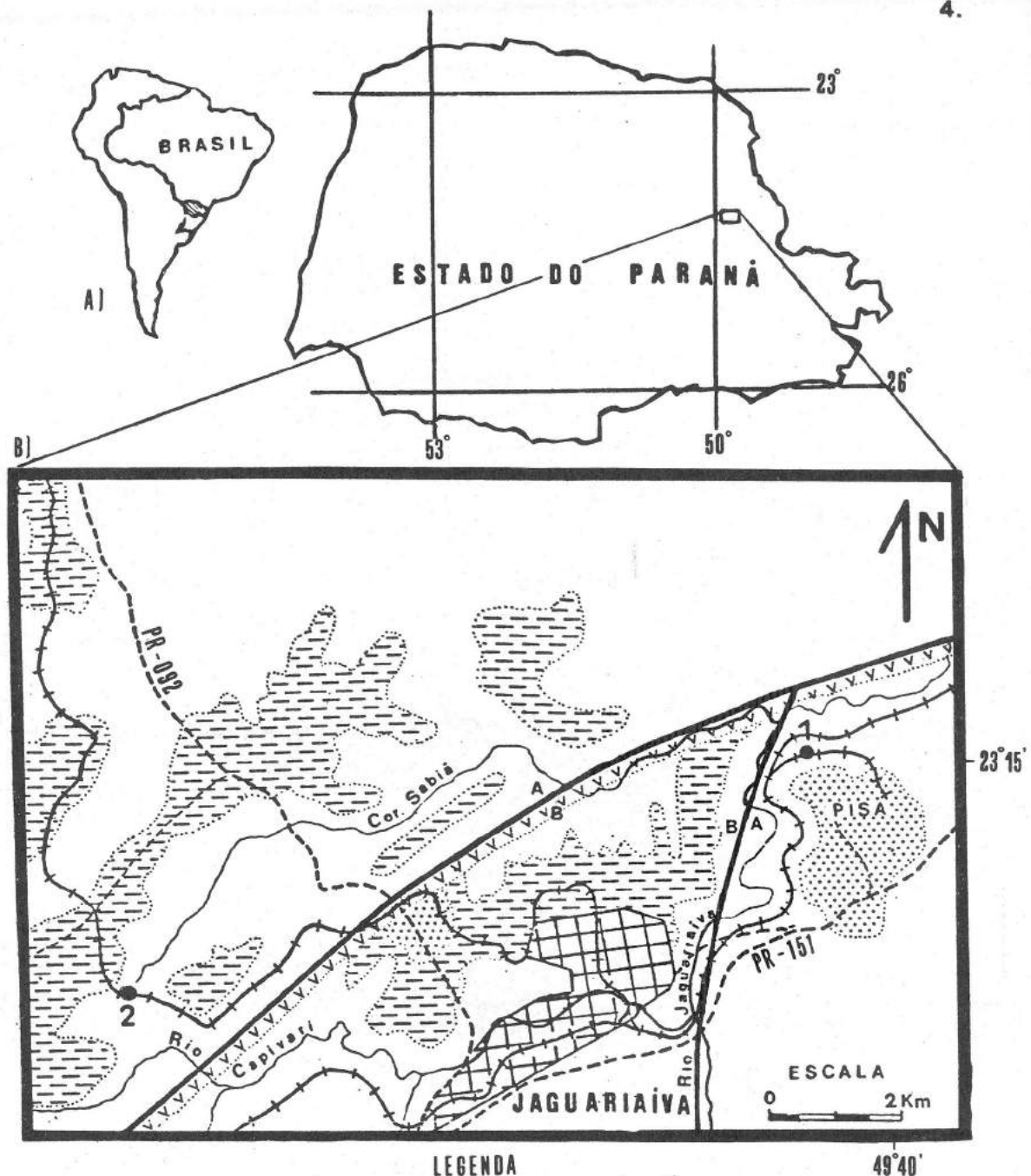
A área estudada localiza-se no distrito de Eduardo Xavier da Silveira, no município de Jaguariaíva (PR), estando inserida na Folha Jaguariaíva (SG-22-E-1) do IBGE, na escala de 1:100.000 (fig. 01).

Os afloramentos estudados dos quais procedem os restos vegetais situam-se na faixa expositiva dos sedimentos devonianos no bordo leste da Bacia do Paraná.

Estes afloramentos foram denominados informalmente de "Pisa" e "Jackson de Figueredo".

O primeiro, localiza-se em um desvio do ramal ferroviário na área Industrial da Papel de Imprensa S.A. (Pisa), o qual conecta-se a RFFSA nas proximidades do Km 73. A indústria em questão localiza-se no Km 232 da PR-151 (Rodovia Itararé-Ponta Grossa), a cerca de 4 Km a nordeste da cidade de Jaguariaíva, estado do Paraná.

O segundo, situa-se em corte do ramal ferroviário Jaguariaíva-Jacarezinho da RFFSA, Km 12,5. O acesso a este afloramento faz-se através da Rodovia PR-092 no Km 232, tomando a seguir a primeira vicinal à esquerda (sentido Jaguariaíva-Arapoti) até o entroncamento com a ferrovia (antiga estação Jackson de Figueredo). A partir de então caminha-se rumo ao sul cerca de 2 Km pela ferrovia até o Km 12,5.



LEGENDA

<p>GEOLÓGICA</p> <p> DIABÁSIO GP. ITARARÉ FM. PONTA GROSSA FM. FURNAS CONTATO LITOLÓGICO FALHA NORMAL </p>	<p>CARTOGRÁFICA</p> <p> RIO RODOVIA PAVIMENTADA RODOVIA SECUNDARIA ESTRADA-DE-FERRO CIDADE </p>
--	---

Faltou a legenda p/ os pontos 1 e 2.

Figura 1 - Mapa de localização da área estudada.
 a) Localização do Estado do Paraná no Brasil
 b) Localização da área estudada no Estado do Paraná (Folha de Jaguaruaíva, IBGE).
 (Extraído de MUSSA et al., 1990)

geral/ a cor branca é quaternário

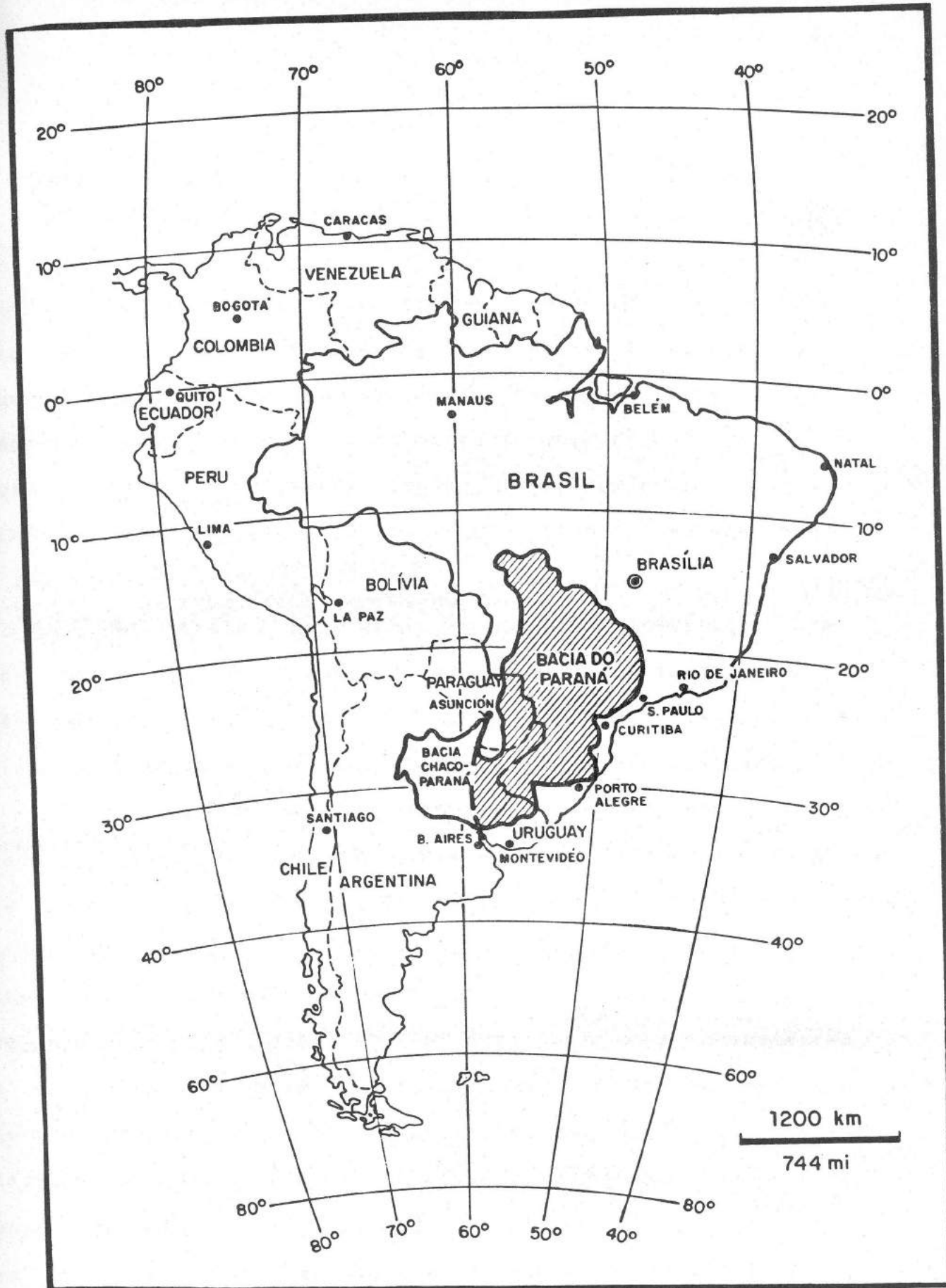


Figura 2 - Mapa de localização da Bacia do Paraná na América do Sul (extraído de ZALÁN et al. 1986. In: RAJA GABAGLIA & MILANI, 1990).

2. A BACIA DO PARANÁ

Desde os primeiros estudos sobre a Bacia do Paraná, que remontam ao século passado, centenas de trabalhos sobre sua geologia já foram desenvolvidos. Dentre os trabalhos mais recentes podem-se destacar: SANFORD & LANGE (1960), DAEMON & QUADROS (1969), NORTHFLEET (1969), SCHNEIDER et al. (1974), ALMEIDA (1980), FÚLFARO et al. (1982), GAMA Jr. et al. (1982) e ZAOLÁN et al. (1987).

No sentido mais amplo, a Bacia do Paraná cujo nome foi tomado do rio homônimo, é uma grande bacia intracratônica desenvolvida sobre crosta continental, na Plataforma Sul-Americana e preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas.

Segundo ZALÁN et al. (1987), a origem da Bacia do Paraná deve estar relacionada ao fim do ciclo brasileiro, durante o processo de resfriamento e consequente subsidência da crosta continental. Tal crosta consistia de um sistema de placas e microplacas que apresentava um enorme número de zonas de fraqueza concentradas segundo duas direções principais: NW e NE. Estes trends vão controlar a maior parte da evolução tectono-sedimentar da bacia através de reativações sucessivas (figuras 6 e 9). *figs. tudo no final ou logo depois* A bacia sedimentar do Paraná, situa-se no centro-leste da América do Sul, abrangendo uma área de 1.600.000 Km, dos quais 1.000.000 Km situados em território brasileiro, 400.000 Km em território argentino, 100.000 Km² em território uruguaio e 100.000 Km em território paraguaio (fig.2). A maior parte dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina (região central

e ocidental) e Rio Grande do Sul (região norte, central e ocidental) situam-se nesta bacia. No litoral sul de Santa Catarina a bacia chega ao litoral e projeta-se pela plataforma continental. Pequena parte do sudoeste de Minas (Triângulo Mineiro e regiões adjacentes) também se inclui na bacia. A parte brasileira do lado ocidental da bacia (margem direita do rio Paraná), dos limites com o Paraguai para o norte, até a latitude inferiores a 13°, situa-se nos estados de Mato Grosso do Sul e sul de Goiás.

A Bacia do Paraná corresponde perfeitamente a uma "sinéclise", segundo a nomenclatura soviética, ou a uma "bacia cratônica", na classificação de BALLY & SNELSON (1980 .In: FIGUEIREDO & RAJA GABAGLIA, 1986). O seu desenvolvimento teve início antes do devoniano. Não houve atuação de esforços de compressão capazes de produzir dobramentos intensos. As deformações estruturais são associadas a falhas ou intrusões diabásicas.

As bacias situam-se nos lados nordeste, noroeste, oeste, sudoeste e sul, sendo limitadas por arcos estruturais paralelamente às suas bordas (fig. 3).

O arco do Alto Parnaíba (ou Canastra), que limita a bacia a nordeste deve ter sido estrutura muito antiga, desde o Pré Cambriano, reativada em diversos intervalos de tempo no Fanerozóico. Não existe indício de que sedimentos da bacia tenham jamais ultrapassado esse arco, nem mesmo os do Cretáceo, de grande amplitude no território brasileiro.

A região costeira da bacia, compreendendo os estados de Goiás, Mato Grosso do Sul e o Paraguai, possui uma coluna sedimentar com características semelhantes à borda nordeste,

sofrendo porém os resultados da alta taxa de soerguimento que sempre marcou o Arco Central-Paraguai ou de Assunção.

O limite sul-central da bacia do Paraná poderia ser considerado como constituído de uma linha dirigida para o sul, a partir do Arco Central-Paraguai, através do Território das Missões, até o baixo Paraná, nas proximidades de Buenos Aires, onde encontra o Arco de Martin Garcia, dirigida para oeste-noroeste\leste-sudeste. A chamada Bacia Chaco-Paraná constitui um apêndice da Bacia do Paraná, dirigida para noroeste a partir das Missões, sendo limitada pelos arcos Pampeano Ocidental e Martin Garcia. Ela poderia ser considerada uma sub-bacia da Bacia do Paraná. A ligação da Bacia do Paraná com o Geossinclínio Andino se realiza pela Sub-bacia Chaco-Paraná e Bacia de Paganzo.

A região ocidental da bacia, compreendendo os estados de Goiás, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e o Paraguai, possui características próprias, em parte relacionadas às diferenças nas fontes de produção dos sedimentos. Ela poderia ser considerada uma bacia a parte, na opinião de alguns autores.

O arco de São Vicente limita a bacia a noroeste. O arco Central-Paraguai (ou de Assunção) limita a bacia a oeste. Ele deveria constituir-se de terrenos altos durante grande parte do paleozóico, e a atual região deprimida do Pantanal Matogrossense fazia parte desse arco. Essa região elevada estava sujeita a erosão intensa, fornecendo sedimentos tanto a oeste, para as bacias do Chaco e Chiquitos do Paraguai e Bolívia, como a leste, para a Bacia do Paraná. Somente terras elevadas poderiam ser responsáveis pelas grandes espessuras de sedimentos que preencheram estas bacias (SCHNEIDER, 1974). Na

borda oriental o grande limite foi representado pelo Arco Afrobrasiliiano, rompido no processo de rift e drift continentais durante o Mesozóico, e cujo remanescente erosivo é constituído pelo Arco da Serra do Mar.

O Arco de Ponta Grossa é bem visível nos mapas geológicos pela curvatura do embasamento pré-cambriano que avança em direção à bacia. Este arco, no Estado do Paraná, ocupa área estruturalmente importante na evolução da bacia, mas teve posição variável durante o transcorrer da sua história. No seu atual flanco norte está situado o alinhamento tectônico do Paranapanema, de grande importância na história geológica da bacia, sempre separando, a partir do Devoniano, regiões da bacia onde taxas de subsidência e soerguimento apresentaram valores diversos, ocasionando diferentes ambientes de sedimentação nas denominadas "sub-bacias do Alto Paraná" (São Paulo, Minas Gerais e Goiás), "sub-bacias do Paranaense-Catarinense" (Paraná e Santa Catarina).

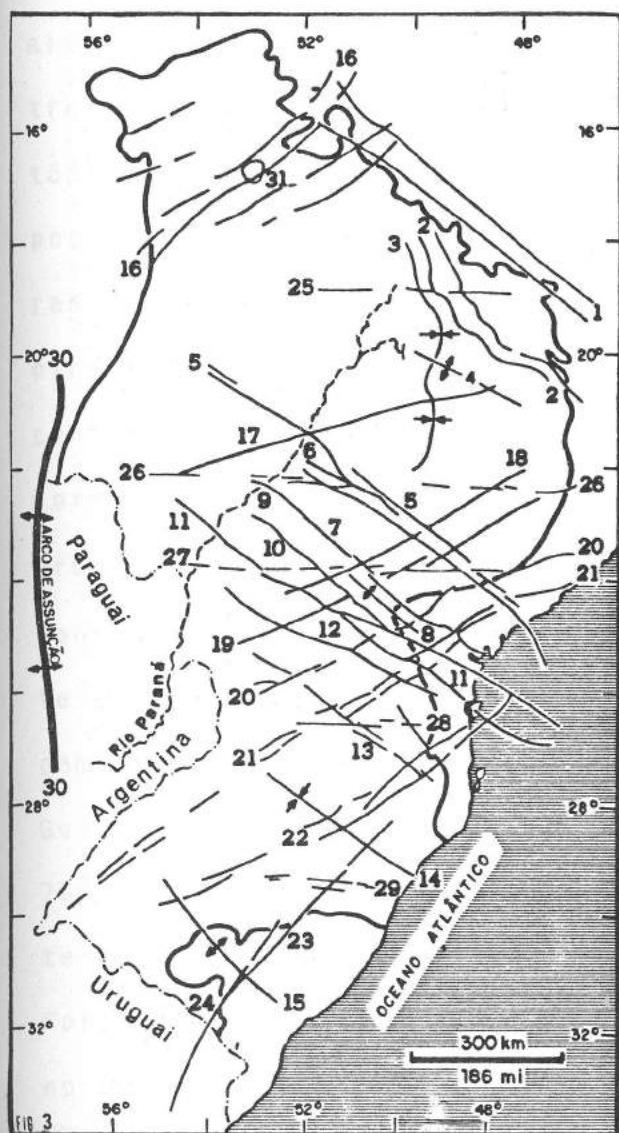
O Arco Sul-Rio-grandense situa-se mais ao sul, no Rio Grande do Sul e, tal como o Arco de Ponta Grossa, pode ser reconhecido nos mapas geológicos pela inflexão do embasamento Pré-Cambriano. Entre os arcos de Ponta Grossa e Sul-Rio-Grandense ocorre a estrutura de Torres, onde falhas escalonadas rebaixaram os sedimentos da bacia, com alguns blocos de falhas situados abaixo do nível do mar, na atual plataforma continental. Esta estrutura faz parte de uma linha tectônica de direção oeste-noroeste\leste-sudeste, entre Torres e Pousadas, no limite entre a Argentina e o Paraguai. Esta linha tectônica separa a Sub-bacia catarinense da Sub-bacia Urugual-Sul-Rio-grandense que, como o nome está dizendo, compreende o Rio

Grande do Sul e o Uruguai.

Em resumo, a Bacia do Paraná pode ser dividida nas seguintes sub-bacias:

- a) do Alto Paraná;
- b) Paranaense-Catarinense;
- c) Uruguai-Sul-Rio-grandense;
- d) Chaco-Paraná;
- e) Ocidental.

A disposição assimétrica dos tipos litológicos, proporcionalmente mais grosseiros na borda oeste, sugere que tenha sido esse lado a fonte principal dos sedimentos. A atual borda leste teria sido menos negativa que a bacia propriamente dita. Não obstante, também poderia ter sido coberta por menores espessuras de sedimentos, estes com possível progressão para leste onde hoje é a plataforma continental. Sabe-se que a atual Serra do Mar é uma feição cenozóica.



- FIG. 3 -

- Mapa do arcabouço estrutural da Bacia do Paraná. A bacia é dominada por elementos tectônicos lineares que se orientam em três direções principais: NW-SE, NE-SW e E-W. Apenas os mais importantes são mostrados aqui. Com direção NW: 1- arco do Alto Paranaíba, 2- flexura de Goiânia, 3- baixo de Ipiáçu/Campina Verde, 4- alto de Cardoso, 5- zona de falha de Guapiara, 6- falha de Santo Anastácio, 7- falha de São Jerônimo/Curiúva, 8- arco de Ponta Grossa, 9- zona de falha Curitiba/Maringé, 10- falha do Rio Alonzo, 11- zona de falha Cândido de Abreu/Campo Mourão, 12- lineamento do Rio Piquiri, 13- zona de Falha Caçador, 14- sinclinal de Torres, 15- arco do Rio Grande. Com direção NE: 16- zona de falha Transbrasiliiano (também conhecido por lineamento Transbrasiliiano), 17- lineamento de Araçatuba, 18- falha de Guaxupé, 19- falha de Jacutinga, 20- zona de falha de Taxaquara, 21- zona de falha Lancinha/Cubatão, 22- zona de falha Blumenau/Soledade, 23- falha do Leão, 24- falha de Açotea. Com direção E-W: 25- lineamento de Cassilândia, 26- lineamento Moji-Guaçu/Dourados, 27- lineamento de São Sebastião, 28- lineamento de Taquara Verde, 29- lineamento de Bento Gonçalves. A única estrutura importante com direção N-S é o arco de Assunção (30). O domo de Araguainha (31) é o maior astroblema conhecido do mundo.

2.1 EMBASAMENTO

As rochas sedimentares da Bacia do Paraná foram depositadas sobre uma vasta área do escudo do então recém-constituído continente do Gondwana, composto de vários núcleos cratônicos (terrenos granulíticos e granitos-greenstone), rodeado por vários cinturões móveis orogênicos (rochas metassedimentares dobradas e empurradas, granitos e faixas de cratons isotopicamente remobilizados) e dispersamente cobertos por remanescentes de bacias de antepaís, de natureza molássica, todos formados durante o Ciclo Brasileiro (Proterozóico Superior a Ordoviciano). Este ciclo (conhecido na África como Orogenia Pan-Africana) foi um importante evento tectonomagmático durante o qual a colisão de diversos núcleos cratônicos, juntamente com seus prismas sedimentares adjacentes, levou a formação do Gondwana. A deformação decorrente deste ciclo teve início a 700 - 650 M.A. (Proterozóico Superior), sendo que a maior parte da granitogênese situou-se no limite entre Proterozóico e o Fanerozóico (610 - 580 M.A.), enquanto o resfriamento ocorreu no Cambro-Ordoviciano (500 - 450 M.A.).

O embasamento aflorante que bordeja a Bacia do Paraná é constituído por: a) margem leste/sudeste - dois cinturões móveis brasileiros principais, com direção NE (faixas Dom Feliciano e Ribeira), separados por um núcleo cratônico (Rio de la Plata/Luis Alves); b) margem norte/nordeste - um cinturão móvel principal de idade Proterozóico Médio, com direção NW (faixa Uruaçu, 1000 - 1200 M.A.) e dois maciços de rochas cristalinas do Arqueano, remobilizados durante o Ciclo Brasi-

liano (maciços de Guaxupé e Golás), que representam o embasamento aflorante das rochas metassedimentares proterozóicas, ocorrentes nos cinturões de dobramento; c) margem oeste/nordeste - um cinturão móvel principal (faixa de dobramento Paraguai-Araguai) que parte do Paraguai e atravessa, com direção geral norte-sul, toda a margem ocidental da bacia, defletindo bruscamente para ENE-WSW delimitando a borda do extremo norte da bacia. Estas feições podem ser observadas no mapa da figura 4.

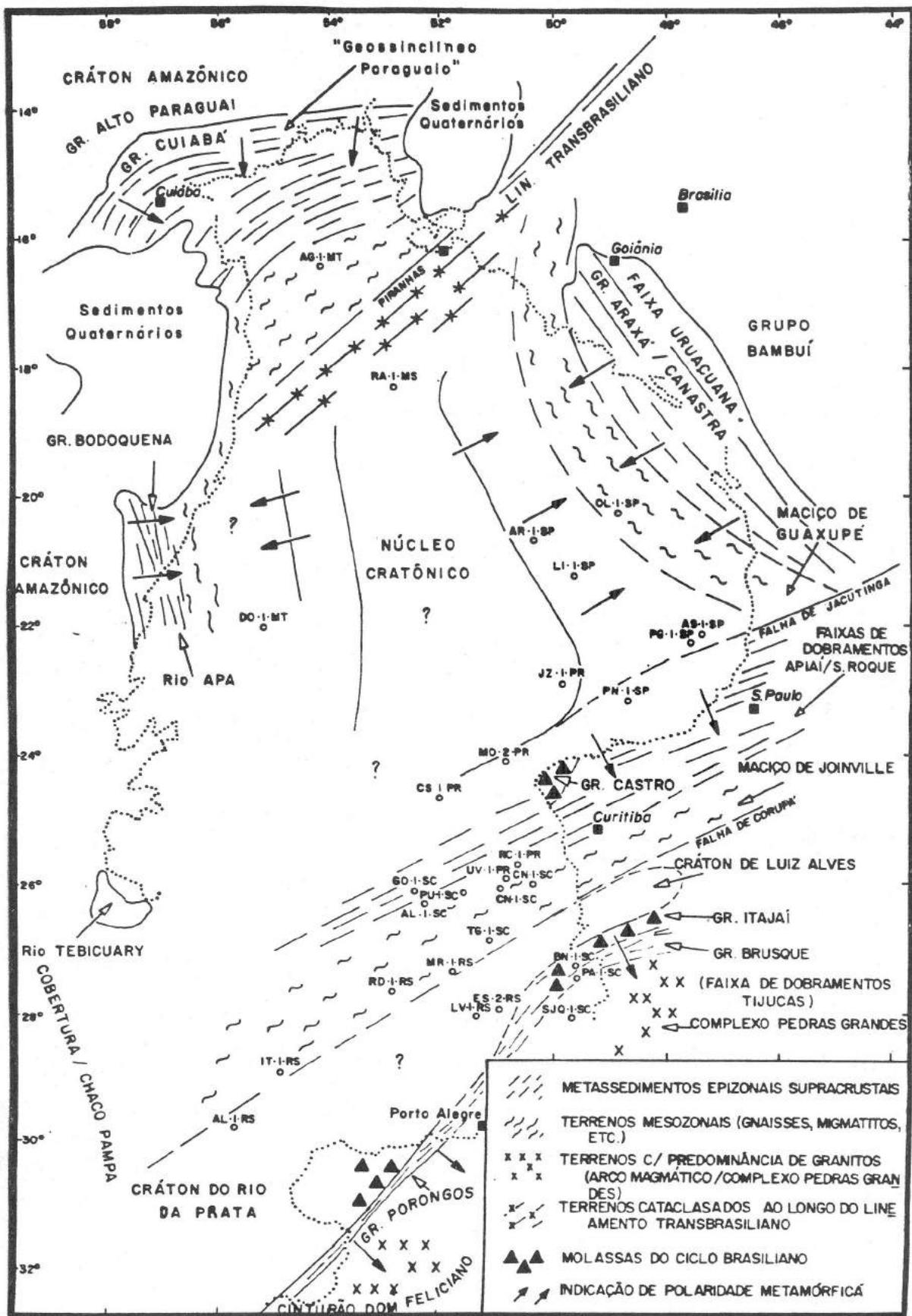


Figura 4 - Mapa geológico-geotectônico esquemático do embasamento da Bacia do Paraná. (extraído de GORDANI et al., 1980).

2.2 LITOSTRATIGRAFIA

A sedimentação da Bacia do Paraná iniciou-se, possivelmente, no Eossiluriano, com os sedimentos clásticos marinhos (Formação Vila Maria, sensu FARIA, 1982) que foram cobertos por arenitos continentais (ZALÁN et al., 1986). Houve uma nova Ingressão marinha no Eodevoniano, com a deposição do Grupo Paraná.

O Grupo Paraná é constituído de uma sequência arenosa basal e uma superior predominantemente argilosa, compreendendo respectivamente, as formações Furnas e Ponta Grossa. Estes sedimentos separam-se por superfícies de discordância tanto das rochas ígneas e metamórficas do embasamento como das rochas gondwânicas superpostas.

O termo Paraná foi introduzido na estratigrafia da Bacia do Paraná por MORAES & RÉGO (1931) para designar como Série Paraná o pacote sedimentar representado pelas formações Furnas e Ponta Grossa.

A Formação Furnas tem sido considerada como de idade Eodevoniana. A sequência é caracterizada como constituída de arenitos brancos e amarelados, de granulação média a grossa, intercalando-se, por vezes, finas lentes de folhelhos micáceos. Sua base faz contato com o Grupo Castro na região de Castro e também com o embasamento Pré-Cambriano nas bordas da bacia e seu topo faz contato gradacional com Folhelho Ponta Grossa. A Formação Furnas será mais adiante discutida detalhadamente.

A Formação Ponta Grossa consiste de uma pacote sedimentar predominantemente arenoso, de origem marinha, fóssilífero e de idade Devoniana. Os folhelhos são siltíticos, de cor cinza escuros a pretos, localmente carbonosos, micáceos, com intercalação de arenitos cinza claros, finos a muito finos, argilosos, localmente formando bancos de até cinco metros de espessura.

O contato superior da Formação Ponta Grossa com as formações do Grupo Itararé, com a Formação Botucatu (Chapada dos Guimarães), com a Formação Bauru e com a Formação Cachoeirinha é marcado por discordâncias erosivas. O seu conteúdo fóssilífero indica de maneira inquestionável, condições marinhas de deposição.

Cobrindo discordantemente a seção Siluro-Devoniana, depositaram-se sedimentos Permocarboníferos do Grupo Tubarão.

O Grupo Tubarão é constituído de uma associação heterogênea de rochas distribuídas de modo diverso nas diferentes regiões da bacia.

As litologias do Grupo Tubarão são essencialmente clásticas, a não ser localmente, os sedimentos de origem química e orgânica são de caráter subsidiário. Na parte superior do grupo aumenta a importância dos depósitos orgânicos, ocorrendo carvão explorado comercialmente.

A tendência para clásticos mais grossos na base e mais finos no topo consagrou a subdivisão em dois subgrupos: o inferior chamado Itararé (RS, SC, PR e SP) ou também chamado de Aquidauana (GO, MS e Paraguai oriental) e o outro Subgrupo Guatá.

O Grupo Itararé compreende a sequência sedimentar, cujos depósitos são caracterizados principalmente por diamictitos, refletindo influência glaciais nos seus diferentes ambientes deposicionais.

Em trabalhos de mapeamento efetuados nos últimos anos pela PETROBRÁS, o Grupo Itararé foi dividido em quatro formações: Campo do Tenente, Aquidauana, Mafra e Rio do Sul.

A Formação Aquidauana é bem definida em MS, GO e nordeste de SP, enquanto que as três outras foram mapeadas, até o momento, somente em SC e sul do PR. As formações Campo do Tenente e Aquidauana são contemporâneas e provavelmente contínuas. Em São Paulo, o Grupo Itararé continua indiviso em razão da inexistência de mapeamento em detalhe.

SCHENEIDER et al. (1974), propôs a denominação de Formação Mafra para designar a sequência predominantemente arenosa situada estratigraficamente na parte média do Grupo Itararé.

A Formação Mafra é constituída de arenitos de coloração esbranquiçada, amarelada e avermelhada, de granulometria bastante variada, ocorrendo desde arenito fino, bem selecionado em bancos espessos até arenitos médios. Secundariamente são encontradas outras litologias como: diamictitos, conglomerados rítmicos, argilitos e argilitos varvíticos.

A natureza do contato inferior da Formação Mafra com os sedimentos da Formação Campo do Tenente não se encontra ainda perfeitamente estabelecida. Discordantemente os arenitos basais desta formação assentam-se sobre as formações Ponta Grossa e Furnas e sobre o embasamento. O contato superior com a Formação Rio do Sul é concordante.

Segundo ZALÁN et al. (1986), a transgressão marinha iniciada no Eopermiano prosseguiu até o Neopermiano, quando atingiu sua extensão máxima. A fase transgressiva seguiu-se de uma fase de sedimentação transicional regressiva, que culminou com os depósitos continentais do Grupo Passa Dois. Na coluna cronolitoestratigráfica da figura 5 é mostrada uma curva tentativa da variação do nível do mar associado às Sequências Paleozóicas.

A Formação Rio Bonito, pertencente ao Grupo Tubarão, Subgrupo Guatá da Bacia do Paraná, compreende o pacote sedimentar depositado sobre o Grupo Itararé, sendo constituído por três camadas: uma arenosa (basal), uma argilosa (média) e uma areno-argilosa (superior), esta última contém os principais leitos de carvão explorados na Bacia do Paraná.

A Formação Rio Bonito foi dividida, de acordo com suas diferenças litológicas, em três intervalos: inferior, médio e superior, respectivamente Membro Triunfo, Membro Paraguaçu e Membro Siderópolis, denominações estas, válidas somente para o flanco leste da Bacia do Paraná.

A Formação Rio Bonito é constituída, segundo PETRI & FULFARO (1984) do Subgrupo Guatá junto com a Formação Palermo, na porção sul da Bacia do Paraná.

Estratigraficamente a Formação Rio Bonito tem idade no Permiano Médio a Superior entre as formações Rio do Sul (subjacente) e Palermo (sobrejacente), entre as quais limita concordantemente.

A Formação Palermo é constituída principalmente de siltitos arenosos, cinza amarelados e esverdeados. Localmente ocorrem arenitos finos a médios no topo e concreções e nódulos

de sílex na base.

A Formação Rio Bonito acunha-se para o norte no Paraná, estando ausente em São Paulo. A Formação Tatuí é equivalente parcial das formações Rio Bonito e Palermo em São Paulo e é constituída de siltitos e arenitos micáceos, contendo pirita e intercalações de calcáreos e folhelhos.

O Grupo Passa Dois que é constituído pelas formações Iratí, Serra Alta, Estrada Nova e Rio do Rastro, aflora em faixas estreitas e alongadas situadas adjacentes e para dentro da bacia em relação às faixas de afloramento do Grupo Tubarão.

A Formação Iratí é dividida em dois membros: Taquaral e Assistência. Sua idade é Permiano Superior (Kazaniano). O Membro Taquaral faz contato inferior com a Formação Palermo e superior com o Membro Assistência e são ambos concordantes. Suas características litológicas e sedimentares indicam deposição em ambiente marinho de águas calmas, abaixo ^{da interferência} do nível de ondas.

O Membro Assistência é representado por leitos pirobetuminosos e também nódulos de sílex. Seus contatos inferior e superior com as formações Serra Geral (PR, SC e RS) e Corumbataí (SP, GO e MS) respectivamente, são concordantes. Suas características litológicas e sedimentares sugerem ambiente de deposição de águas rasas.

A Formação Serra Alta de idade Permiano Superior (Lagoniano) apresenta contatos inferior (com a Formação Iratí) e superior (com a Formação Teresina) concordantes. Suas características litológicas e sedimentares sugerem um ambiente de deposição marinho de águas calmas, abaixo da ação das ondas.

A Formação Teresina tem idade Permiano Superior (Kazaniano) e é representada por uma alternância de folhelhos com

silitos e arenitos muito finos em lâminas. Nas camadas calcíferas é frequente a ocorrência de oólitos e estruturas estromatolíticas produzidas por organismos algálicos. Seu contato inferior com a Formação Serra Geral é concordante e gradacional e o contato superior com a Formação Rio do Rastro é concordante. As características litológicas e sedimentares indicam um ambiente de transição do mar mais profundo para um ambiente de mar mais raso e agitado, dominado por marés.

A Formação Rio do Rastro é dividida em dois membros: Serrinha e Morro Pelado, sua idade é Permiano Médio (Kazaliano).

O Membro Serrinha apresenta argilas e silitos e são encontrados oólitos e estruturas estromatolíticas em alguns bancos calcáreos. Os contatos, tanto inferior com a Formação Teresina, quanto o superior com o Membro Morro Pelado, são transicionais. As características litológicas indicam um ambiente de transição entre os depósitos de águas rasas da Formação Teresina e os depósitos continentais do Membro Morro Pelado.

O Membro Morro Pelado apresenta contato inferior com o Membro Serrinha, transicional, e o contato superior com a Formação Pirambóia é marcado por discordância erosiva. As características litológicas e sedimentares indicam ambiente de deposição continental e fluvial.

A Formação Pirambóia compreende a sequência sedimentar constituída de arenitos esbranquiçados, amarelados e avermelhados, finos a médios, com estratificação cruzada aca-nalada e planar, justaposta à Formação Botucatu.

O Contato Inferior da Formação Pirambóia com a Formação Corumbataí e Rio do Rastro é marcado por discordâncias. O contato superior com a Formação Botucatu é considerado pela maioria dos autores como concordante. Contudo, VIERA & MAINGUÉ (1972) consideram este contato como discordante, apoiado na ocorrência de uma camada conglomerática de cinco metros de espessura na base da Formação Botucatu.

As características litológicas sedimentares da Formação Pirambóia indicam origem continental fluvial, com depósitos de rios meandantes e pequenas lagoas associadas em condições oxidantes. ()

glaciária
No Jurássico estabeleceu-se na bacia um ambiente continental desértico, quando foi então, depositada extensa sequência de arenitos eólicos (Formação Botucatu).

A Formação Botucatu compreende a sequência de arenitos avermelhados finos a médios, com abundante estratificação cruzada, situada imediatamente abaixo dos primeiros derrames basálticos da Formação Serra Geral.

O contato inferior da Formação Botucatu com o embasamento e com as formações Ponta Grossa, Aquidauana, Corumbataí, Rio do Rastro e Rosário do Sul é discordante. O contato com a Formação Pirambóia tem sido considerado concordante. Entretanto, a possibilidade dessa relação ser discordante deve também ser considerada, como já foi referido por WASHBURNE (1930) e VIERA & MAINGUÉ (1972). O contato superior com as rochas basálticas da Formação Serra Geral é discordante.

As características litológicas e sedimentares da Formação Botucatu indicam deposição eólica em ambiente desértico. Ocorrem também depósitos de origem fluvial.

No Juro-Cretácio inicia-se um expressivo vulcanismo associado com a abertura do Atlântico Sul (ver fig.6). Esse vulcanismo foi representado por uma espessa seção de derrames de lavas basálticas (Formação Serra Geral), que cobriu praticamente toda a área ocupada pela Bacia do Paraná.

A Formação Serra Geral compreende a sequência de derrames de lavas basálticas com intercalações de lentes e camadas arenosas que capelam as formações da Bacia do Paraná.

Esta formação caracteriza-se por espessa seção de lavas basálticas, toleíticas, de textura afanítica, coloração cinza escuro a negra, amigdaloidal no topo dos derrames e com desenvolvimento de juntas verticais e horizontais. Há intercalações de arenitos finos a médios, com estratificação cruzada tangencial.

O contato inferior da Formação Serra Geral é discordante com os arenitos eólicos da Formação Botucatu.

Estes derrames de lavas tiveram início quando ainda perduravam as condições desérticas da sedimentação Botucatu.

O contato superior é discordante com as formações Caluá, Baurú e Cachoerinha. Segundo dados radiométricos a idade da principal fase de vulcanismo da Formação Serra Geral situa-se no Cretácio Inferior. Derrames precursores teriam ocorrido já no Jurássico Superior.

As colunas cronolitoestratigráficas mais recentes da Bacia do Paraná são mostradas nas figuras 7 e 8, bem como um desenho esquemático da evolução da bacia é mostrado na figura 9.

2.3 AS IDADES DA BACIA DO PARANÁ

Segundo SCHNEIDER et al. (1986), as rochas da Bacia do Paraná podem ser agrupadas, segundo às suas idades, em:

EOPALEOZÓICO: São agrupadas as rochas formadas no intervalo de tempo que vai do Siluriano ao Eocarbonífero, em virtude de uma série de características que apresentam em comum: a) são clásticas, com calcários aparecendo apenas esporadicamente sob a forma de pequenas concreções; b) os fósseis são abundantes mas, em geral, em mal estado de conservação; c) os depósitos silurianos, quando presentes, estão sempre separados dos depósitos devono-carboníferos por discordância erosiva; d) os sedimentos deste intervalo de tempo foram depositados predominantemente em ambiente marinho.

NEOPALEOZÓICO: São agrupadas as rochas formadas no intervalo de tempo que vai do Neocarbonífero ao Permiano. Grande parte dos sedimentos deste intervalo foi formada em ambiente marinho. Os sedimentos Neopaleozóicos das bacias representam sequências transgressiva-regressivas com o mesmo comportamento, isto é, rápida fase transgressiva e lenta fase regressiva de modo que as subsequências regressivas são mais espessas que as transgressivas. Este ciclo constitui a subfase talassocrática da fase de consolidação do Cráton Brasileiro. Ele também é conhecido por Ciclo Carbonático em contraposição ao anterior denominado Ciclo Clástico.

MESOZÓICO: O território brasileiro sofreu importantes modificações geotectônicas durante o Mesozóico. Seguindo a tendência de continentalidade cada vez maior das bacias intracatônicas desde os últimos tempos do Paleozóico, e que culminou com a submersão geral de todo o território brasileiro com erosão generalizada, o início do Mesozóico é caracterizado por pobreza de registro sedimentar em todo o território. Do ponto de vista geotectônico, o início dessa Era constitui uma continuação do Paleozóico, com a sedimentação restrita às bacias intracratônicas. Toda ela é de origem não marinha, quando as bacias intracratônicas estavam sob pleno domínio continental.

CENOZÓICO: Quando a este período, a literatura trata mais detalhadamente sobre as bacias Amazonas, Acre e das costas.

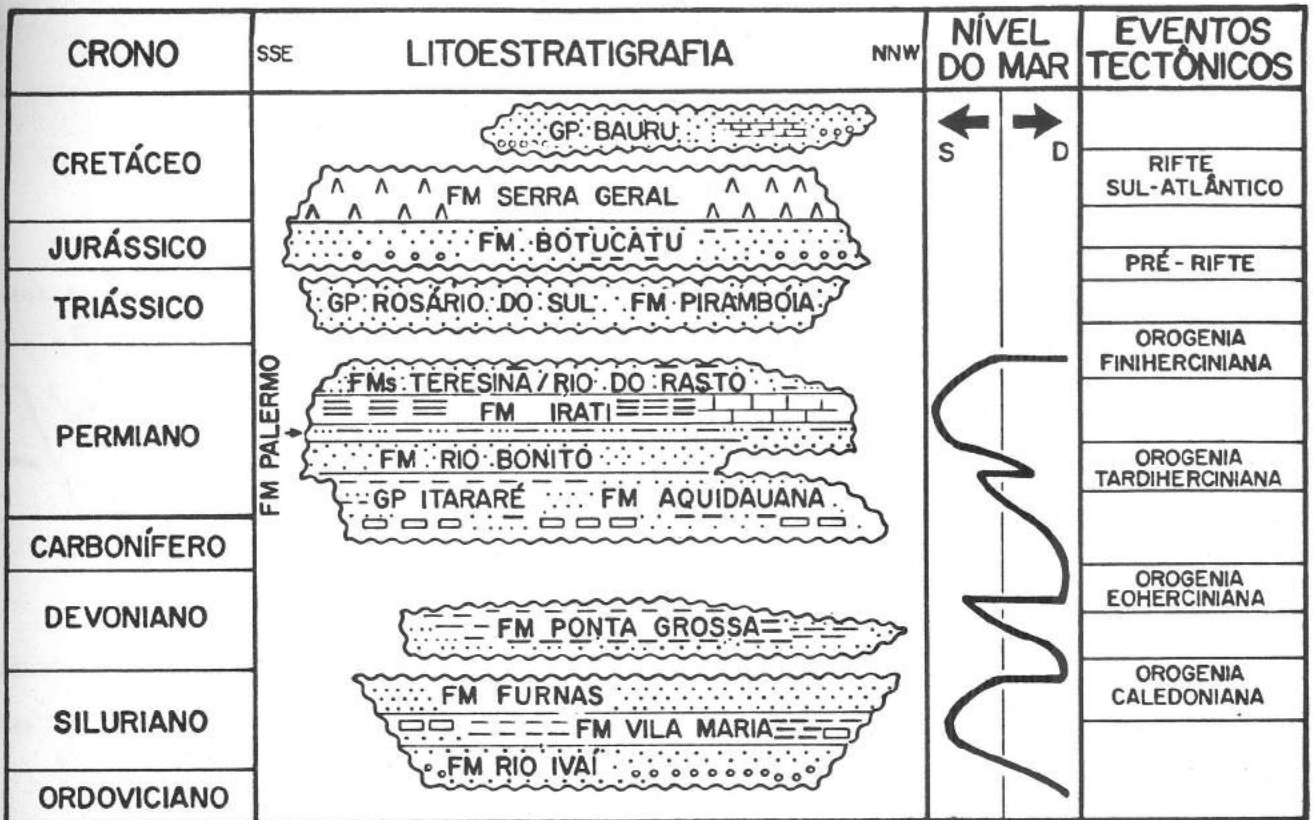


Figura 5 - Coluna cronolitoestratigráfica da Bacia do Paraná mostrando a distribuição temporal e espacial das principais unidades litológicas numa seção hipotética SSE-NNW. Também estão ilustrados os eventos tectônicos que afetaram a evolução da bacia, bem como uma curva tentativa da variação do nível do mar associado às Sequências Paleozóicas. (extraído de ZALÁN et al., 1986. In: RAJA GABAGLIA & MILANI, 1990)

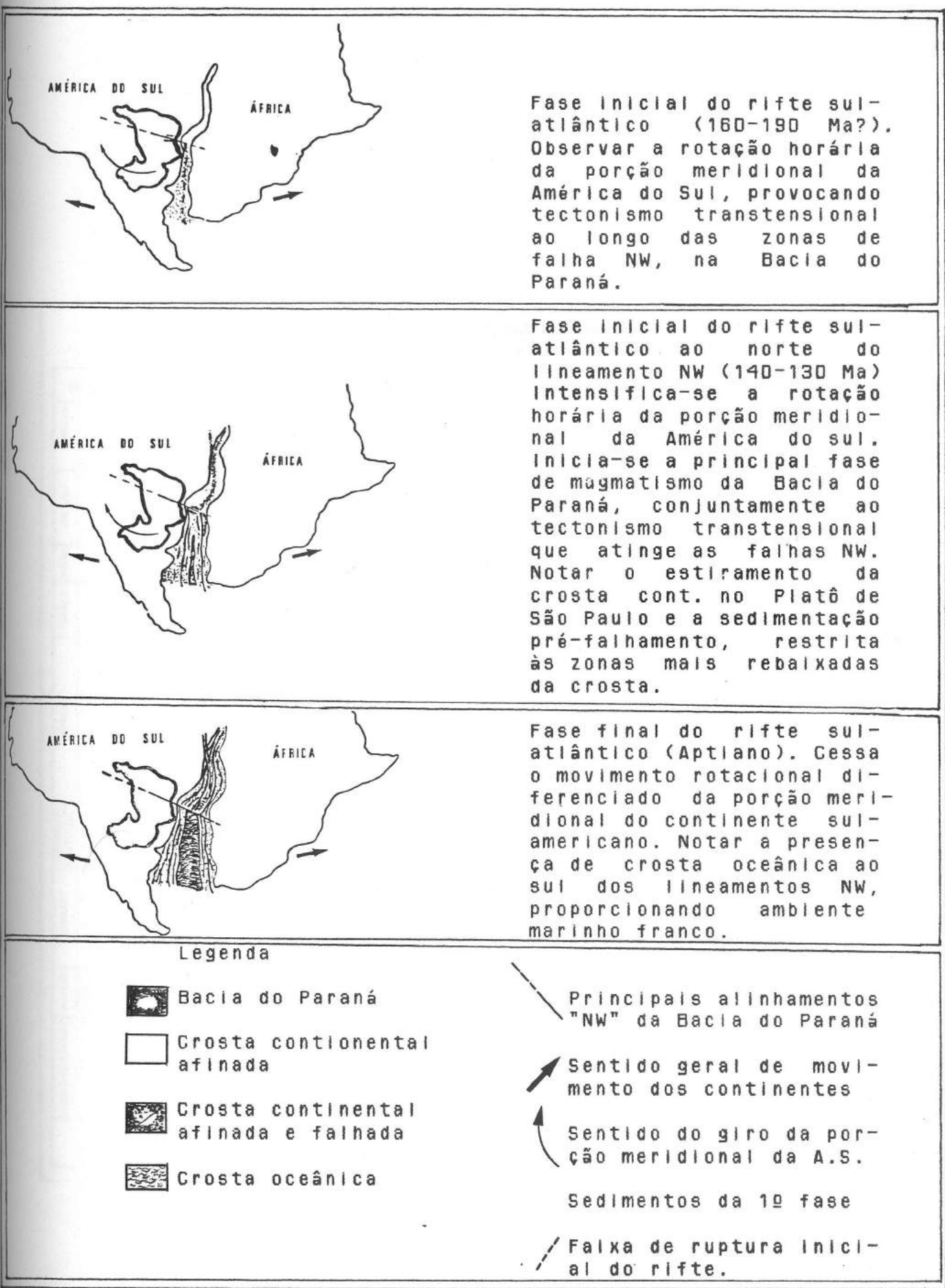


Figura 6 - Fases do rifte sul-atlântico (extraído de ZALÁN et al., 1987).

COLUNA CRONOLITOESTRATIGRÁFICA DA BACIA DO PARANÁ
COM OS PRINCIPAIS EVENTOS TECTÔNICOS E MAGMÁTICOS RELACIONADOS À SUA EVOLUÇÃO

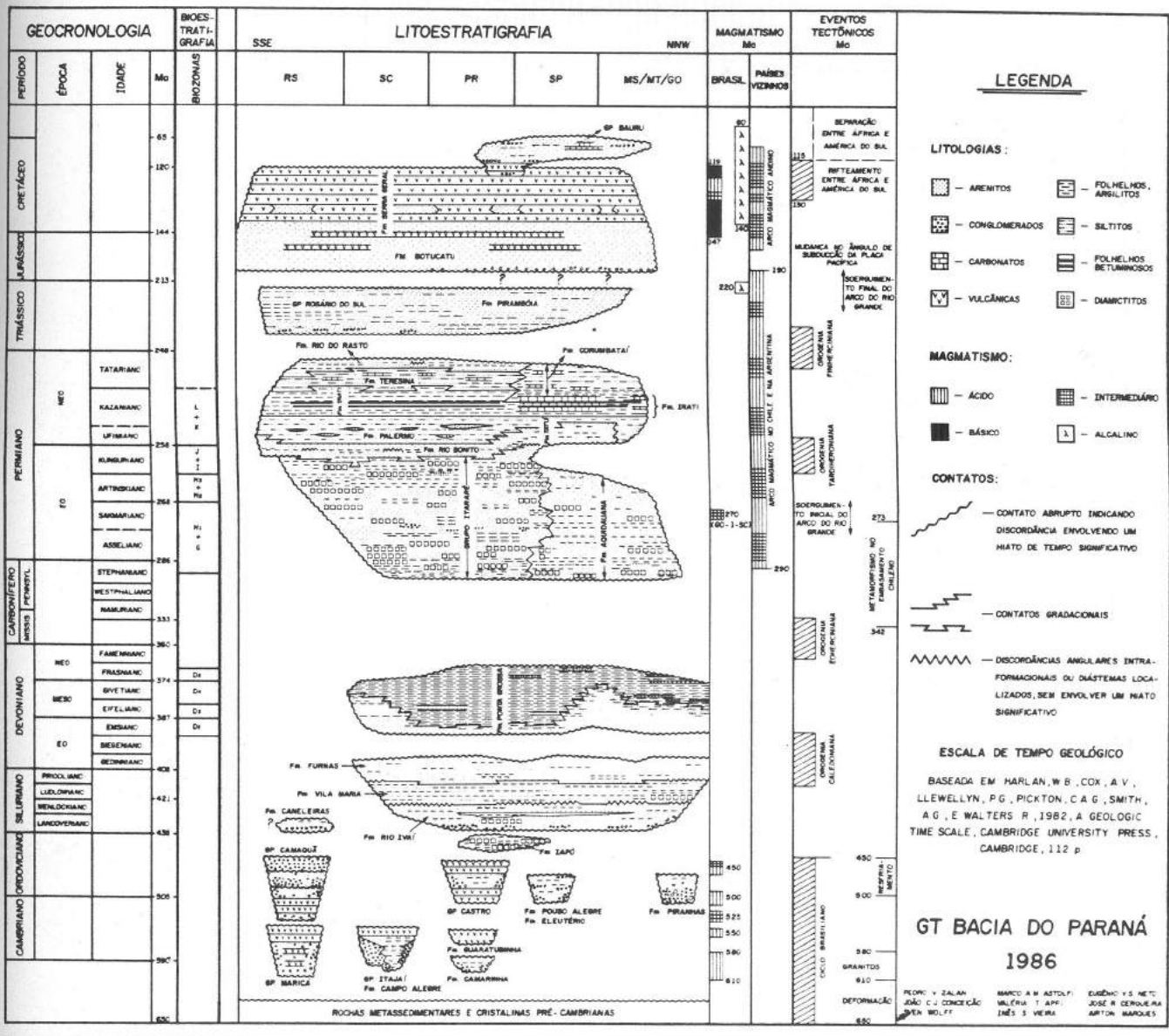


Figura 7 - Coluna cronolitoestratigráfica da bacia do Paraná de ZALÁN et al., 1986.

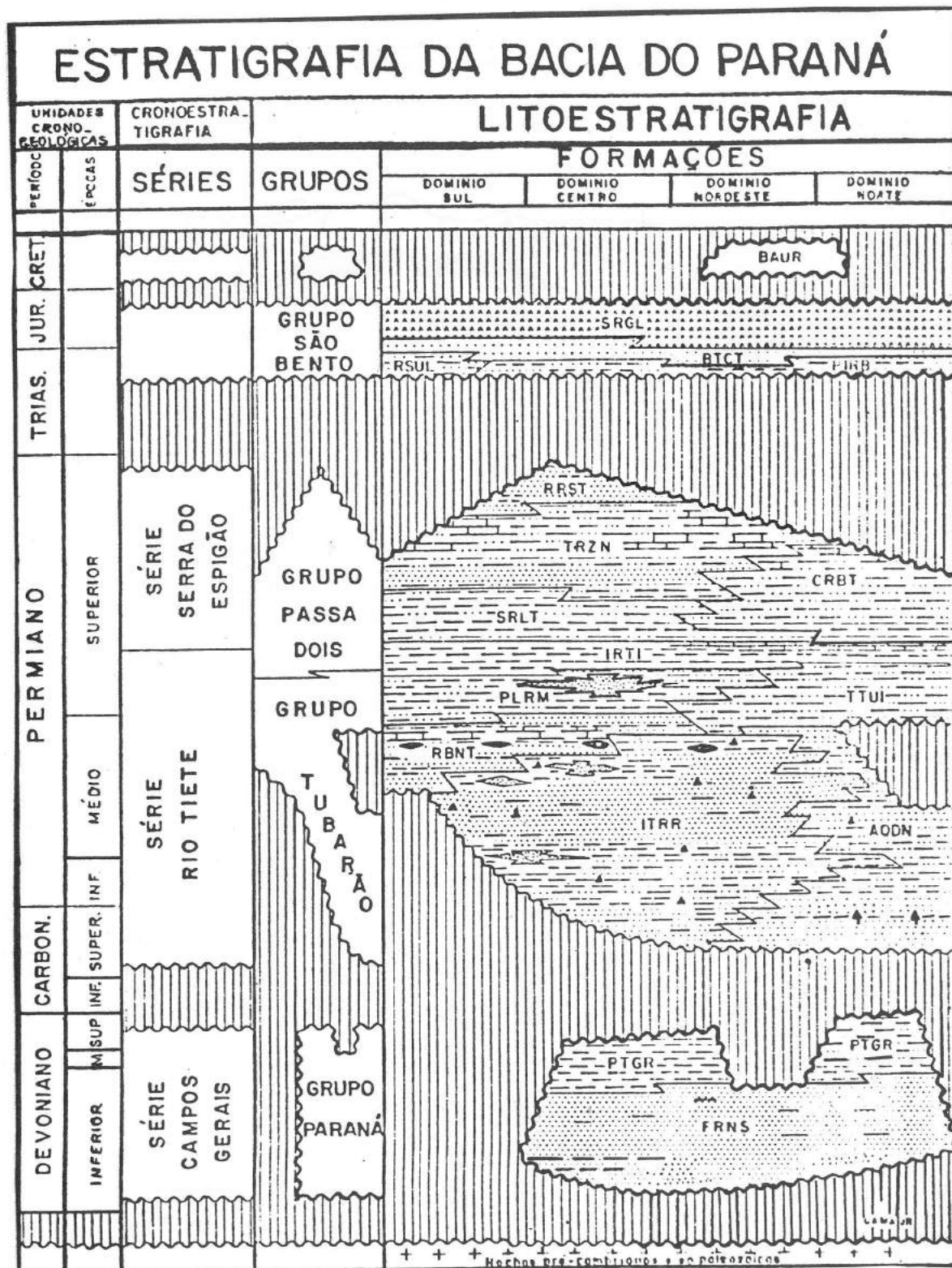


Figura 8 - Coluna cronolitoestratigráfica da Bacia do Paraná de GAMA JR. et al., 1982.

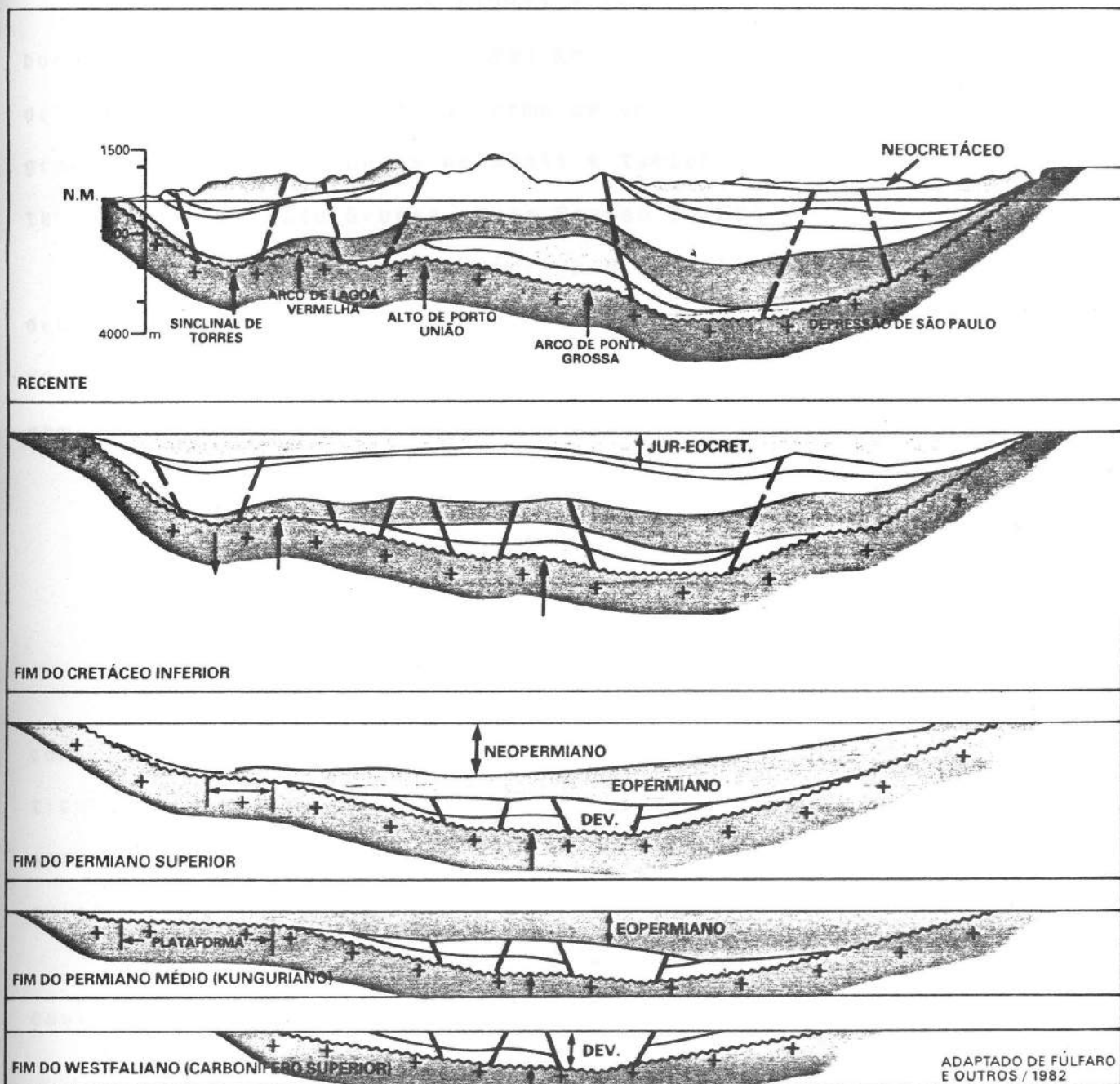


Figura 9 - Evolução tectono-sedimentar da Bacia do Paraná (extraído de FIGUEIREDO, 1985).

3. A FORMAÇÃO FURNAS

Segundo R. Maack (1947), a Formação Furnas aflora no bordo leste, em cerca de 4.290 Km², nos estados do Paraná e de São Paulo, possuindo a forma de um V, cujo vértice aponta grosseiramente para oeste-noroeste e também nos bordos noroeste (estados de Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e Goiás).

O nome Furnas foi empregado por OLIVEIRA (1912) para designar a seção basal arenosa das formações supostamente devonianas do Estado do Paraná aflorantes nos escarpamentos denominados Serrinha e Furnas.

3.1 LITOSTRATIGRAFIA

Segundo ALGARTE et al. (1974), a Formação Furnas é constituída, essencialmente, por arenitos brancos, conglomeráticos, de granulação média a muito grossa. Os grãos de quartzo apresentam-se sub-angulares a sub-arredondados e são mal a regularmente selecionados.

A matriz é formada por abundante material feldspático caulinitizado, com leitos argilo-micáceos entremeados.

Apresenta notável estratificação cruzada, bem desenvolvida em todas as camadas. Frequentemente associados aos sedimentos devonianos, aparecem diques de diabásio, pouco ^{largo} espessos, preenchendo fraturamentos originados à época da reativação Mesozóica, ALGARTE (op. cit).

As intercalações síltico-argilosas que aparecem entre os pacotes areníticos são mais comuns nas partes superiores do

pacote.

A complexidade faciológica resulta de uma associação intrincada de sistemas marinhos, fluviais e transicionais del-táicos. Alguns autores como ALMEIDA, 1954; SANFORD & LANG, 1960; BIGARELLA et al., 1966; LANGE & PETRI, 1967 e BIGARELLA & SALAMUNI, 1967, comumente tem-se tomado partido de um único ambiente marinho e ainda G. LUDWIG & RAMOS, 1965, generalizando-o para toda a formação.

Há ainda a hipótese de um ambiente fluvial como o modelo de MAACK (1950, 1951, in BIGARELLA et al., 1966) e CAPUTO & CROWELL (1985) que o definem como frentes de lavagem de geleira (out wash) num período glacial

O arenito Furnas apresenta as seguintes relações de contato com as rochas sotopostas, segundo ALGARTE et al. (1974):

- discordância angular e erosiva com os metamorfitos do Grupo Açungui;
- discordância erosiva com os granitos do Complexo Cunhaporanga e,
- discordância (paralela) erosiva sobre os sedimentos do Grupo Castro.

As relações de contato com a Formação Ponta Grossa, sobreposta, causam divergência entre os diversos autores. As proposições principais até o momento são as seguintes: (1) contato concordante-transicional (PETRI, 1948; LANGE & PETRI, 1967; entre outros); (2) concordante-brusco (MELO, 1987) e (3) contato discordante, marcado por uma superfície erosiva regional (ANDRADE & CAMARGO, 1982. In: ZALÁN et al., 1987).

A referência à sua espessura máxima é de 360 metros, segundo dados da PETROBRÁS, obtida no poço 2-TL-1-MT (NORTFLEET et al., 1969). Segundo BIGARELLA et al. (op. cit.) as espessuras são gradativamente maiores em direção ao centro da bacia.

No mapa de isópacas da Formação Furnas, pode ser visualizado os aspectos descritos acima (fig. 10).

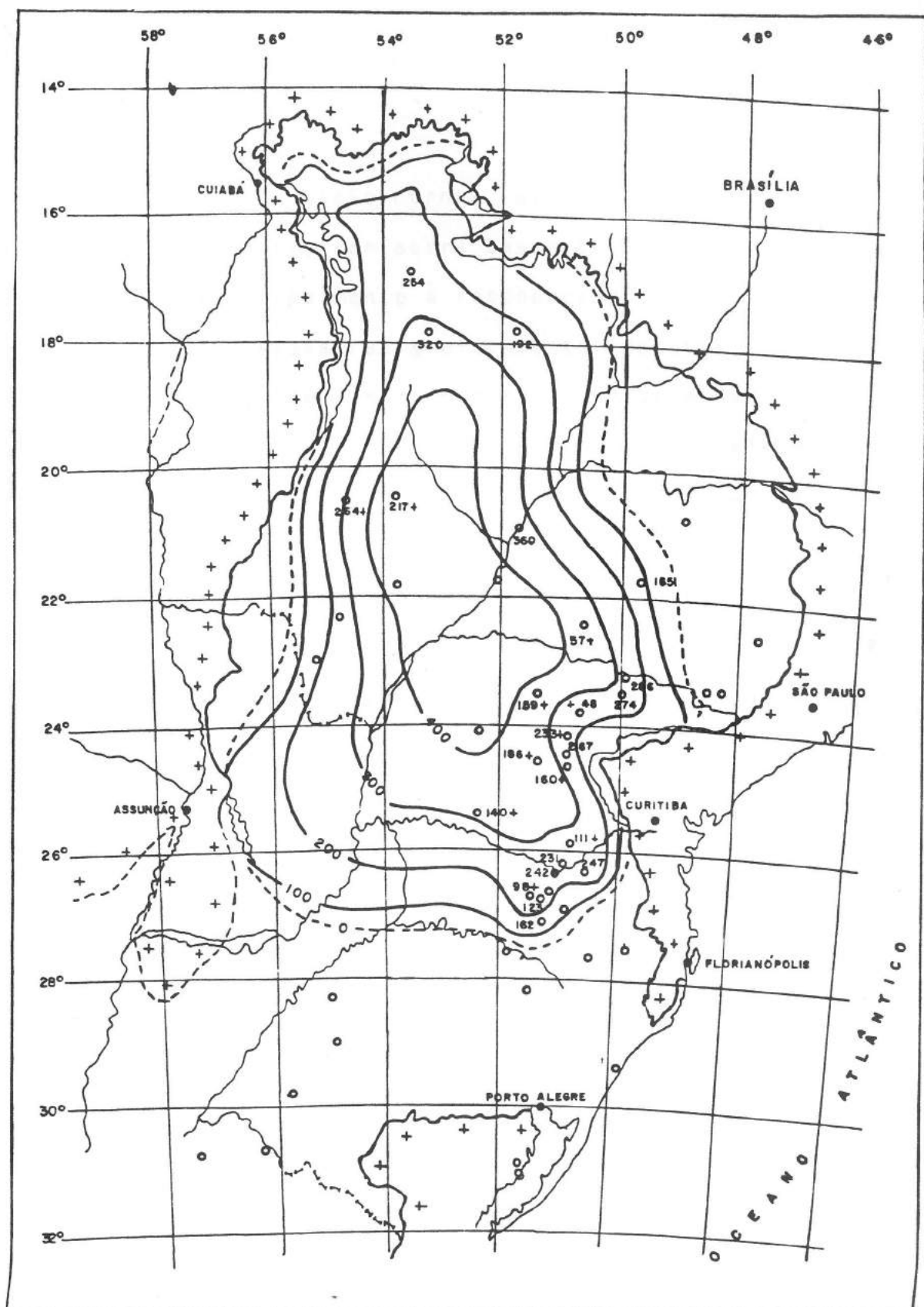


Figura 10 - Mapa de isópacas da Formação Furnas
(Extraído de NORTHFLEET et al., 1969).

3.2 IDADES

A idade da Formação Furnas, até o presente momento, não se encontra estabelecida sobre bases seguras. Esta dificuldade deve-se principalmente à reconhecida ausência de registro fóssilífero bioestratigraficamente determinante. As idades sugeridas até o presente momento, são baseadas nas relações estratigráficas. Porém, as relações estratigráficas são de natureza controvertida como já foi citado anteriormente.

É admitida na literatura clássica uma idade eodevoniana para os sedimentos da Formação Furnas, embora DUTOIT (1927) e BARBOSA et al. (1966), assinalaram uma possível idade siluriana (In: NORTHFLEET et al., 1969). Tal consideração baseia-se nas relações de contato desta Unidade com a Formação Ponta Grossa, cujos folhelhos basais, em contato com a Formação Furnas são do Devoniano Inferior (Ensiano).

Em trabalhos mais recentes, que discutem a sequência Siluriana da Bacia do Paraná, a Formação Furnas é considerada como sendo de idade siluriana (inicial ?) com base nas relações estratigráficas supostamente concordantes com a Formação Vila Maria (ANDRADE & CAMARÇO, 1982 e ZALÁN et al., 1987).

Com base no registro da icnoespécie *Arthropycus alleghanensis*, num horizonte que foi, então, considerado como o seu contato superior com a Formação Furnas, BURJACK & POPP (1981) dataram a Formação Vila Maria como de mesma idade da Formação Trombetas, onde este icnogênero ocorre associado a fósseis reconhecidamente silurianos. Porém, nenhum valor bioestratigráfico definitivo deve ser atribuído a um icnofós-

s II (ELLENOR, 1970 e MILLER & JOHNSON, 1981. In: MELO, 1985).

3.3 CONTEÚDO FOSSILÍFERO

A Formação Furnas vem sendo considerada, desde os seus primeiros trabalhos, como praticamente afossilífera.

O primeiro registro fossilífero foi feito por OLIVEIRA (1927) que descreve a presença de tubos de vermes (Arenicolites sp.) no Arenito Furnas no Arroio Grande, próximo a cidade de Ponta Grossa, PR.

LANGE (1942) descreveu, a ocorrência de "pistas vermiformes" nos arenitos desta referida formação, atribuídas, atualmente à icnoespécie Dydimaulichnus furnai (LANGE, 1942), apud FERNANDES & NETTO, 1985.

CARVALHO (1939. In: PETRI, 1948) comenta a presença de fósseis vegetais no topo do Arenito Furnas, nos municípios de Ponta Grossa e Tibagi.

BIGARELLA et al. (1966), também registraram a presença de restos vegetais em camadas síltico-argilosas que ocupam a parte superior da Formação Furnas, alguns metros abaixo do contato com a Formação Ponta Grossa, nas proximidades da cidade de Tibagi.

Recentemente novos pesquisadores como QUADROS & MELO (1986) e RODRIGUES, PEREIRA & BERGAMASCHI (1989) ofereceram importantes dados sobre ocorrências de plantas eodevonianas. Essas ocorrências se referem respectivamente aos estados de Goiás e Paraná, sendo esta última na porção superior da For-

mação Furnas, no bordo leste da bacia. SCHUBERT & BORGHI (1990) assinalaram encontro de igual relevância na Chapada dos Guimarães, Estado de Mato Grosso.

MUSSA et al (1991), fizeram uma caracterização preliminar da tafoflora eodevoniana encontrada recentemente por esses autores, no município de Jaguariaíva, PR. Segundo eles estes afloramentos encontrados se destacam pela riqueza em número de espécimes e variedade de formas presentes.

Nesta caracterização preliminar estes espécimes foram descritos como pertencentes a divisão Rhyniophyta. Este registro fossilífero será mais tarde abordado neste trabalho.

4. CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO DOS AFLORAMENTOS

O conceito de fácies utilizado no trabalho é de RAAF et al. (1965), adotado por GANT & WALKER (1976). Assim sendo o termo fácies é usado para uma unidade de rocha distinguível das demais adjacentes pela sua litologia, estruturas sedimentares e feições orgânicas, seja lateral ou vertical.

Litoestratigraficamente, os afloramentos podem ser associados à porção superior da Formação Furnas baseando-se na maioria dos autores que mapearam a área (PETRI & FULFÁRO, 1966; VIEIRA, 1973, entre outros).

Em perfis realizados nos afloramentos pode-se diagnosticar três assembléias genéticas de fácies associadas a ambientes: (1) flúvio-deltáico; (2) deltáico-lagunares e (3) marinho-rasos (figs. 11 e 12).

No afloramento "Pisa" (fotos 1 e 2), os depósitos flúvios-deltáicos são caracterizados por corpos de arenitos finos a grossos, com estratificação cruzada-planar de pequeno e médio porte, e intercalações subordinadas de conglomerados e siltitos.

Os depósitos lagunares, portadores da assembléia de megafósséis vegetais, por sua vez, são representados por um pacote lenticular, com cerca de 4m de espessura, que se caracteriza pela alternância de níveis sílticos e arenosos, estes maciços ou com "climbing ripples", que refletem pulsos turbidíticos normalmente incompletos.

Sobre a associação lagunar, ocorrem depósitos marinho-rasos iniciados por arenitos maciços com conglomerado basal, sucedidos por extenso pavimento conglomerático e por cor-

pos lenticulares de arenitos finos com estratificação cruzada por ondas. Associados a esta fácies, ocorrem corpos de arenitos médios a grossos com estratificação cruzadas acanaladas e planares.

Em um afloramento neste mesmo ramal ferroviário, a aproximadamente 500 metros antes do afloramento em questão (veja figura 1), e em posição estratigráfica um pouco inferior, aparece uma estrutura de canal (foto 3) onde também aparecem os megafósseis vegetais.

No afloramento "Jackson de Figueredo", posicionado estratigraficamente acima do afloramento "Pisa", são também três as assembléias genéticas. A primeira, flúvio-deltáica, é representada por corpos de arenitos finos a grossos, com estratificação cruzada-planar de pequeno a médio porte.

Entre os estratos formadores deste corpo arenoso, intercalam-se milimétricas camadas de siltitos onde aparecem os megafósseis vegetais.

A segunda assembléia, lagunar, é representada por um pacote lenticular, com cerca de 4 metros de espessura, que se caracteriza pela alternância de níveis sílticos e arenosos. Nestes níveis sílticos, debilmente laminados, as vezes maciços, encontra-se os megafósseis vegetais.

Sobre esta associação ocorre a terceira assembléia de fácies, representada por depósitos marinho-rasos que começam por um espesso pacote de arenitos finos a médios, com estratificação cruzada por ondas de pequeno e grande porte com intercalações de arenitos finos com laminação plano paralela. A estes corpos arenosos sobrepõem-se espesso pacote de folhelho

síltico, debilmente laminado.

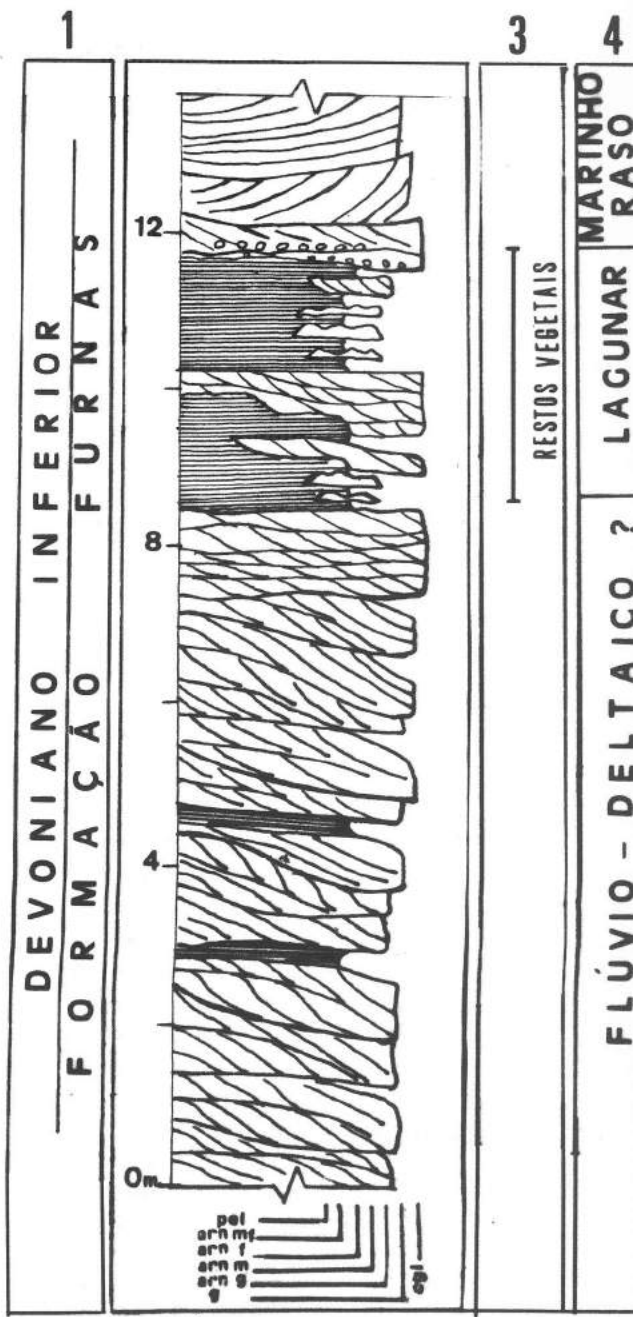
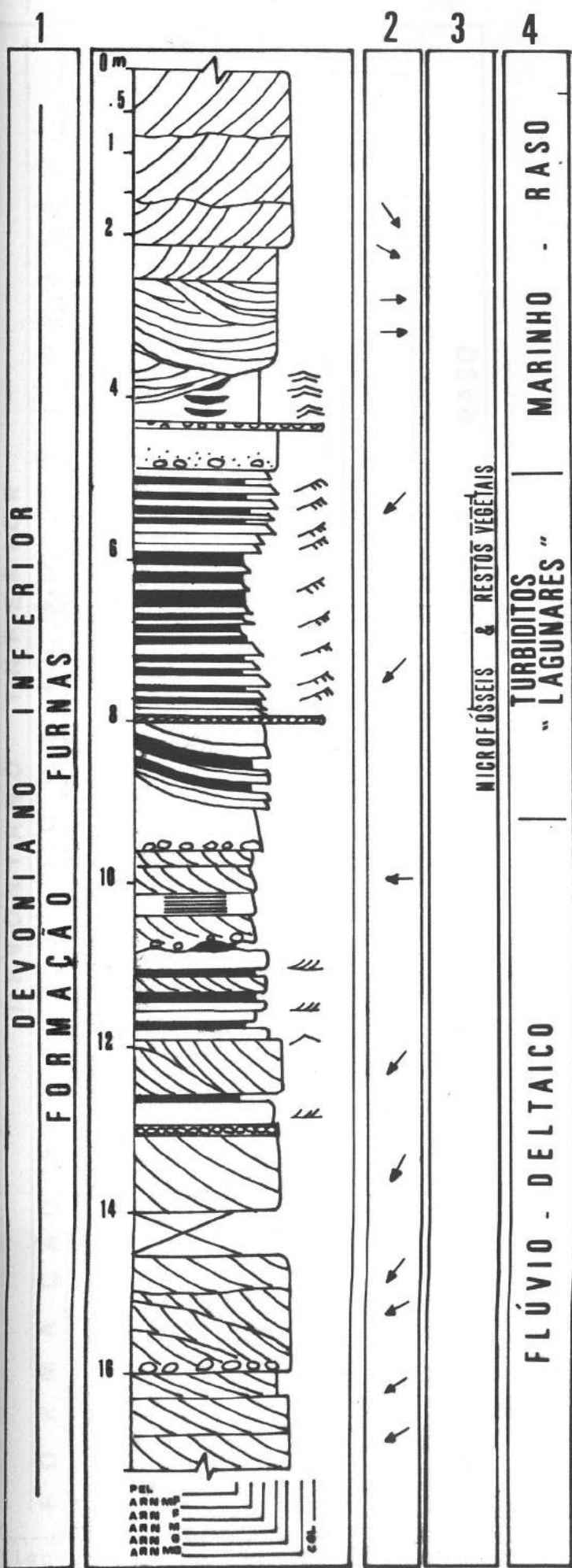


Figura 11 - Perfis do afloramento "Pisa" .

5. CONTEÚDO FOSSILÍFERO: RESTOS VEGETAIS

Os megafóssels vegetais procedentes dos afloramentos já descritos no ítem "Contexto Estratigráfico", tratam-se de plantas primitivas relacionadas às Rhyniophyta segundo a descrição de TAYLOR (1983).

Tais vegetais fazem parte do primeiro grupo de plantas vasculares que habitaram o continente.

Segundo TAYLOR (op. cit.), membros das Rhyniophytas representam as mais simples de todas as plantas vasculares conhecidas.

A origem das plantas vasculares e a sua ocupação nas áreas continentais processou-se no Siluriano como aceito por CHOLONER (1967; in STEWART, 1983), GENSEL (1977), BANKS (1975), entre outros.

Atualmente acredita-se cada vez mais em uma origem monofilética para as plantas vasculares, a partir de algas verdes (Charophyceae).

A presença de um sistema vascular nestas plantas primitivas possibilitou uma maior independência do meio aquático. Contudo, como ressalta Meyen (1987), estas plantas deveriam habitar um ambiente semi-aquático.

As condições que propiciaram esta mudança de comportamento nas plantas em relação ao ambiente, não estão ainda totalmente compreendidas.

As glaciações ordovicianas devem ter causado um abaixamento do nível do mar e conseqüentemente pode ter havido uma pressão ambiental (stress), nas comunidades próximas às linhas de costa. Este fato por sua vez, pode ter levado a uma

evolução de algas costeiras adaptadas ao grau de dissecação e possuidoras de um potencial de exploração dos ambientes terrestres (PRATT, PHILLIPS & DENNINSON, 1978, in: TIFFNEY, 1985).

Os primeiros registros de ocorrência estratigráfica de assembléias florísticas devonianas são devidos a E.A. NEWELL ARBER (1921; in: EDWARDS, 1973). A partir de sua listagem de plantas e dos estratos nos quais ocorriam, ARBER (op. cit.) postulou a existência de duas floras devonianas - uma mais antiga, caracterizada por Psilophyton, e uma mais jovem, dominada por Archaeopteris. Uma flora Hvenia, intermediária, foi subsequentemente adicionada por KRAUSEL (1937; in: EDWARDS, 1973), configurando assim três floras correlacionadas às três principais divisões do Devoniano (Inferior, Médio e Superior).

BANKS (1980), sugeriu uma classificação bioestratigráfica preliminar dos estratos do Siluriano Superior e Devoniano com bases em megafósseis de plantas. Sete biozonas (Zonas-Associação genéticas) são propostas tentativamente: I - Zona Cooksonia; II - Zona Zosterophyllum; III - Zona Psilophyton; IV - Zona Hvenia; V - Zona Svalbardia; VI - Zona Archaeopteris; VII - Zona Rhacophyton.

Com base nestas assembléias paleoflorísticas tentou-se relacionar a assembléia de megafósseis encontrada nos afloramentos "Pisa" e "Jackson de Figueredo" às Zonas-Associação genéticas de Banks dos tipos I, II e III.

A seguir são apresentadas sucintamente as três Zonas- Associação de Banks (1980). Em cada uma delas são relatados os gêneros mais característicos, as localidades onde tais gêneros são encontrados e as principais características morfológicas evolutivas apontadas por Banks (1980).

Zona Associação I (Cooksonia)

Final do Ludlowiano e Pridolliano (406-395 Ma.)

Os principais gêneros de plantas vasculares registrados nesta zona são: Cooksonia, Steganotheca e Taeniocrada. Meyen (1987) associa os restos de Baragtwanathia encontrados na Austrália a esta zona.

As características morfológicas das plantas da Zona Cooksonia são:

- plantas vasculares simples, pequenas e pouco diferenciadas;
- presença de ramificações dicotômicas;
- ausência de folhas e raízes;
- esporângios terminais (esparcos);
- feixe xilemático delgado (talvez centrárqueo baseado em analogias com fósseis mais jovens);
- homosporia.

As localidades onde os fósseis da Zona Cooksonia têm sido coletados incluem, segundo Banks (1980), Tchecoslováquia, Estados de Nova Iorque, Polônia (URSS), País de Gales e possivelmente Líbia (fig.13).

— Datação — = Biozonas.

Zona-Associação II (Zosterophyllum)

Gediniano até Slegeniano Mediano (395-380 Ma.)

Os gêneros registrados nesta zona incluem Zosterophyllum, Cooksonia, Taenioocrada e Salopelia.

As características morfológicas das plantas na Zona II incluem aquelas listadas para a Zona I, além de esporângios laterais, ramificações "H" e, provavelmente, xilema primário exárqueo.

As localidades contendo fósseis desta zona incluem, segundo Banks (op. cit.), Escócia, Spitsbergen, Tchecoslováquia, Bélgica e País de Gales (fig.14).

Zona-Associação III (Psilophyton)

Siegeniano Mediano até o final do Emsiano (380-370 Ma.)

O Siegeniano Mediano presenciou o advento de plantas vasculares em grande número e variação. Duas novas classes apareceram: Lycopsidea e Trimerophytopsida.

A classe Rhyniopsida é representada por Cooksonia e Taenioocrada e a Zosterophyllopsida, por Zosterophyllum, Sawdonia e Gosslingia. Psilophyton é a primeira trimerofitófita e Drepanophycus é a primeira licófita. No final do Siegeniano, ou talvez no início do Emsiano, aparecem Rhynia e Horneophyton (Escócia). Yarravia e Hedera do Siegeniano-Emsiano australiano provavelmente são mais avançadas que rhyniófitas típicas. Ao mesmo tempo, as licófitas Asteroxylon e Baragwanathia aparecem na Escócia e na Austrália, respectivamente (BANKS, 1980).

No Emsiano, as novas rhyniófitas são Eogaspeslea e Renalia; as novas zosterofilófitas são Rebuchia, Crenaticaulis e Bathurstia; as novas trimerofitófitas são Trimerophyton e Pertica; as novas licófitas são Protolepidodendron, Leclerquia e Kaulangiophyton. Próximo ao final do Emsiano, dois possíveis precursores das progimnospermas aparecem: Chaleuria (que aparentemente demonstra incipiente heterosporia) e Oocampa (BANKS, op. cit.).

Várias características morfológicas novas aparecem na

Zona III:

- ramificações mais abundantes e mais complexas;
- ramificações pseudomopodiais como resultado da sobrepujança ("overtopping");
- presença de emanações em algumas zosterofilófitas;

- presença de micrófilas em licófitas;
- rizomas (plantas no chert de Rhyndale);
- raízes ainda ausentes, a menos que as estruturas nas zosterofilófitas Grenaticaulis e Gosslingia representem raízes adventícias;
- esporângio adaxial (em licófitas);
primeiro estômato paracítico (Drepanophycus);
- sistema de ramificações férteis terminados por aglomerados de esporângios;
- homosporia observada somente em esporos preservados "in situ";
- mecanismo de deiscência complexo observado em Zosterophyllum;
- xilema primário centrárqueo;
- exárqueo em licófitas e em zosterofilófitas,
- heterosporia incipiente.

Localidades que têm apresentado fósseis da Zona III têm uma ampla distribuição. Elas incluem, segundo BANKS (op. cit.), muitos pontos dos Estados Unidos, Spitsbergen, Noruega, País de Gales, Escócia, Europa Ocidental, Polônia, Sibéria, Austrália e China (vide fig.14).



Figura 13 - Distribuição das localidades dos fósseis da Zona I, sobre base paleogeográfica do Siluriano Médio de SCOTESE et al. (1979).
● - localidade fossilífera

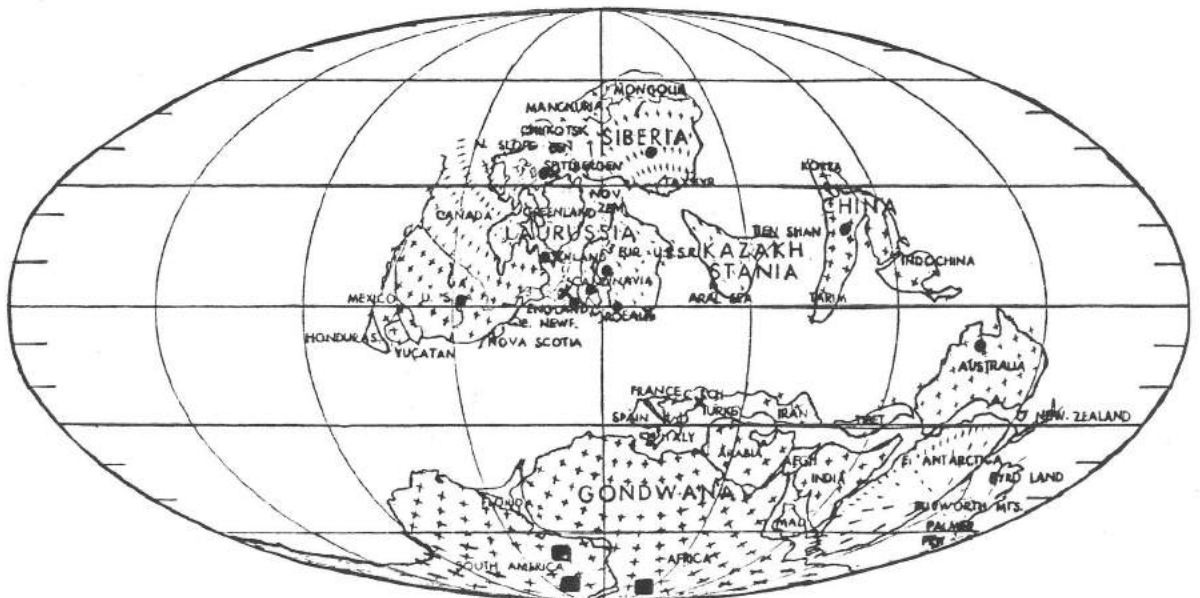


Figura 14 - Mapa base: paleogeografia do Emsiano segundo SCOTESE et al. (1979).
■ - flora devoniana do Gondwana,
X - localidades contendo fósseis da Zona II,
◐ - localidades contendo fósseis da Zona III.

6. DESCRIÇÃO DOS ESPÉCIMES

Os espécimes encontrados são relacionados às Rhyniophyta, caracterizadas por eixos dicotômicos, desprovidos de folhas e com terminações esporangíferas (TAYLOR, 1983). Estas plantas foram preservadas sob a forma de impressões, modo muito comum de preservação das partes moles, de animais, ricas em carbono e também dos vegetais. O processo consiste na perda progressiva de elementos voláteis (oxigênio, hidrogênio, nitrogênio), devido à atividade bacteriana, e concentração de carbono. Culmina, em muitos casos, com uma grande redução em espessura da matéria orgânica, que pode restringir-se a uma simples película; mas em muitos casos ainda permite inferir, em grau variável, as características morfológicas primitivas (MENDES, 1988).

Nas amostras coletadas, é bom o estado de preservação das impressões, e em algumas amostras ainda se encontram restos de material carbonoso. Não foram encontradas permineralizações para realizar estudos anatômicos de detalhe. As técnicas como as de seções polidas ou as do "peel" também não foram realizadas, visto que alguns espécimes são únicos.

Acredita-se que estas plantas foram sepultadas próximo ao seu "habitat" natural, pois estas viviam em ambientes litorâneos, perto da linha de costa, situadas em áreas de elevada umidade e mesmo submersas (MEYEN, 1987). Dentro do contexto estratigráfico, estes megafósseis vegetais inserem-se na assembléia de fácies lagunar, representada pela alternância de níveis sílticos e arenosos, refletindo pulsos turbidíticos. Estes vegetais encontram-se nestes níveis

sílticos e apresentam-se nas amostras, misturados, formando aglomerados devido ao seu transporte ter se dado num ambiente de turbulência.

Observando as amostras foram identificados: (1) eixos estéreis (dicotômicos); (2) eixos com terminações esporângiferas; (3) gametangioforos e (4) partes de órgãos que parecem estar relacionadas com o gênero Horneophyton.

Segue-se uma descrição das plantas observadas, comparando-as com a descrição dos autores e suas classificações até o gênero.

(1) EIXOS ESTÉREIS

Os eixos estéreis encontrados são todos dicotômicos e em geral lisos, sem intumescência e aspecto fitóide.

Os eixos apresentam dicotomias simples a pseudomonopodiais (Estampa 1, Figs. 1a,b e 8b; Estampa 2, Figs. 15 16, 17b) e ainda outras formas como "U" (Estampa 2, Fig. 18).

Os comprimentos variam de 5mm a 10mm por 0,8mm a 1mm de largura, podendo ainda serem regulares ou irregulares quanto as suas espessuras ao longo do sentido longitudinal do eixo.

As figuras 2c e 7 (estampa 1), mostram eixos estriados exibindo a parte basal rizomórfica.

(2) EIXOS COM TERMINAÇÕES ESPORANGÍFERAS

2.1 Esporângio tipo Cooksonia sp.:

Segundo Taylor (1983), a mais antiga planta conhecida, na qual há uma concordância geral em relação ao seu "status" como uma planta vascular é a Cooksonia. Espécimes fósseis têm sido descritos de várias localidades como: Canadá, Estados Unidos, Gales e Tchecoslováquia. Espécimes de Cooksonia descobertos em Gales são descritos de depósitos tão antigos quanto Ludloviano (Siluriano) e ainda outras ocorrências sugerem que o "range" taxionômico vai até o Emsiano (Devoniano Inicial).

As características principais deste gênero, segundo TAYLOR (op. cit.), consistem em eixos dicotômicos lisos, áfilos e quando férteis possuem esporângio terminal. O esporângio em C. hemisphaerica (fig.15b) é arredondado, enquanto que em C. pertonii e C. downtownensis eles são maiores e alongados. Em C. caledonica (fig.15a), a forma do esporângio é altamente variada. Quanto aos seus tamanhos eram plantas centimétricas (em torno de 6.5 cm de altura) com eixos de espessuras milimétricas e esporângios também milimétricos.

As figuras 3 e 5 (estampa 1) e figs.17-1 e 17-2, mostram eixos dicotômicos com esporângios em suas extremidades que são mais largos do que altos (na fig. 3) e mais arredondados (na fig.5) parecendo pertencerem ao gênero Cooksonia.

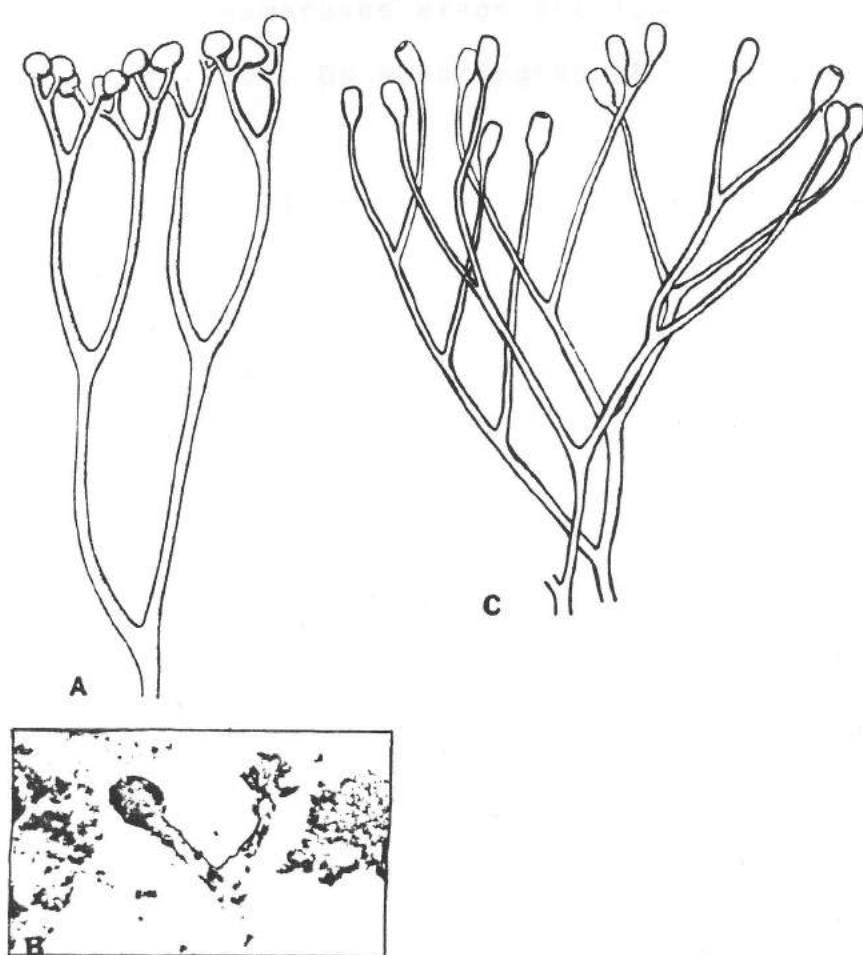


Figura 15 - A. Reconstrução sugestiva de *Cooksonia caledonica*. B. Dois esporângios de *C. hemisphaerica*. X 11. Reconstrução sugestiva de *Steganotheca striata*. (extraído de TAYLOR, 1983).

2.2 Esporângio Tipo Steganotheca sp.

Segundo Taylor (1983), o gênero Steganotheca representa uma pequena planta de aproximadamente 5.0 cm de altura que contém numerosos eixos dicotômicos com terminal esporângico (fig. 15c). Os esporângios são alongados (2.5 mm) e truncados.

O espécime observado na fig. 8c (estampa 1) e fig. 17-5, é um esporângio alongado (4 mm de comprimento) de cuja base partem estrias que se abrem na direção da extremidade do esporângio. Apresenta um pequeno seguimento do eixo.

2.3 Outros Tipos de Esporângios

As figuras 2a,b (estampa 1), aparecem eixos lisos terminados em esporângios fusiformes. Na figura 2a parece haver uma dicotomia do eixo logo abaixo do esporângio.

Na figura 4 (estampa 1) e figura 17-6, aparecem eixos com terminações esporangíferas. Estes eixos apresentam estrias escuras ao longo de todo o comprimento e parecem ter pequenas expansões lembrando espinhos. Na base dos esporângios também parecem ter emanações que lembram espinhos, contornando-a.

(3) GAMETANGIÓFOROS

A figura 17a (estampa 2) e a figura 17-3 mostram um gametangióforo desprovido do eixo, cuja configuração é um formato de taça, de cuja base partem estrias que se abrem na direção do ápice onde formam uma borda lobulosa.

A figura 8a (estampa 1) e figura 17-7 mostram um espécime quase como um todo: o eixo com sua base rizomórfica e na outra extremidade o que parece um gametangióforo, o qual possui as bordas ligeiramente ondulada lembrando os das figuras 9 e 12 (estampa 2).

(4) Horneophyton sp.

Segundo TAYLOR (1983), Horneophyton é um dos membros mais completos conhecidos da divisão da Rhyniophyta.

Algumas feições do Horneophyton são especialmente interessantes, porque diferem das demais rhyniophytas. No Horneophyton, a porção presumidamente subterrânea da planta consiste de uma série de estruturas bulbosas cormofíticas que apresentam numerosos rizóides. Os eixos aéreos são dicotômicos

O esporângio do Horneophyton encontra-se na extremidade do eixo, sendo que cada esporângio é ramificado, consistindo de dois a quatro lobos variando de tamanho (fig. 16b). A forma do esporângio tende a ser elipsoidal a cilíndrico, com a terminação truncada.

A figura 17c (estampa 2), mostra um eixo com terminação esporangial ramificada. Um esporângio dicotômico é mostrado na figura 11 (estampa 2).

As figuras 6 e 8d (estampa 1) e figura 17-4 mostram eixos ligados a uma base cormofítica de onde partem discretos rizóides.

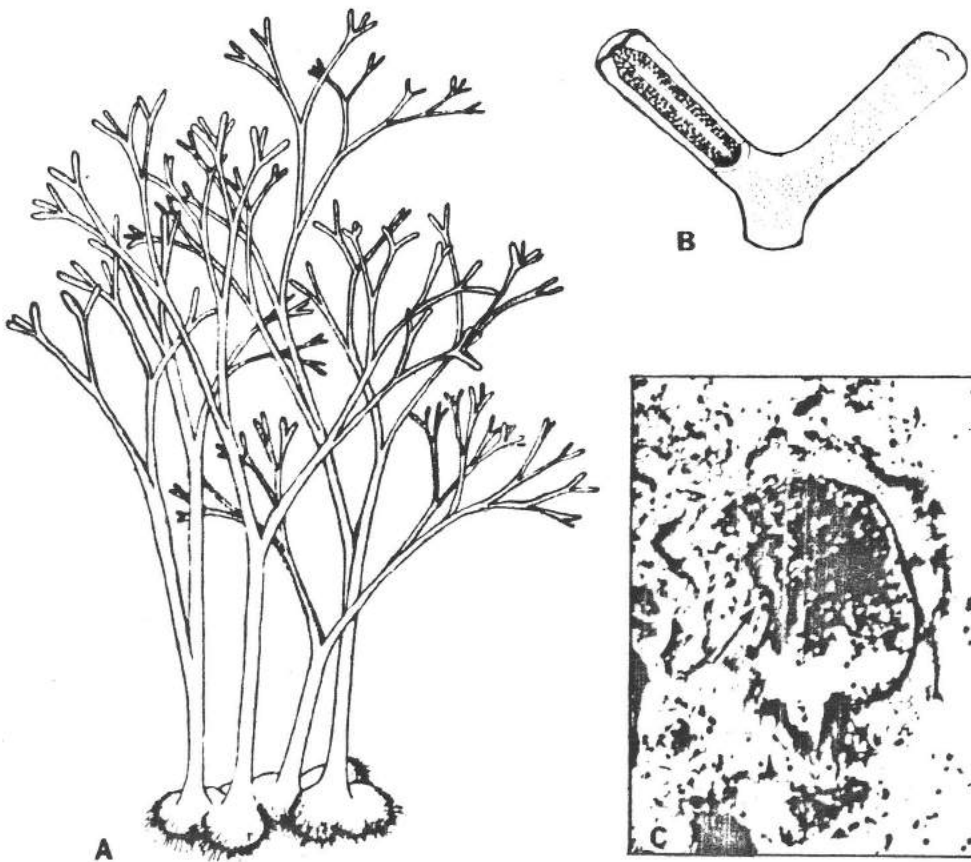
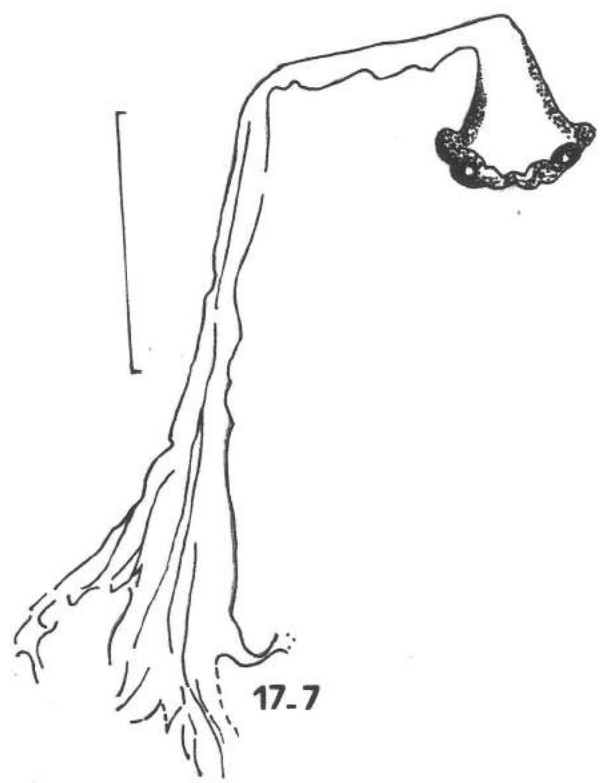
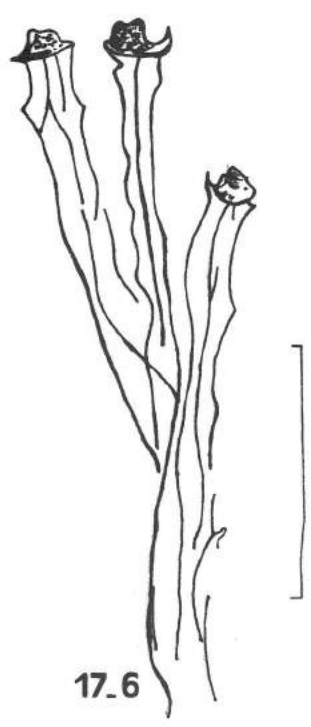
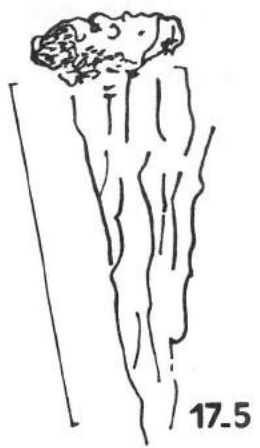
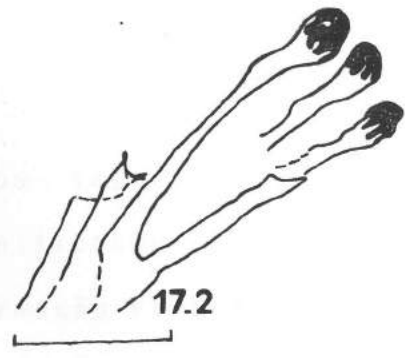
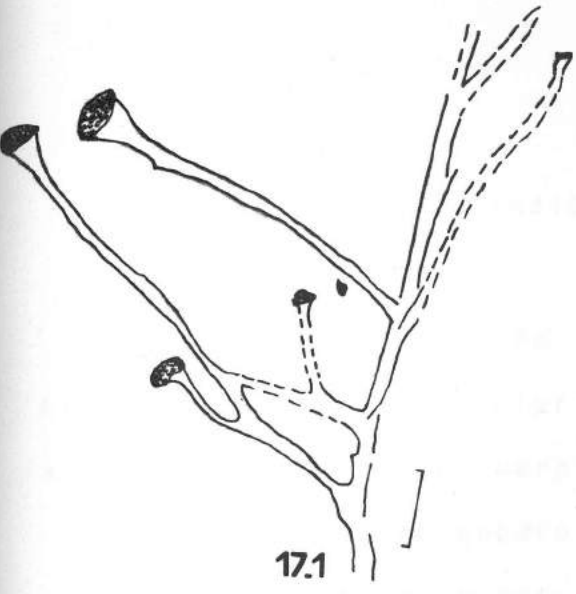


Figura 16 - Horneophyton lignieri. A. Reconstrução sugestiva da planta. B. Reconstrução do esporângio. C. Secção transversal do esporângio. X 15. (extraído de TAYLOR, 1983).



escalas = 0.5 cm

Figura 17
(extraído de MUSSA et al., 1990)

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A descoberta de restos vegetais relacionados às Rhyniophyta e a posterior classificação destes foi possível sugerir uma nova idade para a Formação Furnas.

Com base no quadro bioestratigráfico de BANKS (1980), proposto (com base) em megafósseis de plantas dos estratos do Siluriano Superior e Devoniano para o hemisfério norte, tentou-se uma comparação da assembléia de megafósseis encontrada nos afloramento Pisa e Jackson de Figueredo, com suas biozonas (Zona-Associação genéricas) do tipo II e III, tendo estas idade eodevoniana. Assim pode-se concluir que a deposição dos sedimentos da Formação Furnas perdurou todo o Eodevoniano (Emsiano) encerrando com a deposição dos fofleiros da Formação Ponta Grossa.

Em relação a natureza do contato entre as formações Furnas e Ponta Grossa, como já foi citado, existem duas propostas mais recentes: (1) na coluna de Gama Jr. et al. (1980) eles propõem uma seção em que não há hiato entre a deposição da Formação Furnas e a Formação Ponta Grossa, sendo o contato entre as duas formações concordantes, e assim consequentemente a idade da Formação Furnas seria eodevoniana; (2) na coluna de Zalán et al (1987) aparece um grande intervalo de tempo entre a deposição das formações em questão, o contato seria abrupto, sendo representativo de uma discordância e a idade da Formação Furnas seria então siluriana.

Baseando-se nas comparações bioestratigráficas, acima citada, e no estudo sedimentológico realizado nos

afloramentos, acredita-se que os estratos superiores da Formação Furnas estão relacionados geneticamente com os estratos basais da Formação Ponta Grossa subjacente.

Dentro do contexto paleoambiental, a assembléia de megafósseis vegetais encontrada, ocupavam sítios situados nas proximidades da linha de costa e como ressaltava Meyen (1987), estas plantas deveriam habitar um ambiente de elevada umidade ou mesmo submersas. Dentro da dinâmica de um sistema marinho transgressivo pode-se explicar a quebra brusca verificada entre os estratos das formações em questão na área estudada.

B BIBLIOGRAFIA

- ALGARTE, J. P.; DAITX, E. C.; CUNHA, H. C. S.; CAVALCANTE, J. C.; YAMAMOTO, K.; KAEFER, L. Q.; CHIEREGATI, L. A. - 1974 - Projeto Sudeste do Estado de São Paulo Relatório Geológico Final Folha de Castro-Parcial SF.22.X.A., vol. III, São Paulo, 151p..
- ALMEIDA, F.F.M. - 1980 - Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil - Relatório IPT/DMGA n. 14.091, São Paulo, 187p..
- BANKS, H. P. - 1980 - Floral Assemblages in the Siluro-Devonian. In: Dilcher, D. L. & Taylor, T. N.(editors) Biostratigraphy of Fossil Plants. Stroudsburg. Dowden, Hutchinson & Ross, Inc., pp. 1-24.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. & MARQUES FILHO, P. L. - 1966 - Considerações sobre a Formação Furnas. Bol. Paranaense de Geografia, (4/5):53-70. Curitiba.
- CANT, D. J. & WALKER, R. G. - 1976 - Development of a Braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. Canadian Journal Earth Sciences, 13(1):102-119.
- CAPUTO, M. V. & CROWELL, J. C. - 1985 - Migration of Glacial Centers across Gondwana during the Paleozoic Era. Geol. Soc. Am. Bull. 96: 1020-1036.

CORDANI, U.G.; NEVES, B.B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.;
FILHO, A.T.; CUNHA, F.M.B. - 1984 - Estudo Preliminar
de Integração do Pré-Cambriano com os Eventos
Tectônicos das Bacias Sedimentares Brasileiras.
Boletim Ciência Técnica Petróleo. Seção: Exploração de
Petróleo. Publicação nº 15. PETROBRÁS-CENPES-SINTEP,
Rio de Janeiro, p.12-20.

DAEMON, R.F. & QUADROS, L.P. - 1970 - Bioestratigrafia do
Neopaleozóico da Bacia do Paraná In: Congr. Bras.Geol.
24., Brasília, 1970, Anais...SBG. p. 355-412

EDWARDS, D. - 1973 - Devonian Floras. In: Hallan, A.
(editor), Atlas of Palaeobiogeography. Elsevier, p.105
-115

FIGUEIREDO, A. M. F. - 1985 - Geologia das Bacias Bras-
ileiras. In: Schlumberger, Avaliação de Formações no
Brasil, 1985, DEPEX, PETROBRÁS. p.19-110.

FIGUEIREDO, A. M. F. & RAJA GABAGLIA, G. P. - 1986 - Sis-
tema Classificatório Aplicado às Bacias Sedimentares
Brasileiras. Rev. Bras. de Geociências 16(4): 350-369,
dezembro de 1986.

FÚFARO, U.J.; SAAD, A.R.; SANTOS, M. V.; VIANNA, R.B. -
1982 - Compartimentação e Evolução Tectônica da Bacia
do Paraná. Rev. Bras. Geoc., 12:590-611.

- GAMA JR., E.C.; BANDEIRA JR., A.N.; FRANÇA, A.B. - 1982 - Distribuição Espacial e Temporal das Unidades Litoestratigráficas Paleozóicas na Parte Central da Bacia do Paraná. Rev. Bras. Geoc., 12:578-589.
- GENSEL, P. - 1977 - Morphologic and Taxonomic Relationships of the Psilotaceae Relative to Evolutionary Lines in Early Land Vascular Plants. *Crittonia*, 29:14-29.
- KLEMME, H.D. - 1980 - Petroleum basins classification and characteristic. *J. Petr. Geol.*, 3(2):187-207.
- LANGE, F. W. & PETRI, S. - 1967 - The Devonian of the Paraná Basin. *Boletim Paranaense de Geociências*, 21-22):5-55.
- MENDES, J. C. - 1988 - Paleontologia Básica. Ed. da Universidade de São Paulo. p. 23-57.
- MIALL, A.D. - 1976 - Paleocurrent and Paleohidrologic analysis of some vertical profiles through a Cretaceous braided stream deposit, Banks Island, Arctic Canada. *Sedimentology*, 23:459-483.
- MUSSA, D.; RODRIGUES, M.A.C.; BORGHI, L.; BERGAMASCHI, S.; SCHUBERT, G. e PEREIRA, E. - 1991 - Caracterização Preliminar da Tafoflora Eodevoniana da Formação Furnas, Município de Jaguariaíva, PR (no prelo).

NORTHFLEET, A.; MEDEIROS, R.A.; MUHLMANN, H. - 1969 -
Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná.
Bol. T. C. PETROBRÁS.

OLIVEIRA, E. P. DE - 1912 - Terreno Devoniano no sul do
Brasil. Annals da Escola de Minas de Ouro Preto,
14:13-41.

PEREIRA, E. & BERGAMASCHI, S. - 1988 - Análise
Faciológica, Interpretação Ambiental e estudo das
Relações Estratigráficas da Formação Furnas no Bordo
Leste da Bacia do Paraná. Relatório do Estágio de
Campo IV. UFRJ.

PETRI, S. & FÚLFARO, V. J. - 1966 - Contribuição à
Geologia das Regiões de Jaguariaíva e Lamedor, Paraná
Bol. Soc. Bras. Geol. v.15, n.1, p. 33-48.

PETRI, S. & FÚLFARO, V. J. - 1988 - Geologia do Brasil.
Editora da Universidade de São Paulo. São Paulo.
631 p..

RAAF, J. F. M.; READING, H. G.; WALKER, R. G. - 1965 -
Cyclic sedimentation in the Lower Westphalian of North
Devon, England. Sedimentology, (4):167-190.

- RAJA GABAGLIA, G. P. & MILANI, E. J. - 1990 - Origem e Evolução das Bacias Sedimentares. Ed. Gávea: R. Redisch Prog. Visual Prod. Gráf. e Editoração: PETROBRÁS, 1990.
- RODRIGUES, M.C.A.; BORGHI, L. F. & SCHUBERT, G. - 1988a - Novas ocorrências de Ichnofóssies na Formação Furnas, no bordo leste da Bacia do Paraná. Anais da Academia Brasileira de Ciências (no prelo).
- RODRIGUES, M.C.A.; PEREIRA, E. & BERGAMASCHI, S. - 1989 - Ocorrência de Psilophytales na Formação Furnas, bordo leste da Bacia do Paraná. Bol. IG-USP, Publ. Esp., 7:1-25.
- SANDFORD, R. M. & LANGE, F.W. -1960- Basin study approach to oil evaluation of Paraná miogeosynclin, South Brazil. Am. Assoc. Petrol. Geol., 44: 1316-1370.
- SCHENEIDER, R. L.; MURHLAMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F. & NOGUEIRA, A.A. - 1974 - Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: Cong Bras. Geol., 28 Porto Alegre, 1974. SBG, Vol.1, pp. 41-66.

SCHUBERT, G. & BORGHI, L.F. - 1989 - Estudo Faciológico da Formação Furnas (região de Ponta Grossa, Pr.) baseado em análise de dados direcionais de transporte: implicações paleogeográficas e paleodeposicionais. Rio de Janeiro, Relatório de Estágio de Campo IV-D, Inst. Geociências/UFRJ.

STEWART, W.N. - 1983 - Paleobotany and Evolution of Plants. Press Syndicate of the University of Cambridge 53-59p. e 67-83p..

TAYLOR, T. N. - 1983 - Paleobotany: Early Vascular Plants. New York: McGraw-Hill. p.92-120.

TIFFNEY, B. -1985- Geological Factors and the Evolution of Plants. Yale University Press, pp. 1-10.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; VIEIRA, I.S.;
ASTOLFI, M.A.M.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. - 1987 - A Divisão Tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. Rev. Bras. Geoc. 17: 242-252.

ANEXO I

EXPLICAÇÃO DAS ESTAMPAS

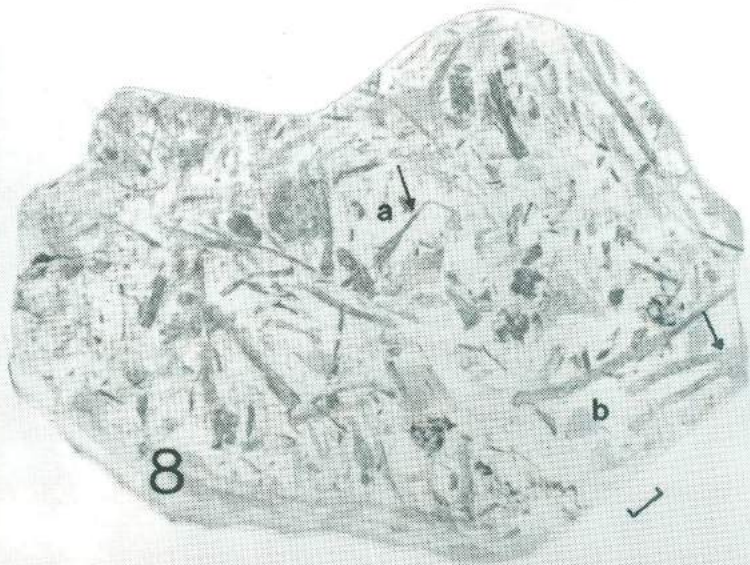
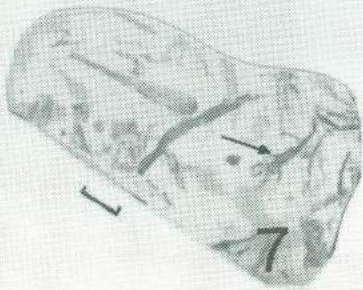
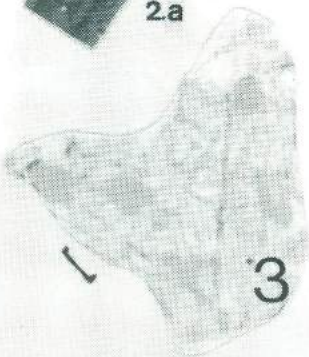
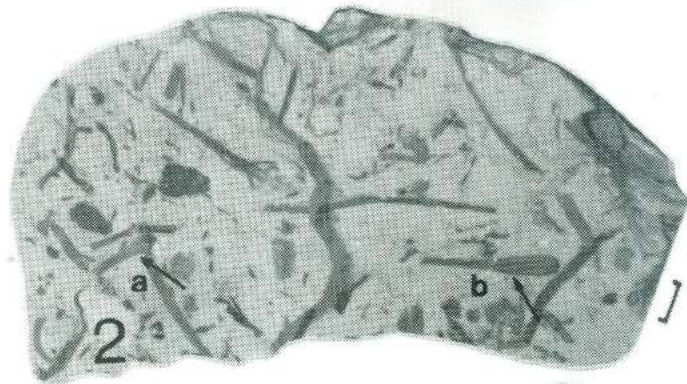
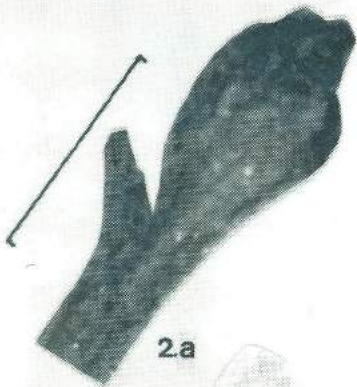
ESTAMPA 1

- Fig. 1: Eixos dicotômicos pseudomonopodiais (1 e 1.a: 1761-Pb e 1.b: 1762-Pb)
- Fig. 2: Eixos lisos com esporângios fusiformes terminais (2, 2.a e 2.b: 1783-Pb)
- Fig. 3: Eixos dicotômicos com esporângio tipo Cooksonia sp. (1782-Pb)
- Fig. 4: Eixos dicotômicos com esporângios terminais (1771-Pb)
- Fig. 5: Eixos dicotômicos com esporângio tipo Cooksonia sp. (1770-Pb)
- Fig. 6: Eixo ligado a uma base cormofítica (1778-Pb)
- Fig. 7: Eixo estriado com a parte basal rizomórfica (1783-Pb)
- Fig. 8: Espécime inteiro com gametangióforo terminal(a); eixo dicotômico simples (b) e esporângio alongado (c), (1764-Pb)

ESTAMPA 2

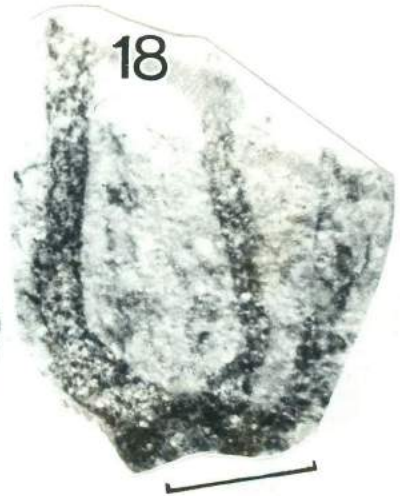
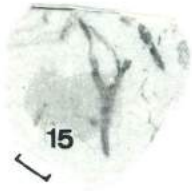
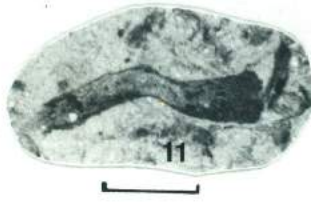
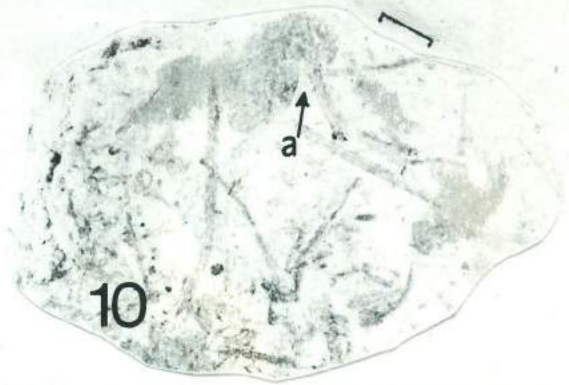
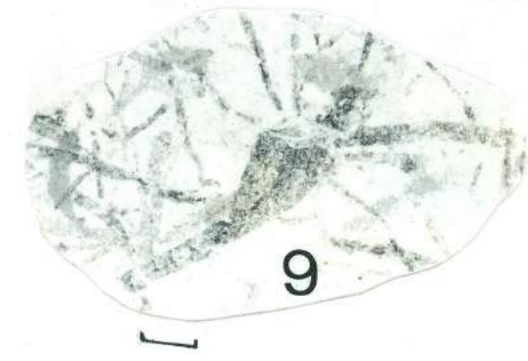
- Figs. 9 e 12: Gametangióforos (?) (1779-Pb)
- Fig. 10: (1779-Pb)
- Fig. 11: Esporângio dicotômico (1780-Pb)
- Fig. 13: Eixo com esporângio terminal truncado (1783-Pb)
- Fig. 14: Corpúsculo esferioidal (1764-Pb)
- Fig. 15: Eixo dicotômico simples (1763-Pb)
- Fig. 16: Eixo dicotômico simples (1176-Pb)
- Fig. 17: Gametangióforo (a); eixo dicotômico simples (b); esporângio ramificado (Horneophyton sp.) (1763-Pb)
- Fig. 18: Eixo com ramificações em forma de "U" (1766-Pb)

ESTAMPA 1



escalas = 0.5 cm

ESTAMPA 2



escalas = 0.5 cm

ANEXO II

AMBIENTE
SEDIM.
FOSSÉS

MARINHO - RASO	TURBIDITOS "LAGUNARES"	RESTOS VEGETAIS
		FLÚVIO - DELTAICO



Foto 1 - Afloramento "pisa" mostrando as três assembléias de fácies encontradas.



Foto 2 - Afloramento mostrando uma estrutura de canal no arenito Furnas sobreposto pela seção turbidítica. Os megafósseis vegetais são encontrados nos níveis mais silticos (indicado pela seta) que se intercalam no pacote arenítico.

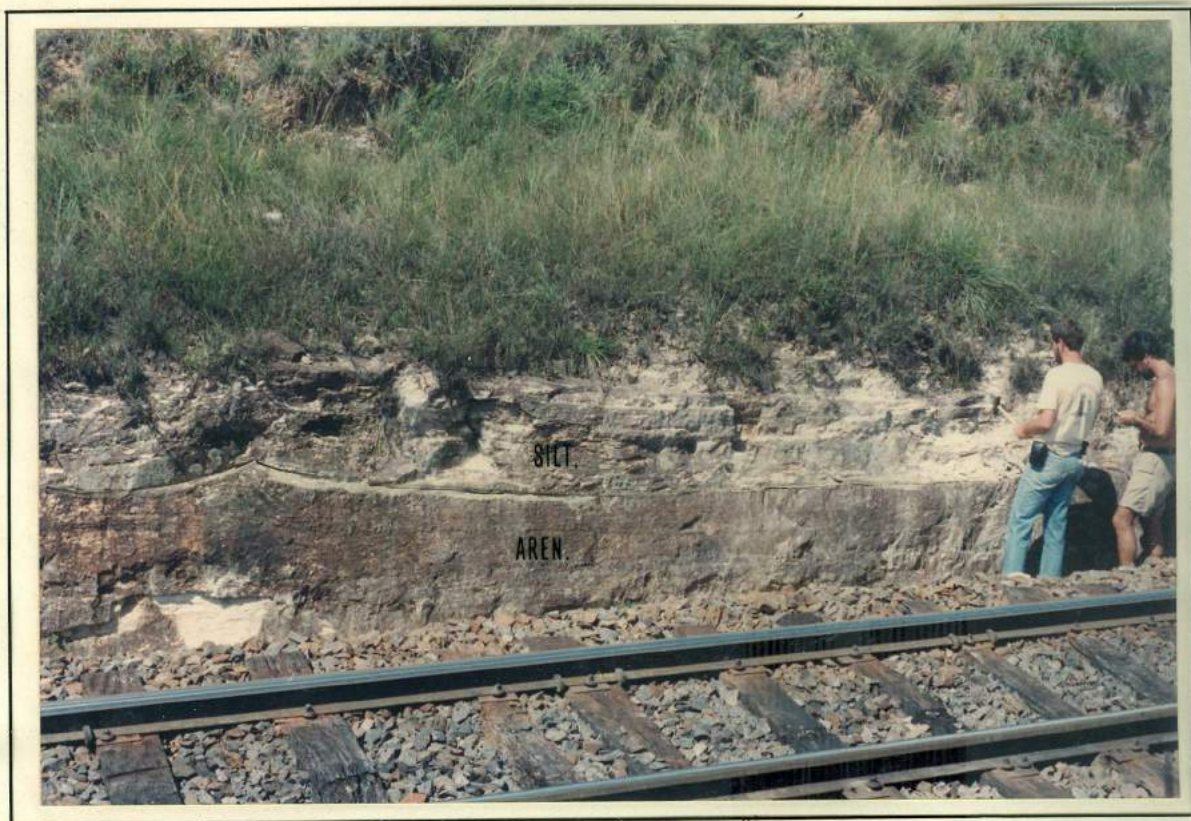


Foto 3 - Afloramento "Jackson de Figueredo" - mostrando a assembléia de fácies lagunar..



Foto 4 - Detalhe da foto anterior, mostrando os níveis mais silticos, portadores da assembléia de megafósseis vegetais (seta).