UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005105

FÁCIES E AMBIENTES DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO
PIAUI (PENSILVANIANO), BACIA DO PARNAÍBA.

Francisco Pinheiro Lima Filho

Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos Rocha-Campos

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO EXAMINADORA

	nome	ass.
Presidente:	Dr. A.C.Rocha-Campos	
Examinadores:	Dr. P.R.dos Santos	
	Dr. P.C.Souares	

SÃO PAULO
1991

A Moema Lima com amor

ÍNDICE

RESUMO.....	i
ABSTRACT.....	ii
AGRADECIMENTOS.....	iii
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1- Generalidades.....	1
1.2- A informação Paleontológica.....	4
1.3- Paleogeografia.....	6
1.4- Problemas Estratigráficos e Abordagens.....	7
2- OBJETIVOS E METODOLOGIA.....	9
2.1- Litoestratigrafia.....	9
2.2- Gênese.....	10
2.3- Metodologia Adotada.....	10
2.3.1- Levantamento bibliográfico.....	10
2.3.2- Descrição dos Testemunho de Sondagens.....	11
2.3.3- Trabalho de Campo.....	12
2.3.4- Laboratório e Gabinete.....	13
3. ARCABOUÇO TECTÔNICO DA BACIA DO PARNAÍBA: SINÓPSE.....	16
4. LITOESTRATIGRAFIA E AMBIENTES DEPOSICIONAIS DO PALEOZOÍ- CO.....	21
4.1- Grupo Serra Grande.....	21
4.2- Grupo Canindé.....	23
4.3- Grupo Balsas.....	27
5- CONDICIONAMENTO TECTÔNICO DURANTE O CARBONÍFERO.....	28
6- ESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO PIAUÍ.....	33
6.1-Contato Poti/Piauí.....	33
6.2-Contato Piauí/Pedra de Fogo.....	38
7- SISTEMAS DEPOSICIONAIS.....	41
7.1-Idade.....	42

7.2-Ambiente Depositional.....	43
7.2.1-Sistema Desértico.....	43
7.2.2-Sistema Deltáico.....	54
7.2.3-Sequência Carbonática Marinha Rasa.....	67
7.2.4-Prováveis Relações entre os Sistemas Depo- sicionais.....	112
8- BACIA EVAPORÍTICA.....	117
8.1- Modelo de Bacia Evaporítica para a Formação Piauí.....	122
9- REFERÊNCIAS.....	126.

RESUMO

O objetivo desta dissertação é contribuir para a caracterização e interpretação das fácies e ambientes de sedimentação da Formação Piauí, Pensilvaniano (Morrowano-Atokano), Bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil. Os dados obtidos através da análise de testemunhos de sondagens, registros geofísicos de poços, mapas de litofácies, medições de paleocorrentes, do uso de técnicas de leitura de fácies e de petrografia sedimentar indicam que a Formação Piauí, unidade da parte inferior da sequência pensilvaniana-permo-triássica da Bacia do Parnaíba, depositou-se sob condições gerais áridas, configurando um extenso deserto interior, associado a uma bacia marinha evaporítica. Sistemas deposicionais típicos dos ambientes identificados incluem: eólico (campos de dunas, zonas de interduna seca e úmida), lacustre (lagos efêmeros), fluvial (*wadis* e lobos de suspensão), que se alternam, em afloramentos da borda leste da bacia, com fácies características de sistema deltáico (frente deltáica e pró-delta). Em direção à parte interna da Bacia do Parnaíba, passam a predominar os depósitos marinhos evaporíticos, representados por sequências cíclicas de folhelho, carbonato e anidrita. No contexto deposicional e paleogeográfico acima, interpretam-se os calcários fossilíferos da parte superior da Formação Piauí (Mocambo, Contendas, Meruoca, Carimã, Vidalgo e Boa Esperança) como sedimentos de plataforma carbonática ou lagunar, em parte, pelo menos, retrabalhados por ondas de tempestade. As relações espaciais entre os diferentes sistemas não são ainda completamente conhecidas. Na porção inferior da Formação Piauí, nota-se a predominância de fácies eólicas no sul; deltáicas no leste, e carbonáticas e evaporíticas no nordeste da Bacia do Parnaíba. Depósitos litorâneos e pelíticos de plataforma ocorrem no noroeste da bacia, passando, na sua porção central, a fácies evaporíticas. Do ponto de vista litoestratigráfico, são redefinidos os limites inferior e superior da Formação Piauí, em subsuperfície.

ABSTRACT

The objective of this dissertation is to contribute to the characterization and interpretation of facies and environments of deposition of the Piauí Formation, Pennsylvanian (Morrowan-Atokan), Parnaíba Basin, Northeastern Brazil. Data obtained through the analysis of well cores, geophysical records, lithofacies maps, paleocurrents measurements and the use of facies-reading and sedimentary petrography techniques indicate that the Piauí Formation, in the lower part of the Pennsylvanian-Permian-Triassic sequence of the Parnaíba Basin, was deposited under widespread arid conditions, in an extensive interior desert associated with an evaporitic marine basin. Typical sedimentary systems of these environments identified are: aeolian (dune fields, wet and dry interdune zones), lacustrine (ephemeral lakes), fluvial (wadis and suspension lobes), which alternate in outcrops along the eastern margin of the basin with facies characteristic of a deltaic system (delta front and prodelta). Toward the internal portion of the Parnaíba Basin, evaporitic marine deposits represented by cyclic sequences of shale, carbonate and anhydrite predominate. Within the above depositional paleogeographical context, the fossiliferous carbonates of the upper part of the Piauí Formation (Mocambo, Contendas, Meruoca, Carimã, Vidalgo e Boa Esperança) are interpreted as carbonate platform or lagunal deposits, at least partially reworked by storms. The spatial distribution of the different systems is not yet completely understood. In the lower part of the Piauí Formation, aeolian facies predominate to the south; deltaic to the east; carbonatic and evaporitic to the northeast and seashore facies to the northwest of the Parnaíba Basin. The latter pass towards the central portion, of the basin to dominantly evaporitic sediments. From the lithostratigraphic point of view the lower and upper boundaries of the Piauí Formation, in subsurface, are redefined.

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Doutor Antonio Carlos Rocha-Campos pela orientação oferecida durante toda a elaboração do presente trabalho e, sobretudo, pelo esforço concentrado dispendido na sua etapa final, sem o que a dissertação não teria sido concluída em prazo tão exíguo, nem teria adquirido a forma atual.

Ao Professor Rodi Ávila Medeiro (Universidade do Vale dos Sinos-UNISINOS) pela paciência durante longas e esclarecedoras discussões sobre sistemas deposicionais, interpretação de perfis elétricos/radioativos e sugestão de afloramentos da Formação Piauí a serem visitados.

Ao Professor Doutor Paulo Roberto Santos, pelo atendimento a freqüentes consultas em todas etapas deste trabalho, fornecimento de boa parte da bibliografia consultada, como também pela leitura crítica do texto final do exame de qualificação.

Ao Geólogo Ciro Jorge Appi, pela orientação oferecida durante quatro meses no "Estágio Supervisionado para Pós-graduando", envolvendo a descrição de testemunhos de sondagem da Formação Piauí, realizada no CENPES/PETROBRÁS e pelas valiosas discussões sobre os sistemas deposicionais da da formação estudada.

Aos Professores Eva Batista Caldas e Luis Bianchi da Universidade Federal do Ceará (UFC), por permitirem minha participação em suas excursões didáticas à Bacia do Parnaíba, em várias oportunidades aproveitadas como etapas de trabalhos de campo, e pelos constantes incentivo e críticas ao longo do período do mestrado.

Ao Geólogo Renato Senna de Carvalho, PETROBRÁS, pela ajuda na interpretação dos perfis elétricos/radioativos e pelas excelentes discussões sobre modelos evaporíticos, aqui propostos.

Ao Geólogo Carlos Emanuel Souza Cruz e aos técnicos de geologia do CENPES e DENOR (PETROBRÁS), pela valiosa cooperação durante as duas etapas de descrição de testemunhos, como aos Geólogos Ademar B. e Silva e Epitácio Pedrosa (DENOR), pelo fornecimento de dados de linhas sísmicas.

Aos Professores Eva Batista Caldas, Raimundo Mariano Castelo Branco (UFC), ao Geólogo Luis Parente e aos meus queridos irmãos James Lima e Ricardo Lima, pela inestimável ajuda nas várias etapas de campo.

Ao colega pós-graduando José Augusto Pedreira (CPRM), pelas correções, críticas e sugestões ao texto do exame de qualificação, na parte referente a sequência carbonática marinha rasa e frequentes consultas sobre o sistema eólico.

Ao colega pós-graduando Wilson Lanzarini (PETROBRÁS) pela ajuda na primeira fase de interpretação de testemunhos, leitura crítica do texto final referente ao ambiente desértico, e por permitir livre acesso à sua biblioteca particular.

Ao Geólogo Adali Ricardo Spadini (PETROBRÁS), pela colaboração na descrição e interpretação das microfácies carbonáticas e fotografias das seções delgadas.

A colega pós-graduanda Célia R. de Gouveia Souza, pelas informações sobre ambiente litorâneo recente e fornecimento de vasta bibliografia.

Aos Professores Doutores Benjamim Bley de Brito Neves e Edilton José dos Santos pela leitura crítica do capítulo "Evolução tectônica".

A colega pós-graduanda Harmy Takiya, pelo empréstimo do programa "trend surface analysis", bem como pela ajuda na sua utilização e discussão dos resultados.

Ao Doutor Peter MacAlister pelo apoio durante a obtenção dos créditos.

Ao Professor Doutor Murilo Rodolfo de Lima, pelas análises palinológicas.

Ao Professor Doutor Daniel Atencio, pelas análises de argilas através de raios X.

Ao DNPM, em nome do geólogo José Ferreira de Sousa (ex-diretor do escritório regional Piauí-Ceará), pelo apoio a uma das etapas de campo.

As Bibliotecárias Rosa Teresa T. Plaza e Maria Aparecida Bezerra (Cida), pela revisão das referências bibliográficas e pelo eficiente funcionamento da biblioteca do IG-USP, tão necessário ao nosso desempenho.

Aos técnicos Jayme Alves da Silva e Dalton Machado da Silva e demais funcionários da gráfica do IG/USP.

Aos técnicos Elias Pereira e Sonia G. C. Vieira, pela presteza e perícia na execução das "sempre urgentes" cópias xerox.

Aos técnicos Srtas. Ivone Sonoki, Helen Sonoki e Sr. André Lissarrague, do Centro de Pesquisas Geocronológicas, IG/USP, pela simpatia com que nos socorreram em relação a problemas de microcomputação.

As secretárias do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, IG/USP, Srta. Luzia Sonia Candeo e Sra. Maria Luícia B. Ciccone, pelo atendimento cotidiano sempre gentil e solícito.

Aos colegas pós-graduandos Rafael G. Martins Neto e Arnaldo Alcover Neto, pelo auxílio na confecção de desenhos, de última hora, mas de excelente qualidade.

Aos colegas pós-graduandos José Antonio Beltrão Sabadia e Claudio Pires Florencio, pela leitura crítica de partes do texto desta dissertação e freqüentes "discussões geológicas".

A Eliane Kikumoto pela colaboração ao longo da fase de disciplinas.

Aos colegas pós-graduandos Rosely A. L. Imbernon, Cristina Simonetti, Fresia S. R. Torres, Silvia Gaion, Rafael G. Martins Neto, Arnaldo Alcover Neto, Katia F. Barbosa, Marcelo G. Simões e Wilson Lanzarini que constituíram um verdadeiro "grupo de apoio", de inestimável ajuda na crítica fase final de elaboração deste documento.

A colega pós-graduanda Maria Luíza Carvalho e Silva, responsável também pelo cumprimento dos "inflexíveis" prazos, pela "arte final" no computador e pelos desenhos.

Ao colega, precocemente desaparecido, pós-graduando José Henrique Ciguel, pelo seu exemplo de profissional dedicado e íntegro.

Aos Professores Doutores Antonio Carlos Rocha Campos, Kenitiro Suguio, Vicente José Fulfaro, Benjamim Bley de Brito Neves, Paulo Roberto Santos, Rodi Medeiros e Setembrino Petri pelo atendimento constante às mais variadas solicitações e contribuição à minha formação como geólogo.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e tecnológico, pelo fornecimento de bolsa de estudos que permitiu minha sobrevivência, durante o período do mestrado.

A PETROBRÁS, na pessoa do Geólogo Mariano Stamato, pela permissão para a utilização de dados pertencentes à empresa, como também à gentileza e interesse demonstrados durante a execução da pesquisa e solicitude em contribuir para o seu perfeito desenvolvimento.

Ao meu querido irmão Telson Lima, pelo gentil oferecimento de passagens aéreas e custeio da estada em Belém, PA, na segunda etapa de descrição de testemunhos de sondagens, e à minha mãe Moema Lima, pelo financiamento da última etapa de trabalho de campo e dos custos da confecção do presente documento.

Gostaria enfim, de agradecer a todos, envolvidos direta ou indiretamente no projeto de dissertação que por falha de memória não tenha citado nominalmente acima.

1- INTRODUÇÃO.

1.1. Generalidades

A ocorrência de camadas de calcário contendo variada fauna de invertebrados marinhos, constituída especialmente de bivalves, gastrópodes, cefalópodes, braquiópodes, trilobites e crinóides, além de conodontes, foraminíferos e outros microfósseis, na Formação Piauí, Neopaleozóico da Bacia do Parnaíba, a maior parte ainda não descrita, é conhecida de longa data (DUARTE, 1936; KEGEL, 1951; KEGEL & COSTA, 1951; MESNER & WOOLDRIDGE, 1964; CAMPANHA & ROCHA-CAMPOS, 1979; ASSIS, 1980).

A Formação Piauí corresponde a uma sequência sedimentar predominantemente clástica, extensamente desenvolvida na bacia, aflorante numa faixa ampla e quase contínua, ao longo das margens oriental e sul, e descontinuamente na sua margem ocidental (Fig.7.3) onde os afloramentos estão subdivididos por falhas (KEGEL, 1951; KEGEL & COSTA, 1951; MESNER & WOOLDRIDGE, 1964; ANDRADE & DAEMON, 1974; SUGUIO & FULFARO, 1977; CAMPANHA & ROCHA-CAMPOS, 1979; ASSIS, 1980). Em subsuperfície, a espessura máxima da Formação Piauí em poços da PETROBRAS é de 346 m (AGUIAR, 1971). A unidade estende-se por toda porção central da bacia (MESNER & WOOLDRIDGE, 1964) e apresenta seus melhores afloramento na borda leste.

MESNER & WOOLDRIDGE (1964) e autores subsequentes (e.g., AGUIAR, 1971) subdividiram a Formação Piauí em duas porções, a inferior constituída de arenitos róseos e vermelhos e folhelhos vermelhos, e a superior, em que se alternam folhelhos verdes e vermelhos e finas camadas de anidrita, dolomito róseos e calcários cinza esbraquiçados ou avermelhados, marinhos, fossilíferos.

Com exceção dessa informação generalizada, pouco se conhece a respeito da distribuição geográfica e relações estratigráficas, variação de espessura e pormenores das fácies e dos ambientes de sedimentação dos calcários marinhos. Eles afloram particularmente no setor nordeste da bacia, ao norte de

Teresina, onde recebem nomes particulares, tais como, Mocambo, Contendas, Meruoca (KEGEL, 1951), a partir dos locais onde se situam pedreiras, que desde há muito são aproveitadas para a indústria caieira local (Fig.1.1).

Segundo MESNER & WOOLDRIDGE (1964), a Formação Piauí representaria uma sequência predominantemente continental, depositada em condições áridas e ocasionalmente desérticas, conforme demonstram os arenitos com estratificação cruzada eólica, de grãos foscos, e a presença de ventifactos, intercalados com depósitos fluviais. Na parte superior da formação, as condições áridas parecem se acentuar, haja vista a presença de delgadas camadas de anidrita e de carbonatos (calcário e dolomitas) associados às camadas vermelhas (folhelhos e arenitos), as quais se associam os calcários fossilíferos, que ao que tudo indica, representariam uma transgressão curta, marginal, ocorrida já no final da deposição da Formação Piauí.

Em âmbito regional, o mapa de litofácies disponível de MESNER & WOOLDRIDGE (1964) indica um aumento consistente dos clastos finos de SE para NW. A mesma tendência de diminuição das espessuras de areia e aumento de folhelhos, associadamente ao número de intercalações de calcário e sílex em direção NW é apontada por AGUIAR (1971).

Esse quadro, embora reconhecidamente generalizado, poderia, portanto, indicar que a margem da bacia situar-se-ia junto a atual borda NE da faixa de afloramento, onde os calcários marinhos parecem também ser frequentes. Assim, como hipótese inicial, pode-se especular que os carbonatos representariam depósitos de uma área marinha rasa, onde o afluxo de clásticos teria sido limitado, ou ainda uma espécie de plataforma carbonática, à qual poderiam estar relacionadas lagunas hipersalinas, onde a anidrita, sob forma de gipsita, ter-se-ia depositado.

Fig.1.1- Localização dos calcários da borda leste da Bacia do Parnaíba, Folhas José de Freitas e Campo maior, 1: 100.000, SUDENE, 1977.

1.2-A Informação Paleontológica

A hipótese acima delineada é aparentemente consistente com as informações de biofácies derivadas de uma avaliação paleoecológica geral dos fósseis. As assembléias encontradas nos calcários Contendas e Mocambo são formadas predominantemente por espécies de bivalves (73%), seguindo-se, em ordem de importância, os gastrópodes, cefalópodes, braquiópodes, trilobites, briozoários e crinóides. Os megafósseis incluem, portanto, predominantemente espécies conchíferas bentônicas, de águas rasas, de plataforma interna, às quais se associam algumas formas nectônicas, tais como os cefalópodes. Dentre os bivalves, a espécie mais abundante, atribuída a *Wilkingia terminalis* Hall, é provavelmente uma forma de infauna, que escavava a lama calcária do fundo marinho. Segundo J. E. Farjallat (informação oral), esta espécie, que normalmente ocorre com as duas valvas conjugadas, foi observada em provável posição de vida em afloramento do Calcário Mocambo.

Quanto aos microfósseis, CAMPANHA & ROCHA-CAMPOS (1979) referem-se à presença, nos calcários, de uma assembléia de conodontes dominada pelas espécies *Lavusgnathus lautus* Gunnel, *Idiogonathodus magnificus* Stauffer & Plummer, *Gonathodus bassleri* (Harris & Hollingsworth) etc., associados a uma variada fauna de foraminíferos arenáceos, incluindo *Glomospira articulosa* (Plummer) e *Orthoventella* sp., equinodermos, anelídeos, ostracodes, briozoários esponjas, micromoluscos etc. Os conodontes têm sua amplitude restrita ao Pensilvaniano Médio e os foraminíferos abrangem o intervalo do Pensilvaniano ao Permiano.

Várias evidências microfaunísticas indicam que os calcários fossilíferos da Formação Piauí, aflorantes na borda leste da Bacia do Parnaíba, foram depositados em ambiente marinho de águas rasas. A predominância de foraminíferos arenáceos e calcários, além dos conodontes, e sua associação com representantes de vários grupos de micro e megafósseis exclusivamente marinhos, a própria diversidade faunística, apontam inegavelmente, para esse tipo de ambiente deposicional. Foraminíferos arenáceos parecem ser mais característicos de associações relacionadas com

condições de águas rasas, de mares regressivos. Sua presença associada a fusulinídeos, em calcários, indica que teriam podido tolerar também águas mais profundas de fase transgressiva (IRELAND, 1956, in: GUTSCHICK & TRECKMAN, 1959). No presente caso, os fusulinídeos não foram ainda definitivamente, constatados nas amostras estudadas.

Evidências adicionais de condições marinhas rasas são fornecidas pela ocorrência dos foraminíferos *Endothyra* e do gênero incrustante *Calcitonella* (HENBST, 1958; TOOMEY & WINLAND, 1973). O primeiro parece ter preferido condições ambientais próximas ou dentro da zona fótica, e o segundo restringia-se a áreas de plataforma ou de bancos costeiros protegidos.

De particular importância para o entendimento das condições ambientais prevaescentes durante a sedimentação dos calcários é a presença e relativa abundância de espécies de *Cavusgnathus* na microfauna de conodontes. As assembléias contendo esse gênero de plataforma refletem, de modo geral, condições de águas marinhas, moderadamente rasas a rasas, ou mesmo intermarés, junto à costa, de nível energético e salinidade variáveis (MERRIL & BITTER, 1976).

A idade neocarbonífera atualmente aceita para a Formação Piauí baseou-se inicialmente na similaridade, reconhecida por DUARTE (1936), entre alguns braquiópodes e moluscos identificados em afloramentos e sondagem executadas pelo antigo Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, em Teresina, Piauí, em 1933, e espécies de faunas carboníferas do hemisfério norte e da Amazônia (DERBY, 1894). KEGEL (1951) verificou também a afinidade geral entre as formas carboníferas das duas grandes bacias paleozóicas brasileiras, com base em coleções obtidas por DEQUECH (1949) em Contendas e Mocambo, Piauí. Do Calcário Mocambo, KEGEL (1951) descreveu ainda o trilobite *Phillipsia (Ameura) plummeri* (= *Phillipsia plummeri*) e KEGEL & COSTA (1951), bivalve (*Aviculopecten trichotomus*), que compararam com espécies do Pensilvaniano da América do Norte. Mais recentemente, dados palinológicos não publicados (MULLER, 1962, in MESNER & WOOLDRIDGE, 1964), confirmaram esta determinação geral de idade com base na megafauna.

Com relação à microfauna de conodontes, indica esta uma idade eo-mesopensilvaniana para os calcários da Formação Piauí. As espécies identificadas na Bacia do Parnaíba são exatamente as mesmas das assembléias da Formação Itaituba, na maior parte ainda não descrita (TENGAN, et al., 1976).

A composição da assembléia é, portanto, compatível com as ideias acima esboçadas sobre as características ambientais gerais de deposição dos calcários marinhos fossilíferos.

1.3- Paleogeografia

Outro aspecto relevante da história sedimentar da Formação Piauí refere-se à possível origem da transgressão marinha responsável pela deposição dos calcários fossilíferos.

As informações de distribuição de litofácies acima referidas são indicativas no geral de aumento das condições marinhas para NW, em direção à fronteira com o Pará, e, portanto, à Bacia do Amazonas.

As similaridades faunísticas entre as faunas marinhas da Formação Piauí e as da Formação Itaituba já foram apontadas por muitos autores (MENDES, 1966; CAMPANHA & ROCHA-CAMPOS, 1979; ASSIS, 1980).

De acordo com CAMPANHA & ROCHA-CAMPOS (1979), as assembléias de conodontes que ocorrem na Formação Piauí são idênticas às da Formação Itaituba, Bacia do Amazonas. Do ponto de vista global, contudo, enquanto os braquiópodes são os fósseis mais abundantes na Formação Itaituba, os moluscos e particularmente os bivalves, predominam na Formação Piauí, exceto nos calcários da Fazenda Esperança onde ocorrem pelo menos quatro gêneros de braquiópodes, os quais predominam sobre os outros grupos, uma diferença de composição faunística que não discorda da concepção paleogeográfica e da evolução ambiental acima comentada. Adicionalmente, vale mencionar que enquanto os fósseis da Formação Itaituba (braquiópodes, moluscos, corais, briozoários, etc.) apresentam-se silicificados, a fauna da Formação Piauí está representada por moldes internos e externos, evidenciando

diferenças na história tafonômica das duas áreas, faz-se restrição também ao Calcário Contendas, na porção superior, onde ocorrem silicificados. É, portanto, provável que as bacias do Amazonas e Parnaíba tenham estado conectadas durante o Neocarbonífero, através de ligação marinha situada na parte noroeste da Bacia do Parnaíba.

Os afloramentos e a paleontologia neste área são ainda mal conhecidas. SUGUIO & FULFARO (1977), registraram a ocorrência de finas camadas calcárias que atribuem à Formação Piauí, junto a Marabá, Estado do Pará. Além da microfauna registrada por CAMPANHA & ROCHA-CAMPOS (1979), aqueles autores referem-se ainda a presença de productóides pequenos, silicificados, em margas com concentrações alternadas de calcário e argila.

1.4-Problemas Estratigráficos e Abordagens.

Com o decorrer do presente trabalho, os principais resultados colhidos mostraram ser necessário um reajuste na abrangência e enfoque do projeto, antes grandemente restrito ao estudo dos carbonatos, e a incorporação de novos conceitos e metodologias, que sem alterar a essência da pesquisa, vieram a enriquece-la e permitir um tratamento mais objetivo dos antigos e novos problemas, que passo a discutir.

Observações iniciais de campo confirmaram, desde logo, o caráter geograficamente restrito dos afloramentos de calcários, limitados às áreas das pedreiras de extração, geralmente com pequenos desníveis topográficos, todos no Município de José de Freitas, PI (Fig.1.1). Nestes locais, as litologias associadas da Formação Piauí não se encontram extensivamente expostas, o que sem dúvida prejudica o entendimento das relações das fácies calcárias com outras, geralmente terrígenas.

Estudos petrográficos dos calcários, a partir de amostras obtidas em Meruoca, Contendas, Mocambo, mostraram ser eles individualmente pouco heterogêneos em termos de variação de microfácies e, deste modo, insuficientes em informações para a interpretação paleoambiental global. Assim sendo, foi necessário

ampliar a área de estudo, no sentido de incorporar outras exposições de carbonatos (Boa Esperança, Bom Lugar, Carimã e Vidalgo) e siliciclastos da Formação Piauí, na borda leste de afloramentos da bacia, no SE e NE do Piauí e em território maranhense.

A utilização do conceito de sequência deposicional ao estudo do pacote sedimentar do Carbonífero da Bacia do Parnaíba exigiu ainda o exame de outras unidades litoestratigráficas, que limitam-se, ou também constituem, o ciclo de deposição Carbonífero-Permo-Triássico (no sentido de GOES et al., 1990), envolvendo as formações Poti, Piauí, Pedra de Fogo e de suas relações espaciais, a fim de poder obter um quadro coerente da história da sedimentação, que não fosse circunscrito aos limites artificialmente estabelecidos pela litoestratigrafia clássica. Estes foram também reexaminados e redefinidos, quando necessário, com base nas novas informações obtidas, principalmente de subsuperfície.

No contexto acima, foram de extrema importância as informações obtidas através do estudo de testemunhos de sondagens e dos registros geofísicos de poços perfurados pela PETROBRAS, na Bacia do Parnaíba. Através de sua análise, foi possível obter um esquema das relações de fácies e dos sistemas deposicionais envolvidos, durante o Pensilvaniano, o que passou a constituir a parte mais importante do projeto de pesquisa.

2. OBJETIVOS E METODOLOGIA.

O estudo da Formação Piauí envolve dois problemas principais, que apesar de estarem intimamente relacionados necessitam de abordagens específicas, o primeiro referente à litoestratigrafia e o outro de cunho genético. DAVIS Jr. (1983) ao discutir as relações entre os ambientes deposicionais e as unidades litoestratigráficas refere-se à estreita ligação que pode haver entre a gênese das unidades estratigráficas e seus vários atributos (componentes), mas realça que alguns ambientes adjacentes podem também mostrar um grande contraste de condições e de sedimentos. Alerta ainda para outra possibilidade, exemplificada pelo delta do Niger estudado por BUKER (1972) o qual configura um sistema deposicional contituido por: a) um leque submarino, que forma a unidade basal; folhelho de pró-delta (Formação Akata); b) uma combinação de areia e argila representando a porção rasa do delta (Formação Agbade); e c) a Formação Benin, que capeia a sequência, representada pelas areias "superiores" depositadas em áreas de intermarés a subaéreas. Como veremos, situação semelhante é encontrada no Carbonífero da Bacia do Parnaíba, envolvendo sequências de progradação de deltas, das areias da Formação Poti sobre os folhelhos da Formação Longá, que podem, em parte, constituir as argilas de pró-delta. A frente e planície deltáica passam para os sedimentos continentais e evaporíticos da Formação Piauí com ou sem discordância.

2.1- Litoestratigrafia.

O primeiro aspecto da questão consiste na definição pura e simples da unidade litoestratigráfica tratada que, por convenção, independe dos conceitos de tempo e ambientes deposicionais. Os trabalhos anteriores descrevem e caracterizam bem, litoestratigraficamente, a parte aflorante na borda leste da

Bacia do Parnaíba. Entretanto, em subsuperfície, acredita-se faltar uma caracterização consistente desses litótipos. Esta tarefa passou, pois, a um dos objetivos do presente projeto.

2.2- Gênese.

Do ponto de vista genético, a unidade litoestratigráfica em estudo deve ser temporal e espacialmente inserida no contexto dos sistemas deposicionais envolvidos durante a sua deposição, compondo assim, o quadro interpretativo paleoambiental com a reconstituição paleogeográfica.

2.3- Metodologia Adotada.

Neste trabalho foram utilizadas diversas técnicas e no decorrer das etapas de pesquisa lançou-se mão desde a escala de detalhe, na descrição das microfácies carbonáticas, até de nível regional, na correlação das unidades litoestratigráficas e caracterização de domínios ambientais.

A metodologia foi escolhida em função dos objetivos propostos no projeto de dissertação de mestrado, com modificações devidas às disponibilidades de dados e dos resultados preliminarmente obtidos. As etapas de trabalho e técnicas estão resumidas abaixo.

2.3.1- Levantamento Bibliográfico.

Numa primeira fase foram levantadas as referências gerais sobre a geologia da Bacia do Parnaíba e estratigrafia e paleontologia da Formação Piauí. Numa fase seguinte, as informações específicas sobre os ambientes deposicionais, citados na literatura ou encontrados no desenvolvimento da pesquisa. Em

alguns casos, exemplos recentes foram procurados, aplicando-se assim o Princípio do Atualismo clássico. Em poucas situações, entretanto, tornou-se necessário buscar subsídios na escola "Neocatastrofista" ou como atualmente denomina-se Uniformitarista Catastrófica (AGER, 1981), como, por exemplo, para justificar determinadas associações de fácies com feições de tempestade.

2.3.2- Descrição de Testemunhos de Sondagens.

Através da PETROBRÁS, obteve-se a relação de poços da Bacia do Parnaíba testemunhados no intervalo correspondente à Formação Piauí, num total de 16 poços, após uma triagem para selecionar os que estivessem em condições mínimas para serem descritos. Na litoteca do Rio de Janeiro, 7 mostraram-se em condições satisfatórias, com boa recuperação, a saber: 2-BG-1-MA (# 1, 2); 1-MS-1-MA (# 4 e 5); 2-NG-1-MA (# 21 a 30); 2-PM-1-MA (# 7 a 29); 2-SL-1-MA (# 21 a 29); 1-TB-1-MA (# 4 a 8) e 1-VG-1-MA (# 3 a 5).

Na relação de testemunhos obtida, alguns acertos foram necessários, tendo em vista informações discordantes das registradas nos perfis dos poços, quanto a numeração dos testemunhos, pertencentes à Formação Piauí. A lista revisada é a seguinte: 2-PM-1-MA (# 16 a 29); 1-TM1-MA (# 1 a 5); 2-SL-1-MA (# 21 a 30); 1-VG-1-MA não tem testemunho na Formação Piauí; 2-NG-1-MA (# 25 a 28). Consideraram-se, nesses casos, os limites da formação através de critérios adotados pelos geólogos da PETROBRÁS, quando da confecção do perfil de cada poço.

Depois de selecionados os poços e confirmados os testemunhos, passou-se à descrição, utilizando-se um formulário padrão da PETROBRÁS, na escala de 1: 40. Posteriormente, foram fotografados os conjuntos de testemunhos, selecionados níveis para fotografias de detalhes, e coletadas amostras para análise palinológica e confecção de lâminas delgadas.

A segunda etapa da descrição deu-se em Belém, PA, no DENOR/PETROBRÁS, durante o mês de novembro de 1990, quando repetiu-se a mesma sequência metodológica da fase anterior. A

relação dos poços depositados na litoteca do DENOR é a seguinte: 1-MA-1-PI (# 7 a 9); 1-PD-1-MA (# 16 a 18); 1-PAF-1-MA (# 8 a 15); 1-TM-1-MA (# 1 a 5); 1-MA-2-PI (# 1); 1-VB-1-MA (# 1); 1-CL-1-MA (# 23 e 24) e 1-MD-1-MA. Destes, apenas dois necessitavam correção: 1-MA-1-PI (# 1 a 7) e 1-CL-1-MA (# 22 a 24).

Os testemunhos de sondagem consistiram nos únicos dados diretos de subsuperfície que estiveram disponíveis e embora encerrem grande quantidade de informações não puderam, muitas vezes, ser utilizados por sua baixa recuperação ou em função da pouca confiabilidade no posicionamento estratigráfico das amostras. Foi sentida também a ausência de pelo menos um poço com testemunhagem contínua, que servisse de referência para comparação com outras sondagens. Entretanto, em alguns casos, como, por exemplo, no poço 2-NG-1-MA, testemunhos isolados foram cruciais para a compreensão e delimitação dos sistemas deposicionais envolvidos.

2.3.3- Trabalhos de Campo.

Foram realizadas três etapas de campo, todas na borda leste da Bacia do Parnaíba. A primeira, de cunho regional e exploratório, teve a duração de 20 dias. Percorreu-se toda borda leste da bacia, desde José de Freitas passando por Teresina, Floriano, Canto do Buriti, Gilbués, até Corrente (Piauí), onde procurou-se identificar, *grasso modo*, os principais domínios ambientais, as áreas de provável contato entre formações e selecionar perfis e afloramentos para descrição detalhada posterior.

A segunda etapa, mais restrita, compreendeu a região entre Teresina-Floriano (Piauí), Barão de Grajaú (Maranhão) e Guadalupe (Piauí), com a duração de sete dias. Neste caso, já com alguns domínios identificados, passou-se à fase de caracterização e descrição detalhada das unidades (Poti, Piauí, Pedra de Fogo) e seus contatos.

A última etapa de campo concentrou-se na porção NE da bacia, entre os municípios de Teresina, José de Freitas, União (Piauí). Nesta etapa, atenção especial foi dada às rochas calcárias e terrígenas associadas da Formação Piauí. Foram visitados as ocorrências de calcários citados na literatura (Mocambo, Contendas e Meruoca) e localizados mais quatro afloramentos inéditos (Fazendas Vidalgo, Esperança, Bom Lugar e Carimã), todas no Município de José de Freitas, PI. Inicialmente, foram coletadas amostras de calcário obedecendo sua distribuição vertical e horizontal, para análise de microfácies. Em seguida, foram levantados perfis locais para posicionar estes calcários num contexto faciológico, em relação as rochas terrígenas associadas. Esta última etapa teve a duração de 20 dias. Nas descrições de afloramentos e durante o levantamento de perfis adotou-se a técnica de Leitura de Fácies proposta por WALKER (1983).

2.3.4- Laboratório e Gabinete.

Consistiu na análise dos dados, seu tratamento e interpretação, inicialmente por áreas afins e por último, de modo integrado, para elaboração do documento final.

a) Dados Petrográficos. Compreendeu o estudo de 57 lâminas delgadas de rochas carbonáticas e 20 lâminas delgadas de arenito. As lâminas de rochas carbonáticas foram descritas em microscópio binocular de luz transmitida. Na classificação, foram utilizadas as nomenclaturas de DUNHAN (1962) e FOLK (1962). A caracterização das microfácies carbonáticas efetivou-se com a identificação dos componentes bióticos e, tentativamente, a interpretação paleoecológica das associações identificadas. Para alguns calcários margosos a técnica não funcionou, em virtude da não-preservação de componentes orgânicos. Nestes casos, preservaram-se apenas moldes que, em lâmina, aparecem como uma lama micrítica. Foram confeccionadas lâminas delgadas de sedimentos terrígenos apenas quando havia suspeita de se tratar de depósito eólico, com o objetivo de descrever sua textura.

b) Dados de Campo. Os dados de campo consistem de descrições de afloramentos, levantamento de perfís e foto-montagens. Nas descrições de afloramentos e durante o levantamento de perfís, procurou-se caracterizar os sedimentos (cor, granulometria, textura, estrutura sedimentares, geometria, padrão de paleocorrentes, fósseis e fácies), que permitissem a elaboração de uma sequência de fácies, através da técnica de leitura de fácies. Estes resultados são apresentados de forma sintética em perfís compostos e, posteriormente, através de modelos de fácies, sumarizando os ambientes. Constituem assim os elementos para a caracterização dos sistemas deposicionais (VAIL et al., 1977) registrados no Pensilvaniano, objetivo último de trabalhos de interpretação estratigráfica mais moderna.

c) Dados Geofísicos. Foram utilizados perfís e linhas sísmicas. Tendo em vista a grande maioria dos poços da Bacia do Parnaíba terem sido perfurados na década de 60, alguns perfís importantes, como os de densidade (FDC), neutron (CNL) e raios gama espectral (NGT) são encontrados apenas em poços mais recentemente perfurados. Em função desta limitação, foram analisados, de forma mais profunda e sistematicamente, os perfís de raios gama (GR), potencial espontâneo (SP), CALIPER, de indução de resistividade (ISF) e sônico (BHC).

Os perfís constituem-se em importante ferramenta para a interpretação ambiental, ressaltados os problemas que seu uso isolado pode acarretar. As unidades genéticas ou fácies possuem padrões equivalentes identificáveis nos perfís, denominados eletrofácies. Portanto, a forma da curva define uma determinada eletrofície. Elas são classificadas de acordo com o formato da curva de SP ou GR (SERRA, 1985). Os perfís permitem também fazer uma correlação entre as curvas e a granulometria das rochas, que é um dos parâmetros texturais mais importantes na análise deposicional (SELLEY, 1970). A análise de conjunto das eletrofácies, associada aos dados de campo e os fornecidos pela interpretação de testemunhos pode levar a reconstituição de ambientes deposicionais, como, por exemplo, os deltáicos,

fluviais, eólicos etc., ou simplesmente, permitir verificar a ciclicidade da sedimentação.

Dentre os perfis analisados, o GR mostrou-se um excelente instrumento para correlação litológica e determinação de eletrofácies. Na sua ausência, o SP surgiu como substituto imediato, entretanto, sem a mesma eficiência. Em ambos os casos, foram utilizados de forma conjugada com ISF. O perfil BHC, que também é um indicador litológico, mas muito utilizado para avaliar a porosidade da formação e a presença de discordâncias, não se mostrou eficiente na detecção da possível inconformidade Poti/Piauí. As linhas sísmicas foram fornecidas já interpretadas pela PETROBRAS/DENOR e serviram para mostrar a distribuição espacial da seção permo-carbonífera, como também, para calibrar as correlações.

De posse de todos os dados obtidos nas fases anteriores foram elaborados e interpretadas seções geológicas orientadas longitudinal e transversalmente na Bacia do Parnaíba, utilizando-se, como base, os perfis GR e SP, adicionados dos dados dos testemunhos e de afloramentos, para compor dois cortes ortogonais do Permo-Carbonífero da bacia. Os resultados permitiram revisar os limites litoestratigráficos da Formação Piauí, além de adicionar critérios para a interpretação da evolução sedimentar no Carbonífero-Permiano, no que tange à implantação dos sistemas deposicionais.

Para a avaliação da distribuição regional dos litótipos, em subsuperfície, foram utilizados mapas de isópacas associados à técnica de análise de superfície de tendência (*trend surface analysis*), a partir de dados dos poços da PETROBRAS, tratados no computador (PC) por intermédio de programas desenvolvidos no Laboratório de Geomatématica da UNESP/IGCE. Elaboraram-se mapas de superfície de tendência de espessura total da Formação Piauí, de espessura de areia, lama (argila + silte) e evaporitos. A luz desses dados, os calcários marinhos da borda NE da Bacia do Parnaíba são interpretados, do ponto de vista de seu entrosamento com outras fácies associadas, e tecidas considerações sobre a paleogeografia do Carbonífero.

3- ARCABOUÇO TECTÔNICO DA BACIA DO PARNAÍBA

A Bacia do Parnaíba vem despertando o interesse de pesquisadores desde o início deste século. Entretanto, seu distanciamento geográfico dos grandes centros de pesquisa do Brasil, aliado às perspectivas pouco promissoras para óleo e gás verificadas preliminarmente pela PETROBRAS, contribuíram para que ela permaneça como a menos conhecida das bacias paleozóicas do Brasil.

Seus limites atuais compreendem os estados do Piauí, Maranhão e parte do Ceará, Tocantins e Pará, correspondendo a uma área aproximada de 600.000 km², contendo uma espessura total da ordem de 3,0 km, dos quais 2,5 km foram depositados no Paleozóico. A sedimentação restante, com 0,5 km de espessura, é essencialmente Mesozóica. A borda oeste da bacia é quase totalmente falhada enquanto a margem leste comporta-se como uma homoclinal suave em discordância sobre o embasamento, com inclinação de 1° a 2° para oeste.

A Bacia do Parnaíba limita-se, tectonicamente, ao norte com as bacias de São Luís e de Barreirinhas, separadas pelo Arco Ferrer-Urbano Santos, originado no Neocomiano (RESENDE & PAMPLONA, 1970). A nordeste, limita-se com a Fossa de Marajó, obstada pelo Arco de Tocantins. Ao sul e ao sudeste, têm-se as bacias de São Francisco e Lençóis, separadas da Bacia do Parnaíba pelo Arco do Médio São Francisco. As áreas cratônicas vizinhas incluem, ao norte, o craton de São Luís, separados pelo Arco Ferrer-Urbano Santos; a leste, o Craton do Amazonas, separado pelo Arco do Tocantins; e a SE, o Craton do São Francisco separado pelo Arco do Médio São Francisco (CUNHA, 1986) (Fig.3.1).

Durante o Fanerozóico, a Bacia do Parnaíba esteve sujeita a extensa sedimentação. Entretanto, ao norte do Maranhão e nordeste do Pará, diversas "janelas" expõem o embasamento pré-Siluriano. Os dados fornecidos pelas "janelas", associados a outros fornecidos das sondagens que também atingiram estas rochas, permitiram estabelecer tentativamente a idade das unidades que o constituem. O estudo de afloramentos do embasamento

LIMITES DAS COBERTURAS MESOZÓICAS E CENOZÓICAS

LIMITES DA BACIA DO PARNAÍBA

LIMITES DOS CRÁTONS

COBERTURAS DO PRÉ-CAMBRIANO

FAIXAS DE DOBRAMENTOS

MACIÇOS MEDIANOS

FALHAS TRANSCORRENTES

① BACIA DE BARREIRINHAS

② BACIA DE SÃO LUÍS

③ FOSSA DE MARAJÓ

④ CHAPADA DAS MANGABEIRAS

⑤ BACIA DO SÃO FRANCISCO

⑥ BACIA DOS LENÇÓIS

Fig. 3.1 - Situação tectônico-estrutural e limites da bacia do Parnaíba.

In: Cunha (1986)

setentrional da Bacia do Parnaíba, por sua vez serve de base para reconstituição paleotectônica identificando a área cratônica denominada por ALMEIDA (1967) Craton de São Luís, ao longo da costa maranhense, separada de uma faixa móvel brasileira ao sul (Gurupi), cujas direções estruturais NW-NE dirigem-se para o interior da bacia. O metamorfismo cresce de norte para o sul (CORDANI et al., 1984).

Na porção ocidental da bacia (Fig.3.1), servindo de limite entre esta e o Craton Amazônico, encontra-se a Faixa Móvel Araguaia-Tocantins, com direção N-S. Trata-se de uma unidade do Proterozóico Superior, cujo embasamento apresenta registro da atuação de eventos tectonos-termais do final do Arqueano (LAFON et al. 1990). HASUI et al. 1980 e HERZ et al. (1989) consideram o Ciclo Uruaçuano como principal responsável pela estruturação da Faixa Móvel Araguaia-Tocantins. A polaridade metamórfica e deformacional crescem para leste, onde situa-se um conjunto de estruturas dômicas alinhadas num eixo norte-sul (LAFON et al. 1990).

Na porção sul-ocidental da bacia, próximo a Monte do Carmo, GO, ocorrem rochas de médio e alto grau de metamorfismo, associadas à infra-estrutura da Faixa Móvel Brasileira Araguaia-Tocantins. O limite desta área é o Lineamento Transbrasiliano, ativo durante a Orogênese Brasileira. Na porção SW do Lineamento Transbrasiliano, verifica-se a existência do Graben de Água Bonita e também das molassas de Monte do Carmo, supostamente contendo sedimentos eo-paleozóicos. Um pouco mais para leste, até o Município de Dianópolis, a borda da bacia desaparece por baixo de sedimentos mesozóicos da Formação Urucúia. Nesta região, há intensa deformação cataclástica do embasamento, com direção NE-SW. As datações existentes apontam uma idade brasileira para os eventos deformacionais e uma idade anterior, eo-proterozóica ou mesmo arqueana, para formação da província crustal (CORDANI et al., 1984).

No sudeste, próximo à Parnaguá, PI, o embasamento aparece sob a forma de gnaisses e migmatitos pertencentes à infra-estrutura das supracrustais da Faixa de Dobramentos Rio Preto. Esta faixa, cuja evolução deu-se no NeoProterozóico, possui direção NE-SW e situa-se à margem do Cráton do São Francisco, que

aparece mais para SE. Na altura de São Raimundo Nonato (PI), começa a aflorar a sequência metavulcano sedimentar da Faixa Riacho do Pontal, considerada como uma parte do domínio Transnordestino, da Província Borborema. A idade da deposição ou vulcanismo é no mínimo Proterozóico Médio, pois segundo alguns autores (e.g. JARDIM DE SÁ & HACKSPACHER, 1980), essas supracrustais são recobertas em inconformidade pelos sedimentos do Grupo Chapada Diamantina.

A borda leste a bacia recobre os domínios Cearense e Médio Coreau da Província Borborema. No Domínio Cearense há predominância de um Complexo Gnáissico-migmatítico provavelmente de idade eoproterozóica a arqueana, destacando-se os Maciços de Santa Quitéria e de Tróia. Ocorrem também supracrustais metassedimentares e metavulcano sedimentares pertencentes aos complexos Orós, Jaguaribe, Independência e outros não designados, além de sedimentos molássicos das bacias de Cococi e São Julião e intrusões graníticas brasileiras. No Domínio Médio Coreau, alternam-se faixas de supracrustais (Grupo Martinópolis e Ubajara) com altos do Embasamento Gnáissico-migmatítico além de sedimentos molássicos e graníticas eopaleozóicas (SANTOS et al. 1984).

Os trabalhos precursores sobre a evolução tectônica da Bacia do Parnaíba são os de KEGEL (1956), que estudou inconformidades na bacia e zonas adjacentes; MESNER & WOOLDRIDGE (1964) responsáveis por um dos trabalhos mais completos da Bacia do Parnaíba fornecendo e interpretando dados de superfície e de subsuperfície. Posteriormente, AGUIAR (1971) complementa os dados de MESNER & WOOLDRIDGE e atualiza algumas interpretações; GHIGNONE (1972), trabalha especificamente com as sequências sedimentares paleozóicas do Nordeste do Brasil; CAROZZI et al., (1975) que estudaram a seção paleozóica da Bacia do Parnaíba; SOARES et al., (1974) ofereceram dados importantes para a caracterização dos ciclos tectônicos desta bacia, tais como: razão de subsidência, intensidade de subsidência e expressão geomórfica dos movimentos oscilatórios; LIMA & LEITE (1978) que realizaram um importante trabalho de integração geológico-metalogenético; CORDANI et al. (1984) realizaram um trabalho de integração de dados do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das principais bacias sedimentares brasileiras; CUNHA (1986)

estudou de forma sistemática o arcabouço tectônico da Bacia do Parnaíba e FULFARO & LIMA FILHO (1989) reavaliaram a aplicação das sequências de SLOSS (1963) na Bacia do Parnaíba, à luz de novos dados geológicos, paleontológicos e conceituais.

4. LITOESTRATIGRAFIA E AMBIENTES DEPOSICIONAIS DO PALEOZOICO.

A litoestratigrafia do Paleozóico da Bacia do Parnaíba pode ser subdividida em três grupos: Serra Grande, Canindé e Balsas.

4.1. GRUPO SERRA GRANDE

O termo Serra Grande foi proposto por SMALL (1914) para descrever uma seção com espessura máxima de 900 m, na base da sequência sedimentar da Bacia do Parnaíba. CAROZZI et al. (1975) elevaram esta seção à categoria de grupo. Entretanto, coube a CAPUTO & LIMA (1984) a proposição estratigráfica mais aceita hoje em dia. Nestes termos, o Grupo Serra Grande é subdividido em três formações: Ipu, Tianguá e Jaicós. A unidade é uma das mais discutidas quanto a idade, subdivisão litoestratigráfica e ambientes de sedimentação (Fig.4.1).

A Formação Ipu, de espessura máxima de 300 m, é composta de arenito, conglomerado, arenito conglomerático e diamictito, atingindo, na região NE da bacia, sua maior espessura. Nenhum fóssil foi encontrado na Formação Ipu, e a atribuição de sua idade tem variado ao longo do tempo: cretácea (SMALL, 1914); carbonífera (PLUMMER, 1948); eodevoniana (KEGEL, 1953; QUADROS, 1982); siluro-devoniana (AGUIAR, 1971; MABESOONE, 1977); neosiluriana (MULLER, 1962; MESNER & WOOLDRIDGE, 1964); ordoviciana ou eo-siluriana (CAPUTO & LIMA, 1984). Os ambientes deposicionais da Formação Ipu e formações equivalentes, espalhadas pelo NE do Brasil (e.g., no Vale do Cariri, na Chapada do Araripe e nas bacias de Jatobá e Sergipe-Alagoas), é sugerida como associada a glaciação com deposição em leques glaciais (depósito de *sandur* e *out-wash*) nas áreas de afloramento e deposição em leques deltáicos no interior da bacia, e marinho raso, nas partes distais (CAPUTO & LIMA, 1984).

A Formação Tianguá, cuja espessura máxima em subsuperfície é de 270 m, constitui-se de folhelhos pretos a cinza-escuros e

arenitos com intercalações de folhelhos. Seus contatos são questionáveis. Os macrofósseis desta unidade resumem-se a graptólitos do gênero *Monograptus* encontrados no testemunho 53 do poço 2-BJ-1-PA da PETROBRAS. A idade siluriana atribuída à Formação Tianguá não é aceita por todos. Segundo CAPUTO & LIMA (1984), a unidade foi depositada em ambiente marinho raso, durante a fase de máxima extensão da transgressão glacioeustática siluriana, de extensão mundial, que se seguiu à fusão do lençol de gelo do norte da África.

A Formação Jaicós é constituída essencialmente por arenito médio, grosso a conglomerático, friável, mal selecionado, com estratificação cruzada, imaturo mineralogicamente e texturalmente. O contato superior dessa formação é discutível, uma vez que os sedimentos se asselem aos arenitos da Formação Itaim, dificultando a identificação da provável discordância entre estes litótipos. Não foram encontrados macrofósseis na unidade, cuja idade também é controvertida. CAROZZI et al., (1975) consideram-na como eo- e mesoemsiânica (Devoniano); QUADROS (1982), com base em acritarcas, atribui-lhe idade eodevoniana (gediniana-singeniana) ou eosiluriana (neolandoveriana a venlockiana), e CAPUTO & LIMA (1984) sugerem uma idade venlockiana. Na área de afloramento, a formação já foi considerada como depositada em ambiente fluvial (KEGEL, 1953; BEURLIN, 1965); marinho raso BIGARELLA et al. 1965; BIGARELLA, 1973; MABESOONE, 1978); costeira e de leque submarino (MABESOONE, 1977); de canais distributários e frente deltáica CAROZZI et al. 1975); de leques aluviais e deltáicos e de frente de leques costeiros (CAPUTO & LIMA, 1984).

4.2. Grupo Canindé

Depositado do Devoniano até o Missipiano, é formado essencialmente de arenitos e folhelhos marinhos ou transicionais. Compõem-se das formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti (Fig.4.2).

Fig.4.2- Carta cronoestratigráfica da Bacia do Parnaíba.

In: GOES et al., 1990

A Formação Itaim é litologicamente constituída na base, por argilito, arenito fino com fragmentos grossos de micas; na porção mediana, por arenitos com seixos pobremente arredondados; e na porção superior, por arenito micáceo com argila escura e folhelhos betuminosos. Esta unidade é interpretada como depositada sob forte influência deltáica (CUNHA, 1986).

A Formação Pimenteiras caracteriza-se por uma sequência granocrescente para cima, organizada verticalmente em ciclos, também de granocrescência ascendente, de 10 a 30 metros de espessura. O topo dos ciclos maiores é reconhecido pela presença de corpos de arenitos de 3 a 5 metros de espessura, com geometria de barras ou lobos. O comprimento destas feições atingem 100 m. O topo destes grandes ciclos é marcado por *hardgrounds* extensos com icnofósseis. A característica principal das barras é a estratificação tipo *hummocky*. Acredita-se que a origem das barras de plataforma ou lobos esteja associada a processos ligados a ondas de tempestade. Estes processos implicam numa deposição a partir de correntes de densidades, sob fluxo oscilatório (DELLA FAVERA, 1984; MEDEIROS, 1985). O conteúdo paleontológico desta formação (trilobites, braquiópodes, tentaculites etc.) indica seguramente um ambiente marinho (KEGEL, 1953).

A Formação Cabeças é composta por arenitos médio, quartzosos, bem selecionados. Ocasionalmente, arenitos grosseiros a conglomeráticos, finos com menor maturidade mineralógica e textural também ocorrem. Os arenitos apresentam-se com geometria sigmoide, formando individualmente corpos alongados que sofreram acreção lateral. As estruturas sedimentares mais comuns são os conjuntos de estratificação cruzada duplamente tangencial (ou "sigmoidal"). As "sigmóides" (DELLA FAVERA, 1984) caracterizam-se por base e topo assintóticos, as quais migram lateralmente por grande extensão. Feições de escorregamento e de escape de água são comuns. Os corpos arenosos estão intercalados com seções argilosas onde se encontram estratificação lenticular (*linsen*), ondulada (*wave*) e *flaser*, dispostas em padrão cíclico. A Formação Cabeças também apresenta indefinido seu ambiente deposicional. PLUMMER (1948); CAROZZI et al., (1975), dentre outros, interpretam-na como um deltáica. Artigos mais recentes (e.g.

DELLA FAVERA, 1980) consideram a Formação Cabeças como um campo de cristas de areia (*sand ridges fields*), que ocorrem nas plataformas continentais modernas em quase todo mundo (MEDEIROS, 1985). A paleontologia da Formação Cabeças também sugere um ambiente marinho, com abundância de trilobites, braquiópodes etc. (KEGEL, 1953; CALDAS et al. 1987).

A Formação Longá, com espessura média de 100 metros, é bem individualizada em superfície, em subsuperfície e nos perfis elétricos. Predominam aí folhelhos e siltitos cinza-escuros a pretos, carbonosos, com intercalações de arenitos finos branco amarelado, laminados. O contato inferior é feito ora com a fácies arenosa, ora com a fácies de paraconglomerado da Formação Cabeças. O contato superior, com a Formação Poti é geralmente gradacional (AGUIAR, 1971). Datações palinológicas revelam idade devoniana superior a mississippiana (MULLER, 1964 ~~et~~ : MESNER & WOOLDRIDGE, 1964).

A Formação Poti consiste de argila clara, arenitos carbonáticos e siltitos com algumas zonas conglomeráticas e finas camadas de carvão. O contato inferior com a Formação Longá é concordante em toda extensão da bacia e o superior, com a Formação Piauí, é tido pela maioria dos pesquisadores como discordante (e.g. MESNER & WOOLDRIDGE, 1964), entretanto, uma minoria (e.g. AGUIAR, 1971) admite a discordância apenas nas bordas da bacia. O ambiente deposicional é interpretado como marinho na base, gradando acima a deltáico e continental. Seu conteúdo paleontológico sugere idade mississippiana (MESNER & WOOLDRIDGE, 1964).

4.3-Grupo Balsas

O termo Grupo Balsas vem sendo utilizado informalmente por geólogos da PETROBRAS, compreendendo as formações neopaleozóicas Piauí e Pedra de Fogo.

A Formação Piauí, como será visto posteriormente, inclui arenitos avermelhados e creme, siltitos vermelhos e verdes, calcários marinhos, calcarenitos e evaporitos (MESNER & WOOLDRIDGE, 1964). Esta formação é interpretada como depositada em ambiente de clima desértico, em que as condições de aridez foram continuamente ficando mais severas, permanecendo a sedimentação sob influência de variações da linha de costa. Os sistemas encontrados são: eólico, lacustre, evaporítico, deltáico, marinho (plataforma carbonática) e fluvial. Um dos maiores problemas estratigráficos da Formação Piauí é sua relação de contato com a Formação Poti, sugerida por muitos como regionalmente discordante.

A Formação Pedra de Fogo parece fazer parte do sistema desértico iniciado no Carbonífero. Nesta formação, predominam os evaporitos e depósitos litorâneos, com extensa área de planície de maré retrabalhada por tempestade, como verificada por DELLA FAVERA (1984) na seção tipo, no Riacho Pedra de Fogo (Pastos Bons-MA). Em algumas áreas, encontra-se vegetação fóssil abundante, adaptadas às condições áridas ali instaladas (CALDAS et al., 1989).

5. CONDICIONAMENTO TECTÔNICO DURANTE O CARBONÍFERO.

A crosta terrestre é uma fina e dinâmica casca que muda de espessura e composição através do tempo. As mudanças que alteram a crosta são primariamente o resultado de processos subcrustais e de interação lateral de placas. O tipo de crosta que suporta uma bacia sedimentar determina a estrutura física, estabilidade, maneira de estruturação e as condições de sedimentação, durante a evolução da bacia. Assim, a forma como os sedimentos são depositados registra a história tectônica da bacia (GREEN, 1977).

O estágio atual de conhecimento do embasamento da Bacia do Parnaíba é reconhecidamente embrionário. CUNHA (1986), em seu estudo da origem dessa unidade tectônica, propõe dois possíveis mecanismos formadores de uma fossa tectônica precursora. O primeiro, denominado "ativo" ou de intumescência (ou "domeação"), tem como mecanismo responsável a instalação de um centro de calor (hot spots) no manto subjacente. O segundo, de natureza "passiva" seria relacionado a esforços distensivos horizontais, que produziriam o adelgaçamento crustal e, conseqüentemente, a subida da astenosfera. CUNHA (1986) supõe que, no caso da Bacia do Parnaíba, pode ter havido uma interação entre vários tipos de mecanismos e considera a instalação de fossas precursoras, em zonas tectonicamente instáveis, como responsáveis pela formação da bacia. Ainda segundo o autor acima, estas zonas denunciam fragilidade crustal e, uma vez instaladas, têm longa duração, permanecendo ativas e atuantes em toda história geológica subsequente da região, através de reativações tectônicas. O Lineamento Picos-Santa Inês e o Lineamento Transbrasiliiano (Fig.5.1) são as zonas tectonicamente instáveis nas quais se processou a instalação e o desenvolvimento da Bacia do Parnaíba, pelo menos até a sedimentação da Formação Piauí. Portanto, a deposição do Siluriano-Pensilvaniano foi comandada pelos citados lineamentos.

A partir do Pensilvaniano, o depocentro da bacia passou a ocupar várias posições na porção cento-norte da bacia. A rigor, o mapa de isópacas da Formação Piauí (Fig.5.2) mostra apenas um

provável depocentro de direção NE, cujo eixo passaria pelas cidades de Floriano-Piauí e Tianguá-Ceará, correspondendo ao Lineamento Transbrasiliano. Nas curvas de superfícies de tendência (trend surface analysis) de espessura total da Formação Piauí evidencia-se melhor a provável ligação entre a sedimentação e o lineamento Picos-Santa Inês, de direção NW (Fig.5.3). Como sugere CUNHA (1986), pode-se supor uma influência na sedimentação causada por esses dois lineamentos. Entretanto, a tectônica não teria sido, necessariamente, o único, ou mesmo o principal, condicionante da sedimentação no Pensilvaniano. Aparentemente, as variações eustáticas tiveram um papel importante no controle deposicional, como será visto no item 6.4.

-LEGENDA-

a	-	Z'	=	-80.
b	-	Z'	=	-40.
c	-	Z'	=	0.
d	-	Z'	=	40.
e	-	Z'	=	80.
f	-	Z'	=	120.
g	-	Z'	=	160.
h	-	Z'	=	200.
i	-	Z'	=	240.
j	-	Z'	=	280.
k	-	Z'	=	320.
l	-	Z'	=	360.
m	-	Z'	=	400.
n	-	Z'	=	440.

Origem= ne
 Xmin= 42.00
 Xmax= 48.00
 Ymin= 2.00
 Ymax= 9.00

espessura total

Fig.5.3-Curva de tendência de espessura total da Formação Piauí evidenciando dois depocentros e um eixo NW-SE comparável ao Lineamento Picos-Santa Inês.

6. ESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO PIAUÍ.

6.1- Contato Poti/Piauí.

A partir da construção de uma seção geológica aproximadamente N-S envolvendo 3 poços na porção central da bacia (Fig.6.1) foi possível estabelecer critérios litológicos operacionais para a redefinição do limite inferior e superior da Formação Piauí.

O limite inferior, aqui proposto corresponde à base do corpo de arenito inferior de um conjunto de três camadas, de distribuição regional, com cerca de 15 m de espessura média, facilmente identificado nos perfis litológicos e geofísicos examinados. Foi escolhido o poço NG-1-MA como seção de referência (hipoestratótipo), por estar ele situado próximo a um dos depocentros da bacia no Pensilvaniano, assim, apresentando um registro sedimentar mais completo (Fig.6.2).

A delimitação litoestratigráfica acima sugerida é obviamente convencional e independe da história deposicional das formações envolvidas. Certo aspecto do problema, refere-se a interpretação do limite proposto em relação as concepções vigentes na literatura sobre a natureza do contato entre as duas unidades carboníferas. A primeira deles envolve aceitação de uma passagem transicional entre as formações Poti e Piauí, pelo menos, na parte central da Bacia do Parnaíba; a segunda, adotada pela maioria dos pesquisadores, implica em um contato erosivo, decorrente de movimentos tectônicos (associados à Orogenia Herciniana??), com mudança brusca de ambientes e a presença de um hiato deposicional de cerca de 40 m.a. (GOES et al., 1990). A interpretação de uma passagem transicional entre as duas unidades, não fica muito clara face a delimitação proposta, já que esta envolve a superposição de arenitos eólicos sobre sedimentos deltáicos, identificáveis como tal nos perfis de raio gama.

Os geólogos que definiram o limite inferior da Formação

6.1 - Localização dos poços utilizados na elaboração do perfil.

Poço NG - 1 - MA

Fig.6.2- Perfil do poço NG-1-MA utilizado como seção de referência (hipoestratótipo).

Piauí, partiram aparentemente da premissa da existência de uma discordância regional separando a sequência Siluro-Devoniano-Mississipiana, da sequência Pensilvaniano-Permo-Triássica. Firmado este conceito, a delimitação utilizada nos diversos poços flutuou, em decorrência das tentativas de interpretação da posição da discordância, a partir de perfis elétricos/radioativos (Fig.6.3).

Esta descontinuidade não é, contudo, perceptível nos perfis radioativos, e mesmo nos perfis sônicos, normalmente tidos como excelentes marcadores desse tipo de relação de contato. Deste modo, verifica-se que o limite Piauí/Poti foi estabelecido dentro de diferentes corpos arenosos, aparentemente homogêneos, mas de difícil correlação onde, como citados, a única evidência disponível para a separação de pacotes litológicos são pequenas inflexões nos perfis de resistividade. Desta forma, os corpos arenosos aqui escolhidos como limite de formação, perfeitamente individualizados e correlacionáveis ao longo da bacia, se contrapõe aos limites antes estabelecidos que carecem de uma padronização. Mesmo que o limite escolhido possa corresponder ao contato de uma duna eólica sobre sedimentos arenosos de frente deltáica, onde esta mudança de fácies poderia estar associada a uma discordância, sem que uma variação significativa possa ser detectada no padrão do perfil elétrico/radioativo, dificilmente estes corpos estariam em posição estratigráficas tão aleatória, com diferença de cota e de espessura tão grande, como mostrado na composição dos perfis (Fig.6.3).

Consideramos portanto, mais aceitável colocar a provável discordância ao nível da primeira aparição do sistema eólico sobre o deltáico. Uma vez estabelecido o ambiente desértico, que caracteriza a Formação Piauí na borda leste da Bacia do Parnaíba que persistiu até o Mesozóico, a alternância dos sistemas eólicos e deltáicos pode representar somente variações locais, sem nenhuma relação com a presença de discordância de caráter regional. A luz dos dados disponíveis, é pois, o limite inferior da Formação Piauí na base do corpo arenoso, acima definido, que aparece bem marcado no perfil de raios gama, com padrão de eletrofácies de "caixote liso" sobreposta a camadas de areia e argila intercaladas, interpretadas como de origem deltáica.

Fig.6.3- Proposta de novos limites litoestratigráficos em subsuperfícies para a Formação Piauí.

6.2-Contato Piauí/Pedra de Fogo.

O contato entre as duas formações, em subsuperfície, na borda leste da Bacia do Parnaíba, é considerada como transicional por todos os pesquisadores, e demarcado na base de uma sequência de pelitos silicificados intercalados com areia fina e silte, geralmente associados a camadas de oólitos também silicificados, como se vê na Serra das Araras, entre Floriano e Amarante (Fig.6.4;Fig.6.5). Na porção NE da bacia, próximo ao entroncamento das estradas de União e José de Freitas a transição entre as formações Piauí e Pedra de Fogo, envolve um contexto deltáico, e ao invés de planície de maré, vêm-se lobos deltáicos, em cortes frontais (exibindo "olho da sigmóide"), retrabalhados por tempestade com abundância de *Hummockys* (Fig.6.6).

Em subsuperfície, entretanto, a situação é confusa. Em alguns poços situados relativamente próximos entre si, os limites propostos entre essas duas formações são bastante divergentes e baseados em critérios litológicos não uniforme (Fig.6.3). MESNER & WOOLDRIDGE (1964), utilizaram informalmente duas camadas de anidrita que ocorrem nas porções centro-sul, centro, oeste, norte e noroeste da bacia para demarcar a base da Formação Pedra de Fogo. Geólogos da PETROBRAS utilizam em linhas sísmicas, estas mesmas camadas como um marco operacional para separar as formações. No presente trabalho o mesmo limite é adotado (Fig.6.3).

Fig.6.4- Depósito de planície de maré (Formação Pedra de Fogo) sotopostos às dunas eólicas da Formação Piauí.

Fig. 6.5- Detalhe do contato Piauí/Pedra de Fogo.

Fig.6.6- Ação de ondas de tempestade próximo ao contato Piauí/Pedra de Fogo.

7. SISTEMAS DEPOSICIONAIS

Com base nos elementos discutidos anteriormente, torna-se possível definir, de modo estratigraficamente mais adequado o limite inferior da sequência pensilvaniano-permo-triássica da Bacia do Parnaíba, conforme inicialmente proposto por MESNER & WOLDRIDGE (1964), e, mais recentemente revisado por CUNHA (1986). Ressalta-se que estes autores utilizam o termo sequência na acepção de SLOSS (1963), mas que pode ser emprestado e considerado correspondente a uma sequência de segunda ordem de VAIL *et al.* (1977), como o faz inclusive o próprio SLOSS (1988).

A partir da correlação de perfís, em âmbito regional, subsidiada pelo exame das linhas sísmicas fornecidas pela PETROBRAS, e de afloramentos, na borda leste da bacia, reconhece-se uma afinidade deposicional e temporal entre os diversos litótipos que compõem as formações Poti, Piauí e Pedra de Fogo, segundo os conceitos de sistemas e sequências, como unidades paralitoestratigráfica e paracronoestratigráfica, respectivamente (GAMA Jr., 1989). Vale ressaltar que o conceito de sistemas deposicionais aqui adotado (FISCHER & MCGOWEN, 1967; GALLOWAY, 1979), compreende uma unidade tridimensional constituída por uma específica associação de fácies, geradas por processos sedimentares atuantes nos ambientes de uma mesma província fisiográfica ou geomorfológica. São, segundo GALLOWAY (1979) equivalentes estratigráficos de unidades fisiográficas maiores e formam os "tijolos" de construção, essenciais no preenchimento de uma bacia sedimentar. A utilização desse conceito implica inicialmente na determinação dos limites fisiográficos, ou seja, a delimitação das fácies interrelacionadas do sistema, que compõem um agrupamento de fácies, caso os parâmetros de sistemas vizinhos não afetem o seu padrão morfodinâmico característico. Esta delimitação implica também na escolha da escala de trabalho utilizada que, por sua vez, depende da disponibilidade de dados.

No que tange a Formação Piauí, a dúvida quanto à presença de uma discordância regional separando o Mississipiano do Pensilvaniano poderia dificultar o estabelecimento do limite

inferior da sequência deposicional carbonífera-permo-triássica. Entretanto, considerando a sequência como uma unidade paracronoestratigráfica a qual, segundo VAIL *et al.* (1977), designa uma sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente associados, limitada na base e no topo por discordâncias ou concordâncias correlativas, mesmo admitindo a possibilidade de ter havido uma sedimentação contínua (deltáica ou/e evaporítica), restrita ao interior da bacia. A erosão que contemporaneamente ocorria nas suas bordas seria correspondente a deposição do interior da bacia, representando assim, discordâncias correlativas. Desta forma a sequência a qual está inserida a Formação Piauí está separada da sequência sotoposta que culmina com a deposição da Formação Poti. O tempo de duração da deposição da sequência transcende o Pensilvaniano e Permiano, provavelmente, atingindo o Triássico.

7.1-Idade.

Delimitada a porção inferior da sequência que engloba a Formação Piauí, o próximo passo seria analisar a sua idade e definir os ambientes, inserindo os calcários que afloram na borda leste dentro do contexto ambiental evolutivo interpretado.

Mesmo antes de ser definida como uma formação, a "Série Piauí", *stricto sensu*, como a considerou inicialmente TEIXEIRA (1937) e TEIXEIRA & MIRANDA (1937), a idade carbonífera já havia sido atribuída às "camadas vermelhas" com fósseis marinhos encontrados no Poço 125, perfurado pelo Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, em Teresina. As evidências disponíveis para uma idade geral Pensilvaniano para a Formação Piauí (KEGEL, 1951; KEGEL & COSTA, 1951) já foram discutidas anteriormente. Mais recentemente, CAMPANHA & ROCHA-CAMPOS (1979) obtiveram datações mais refinadas dos calcários que afloram na borda leste, com base na identificação de assembléias de conodontes, que indicam uma idade eo- a mesopensilvaniana (Morrowano-Atokano).

7.2-Ambientes Deposicionais.

Dentro da concepção de sistemas deposicionais, em que o termo *fácies* é usado no sentido processo-resposta, os ambientes desempenham a função passiva de repositório dos produtos sedimentares (FISCHER & BROWN, 1972, in GAMA Jr., 1989). Desta forma, um ambiente pode ser dominado por diferentes processos sedimentares, os quais podem ser inferidos pela associação de *fácies*. Esta associação é traduzida por diferentes configurações fisiográficas, que representam os vários sistemas deposicionais, com conotação de unidade paleofisiográfica ou paleogeomorfológica.

A seguir, descreveremos as características principais dos sistemas deposicionais reconhecidos na Formação Piauí.

7.2.1-Sistema Desértico.

1.Introdução

GLENNIE (1970) define deserto como uma área continental, onde a taxa de evaporação excede a taxa de precipitação e a ação do vento é um importante agente geológico. No ambiente desértico, vários sistemas interrelacionados condicionam o registro sedimentar, sendo os mais importantes: o eólico, fluvial, lacustre e secundariamente o deltáico. Estes sistemas englobam diferentes depósitos, característicos de zonas distintas ou subambientes (GLENNIE, 1970; MCKEE, 1979; REINECK & SINGH, 1980), das quais as mais geralmente reconhecidas são: a) *hammada*: área erosional nas bordas dos desertos, formando uma superfície irregular, coberta por seixos e matacões não retrabalhados; b) *seix*: superfície de deflação caracterizada pela concentração de sedimentos grossos (areia grossa e seixos); d) *wadi*: rio efêmero, que deposita sua carga, nas bordas do deserto, próximo a

montanhas (são os leques aluviais ou de *wadis*) e ao longo do deserto. Durante inundações relâmpago, escavam canais fluviais entrelaçados (*braided*) PICARD & HIGH Jr. (1973), que muitas vezes desaguam em lagos de deserto, dando origem a lobos de suspensão (FISHER, 1983); d) sabkha: forma-se pela evaporação da água de lagos temporários, que durante os períodos mais secos ficam salinizados, gerando crostas salinas, onde desenvolvem-se nódulos evaporíticos; e) depósitos lacustre: de natureza temporária, os lagos formam-se pela convergência de *wadis* ou pela elevação do lençol freático, em regiões topograficamente baixas, como as interdunas e; f) depósito eólico: compõe-se de dunas e interdunas. As primeiras são os mais característicos depósitos de deserto, dos quais se conhece hoje sete tipos diferentes (McKEE, 1966). As dunas tipo barcana, longitudinal e transversal são as mais importantes no registro geológico. As estruturas internas das dunas foram estudadas, dentre outros, por BAGNOLD (1941); BIGARELLA (1972); BROOKFIELD (1977); HUNTER (1977). Os depósitos de interduna foram classificados por AHLBRAND & FRYBERGER (1981) em depósito de interduna seca, úmida e evaporítica, ou seco, úmido e molhado (KOCUREK, 1981). Existem ainda os depósitos de lençóis de areia (*low angle sand sheets*), que segundo FRYBERGER et al. (1979), circundam os campos de dunas. As ondulações eólicas (*wind ripples*) são feições facilmente identificáveis nas interdunas secas, enquanto as laminações brechadas (*brecciated laminae*) e estruturas contorcidas (*contorted structures*) caracterizam as interdunas úmidas (KOCUREK, 1981).

Sedimentos de ambientes desérticos foram identificados no registro geológico brasileiro desde o Proterozóico (e.g. PEDREIRA, 1989), e documentados de modo especial nas três grandes bacias intracratônicas do Brasil. Nas bacias do Amazonas (LANZARINI, 1984) e do Parnaíba, condições desérticas instalaram-se a partir do Pensilvaniano, enquanto na Bacia do Paraná, o processo de desertificação parece ter começado no final do Permiano (Formação Rio do Rastro) ou no Triássico (Formação Pirambóia). Com certeza, no Juro-cretáceo a bacia já experimentava o máximo de dessecação, com a deposição da Formação Botucatu (ALMEIDA, 1954; BIGARELLA e SALAMUNI, 1961; SCHNEIDER et al., 1974; SOARES et al., 1974, entre outros).

Com respeito a Formação Piauí, trabalhos anteriores como MESNER & WOOLDRIDGE (1964), sugeriram que o "ciclo" de sedimentação pensilvaniano-permiano-triássico da Bacia do Parnaíba desenvolveu-se sob clima quente e semi-árido, em contraste com o "ciclo" inferior Siluriano-Devoniano-Mississippiano, frio e úmido.

CRUZ *et al.* (1973), em relatório sobre prospecção de carvão, na borda leste da Bacia do Parnaíba, atribuíram à deposição da Formação Piauí a ambientes fluvial e deltáico na região de Balsas, MA e ABREU *et al.* (1977) interpretam os sedimentos da unidade como de origem fluvial, reconhecendo porém uma grande influência do sistema eólico.

LANZARINI (1984), baseado em SEYFERT & SIRKIN (1979), mostra que a posição paleogeográfica da Bacia do Amazonas, durante o Carbonífero (Fig.7.1), aproximadamente a 30° de latitude sul, coincide com a atual posição geográfica dos grandes desertos (predominantemente entre 10° e 40° de latitude), sendo, portanto, compatível com a origem desértica que atribui aos depósitos da Formação Monte Alegre. A situação paleolatitudinal similar da Bacia do Parnaíba, durante esse intervalo de tempo, é, pois, sugestiva da ocorrência de depósitos eólicos no Neocarbonífero.

2. Evidências de Sedimentação Eólica na Formação Piauí.

Na borda leste da Bacia do Parnaíba, exposições ao longo das estradas e rios permitiram o levantamento de seções geológicas e o exame de afloramentos que, juntamente com dados de subsuperfície, levaram a identificação e caracterização de fácies e sistemas deposicionais associados a condições desérticas. Aos evaporitos, principais indicadores de condições paleoambientais áridas e semi-áridas incluem-se ainda grande frequência de sedimentos eólicos associados a depósitos de pequenas frentes deltáicas (lobos de suspensão), intercalados com sedimentos lacustres e fluviais etc.. A correlação das sequências que ocorrem nas bordas da bacia, com os depósitos evaporíticos identificados em subsuperfície, permite diagnosticar condições

Fig.7.1-Paleogeografia da América do Sul no Carbonífero.
Modificado de SEYFERT & SINKIN (1979) e LANZARINI (1984).

desérticas extensas, durante o Neocarbonífero. A possibilidade da presença de *sabkhas* e de depósitos eólicos costeiros, não pode, contudo, ser excluída. As características principais dos sistemas que compunham o paleodeserto do Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba, serão discutidos a seguir.

Os mais notáveis afloramentos das fácies que compõe o sistema eólico situam-se na porção SE da bacia, entre as cidades de Floriano (PI) e São João dos Patos (MA); a NE de Teresina nos municípios de União e José de Freitas; e ao sul do Piauí na Serra das Guaribas (Fig.7.2), no município de Gilbués.

Entre Floriano (PI) e São João dos Patos (MA), depósitos eólicos foram identificados em cortes ao longo da BR-230 e de muitos rios e riachos que interceptam essa rodovia. Na altura do km 25, sedimentos eólicos aflorantes no leito de um pequeno riacho são majoritariamente representados por arenito de granulometria fina a média, com estratificação cruzada tabular interpretado como duna eólica, com sentido predominante dos ventos para NW e SW (Fig.7.3). O controle da migração das dunas parece ser resultante da flutuação relativa do lençol freático, como sugerido por STOCKES (1968), uma vez que as camadas apresentam-se frequentemente truncadas, sem evidências de cavalgamento das dunas (Fig.7.4). Em alguns trechos do leito do riacho, afloram pequenas dunas parabólicas (Fig.7.5) sobre uma área com abundantes ondulas eólicas, provavelmente correspondentes às dunas de pequeno porte desenvolvidas em interdunas secas ou úmidas (*aeolian dune deposits*), denominadas "dunas de interduna". Nas interdunas secas foram também identificadas ondulas eólicas (*wind ripple structures*) do tipo transladante (*downwind-climbing transladent strata*; KOCUREK, 1981) ou tipo "A" (FRYBERGER et al., 1979), também denominado estratificação por ondulas cavalgantes subcrítica (*climbing transladent subcritical stratification*, HUNTER, 1977) (Fig. 7.6) e formas de onda (*ripple forms*) ou tipo "B", ou estratificação por ondulas cavalgantes crítica ou supercrítica (*climbing transladent stratification critical or supercritical*) (Fig. 7.7). As interdunas úmidas são menos frequentes, representadas principalmente por estruturas contorcidas (*contorted structures*)

Fig.7.2- Dunas eólicas com estratificação cruzada acanalada, no sul do Piauí, município de Gilbués na Serra das Guaribas.

Fig.7.4-Dunas eólicas com acreção lateral e migração controlada pelo lençol freático.

Fig.7.3-Área de afloramento da Formação Piauí com indicações gerais de paleocorrentes do sistema deltáico e paleoventos.

Fig.7.5-"Duna de interduna" aflorando no leito do riacho. Observa-se o sentido de transporte eólico para NW da fotografia.

Fig.7.6-Zona de interduna seca com estratificação cavalgante transladante subcrítica.

(Fig. 7.8) e laminações brechadas (*brecciated laminae*). (Fig. 7.8).

HUNTER (1977) separa os estratos eólicos em três tipos: a) laminação cavalgante transladante, acima referida; b) laminação por queda de grãos (*grainfall laminae*) e; c) estratificação cruzada por fluxo de grãos (*sandflow cross strata* ou *grainflow cross strata*). As laminações por queda de grãos são relacionadas a regimes irregulares dos ventos e geralmente resultam em laminações milimétricas, com excelente seleção dos grãos dentro de uma mesma lâmina (Fig. 7.9). A laminação por fluxo de grão, por sua vez, é causada por avalanches na face a sotavento da duna e comumente mostra gradação inversa (Fig. 7.10). As duas estruturas ocorrem frequentemente associadas, como na Fig. 7.11. Junto com os depósitos descritos foram notadas camadas deformadas ao longo de mais de 200 m, cuja estratificação forma dobras com planos axiais, às vezes horizontalizados, separados acima e abaixo por camadas não deformadas (Fig. 7.12), que passa lateralmente a laminações deformadas (Fig. 7.13).

A aproximadamente 5 km do afloramento anterior, outros subambientes de desertos como, sedimentos fluviais (*wadis*) e pequenos lobos deltáicos (Fig. 7.14) foram reconhecidos nos cortes da estrada.

Na região NE da bacia entre os municípios de Teresina, José de Freitas e União (Piauí) os sedimentos eólicos reconhecidos parecem corresponder a depósitos costeiros. Tal interpretação baseia-se na proximidade daqueles com depósitos eólicos de sedimentos reconhecidamente marinhos como é o caso de dunas situadas em níveis estratigráficos equivalentes e geograficamente próximos aos Calcário Contendas e Boa Esperança (em alguns casos menos de 1,5 km).

Na entrada de União, excelentes exposições de dunas eólicas com depósitos de interduna afloram em um corte da estrada PI-112 (Fig. 7.15). A distribuição espacial desses subambientes, resultantes de extensiva migração dos campos de dunas (Draa, WILSON, 1972), resulta em superfícies limitantes de primeira, segunda e terceira ordens (Fig. 7.15 e Fig. 7.16), no sentido de BROOKFIELD (1977). KOCUREK (1981) considera que a presença de marcas onduladas aquáticas (*water ripple structures*), laminações

Fig.7.7-Interduna seca mostrando ondulas eólicas cavalgante transladante crítica ou supercrítica.

Fig.7.8-Interduna úmida com estruturas contorcidas passando na porção SW da fotografia a laminação brechada.

Fig.7.9-Laminação por queda de grãos. As camadas estão separadas por ondulas eólicas.

Fig.7.10-Laminação por fluxo de grãos. Observa-se inversão textural.

Fig.7.11-Estratos alternados com laminação por fluxo de grãos e queda de grãos. Na base ocorrem ondulas eólicas de interduna seca.

Fig.7.12-Camada com estratificação cruzada deformada separada por camadas não deformadas.

Fig.7.13-Os estratos deformados da Figura 10 passam lateralmente para lâminas deformadas. Em algumas trechos é sugestivo de escape d'água.

Fig.7.14-Pequenos lobos deltáicos resultantes da descarga de "wadis" em lagos efêmeros.

Fig.7.15-Vista geral dos depósitos eólicos mostrando superfícies limitantes de primeira, segunda e terceira ordens.

Fig.7.16-Detalhe do afloramento. Vê-se abaixo a zona de interduna úmida (superfície de primeira ordem).

onduladas (*wavy laminations*), estruturas contorcidas (*contorted structures*) e laminação brechada (*brecciated laminae*) é diagnóstica de depósitos de interduna molhada (*wet interdune deposits*). Entretanto, reconhece ele que as interdunas são "bacias" efêmeras, não caracterizadas por uma sequência (modelo), nem tampouco apenas pelas estruturas citadas.

Significativamente, muitas das estruturas sedimentares que caracterizam os depósitos de interduna são indicativos de inundação e subsequente rápida queda na sedimentação. Nas dunas de União, as zonas de interduna não estão representadas por nenhuma dessas estruturas. Estão presentes as laminações horizontais, de espessura centimétrica, constituídas de argila com matéria orgânica, alternadas com camadas siltico-argilosas (7.16). A aproximadamente 2 km do entroncamento da estrada piçarrada que liga a PI-13 com a PI-112 ocorrem dunas eólicas por mais de 1 km, ao longo da estrada, mostrando direção de transporte para NW, e subordinadamente para NE. Ressalta-se, no entanto, que estes dados de atitude de estratificação cruzadas de dunas eólicas foram coletados ao longo da estrada e em poucos afloramentos, refletindo somente uma tendência geral de transporte.

Próximo a Amarante, PI, entre esta cidade e Floriano, abundantes ocorrências de depósitos eólicos como, por exemplo, na Serra das Araras, parecem também situar-se no contexto de ambiente costeiro. Neste local, depósitos de dunas e interdunas, atribuídos à Formação Piauí são sobrepostos, em contato brusco, por sedimentos interpretados como de planície de maré da Formação Pedra de Fogo (Fig.6.4 e Fig.6.5). Saindo de Amarante, até 7 km em direção a Teresina, são comuns os conjuntos eólicos, apresentando sentido de transporte dos ventos também para NW (Fig.7.3).

7.2.2-Sistema Deltáico.

1.Introdução.

Delta é um sistema deposicional alimentado por rio, que produz uma progradação irregular da linha costeira dentro de um corpo d'água (FISCHER et al., 1969). Um delta forma-se quando um rio, transportando quantidade significativa de sedimentos, entra em uma bacia receptora. Embora poucos processos que aí ocorrem sejam privativos do ambiente deltáico, a interação de processos fluviais subaéreos e subaquosos marinhos ou lacustres produzem distinta assembléias de fácies (GALLOWAY & HOBDAV, 1983).

A distribuição, orientação e geometria interna dos depósitos deltáicos é controlada por uma variedade de fatores, incluindo o clima, descarga dáqua, carga sedimentar, processos de desembocadura, ondas, marés, correntes, ventos, largura da plataforma e talude, tectônica e geometria da bacia receptora (WRIGHT et al. 1974).

O desenvolvimento de um delta envolve frequentemente deposição cíclica, relacionada à fase de progradação quando as areias de frente deltáica recobrem as argilas de pró-delta, ou através do abandono do lobo deltáico, geralmente por rompimento de dique lateral (*crevasse splay*). A alternância, em larga escala, entre as duas fases pode produzir ciclos regionais de regressão-transgressão causados por tectonismo ou mudanças eustáticas do nível do mar. Um ciclo completo (mega-ciclo), com espessura de 50 a 150, metros pode passar lateralmente a numerosos ciclos menores representando a progradação de distributários individuais ou "crevasse splays". Estes podem variar de aproximadamente 2 a 14 metros de espessura, numa sequência de gradação inversa. A forma segunda a qual as sequências deltáicas cíclicas se superimpõem depende da taxa relativa de sedimentação, subsidência (incluindo compactação) e do deslocamento relativo dos lobos. Se a taxa de sedimentação e subsidência estão equilibrados, o delta poderá tender a construção vertical; se a subsidência é menor que a taxa de

sedimentação o delta tenderá a progradar em direção ao mar (GALLOWAY & HOBDAV, 1983).

2. Evidências da deposição deltáica na Formação Piauí.

Não faz parte do escopo desse trabalho estudo detalhado do sistema deltáico da Formação Piauí, com a caracterização de seus subambientes, já descritos por CRUZ et al. (1973). Fácies atribuídas a este sistema deposicional parecem ocorrer subsidiariamente na Formação Piauí, sendo mais importante na Formação Poti.

Fácies atribuíveis ao sistema deltáico foram identificadas em toda borda leste e sul da Bacia do Parnaíba, em especial, entre Floriano e Amarante, na cidade de Monsenhor Gil e na região compreendida entre os municípios de Teresina, José de Freitas e União (Piauí).

Em cortes da Br 343 e no leito do riacho dos Porcos, próximo do limite entre os municípios de Floriano e Amarante, encontram-se bons afloramentos de depósitos de frente deltáica e de pró-delta associados. Arenitos conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada, que ocorrem na porção superior da sequência, podem ser interpretados como depósito de fundo de canal de rios entrelaçados, que supriam o delta ou mesmo como parte integrante da própria frente deltáica. Este conjunto passa lateralmente a arenito fino com corpos sigmóides amalgamados (Fig.7.17 e Fig.7.18), que recobrem as fácies mais argilosas de pró-delta (Fig.7.19). Entre Floriano e Amarante, os depósitos sigmóides de frente deltáica mostram sentido de transporte predominantemente para NE e, subsidiariamente, para NNE e NNW. No Maranhão, entre Barão de Grajaú e São João dos Patos, foram medidas laminações cruzadas cavalgantes (*climbing*) de pró-delta orientadas para SW e estratificações cruzadas de frente deltáica mergulhando para NW. Nessa região, a sequência deltáica exibe deposição cíclica de sedimentos finos de pró-delta sobrepondo-se aos de frente deltáica (lobos sigmóides) (Fig.7.20 e Fig.7.21), cuja posição estratigráfica é, entretanto, duvidosa.

Fig.7.17-Vista geral da frente deltáica que aflora no riacho dos Porcos. Na porção superior encontram-se lobos sigmoidais.

Fig.7.18-Detalhe dos lobos sigmoidais amalgamados, em corte longitudinal.

Fig.7.19-Pequenos lobos sigmoidais de areia muito fina sobrepostos aos folhelhos pretos de pró-delta.

Fig.7.20-Folhelhos de pró-delta (esquerda) acima de lobos de frente deltáica. Pode representar uma fase transgressiva ou retrogradacional.

Fig.7.21-Detalhe do contato dos folhelhos de pró-delta sobre lobos sigmoidais cortados frontalmente.

Fig.7.22-Vista geral do afloramento de frente deltaica de Monsenhor Gil-PI.

Na região de Monsenhor Gil (antiga cidade de Natal), tem-se ótimos afloramentos das fácies deltáicas, com exposições que atingem mais 30 m de altura e até 200m de extensão (Fig.7.22). Foram identificados aí sedimentos arenosos de frente deltáica sob a forma de grandes barras (>100m de comprimento), com espessura máxima de 1,5 m e geometria lenticular em cortes frontais (Fig.7.23); de planície deltáica, com abundantes restos de vegetais; e, nas porções mais distais, folhelhos de pró-delta, muitas vezes retrabalhados por onda de tempestade, como evidenciado pela abundância de *hummocks* ou pela presença de uma catenária de mais de 70 metros. Trata-se da melhor sequência conhecida de afloramentos do sistema deltáico. Foram encontrados também pequenos corpos sigmóides, com as porções superiores, erodida, ressaltando também a ação de correntes de marés (Fig.7.24). Do ponto de vista estratigráfico, a porção arenosa é interpretada por muitos como Formação Piauí e os folhelhos de pró-delta são atribuídos à Formação Poti. Nos afloramentos de Monsenhor Gil, os corpos maiores de frente deltáica apontam um transporte predominantemente para NW (Fig.7.3). Encontram-se também marcas onduladas de corrente, com sentido de movimento para S e SE, representativas, talvez, de correntes de marés. As porções superiores mais arenosas são frequentemente interpretadas como pertencentes a Formação Piauí (incluindo as frentes e parte da planície deltáica). As porções inferiores, geralmente topograficamente mais baixas com predomínio de depósitos de pró-delta são consideradas por muitos como integrando a Formação Poti.

Entre Teresina e José de Freitas, corpos sigmóides de frente deltáica apresentam transporte predominantemente para NW (Fig.7.3). A grande variação no sentido do fluxo de sedimentos verificada ao longo da borda leste (NE, SW e predominantemente NW) pode ser justificada pela flutuação normal de um delta, que frequentemente deposita seus lóbos, até que estes atinjam níveis de base mais altos do que o da planície costeira. Quando este nível é atingido, o lobo é abandonado, geralmente por rompimento de dique lateral (*crevasse splay*), iniciando-se a deposição de um novo lobo, lateral ao anterior, com sentido de fluxo variando de até 180°, como mostrado por GALLOWAY & HOBDAI (1983).

Fig.7.23-Vista frontal dos lobos de frente deltáica.

Fig.7.24-Pequenos sigmóides de maré de ocorrência isolada, refletindo a ação subordinada das marés retrabalhando a frente deltáica.

Como, no perfil levantado, as medições das estratificações cruzadas limitaram-se às aflorantes na estrada, esses dados não podem ser utilizados com rigor estatístico. Em uma frente deltaica com lobos variando em orientação de, por exemplo, 90°, e com somente um deles aflorante, as medidas feitas não representariam a direção predominante de transporte. *Grosso modo*, entretanto, pode-se, sugerir o sentido NW como o predominante para o fluxo sedimentar do sistema deltaico, na borda leste da Bacia do Parnaíba (Fig.7.3).

7.2.3- Sequência Carbonática Marinha Rasa.

1.Introdução.

Por causa da fácil precipitação de carbonatos em águas marinhas quentes e rasas, ocorre muita sedimentação carbonática na plataforma e em bancos (*banks*), nas regiões tropicais. Os carbonatos são frequentemente depositados *in situ*, mas podem também ser transportados em direção à bacia de sedimentação, ou levados para o continente. As três principais áreas de acumulação são: a) zona de submarés, nas plataformas abertas ou margens de plataforma; b) junto à linha de costa, onde os sedimentos são transportados da bacia aberta para a praia ou para a planície de maré; e c) no talude e interior da bacia (JAMES, 1983).

Os sedimentos carbonáticos podem acumular-se rapidamente em comparação com as taxas de sedimentação de outras rochas sedimentares. Entretanto, a interpretação ambiental de antigos calcários envolve a mesma abordagem de estudo da fácies usada para rochas siliciclásticas (e.g., WALKER, 1983; READING, 1986), acrescida de informações obtidas em laboratório para a identificação de microfácies. Uma fácies é definida por um conjunto particular de atributos sedimentológicos, tais como, características litológicas, textura, estrutura sedimentar, geometria, conteúdo fossilífero, cor etc. Litofácies definidas com base em características sedimentares, chamadas simplesmente

fácies, são mais frequentemente usadas por sedimentólogos. Biofácies são identificadas e caracterizadas com base em diferenças paleontológicas, icnofósseis etc.

As fácies carbonáticas são usualmente referidas a um dos seguintes casos: a) no sentido descritivo puro, usando poucos elementos pertinentes, por exemplo, a estratificação cruzada de fácies de *grainstones*; b) em termos de seus ambientes de deposição, como, por exemplo, fácies de planície de marés; ou c) com referência aos processos deposicionais envolvidos, como fácies oolítica arenosa, dominada por ondas. O primeiro é essencialmente descritivo não genético, e o segundo e terceiro são ambos interpretativos e podem ser modificados à luz de futuros trabalhos.

O estudo de carbonatos necessita de mais elementos, além dos dados de campo para definir suas fácies. Frequentemente, é difícil identificar a composição dos calcários no campo, tornando-se necessário o seu estudo em seções delgadas, ao microscópio, em *peels* e seções polidas (TUCKER et al., 1990).

A interpretação das fácies carbonáticas é geralmente facilitada pelo estudo de uma sequência vertical de fácies, mais do que de cada microfácies individual. Contudo, vale ressaltar que, fácies individuais de carbonatos podem conter suficiente informações diagnósticas para permitir identificar os ambientes deposicionais respectivos com bastante precisão. Certas estruturas sedimentares, tais como olhos de aves (*birdseyes*), restringem-se a um ambiente específico; componentes esqueletais particulares (não transportados) podem indicar condições deposicionais mais específicas. Contudo, o exame de sequências verticais de fácies pode ajudar a identificar processos deposicionais de maior amplitude que estavam operando. Sucessão vertical de fácies concordantes, com contatos não erosivos, pode ser o produto de ambientes lateralmente adjacentes. O padrão de arranjo de fácies pode ser variado, mas em muitos casos há uma repetição regular de várias fácies, que resultam em um ciclo sedimentar. Em muitos casos, um caráter cíclico é óbvio no campo, ou torna-se aparente apenas através do exame de perfis elétricos/radioativos ou do estudo petrográfico. Em outra

situação, a norma de um ciclo pode ser muito subjetiva ou não aparente para todos (TUCKER et al.,1990).

Fácies carbonáticas podem ser estudadas em nível variável de detalhe, para se obter o máximo de informações. Camadas individuais podem ser examinadas para determinação dos mecanismos de deposição e identificação de microfácies. Um conjunto de camadas e microfácies pode constituir uma sequência, e as características deste "empacotamento" frequentemente revelam a natureza das modificações ambientais. A sequência pode constituir um ciclo, muitas vezes repetido, deste modo exigindo a busca dos seus mecanismos causadores. A análise da ocorrência de ciclos numa formação pode evidenciar sutis, mas significativas mudanças na espessura, microfácies, granulometria etc., que refletem variações na posição relativa do nível do mar, através de mecanismos tectônicos ou eustáticos (TUCKER et al.,1990).

Os ciclos descritos na literatura consistem principalmente de calcário, calcário-dolomita, mas existem ciclos carbonáticos onde outras litologias estão envolvidas. Uma classe particular de sequência cíclica, envolvendo diminuição da profundidade da água para cima, termina com gipsita-anidrita no topo de ciclo. Em muitos casos, esses minerais foram depositados em ambiente de supra-maré e *sabkha* costeiro, encerrando dolomitos ou calcários de intermarés (estromatólitos planares, *birdseyes*). Alguns ciclos de sulfatos-carbonatos têm gipsita-anidrita na sua porção inferior, passando acima a calcário. Neste caso, os sulfatos precipitados em uma laguna, são recobertos por carbonatos associados à progradação de planície de maré. Os depósitos cíclicos podem também incluir componentes siliciclásticos. Este é, particularmente, o caso de depósitos carbonáticos formados no interior de plataformas, onde ocorre significativa contribuição fluvial, ou onde existem sedimentos siliciclasticos de linha de praia ou frente deltáica, e carbonatos acumulados em três zonas externas à praia, abaixo do nível de base das ondas. Um exemplo são os *Yoredale Cycles* estudados por LEEDER & STRANDWICK (1987), cujo modelo tectônico-sedimentar inclui a deposição dos carbonatos seguidos de sedimentos deltáicos, associados à atuação de falhas lístricas normais à borda da bacia (TUCKER et al.,1990).

2.Evidências de Sedimentação Carbonática Marinha Rasa.

A partir dessas considerações, apresentam-se abaixo as descrições dos calcários da Formação Piauí, e dos litótipos terrígenos associados, acompanhadas da interpretação de seus prováveis ambientes deposicionais. Os afloramentos ocorrem em pedreiras situadas principalmente no setor NE da faixa de afloramento da unidade (Fig.1.1).

2.1.Calcário Mocambo.

Para normatização da descrição dos afloramentos do calcário e das rochas terrígenas associadas, foram subdivididos em fácies operacionais, denominadas por uma letra e um número, correspondentes, respectivamente, ao nome do afloramento e à litofácies. Esta sistemática foi adotada para todos afloramentos descritos.

2.11-Descrição da Seção (Fig.7.25)

A₁- Arenito cinza-claro, fino a médio, pouco friável, calcífero no topo, maciço, eventualmente exibindo fina estratificação. No contato com o calcário, o arenito é amarelo e contém pequenas intercalações deste.

A₂- Calcário, com espessura média de 1 m, de forma tabular, com aproximadamente 100 m de comprimento e, passando lateralmente, por cerca de 30 m, a camadas ligeiramente lenticulares, variando em espessura de 0,2 a 0,3 m. O conjunto sugere uma forma tabular, de grande dimensão, ou uma série de lentes suaves, contíguas. O calcário é cinza-claro na base e amarelado na sua porção média. A rocha exhibe porosidade móldica pronunciada, apresentando, em alguns pontos, calcita espática,

Fig.7.25-Perfil composto do Calcário Mocambo.

passando em alguns casos, a micrita sem fósseis. Na porção superior, a porosidade móldica diminui e predomina calcita espática. Chama muito a atenção a abundância de moldes de braquiópodes, bivalves e gastrópodes, com excelente preservação (Fig.7.26).

A₃- Siltito argiloso, azulado, em contato direto com o calcário. Contem marcas onduladas de corrente mal preservadas, na porção inferior, com sentido de transporte para SW. Passa, no topo, a siltito mais argiloso, intensamente fraturado o que impede a observação de estruturas sedimentares.

A₄- Intercalação monótona de camadas centimétricas de silte e argila, de cor vermelha, com prováveis gretas de contração. Próximo da capa, ocorrem dois níveis mais grossos, com estratificação ondulada (*wavy*), passando para camadas mais pelíticas, com estratificação lenticular (*linsen*). (Fig.7.27).

A₅- Arenito fino, cinza-claro, com espessura média de 12 cm, apresentando forma de leito de barras sobrepostas, e internamente estratificação plano-paralela (?), separadas por camadas silticos-arenosas exibindo estratificação ondulada e truncamento por ondas (Fig.7.27). Aparentemente, as barras apresentam estratos cruzados de baixo ângulo, semelhantes às observadas em praia, entretanto, a abundância de argila sugere, alternativamente, a migração de ondas de areia (*sandwave*) controlada por marés. No topo das camadas argilosas encontram-se marcas onduladas de corrente e gretas de contração. As marcas onduladas apresentam comprimento de onda de 3 cm, possuem direção S 40° E, não tendo sido possível identificar o sentido de transporte. No dorso das marcas onduladas observam-se delicadas e pequenas (1 a 2 cm) gretas de contração. (Fig.7.28).

A₆- Siltito argiloso, estratificado, fraturado, com estruturas primárias mascaradas pelo fraturamento. É semelhante à fácies A₄. Esta fácies desaparece lateralmente.

Fig.7.26-Vista geral do Calcário Mocambo.

Fig.7.27-Corpos arenosos com geometria em barras acunhando lateralmente, separados por camadas de espessuras variadas de argila.

Fig.7.28-Marcas onduladas com pequenas e delicadas gretas de contração.

A₂- Arenito cinza-claro, fino, fraturado, em camadas centimétricas, que diminuem de espessura para o topo, sugerindo uma geometria de cunha que afina para os lados. A reconstituição da geometria é limitada pela pequena área de afloramento.

Microfácies carbonática- As lâminas mostram uma grande abundância de microfósseis e pelóides. Os componentes orgânicos mais abundantes, na maioria das lâminas, são microgastrópodes, que, em alguns casos, constituem uma microcoquina (*grainstone*) com pouca ou nenhuma matriz. Outros constituintes abundantes são os pelóides, (*grainstone* e *packstone* ou pelmicrita), foraminíferos arenáceos, algas verdes (?), pelecípodes e ostracóides. Em zonas correspondentes a deposição de mais baixa energia encontram-se *wackstone* com os mesmos constituintes. Bioturbação é comum. A microfácies, com pouco micrita, sugere um canal de maré, com energia moderada, em condições de interior de plataforma rasa (Fig.7.29;7.30;7.31 e Fig.7.32).

2.1.2-Interpretação.

A rocha carbonática depositou-se em um ambiente marinho, de interior de plataforma rasa, tendendo a um ambiente transicional, com influência de marés. O folhelho vermelho (A₃ e A₄), representa um depósito de área de inframaré, evidenciada pelas marcas onduladas de corrente e raras gretas de contração. A transição deste para o arenito sobreposto (A₅) marca uma nítida passagem de "subambiente" lamoso, para outro com domínio de areia, acompanhados, respectivamente, por estratificação lenticular e ondulada, até o predomínio absoluto da areia. Esta pode ser interpretada como correspondente a uma zona de praia, embora atípica, muito protegida, em virtude do volume de argila. Parece mais provável que corresponda a corpos sigmóide de marés (*sand waves*) de pequena amplitude, depositados na zona de transição entre as regiões de infra e intermaré. Vale ressaltar que a gradação entre os folhelhos e arenitos sugere um ambiente controlado por marés, com as argilas dando lugar,

Fig.7.29-Biomicrita ("Packstone") constituído de grãos de pelóides, microgastrópodes e foraminífero (Aum. 10x10).

Fig.7.30-Pelmicrita ("Packstone") de origem não identificada (Aum. 4x10).

Fig.7.31-Detalhe de um briozoário (Aum.4x4).

Fig.7.32-Detalhe de um microgastrópode (Aum.10x10).

progressivamente, as areias ou vice-versa (dependendo da posição relativa do corpo na área de marés).

A sequência teórica ideal é composta de *lepees*, gretas de contração, na região de exposição subaérea, passando a predominar a estratificação lenticular e ondulada (quando o sistema começa a receber areia), até sigmoides de marés com marcas de onda e estrutura *flaser* no limite entre zonas de inter e inframaré, onde volta a predominar a lama. No afloramento estudado, o padrão parece repetir-se nas camadas de folhelho e arenito que o capeia. Nota-se, contudo, que a associação faciológica típica de ação de marés não está totalmente representada, e mesmo estruturas ou conjunto de estruturas sedimentares mais sugestivas, também não foram encontradas. Pode-se com certeza afirmar apenas que esta área encontrava-se razoavelmente protegida, durante a deposição dos litótipos descritos.

2.2. Calcário Esperança.

2.2.1-Descrição da Seção (Fig.7.33)

B₄ - Dolomita cinza-escuro, maciço, com muita matéria orgânica, forma de leito ondulada (Fig.7.36), espessura média de 0,5 m. Ocorre também geometria tabular (Fig.7.35). Não foram evidenciadas estruturas internas. Foram encontrados fósseis apenas na porção NW da pedreira, principalmente no topo do calcário.

B₅ - Caracteriza-se pela alternância de camadas centimétricas de argilito e siltito laminados, de cor cinza, aparentemente sem fósseis e estruturas visíveis que sugerissem fluxo. Corresponde pois, a uma área restrita, onde os pelitos foram depositados provavelmente por decantação (Fig.7.38). Acima deste nível ocorre uma camada centimétrica de arenito avermelhado, com abundantes concreções ferruginosas, sem estruturas primárias.

Fig.7.33-Perfil composto do Calcário Esperança.

Microfácies carbonática- Em lâminas delgadas, esta rocha apresenta-se monótona, mostrando agregados de pequenos cristais de dolomita e matéria orgânica (Fig.7.37), bioturbada, com ocasionais grãos de quartzo bem arredondados, flutuando na matriz, provavelmente trazidos pelo vento. A microfácies é sugestiva de um ambiente sem energia.

2.2.2-Interpretação.

A pobreza de afloramentos (Fig.34) dificulta a investigação do ambiente deposicionais, com base em variações faciológicas. O calcário Boa Esperança contém abundantes fósseis marinhos (pelo menos três gêneros de braquiópodes), além de outros, como bivalves, gastrópodes, restos de vegetais, prováveis restos de briozoários, concentrados na porção NW da pedreira. A abundância de lama associada ao calcário, a grande quantidade de fósseis diferentes reunidos em porções localizadas dos calcários, além da forma de leito ondulada verificada em alguns corpos carbonáticos sugere a influência de tempestade retrabalhando os sedimentos, em ambiente lagunar.

2.3.Calcário Contendas.

2.3.1-Descrição da Seção (Fig.7.39)

C₁- Calcário de cor creme a cinza amarelado, de geometria predominantemente tabular, aflorando irregularmente em um raio de 400m, aproximadamente. Em alguns pontos é muito fossilífero com abundantes braquiópodes, bivalves e gastrópodes; com porosidade móldica e calcita espática; noutros passa lateralmente a um calcarenito sem fósseis nem calcita. Tanto nas porções mais calcíticas, quanto nas areníticas, inferiores, percebe-se uma estratificação incipiente, principalmente onde a superfície da rocha está exposta às intempéries (Fig.7.40 e Fig.7.41). A erosão cárstica e a falta de afloramentos contínuos dificulta a

Fig.7.34-Vista geral da pedreira da Fazenda Esperança, correspondendo a uma área aproximada de 2 km².

Fig.7.35-Aspecto tabular do Calcário Esperança.

Fig.7.36-Forma de leito ondulada do Calcário Esperança.

Fig.7.37-Fotomicrografia mostrando cristais de dolomita com
matéria orgânica (Aum. 4x10).

Fig.7.38-Camadas de siltito e argilito intercaladas,
sobrepostas ao Calcário Esperança.

Fig.7.39-Perfil composto do Calcário Contendas.

Fig.7.40-Detalhe do Calcário Contendas exibindo estratificação cruzada tabular incipiente.

identificação da forma de leito e geometria do corpo (Fig.7.41).

C_w - Camada argilosa centimétrica (2 cm), amalgamada, de cor esverdeada, em contato concordante com o calcário. É semelhante e menos espessa que a camada argilosa sobreposta ao calcário Mocambo (fácies A_4).

C_m -Arenito muito fino, siltico, com 0,3 m de espessura, de cor branco avermelhado, mais intensa nas porções mais arenosas, diminui de espessura lateralmente desaparecendo para N do corte principal da pedreira. O arenito é laminado no topo, e contém ondulações (*wave ripple*), na sua porção média e inferior com truncamento de onda de 0,27 m a 0,6 m (Fig.7.42). São encontradas gretas de contração no dorso das feições maiores de truncamento de onda.

C_4 - Siltito argiloso, vermelho intenso com teor de argila aumentando para o topo, frequentemente com as estruturas internas mascaradas por fraturamento. Na porção central do afloramento (na pedreira), ocorre um nível de calcita espática, de espessura milimétrica. Na porção norte do corte, notam-se, na base, abundantes truncamentos de onda de grande porte, variando de 0,4 a 0,6 m de extensão (Fig.7.43).

C_w -Camada de arenito fino (predominantemente) a médio de 15 cm de espessura, em parte estratificada, com intercalação de argila. Na base, assenta-se sobre um nível avermelhado de 4 cm de espessura com gretas de contração e possível estrutura de paleosolo.

C_4 -Siltito argiloso semelhante à fácies C_4 , bastante fraturado, porém sem truncamentos.

Microfácies carbonáticas- As lâminas analisadas apresentavam-se, sem exceção, silicificadas, com cimento predominante de calcedônia e subordinadamente, calcita e anidrita (Fig.7.44). O conteúdo paleontológico é de difícil identificação a não ser prováveis tapetes algálicos e palecípodes silicificados

Fig.7.41-Vista geral do afloramento mostrando a camada de calcário sobreposta por fácies terrígenas.

Fig.7.42-Detalhe do arenito (C3) com ondulações ("wave ripples") de 0,3 a 0,6 m.

Fig.7.43-Truncamento de onda de médio porte em siltitos laterais aos arenitos finos com ondulações, evidenciando a ação de ondas de tempestade.

Fig.7.44-A seta aponta para um cristal de anidrita (clivagem ortogonal). Abaixo, cristal de calcita (clivagem ortorrômbica) (Aumento 4 x 10).

(Fig.7.45 e Fig.7.46). Lâminas da porção superior da camada calcária sugerem a presença de uma crosta de exposição (silcrete) com pisólitos também silicificados (Fig.7.47 e Fig.7.48). As evidências de lâminas são coerentes com as observações de campo da camada C_{10} , interpretada como paleosolo.

2.3.2-Interpretação.

O ambiente deposicional deste calcário parece semelhante à do Calcário Mocambo, acrescentando-se neste caso a ação de ondas de tempestade e sua situação mais próxima à costa. O calcário possui um conteúdo paleontológico megascópico, cor, textura e litótipos associados que poderiam ser comparáveis ao Calcário Mocambo. Algumas diferenças básicas são: a incipiente estratificação; sobreposição por arenitos, com ondulações de porte médio (*wave ripples*) e estratificações cruzadas de baixo ângulo, que desaparecem lateralmente, passando a um siltito vermelho, com estruturas de truncamento de onda causada por tempestade; a silicificação; e a presença subordinada de anidrita como cimento. Em costas retrabalhadas por tempestades é comum o desenvolvimento de ondulações de porte médio nas porções mais proximais da costa, enquanto as laminações paralelas (de baixo ângulo ?) e HCS representam zonas mais profundas (AIGNER, 1985). A presença de gretas de contração no dorso das marcas de onda de porte médio (C_{10}), juntamente com as estruturas de paleosolo, sugerem a exposição subaérea. Acima, como no Calcário Mocambo, o ciclo se repete, mas também aqui são guardadas algumas diferenças. Ao invés de ondas de areia (*sand waves*) de maré, parece que a deposição arenosa tomou lugar numa área mais rasa e restrita, chegando novamente à exposição subaérea com a formação de paleosolo. A presença de anidrita reforça a influência evaporítica também na borda leste da Bacia do Parnaíba.

Fig.7.45 e 7.46-Cimento silicoso predominante na porção superior do Calcário Contendas. A seta aponta para um molde de molusco (pelecípode ??) silicificado. (Aumento 4 x 10, nicois cruzados e descruzados)

Fig.7.47 e 7.48-Pisólitos silicificados dispersos em
cimento de calcedônia. (Aumento de 4×10 , nicois
cruzados e descruzados)

2.4. Calcário Bom Lugar

2.4.1-Descrição da Seção (Fig.7.49)

D₁- Camada de calcarenito, de 0,8 m, de granulação fina, cinza claro em superfície recente e pintalgado em exposições mais antigas, friável, menos arenoso para o topo. Frequentemente, notam-se nódulos de calcário. Não foram evidenciadas estruturas sedimentares primárias.

D₂- Arenito creme, muito fino, com espessura variando de 1,5 a 0,25 m, cimento calcífero, estratificação cruzada tangencial de grande e pequeno porte (Fig.7.50), poucas estratificações do tipo espinha de peixe (Fig.7.51), dobras convolutas, estruturas de fluidização e escape d'água, a presença comum de ondulas de refluxo (*back flow-ripples*) separando os conjuntos de camadas com estratificação cruzada (Fig.7.51). Os feixes (*bundles*) sucessivos são frequentemente separados por "diastemas" (*diastems*), ocorrendo pelo menos três níveis (*sets*) de corpos sigmoidais. As estratificações apontam predominantemente a direção de transporte para SE e, subordinadamente para E.

D₃- Argilito siltoso, avermelhado, com gretas de contração na parte inferior, passando por transição a arenito fino cinza, com marcas onduladas, estratificações cruzadas de baixo ângulo, alternando com estratos de granulometria mais fina, exibindo estrutura *flaser*.

D₄- Arenito muito fino, siltoso, cinza avermelhado, com geometria sigmoidal em cortes frontais e lobular, em planta (Fig.7.52). Nas porções mais distais, exhibe laminação paralela com ondulações cavalgantes e abundantes microdobras convolutas (Fig.7.53). Eventualmente, ocorre sem estrutura interna (Fig.7.53).

Fig.7.49-Perfil composto do Calcário Bom Lugar.

Fig.7.50-Arenito fino com estratificação cruzada tangencial de médio porte.

Fig.7.51-Estratificação cruzada espinha de peixe e estrutura de refluxo.

Fig.7.52-Corpo de geometria lobada em planta e sigmóide em cortes frontais sobreposto a sedimentos silticos argilosos.

Fig.7.53-Detalhe do corpo mostrando ondulações cavalgantes; na porção inferior esquerda apresenta-se maciço ou fluidizado.

2.4.2-Interpretação.

O conjunto de fácies D_1, D_2, D_3 parece representar uma passagem de condições de nível de mar profundo para raso, com influência de marés e ação deltáica. Os atributos da fácies D_3 são muito sugestivas de ação de marés, indicado pela presença de feições características, como inconformidades erosionais (*diastems*), variação na inclinação (mergulho) dos *co-sets* de pequena e grande escala. A presença de *co-sets* de estratificação cruzada de pequena escala sub-horizontais com direção de fluxo contrária às estratificações cruzadas, evidencia bimodalidade de fluxo, sugerem tratar-se de corpos arenosos denominados mega ondulações de maré (*tidal mega-ripples*) semelhantes aos estudados por BOERSMA (1969) no SW da Holanda. A ausência de camada (única) de argila (*mud-layer couplets*) recobrimdo a sequência de feixes (*bundle*) sugere, segundo VISSER (1980) não tratar-se de um região de intermarés. Os argilitos siltosos, portando gretas de contração, intercalados com arenitos finos com marcas onduladas (de corrente??) e estratificações cruzadas de baixo ângulo parecem representar a região de supra maré numa costa relativamente protegida. A transição para a fácies superior (D_4) não foi possível de identificar, em função da pequena cota do afloramento e do acúmulo de talus na base do contato. A fácies D_4 possui geometria lobada, com presença constante de ondulações cavalgantes nas suas porções distais e nos sedimentos finos que separam os lobos. A ausência de estratificações tangenciais, que pudessem sugerir alguma ligação genética com os depósitos de maré sotopostos, pode ser interpretado como indicativo de lobos deltáicos em condições de nível do mar ascendente. A fácies superior aflorante deve representar a fase de abaixamento relativo do nível do mar, com a deposição de sedimentos costeiros, ainda sob influência de marés. A má qualidade do afloramento, com poucas estruturas seguramente identificadas, contudo, compromete estas afirmações.

2.5. Calcário Carimã.

2.5.1-Descrição da Seção (Fig.7.54)

E₁-Duas camadas de calcarenito cinza, aparentemente sem fósseis e estruturas internas, ambas mostrando no topo feições poligonais semelhantes a gretas de contração de grande dimensão (>40 cm), comparáveis às estruturas formadas em ambientes salinos supersaturados, como nas bacias evaporíticas de exposição subaérea (Fig.7.55).

E₂- Camada siltica de cor avermelhada, com intenso fraturamento impossibilitando a percepção de estruturas internas, passando por transição a siltito arenoso, com laminação lenticular (*linsen*) e ondulada (*wavy*) e laminação plano-paralela.

E₃- Camada de arenito fino a médio, cinza, friável e maciço na porção inferior, em contato direto com um arenito fino, calcífero, com geometria e estratificações cruzadas sigmoidais de porte médio e pequeno (N15°E/ 32° SE). Passando por transição lateralmente, (Fig.7.56) a um arenito de cor cinza de granulação média, com marcas onduladas de grande porte (comprimento de onda = 28 cm) com duas atitudes predominante :S 60° W, com direção de transporte para SE e N-S, com transporte para S. A maior dificuldade na área de afloramento do Calcário Carimã é operacional, devido a quase ausência de afloramentos em função da topografia excepcionalmente plana (Fig.7.56).

2.5.2-Interpretação.

O calcarenito da base da sequência não oferece boas evidências sedimentológicas e paleontológicas, uma vez que não foram encontrados fósseis nem foram detectadas estruturas sedimentares primárias. As grandes feições sin-sedimentares,

Fig.7.54-Perfil composto do Calcário Carimã.

Fig.7.55-Calcarenito Carimã exibindo marcas de dessecação em duas camadas.

Fig.7.56-Feições sigmoidais interpretadas como megaondulações de maré.

poligonais, são as únicas estruturas visíveis no calcarenito. Possivelmente resultam de exposição subaérea de fundo de lago hipersalino. As estruturas podem representar crostas de precipitação de gipso e/ou halita em lagunas, semelhante as verificado na laguna de *Gran Roque*, Venezuela, onde os diâmetros dos polígonos são superiores a 1 m (SONNENFELD, 1984). A laguna aqui interpretada foi posteriormente afogada e incorporada ao ambiente costeiro restrito, quando ocorreu a deposição de argila. Na porção superior deste sistema há uma gradação com participação progressiva de areia, com estruturas lenticulares e onduladas dando lugar a um corpo arenoso, calcífero, maciço, sem dados para ser interpretado. Esse sistema, posteriormente, passou a ser controlado pela ação de maré, refletido pela presença de corpos de arenito, sobrejacente, de geometria sigmoidal, com características semelhantes da fácies D_m , no perfil da Fazenda Bom Lugar, interpretado como mega ondulações de maré (*tidal-mega ripples*). Capeando toda sequência, é encontrado um arenito médio, cinza, com marcas onduladas de grande porte, sugestivo de deposição em ambiente de maior energia, ou mais raso, compatível com ação de maré postulada.

2.6. Calcário Vidaiço.

2.6.1-Descrição da Seção (Fig. 7.57)

F_1 - Arenito fino, cinza claro, de geometria sigmoidal, com estratificação cruzada tangencial e estruturas de escorregamento na porção mais distal de alguns corpos (Fig. 7.58), além de marcas onduladas no dorso dos corpos sigmoidais (Fig. 7.59), com direção $N 20^\circ E$ e merquiho para NE. A sequência tem direção de transporte predominante para SE. As sigmoides desaparecem lateralmente, cedendo lugar a corpos lobados, amalgamados, exibindo ondulação cavalgante nas suas porções mais distais (Fig. 7.60).

Fig.7.57-Perfil composto do Calcário Vidalgo.

FÁCIES	LITOLOGIA, TEXTURA E ESTRUTURA SEDIMENTAR	DESCRIÇÃO
F ₁₀		F ₁₀ - Arenito branco avermelhado, com laminação de baixo ângulo, intercalado com folhelho vermelho fraturado.
F ₉		F ₉ - Folhelho vermelho intensamente fraturado, semelhante à F ₇ .
F ₈ F ₇		F ₈ - Arenito branco e vermelho alternando camadas centimétricas de argila. As intercalações diminuem para o topo. É abundante a presença de <i>flaser</i> .
F ₇		F ₇ - Folhelho vermelho intensamente fraturado.
F ₆		F ₆ - Arenito fino, cinza, de geometria sigmoidal, verificando-se, internamente, cruzadas tangenciais, espinha de peixe, <i>back flow</i> .
F ₅ F ₄		F ₅ - Calcário cinza, com fratura prismática, exibindo <i>lepees</i> , <i>bird eyes</i> , parcialmente silicificados.
F ₄		F ₄ - Arenito cinza claro, amarelado, de textura fina, disposto em grandes "barras".
	ARGILA SILTE AREIA FINA MÉDIA

Fig.7.58-Corpo sigmoidal com feição de escorregamento.

Fig.7.59-Conjunto de sigmóides de topo arrasado com marcas onduladas no dorso.

Fig.7.60-Vista lateral dos lobos inferiores.

F₂ - Siltito argiloso, arenoso, amarelo claro a escuro, friável, levemente calcítico, com laminação ondulada e plano-paralela. (Fig.7.61).

F₃ - Calcarenito creme a cinza, predominantemente maciço, subordinadamente com estratificação ondulada incipiente, de geometria lenticular, muitas vezes exibindo lentes de vários tamanhos, amalgamadas. Ocorrem também fragmentos de calcita espática (3 cm), dispersas nas porções centrais das lentes maiores (Fig.7.61).

F₄ - Arenito cinza claro a amarelado, predominantemente fino, disposto em grandes "barras" (> 50 m de comprimento) separadas por camadas siltico-argilosas, laminadas, intercalado com areia fina de cor também amarelada (Fig.7.62). Nas camadas siltico-argilosas ocorrem também estratificação ondulada (*wavy*) e lenticulada (*linsen*) enquanto predominam, nas "barras", abundantes ondulações cavalgantes (*climbing ripples*).

F₅ - Calcário cinza, em contato com camada milimétrica de folhelho esverdeado, levemente calcítico. A porção inferior do calcário é mais compacta, parcialmente silicificado, com fraturas prismáticas (colunares), e a superior em forma de lençol, com estruturas semelhantes a *leaves*. Em ambas não foram encontrados fósseis (Fig.7.63).

F₆ - Arenito fino, cinza, de geometria sigmoidal, com estratificação cruzada tangencial, espinha de peixe, estrutura de refluxo (*back flow*), exibindo até três ciclos, separados por marcas onduladas. Estas feições sigmoidais (*mega-tidal ripple*) tem espessura variada, desde 20 cm até 1,5 m. As atitudes mais contantes estão situadas entre N-S /8° E e S 70° E/12° NE (Fig.7.64).

F₇ - Folhelho vermelho intenso, fraturado, sem estruturas primárias visíveis. Depósitos de talus também contribuem para dificultar a observação deste litótipo (Fig.7.65).

Fig.7.61-Siltitos argilosos sotopostos ao primeiro nível de calcarenito que apresenta estratificação ondulada e geometria lenticular.

Fig.7.62-Corpos areníticos dispostos em barras separados por níveis argilosos.

Fig.7.63-Contato das barras com o segundo nível de calcário. Esta camada pode ser desmembrada em duas, a inferior mais compacta, silicificada, com fraturas prismáticas, e a superior em forma de lençol.

Fig.7.64-Feição de megaondulação de maré acima do calcário.

Fig.7.65-Arenito fino com estrutura "flâser", sobreposto ao folhelho vermelho intensamente fraturado.

F₆ - Arenito branco, fino, com manchas vermelhas nas porções em contato com a argila, intercalado na base e na porção mediana com finas (2 a 4 mm) de argila, às vezes de forma tabular, ondulada com estrutura *flaser*.

F₇ - Folhelho de cor vermelha, fraturado, semelhante a F₂.

F₈ - Arenito branco-avermelhado, com laminação de baixo ângulo, intercalado com folhelho vermelho, fraturado.

2.62-Interpretação.

Os afloramentos da Fazenda Vidalgo são as melhores exposições de rochas calcárias e sedimentos terrígenos associados conhecidos na área estudada. Os ambientes deposicionais interpretados incluem: a) uma associação de corpos lombados e amalgamados com laminação sigmoidal, ondulações cavalgante (*climbing ripple lamination*), e intercalações argilo-siltosas nas porções distais. Esta associação é comparável a pequenos deltas coalescentes, cuja distribuição varia num ângulo aproximado de 80°; e b) corpos areníticos sigmoides, vistos em corte e planta, com laminação sigmoidal, marcas onduladas no dorso dos lobos, feições de escape d'água, passando a sedimentos mais fino nas suas porções distais com abundantes laminação cavalgantes. Estes corpos parecem resultar da ação de maré que atuou subordinadamente a ação deltáica (pelo menos em termos de registro), por isto, com depósitos quantitativamente subordinados. O contato com a fácies F₂ não foi observada mas, aparentemente, passa por transição às camadas de silte e argila que estão sotopostos aos calcarenitos da fácies F₃. Na fácies calcária não há evidência de exposição subaérea e a ausência de fósseis dificulta mais ainda sua interpretação. Entretanto, a forma de leito ondulada é significativa de presença da correntes durante sua deposição. Acima, os lobos deltáicos voltam a ocorrer, desta feita em escala maior, como grandes barras separadas por depósitos de silte argiloso, associados a ondulações cavalgantes e plano-paralelas de suspensão (fácies

F₂). A fácies F₂ que corresponde a segunda ocorrência de calcário, parece ter-se depositado em condições mais rasas, tendo em vista a ocorrência de *leaves* e "olhos de pássaros" (*bird eyes*) típicas de região de planícies de maré (supra maré). Em condições de nível do mar ascendente aparecem feições mais comuns das regiões intra e infra-marés tais como mega ondulações de marés (*tidal mega-ripple*) em contato com espessa camada de folhelho muito fraturado que passa a arenito com abundantes estruturas *flaser*. O ciclo volta a se repetir, com nova camada de folhelho e arenito sobrepostos, este último representando a zona de praia protegida. Neste afloramento é comum a presença de oólitos rolados, sugerindo a proximidade do contato com a Formação Pedra de Fogo, depositada no mesmo contexto litorâneo.

7.2.4-Prováveis Relações Espaciais entre os Sistemas Depositionais.

Os sistemas deposicionais identificados que constituem os tijolos de construção da Sequência Pensilvaniano-Permo-Triássica representam, na base desta sequência, o registro da instalação de um ambiente desértico, já disseminado por toda bacia, como prova abundância de fácies eólica associadas a outras evaporítica, fluvial, deltáica e lacustre. Progressivamente, o clima foi ficando mais árido, refletido na abundância de evaporitos em direção ao topo, culminando com o grande deserto do Triássico. A distribuição espacial e temporal desses sistemas é, a partir dos dados conhecidos, esboçada preliminarmente, apenas com o objetivo de mostrar, em âmbito geral, a arquitetura e geografia de parte

do Pensilvaniano. Restritos a borda leste e aos dados de algumas dezenas de poços da PETROBRAS, nos é permitida apenas uma análise qualitativa do problema.

Na região sudeste e sul dos estados do Piauí e Maranhão, onde afloram sedimentos mais inferiores da Formação Piauí, predominam as fácies eólicas, enquanto na borda leste o sistema deltaico é mais característico. A relação entre os sistemas deltaico e eólico, na borda sul da bacia, é problemática em função da dificuldade em se determinar a posição estratigráfica correta dos litótipos envolvidos. Aparentemente, os depósitos deltaicos correspondem aos mais inferiores, talvez pertencentes à Formação Poti, enquanto os eólicos representam os primeiros depósitos da Formação Piauí. Entretanto, vale ressaltar que nenhuma discordância, (previsível nas bordas), foi percebida entre esses litótipos. Foi possível identificar dunas eólicas aflorando sobre sedimentos de frente deltaica, em regiões contíguas, mas o contato não estava visível.

Na borda leste, predomina o sistema deltaico. Devido a presença de rodovias e a proximidade de cidades maiores, esta região é mais visitada e conseqüentemente tem sua geologia melhor compreendida. Alguns depósitos reconhecidamente deltaicos como, por exemplo, no leito do riacho dos porcos (entre Floriano e Amarante), onde afloram depósitos de frente deltaica de fácil reconhecimento, são considerados como pertencentes à Formação Piauí, enquanto os sedimentos pelíticos, sotopostos, são creditados à Formação Poti. Alguns pesquisadores consideram inclusive que este contato é discordante, em alusão a discordância regional que separaria o Mississippiano do

Pensilvaniano. Estas fácies analisadas (Figs. 7.17, 7.18 e 7.19) mostraram pertencer, todas, a um mesmo sistema deltáico, onde os arenitos e arenitos conglomeráticos de frente deltáica recobrem, sem discordância, os pelitos de pró-delta. Também aqui, não foi encontrado nenhum contato entre as fácies eólicas e deltáicas, embora as primeiras no geral ocupassem topograficamente posição superior.

Na borda nordeste, a área de afloramento da Formação Piauí corresponde estratigraficamente a uma posição quase de topo, e é representada por sedimentos carbonáticos marinhos associados a depósitos litorâneos, geralmente com influência de marés, e depósitocontinental correspondente a dunas costeiras. Também aqui, entre Teresina e José de Freitas, são encontrados abundantes afloramentos de pequenos deltas.

Na porção interior da bacia tem-se o início da sedimentação, em alguns poços mais próximo aos depocentros, constituído por arenitos eólicos intercalados com deltáicos (pequenos lobos), logo sotopostos pela primeira aparição de sedimentos evaporíticos (anidrita ou carbonatos) de posição estratigráfica equivalente de contexto de bacia evaporítica. Esta sequência repete-se, alternando depósitos flúvio-lacustres, eólicos e evaporíticos.

Tendo em conta a limitação dos dados disponíveis sobre a interrelação entre estes litótipos em subsuperfície e em afloramentos da borda leste da bacia, pode-se tentar reconstituir a distribuição dos sistemas envolvidos e, por consequente, sua paleogeografia. As fácies eólicas e evaporíticas, na porção sul e em alguns poços na centro da bacia, parecem representar as

camadas mais inferiores da Formação Piauí. Entretanto, em afloramento e em alguns poços perfurados na borda leste, os depósitos eólicos perdem importância em relação às fácies deltáicas. Interpretamos esses litótipos como equivalentes, estratigráficos e correspondentes a porções paleogeográficas diferentes da base da Formação Piauí. Os primeiros devem corresponder a campos de dunas da parte interna do deserto, afastados da linha de costa. Apoiam esta interpretação o caráter monótono da associação na qual faltam registros de sedimentos marinhos ou litorâneos. As fácies deltáicas, por definição, implicam na presença de corpos aquosos que poderiam corresponder a um mar regressivo ou lagos, onde os rios desembocavam. Faltam encontrar as fácies associadas para completar o quadro. De qualquer forma, mais para o interior da bacia, a presença de um mar residual (laguna evaporítica) é bem marcada e corresponde a uma sequência cíclica, em que se alternam com depósitos típicos de ambiente desértico.

Na porção NW da bacia, os dados de subsuperfície mostram o desaparecimento das camadas de arenito da base da Formação Piauí, dando lugar a sedimentos mais argilosos. Essa mudança de fácies é compatível com a presença de um corpo d'água marinho nessa direção.

A distribuição vertical dos sistemas acima discutidos está representada em bloco diagrama onde foi tomado como base o poço NG-1-MA, sem escala, com o objetivo de compor espacialmente a arquitetura aproximada de suas fácies. Na superfície do bloco, foi arbitrado um instante do Pensilvaniano e composta sua paleogeografia, (Fig.7.66).

LEGENDA

SISTEMA EÓLICO

(Arenito eólico, Arenito de "wadis",
argila lacustre)

SISTEMA DE PLATAFORMA CARBONÁTICA

(Calcário, dolomita)

SISTEMA EVAPORÍTICO

Anidrita

Carbonatos

SISTEMA DELTAÍCO

Arenito de frente deltaica

Folhelho de pró-delta

Fig.7.66-Representação esquemática dos sistemas deposicionais, interrelações e paleogeografia da Formação Piauí.

8. BACIA EVAPORÍTICA.

1-Introdução

A formação de bacias evaporíticas exige restrição à circulação de águas marinhas, aliadas a condições climáticas áridas ou semi-áridas (Fig.8.1). Os sais depositados e a relação volumétrica dos mesmos dependem basicamente da composição da água do mar, em média contante. Assim, a sequência de sais depositados segue uma ordem definida de acordo com a solubilidade dos diversos constituintes. Logo, uma sucessão vertical de sais inicia-se pelos componentes menos solúveis na base, até os mais solúveis no topo da sequência, normalmente: calcário (CaCO_3), gipsita (CaSO_4), halita (NaCl) e sais de potássio e magnésio (silvita NaCl.KCl , bischofita $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). A mesma sequência vertical pode ser vista também horizontalmente, devido a contemporaneidade de mudanças na concentração da salmora ao longo da bacia, desde as regiões proximais, nos limites com o mar aberto, até as regiões distais, mais continentalizadas. Entretanto, durante o estágio inicial de entrada de água do mar na bacia, se verificam variações laterais na concentração da salmora. As salinidades mais baixas são restritas às zonas proximais, aumentando gradativamente nas regiões distais, forçando o retorno (refluxo) das salmoras mais densas em direção ao mar aberto (Fig.8.2). Durante as fases de baixa concentração, ou seja, quando o nível do mar está alto, possibilitando um intenso refluxo de salmoras densas, não há possibilidades de criação de alta salinidade, possibilitando apenas a deposição de minerais pouco solúveis (carbonatos e sulfatos). Inversamente, nas fases de mar baixo, o refluxo das salmoras densas é diminuto ou mesmo ausente, ocasionando um aumento acentuado da salinidade, com precipitação generalizada de halitas e de sais de potássio nas regiões distais e centrais. A alternância de fases de alta e baixa salinidade, divide a sequência em intervalos ou ciclos (Fig.8.3). Os ciclos são definidos pelo aumento de salinidade

1. INFLUXO
2. EXISTÊNCIA DE BARREIRA
 Orgânica (recife)
 Geomorfológica
 (barra, etc.)
3. EVAPORAÇÃO
4. REFLUXO
5. INFLUXO $\leq$ EVAPORAÇÃO

Fig.8.1- Princípios básicos para deposição de evaporitos
 In: Carvalho (1987)

Fig.8.2- Distribuição gradativa da salinidade em função da fase transgressiva ou regressiva da bacia evaporítica.

In: Hite (1970)

Fig.8.3- Perfil tipo de um ciclo evaporítico completo.
In: Carvalho (1987)

ambiental desde o seu mais baixo teor até o mais alto, voltando novamente ao mais baixo (CARVALHO, 1987). Cada ciclo é marcado no topo e na base por camadas contínuas de folhelhos pretos. A origem destes folhelhos pretos foi estudada por HITE (1970) e KIRKLAND & EVANS (1981).

Um caso especial de evaporitos derivados de águas subterrâneas é representado por antigos e modernos ambientes de *sabkas*, nos quais a água do mar invade uma zona de praia e mistura-se com água subterrânea. Os termos que designam os depósitos evaporíticos continentais tem sua origem na língua árabe. Os mais usados são *sebkha* (preferido pelo *American Geological Institute's*) e *sabkha* (ambos permitidos pelo *Journal of Sedimentary Petrology*).

Usualmente, a distinção entre evaporitos continentais e marinhos é feita em função da presença de anidrita nodular, considerada como característica de depósito continental. Entretanto, hoje se avolumam as referências que mostram situações em que a presença de anidrita nodular isolada não caracteriza um depósito em especial (KINSMAN, 1969; DEAN et al., 1975; WARREN & KENDALL (1985) SCHMALZ (1969) e HSU et al. (1973). WARREN & KENDALL (1985) sumarizam algumas características diagnósticas de depósitos de *sabkha* e de salinas. Em relação ao nível do mar ou da salmora, as *sabkhas* tendem a formar-se sobre os altos paleotopográficos enquanto as salinas tendem a ocorrer nos baixos. Esta distinção é importante pois pode ser usada na exploração de petróleo para definição de paleotopografia associada a carbonatos inferiores porosos ou não porosos. Normalmente, as *sabkhas* ocorrem em sequências rasas para o topo (*shoaling-upward*) de perimarés, como resultado de fluxo para dentro da *sabkha* durante os picos de marés altas (*high spring tide*) ou ligados a tempestades, normalmente não ultrapassam um metro de espessura, há uma dominância da matriz sobre os evaporitos, a fase sulfato ocorre como nódulos diagenéticos enterolíticos, acumulam-se em cinturões paralelos à linha de praia e depositam-se sob a forma de gipso ou anidrita. As salinas possuem espessura média de 10 m, são geralmente maciços, laminados ou ondulados, geralmente com sulfato no centro da bacia

e carbonatos nas bordas, o sulfato deposita-se sob a forma exclusiva de gypsita.

8.1- Modelo de Bacia Evaporítica para a Formação Piauí.

Sequências deposicionais transgressivas-regressivas do Carbonífero e Permiano, melhor estudadas no NW da Europa, na plataforma e nos EUA, revelam uma sucessão marinha rasa depositada sobre uma plataforma cratônica estável, cujos ciclos podem ser correlacionáveis. Estes eventos deposicionais sincrônicos resultam de mudanças eustáticas do nível do mar que geralmente variam de 100 a 200 metros com duração média de 2 m.a. (ROSS & ROSS, 1985).

A presença de vários corpos de anidrita depositados durante o Pensilvaniano na Bacia do Parnaíba, inicialmente citados por CAMPOS (1963), sugere condições climáticas específicas aliadas a restrita circulação de águas marinhas. A condição climática adversa é corroborada também pela abundância de dunas eólicas, ventifatos (MESNER & WOOLDRIDGE, 1964), *wadis* (encontrados em afloramentos) e lagos efêmeros (interpretados em subsuperfície), todos característicos de ambientes desértico. O ambiente desértico acima referido tem registro também na Bacia do Amazonas a partir da deposição de Formação Monte Alegre (LANZARINI, 1984). Camadas de evaporitos e calcários associados são mais abundantes e espessos, para o topo, nas formações Itaituba e Monte Alegre (LEMONS & MEDEIROS, 1989). Esses autores também evidenciaram sedimentação cíclica carbonífera, na Bacia do Amazonas. Consideram os folhelhos e carbonatos da porção inferior da Formação Itaituba (Marco-65) como depositados no início do Atokano (porção inferior do Westefaliano) e acreditam que a deposição cíclica carbonífera teve início na Bacia de Solimões, no Namuriano (Nemississipiano e Eopensilvaniano, 18 m.a.), em "on lap" contra os bordos da bacia.. Aparentemente, não havia uma restrição física que controlasse a entrada e saída do mar. Este mecanismo é imaginado como resultado de variações eustáticas, como ocorre em outras áreas estáveis.

A maioria dos trabalhos anteriores da Bacia do Parnaíba sugere uma regressão do mar a partir do final do Devoniano, coerentes com a curva de variação global da linha de costa, de segunda ordem, de VAIL et al. (1977) que mostram uma tendência regressiva desde o Siluriano até o Triássico. Entretanto, a ausência de sais mais solúveis (halita, silvita etc.) na Bacia do Parnaíba sugere fases de baixa concentração, ou seja, o nível do mar apresenta-se elevado, possibilitando um intenso refluxo de salmouras densas. A presença de folhelhos radioativos na sequência pode indicar períodos de transgressão, enquanto a predominância de areias eólicas e evaporitos são indicativos de níveis mais baixos.

Neste modelo a admissão da entrada do mar através da Bacia do Amazonas sugere para o conjunto a formação de uma bacia múltipla. Entretanto, a ausência de sais solúveis, até o momento, na Bacia do Parnaíba e a presença destes na Bacia do Amazonas, separados por extensos corpos de calcário segundo SZATMARI et al. (1979) descaracterizam esta possibilidade.

A análise da sequência de sedimentos (eólico, deltáico e evaporítico) no poço NG-1-MA sugere uma regressão geral do mar, deixando praticamente emersa toda a bacia após a deposição dos deltas da Formação Poti. A ocorrência de uma regressão é compatível com a grande maioria dos trabalhos anteriores que se referem à presença de uma discordância de caráter regional separando o Mississípiano do Pensilvaniano da Bacia do Parnaíba. Neste poço, o sistema deltáico da Formação Poti está em contato direto com areias eólicas da Formação Piauí, que por sua vez intercala-se com lobos de suspensão, sedimentos eólicos e evaporíticos. Nas porções marginais adjacentes haveria uma quebra na sedimentação, sem necessariamente envolver um hiato muito grande. A partir da primeira aparição da camada de anidrita pode-se inserir um novo condicionante na sedimentação, o clima. Este, juntamente com as variações eustáticas do nível do mar controlariam a sedimentação como demonstra a predominância de sedimentos evaporíticos, intercalados com folhelhos lacustres e lobos de suspensão de pequeno porte, além de depósitos eólicos, típicos de ambiente desértico na Formação Piauí. Estaria,

portanto, instalada a fase de bacia evaporítica na Bacia do Parnaíba.

Os carbonatos, comuns em bacias evaporíticas podem apresentar microfácies completamente diferente dependendo da fase evaporítica na qual foi depositado. Na fase regressiva caracteriza-se por ser geralmente puro compoucos ou nenhum fóssil. Já os calcários de fase transgressiva são geralmente muito fossilíferos, geralmente com uma associação marinha. Entretanto, podem não estar presentes em algumas porções da bacia, caso as águas supersalinas apresentem-se já empobrecidas em cations (Ca^{++}), por causa da precipitação destes nas porções marginais da bacia ou em áreas próximas à ligação com o mar. No caso da Formação Piauí, o contexto deposicional dos calcários da borda leste da bacia parece ligado às fases transgressivas da bacia evaporítica, haja vista a abundância de macrofósseis marinhos e a própria associação com outras fácies interpretadas como transicionais com características transgressivas e poucas evidências evaporíticas (e.g. o Calcário Carimã onde são encontradas prováveis marcas poligonais de sais e no Calcário Contendas que se encontra cimento de anidrita).

No modelo de bacia evaporítica proposto está implícito o problema de se determinar por onde e como se dava a ligação da bacia com o mar aberto, durante o Pensilvaniano. Avaliando o mapa de isópacas (Fig.5.2) e de superfície de tendência para a espessura total da Formação Piauí (Fig.5.3), e o de somatório de carbonato e evaporito (Fig.8.4), pode-se sugerir uma entrada do mar em direção à Bacia do Amazonas. Aparentemente, o mar aberto situava-se onde hoje encontra-se o Oceano Pacífico. As afinidades gerais faunísticas entre as formações Piauí e Itaituba e entre as assembléias do Grupo Tarma do Peru são Também consistentes com esta hipótese.

A determinação da causa da tendência geral descendente do nível relativo do mar e das suas oscilações fogem ao escopo deste trabalho. Entretanto, pode-se pensar que a regressão e modificação climática, acompanhadas do aumento contínuo de aridez, experimentadas pelas bacias do Parnaíba e do Amazonas, estivessem relacionadas à glaciação gonduânica instalada na Bacia do Paraná, durante o Pensilvaniano.

-LEGENDA-

a	- Z' =	0.
b	- Z' =	10.
c	- Z' =	20.
d	- Z' =	30.
e	- Z' =	40.
f	- Z' =	50.
g	- Z' =	60.
h	- Z' =	70.
i	- Z' =	80.

Origem= ne
 Xmin= 42.00
 Xmax= 48.00
 Ymin= 2.00
 Ymax= 9.00

evaporito e calcário grau cinco

FIG. 8.4- Curva de superfície de tendência de evaporitos e calcários. Observa-se vários depocentros com o aprofundamento das bacias evaporíticas em direção à Bacia do Amazonas.

9. REFERÊNCIAS.

- ABREU, F.A.M.; SILVA, J.M.R.; FARIA JR., L.E.C.; RODRIGUES, M.D.R. & TRUUCKENBRODT, W.-1977- *Projeto Balsas*. Rio de Janeiro, DNPM. 15 p. (Relatório Final).
- AGER, D.V.-1981-*The nature of the stratigraphical record*, 2nd Ed.: New York, John Wiley & Sons, 122p.
- AGUIAR, G.A.-1971- Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão. in : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo, SBG v. 3, p. 113-122.
- AHLBRANDT, T.S. & FRYBERGER, S.G.-1981- Sedimentary features and significance of interdune deposit. In: ETHRIDGE, F.G. & FLORES, R.M. (eds.) *Ancient nonmarine depositional environments*; models for exploration. Tulsa. p. 294-314. (SEPM - Special Publication, 31)
- AIGNER, T.-1985- Storm depositional systems. In: FRIEDMAN, G.M. et al. *Lectures Notes in Earth Sciences*. Berlin, Springer-Verlag. 174p.
- ALMEIDA, F.F.M.-1954- Botucatu, um deserto no Triássico da América do Sul. *Notas preliminares e estudos*. DNPM (86):1-21.
- ALMEIDA, F.F.M.-1967- Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim DNPM/DGM*, 241: 1-36.
- ANDRADE, S.M. de & DAEMON, R.F.-1974- Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudeste da Bacia do Parnaíba (Devoniano e Carbonífero). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974, *Anais...* Porto Alegre, SBG. v. 2, p. 129-137.
- ASSIS, J.F.P.-1980- Sobre uma fauna de molusco bivalves do Calcário Mocambo. Carbonífero da Bacia do Maranhão. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 52 (1) 201-202.
- BAGNOLD, R.A.-1941-*The physics of blown sand and desert dunes*. London, Methuen, 165p.

- BEURLIN, K.-1965- Observações no Devoniano do Estado do Piauí. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 37 (1): 61-67.
- BIGARELLA, J.J. -1972- Eolian environments; their characteristic, recognition and importance. In: RIGBY, J.K. & HAWBLIN, W.K., (eds.). *Recognition of ancient sedimentary environments*. p. 12-64 (SEPM - Special Publication, 16).
- BIGARELLA, J.J.-1973- Paleocorrentes e Deriva Continental (Comparação entre América e África). *Boletim Paranaense de Geociências*, (31): 141-224.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. -1961- Early Mesozoic wind patterns as suggested by dune bedding in the Botucatu Sandstones of Brazil and Uruguay. *Geological Society of America Bulletin*. 72: 1089-106.
- BIGARELLA, J.J. ; MABESOONE, J.M.; LINS, J.C.C. & MOTA FILHO, F.O.-1965- Paleogeographic features of the Serra Grande and Pimenteiras Formations (Parnaíba Basin, Brazil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1 (4): 259-296.
- BOERSMA, J.E.-1969- Internal structure of some tidal mega-ripples on a shoal in the westerschelde estuary, the Netherlands report of a preliminary investigation. *Geologie en Mijnbouw*. 48 (4): 409-414.
- BROOKFIELD, M.E.-1977- The origin of bounding surfaces in ancient eolian sandstones. *Sedimentology*. 24: 303-32.
- BUKE, K.C.A.-1972- Longshore drift, submarine canyons, and submarine fans in developments of Niger Delta. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 56 (10): 1975.
- CALDAS, E.B.; LIMA FILHO, F.P.; FLORENCIO, C.P.-1987- Nova ocorrência de *Metacryphaeus cf. australis* (trilobita) no Devoniano Médio da Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 10, Rio de Janeiro, 1987. *Anais...* Rio de Janeiro, SBP. v. 2, p. 539-544.

- CALDAS, E.B.; MUSSA, D.; LIMA FILHO, F.P. & ROSLER, O.-1989- Nota sobre a ocorrência de uma floresta petrificada de idade permiana em Teresina-Piauí. *Boletim. IG-USP*, Publicação Especial, (7): 69-87.
- CAMPANHA, V.A. & ROCHA CAMPOS, A.C.-1979- Alguns microfósseis da Formação Piauí (Neocarbonífero), Bacia do Parnaíba. *Boletim. IG*, 10:57-67.
- CAMPOS, C.W.M.-1963- Como evitar mapas estratigráficos desnecessários. *Boletim Técnico da PETROBRAS*, 6 (1): 5-32.
- CAPUTO, M.V. & LIMA, E.-1984- Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande da Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.2, p. 740-759.
- CAROZZI, A.V.; FALKENHEIN, F.V.M.; CARNEIRO, R.G.; ESTEVES, R.F. & CONTREIRAS, C.J.A.-1975- Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. *Ciência-técnica-petróleo. Seção Exploração de Petróleo*, (7): 1-48.
- CARVALHO, R.S.-1987-Sedimentação Evaporítica. In: SEMINÁRIO SOBRE "RIFTS" INTRACONTINENTAIS, 1, RJ, 1987. *Resumo dos trabalhos*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/DEPEX. p.52-57.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B. de; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAS FILHO, A. & CUNHA, F. M. B. da-1984- Estudo preliminar da integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência-técnica-petróleo. Seção Exploração de Petróleo* (15):1-70.
- CRUZ, W.B.C.; LIMA, E.A.M.; LEITE, J.F.; QUINO, J.S.; ANGELIM, L.A.A. & VALE, P.A.B.R.-1973- *Projeto carvão da Bacia do Parnaíba*. CPRM/DNPM (Rel. final. da 1^ª, 2^ª e 3^ª etapas).
- CUNHA, F.M.B.-1986- *Evolução Paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. Rio de Janeiro, 107p (Tese de Mestrado-Instituto de Geociências/UFRJ).

- DAVIS, Jr.R.A.-1983- *Depositional Systems: A Genetic Approach to sedimentary Geology*. Englewood Cliffs, Prentice-Hall. 669 p.
- DEAN,W.E.; DAVIS, G.E.; ANDERSON, R.Y.-1975- Sedimentological significance of nodular and laminated anhydrite. *Geology*, 3:367-372.
- DELLA FAVERA, J.C.-1980- Reconhecimento de novas fácies e ambientes deposicionais na Bacia do Parnaíba In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camburiú, 1980. *Boletim Especial* Camburiú, SBG. n. 2, p. 357.
- DELLA FAVERA, J.C.-1984- Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v. 1, p. 489-501.
- DERBY,O.A.-1894- The Amazonian Upper Carboniferous fauna. *Journal Geology*, 2 (5): 480-501.
- DEQUER,V.-1949- *Diário do Congresso Nacional*, ano 4, nº 63, 7-4,p. 2646, Rio de Janeiro.
- DUARTE, A.-1936-Fósseis da sondagem de Teresina-Piauí. *Notas preliminares e estudos. DNPM*, 2:1-3.
- DUNHAN, J.B. -1962- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: HAM, W.E. (ed.) *Classification of Carbonate Rocks: a symposium*. Tulsa, American Association Petroleum Geologist, p. 108-121. (American Association Petroleum Geologist, memoir, 1).
- FISHER, W.L.-1983- *Facies analysis in reservoir geology*. Austin, (Texas), 68 p.
- FISCHER, W.L. & BROWN, L.F.-1972- *Clastic depositional systems-a genetic approach to facies analysis*. University of Texas, Bureau Economic Geology, Austin, Texas, 203p.

- FISHER, W.L. & MC GOWEN, J.B.-1967- Depositional systems in Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relation to occurrence of oil and gas. *AAPG Bulletin*, 53 (1): 30-54, 1969.
- FISHER, W.L.: MCGOWEN, J.H.-1969- *Lower Eocene lagoonal system in the Texas Gulf Coast Basin*. In *Lagunas costeras*, um simposio, pp. 263-274. UNAM-UNESCO, Mexico, Nov. 1967.
- FOLK, R. L. -1962- Spectral subdivision of limestone types. in: HAM, W.E. (ed.) *Classification of Carbonate rock: a symposium*. Tulsa, American Association Petroleum Geologist, p. 62-84 (American Association Petroleum Geologist, memoir, 1).
- FRYBERGER, S.G.; AHLBRANDT, T.S. & ANDREWS, S.-1979- Origin, sedimentary feature, and significance of low angle eolian "sand-sheet" deposits, Great Sand Dunes National Monument and vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology* 49, 733-746.
- FULFARO, V.J. & LIMA FILHO, F.P.-1989- A evolução tectônica da Bacia do Parnaíba: uma reavaliação segundo as sequências de SLOSS. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 2, Fortaleza, 1989. *Resumo das publicações*. Fortaleza, SBG. p. 276.
- GALLOWAY W.E.-1979- I. Introdução: the concept of natural systems. In: GALLOWAY, W.E.; KREITLER, C.W.; MC GOWEN, J.H. (ed) - *Depositional and Ground Water Flow Systems in the Exploration for Uranium*. Bureau of Economic Geology, The Univ. of Texas, Austin, p. 1-2.
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAI, D.K. -1983- *Terrigenous Clastic Depositional Systems; application to petroleum, coal and uranium exploration*. Berlin, Springer Verlag. 438 p.
- GAMA Jr, E.-1989- Conceções estratigráficas em análise de bacias: a) A estratigrafia tradicional; b) Sofismas conceituais e metodológicos da *layer cake stratigraphy*; c) A estratigrafia genética. *Boletim. IG-UNESP*, 8:1-36.

- GHINHONE, J.I.-1972-Ensaio de Paleogeologia do NE e as sequências sedimentares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. *Anais...* Belém, SBG v. 3, p.21-28.
- GLENNIE, K.W.-1970- *Desert sedimentary environments*. Amsterdam, Elsevier Publ. Co. 222 p. (Developments in Sedimentology, 14).
- GOES, A.M.O.; SOUZA, J.M.P. & TEIXEIRA, L.B.-1990- Estágio Exploratório e Perspectivas Petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, v.4.p.55-63.
- GRENN, A.R.-1977-*The evolution of the earth's crust and sedimentary*. Offshore Technology Conference (OTC 2885) p.67-76.
- GUTSCHICK, R.C. & TRECKMAN, J.F.-1959- Arenaceous foraminifera from the Rockford Limestone of Northern Indiana. *Journal Paleontology*, 33 (2): 229-250.
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; COSTA J.B.S.; SILVA, J.M.R.-1980- A Faixa de Dobramentos Araguaia- Estado de conhecimento. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1, Goiânia, 1981. *Ata...* Goiânia, SBG.v.1, p.177-194.
- HENBEST, L.G.-1958- Ecology and life association of fossil Algae and Foraminifera in a Pennsylvaniaian limestone, Mclester, Oklahoma. *Contribution from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research.*, 9(4): 104-111.
- HERZ, N.; HASUI, I.; COSTA, J.B.S.; MATTA, M.A.S.-1989- The Araguaia fold belt, Brazil: a reactivated Brasiliano-Pan-African Cycle (550 Ma) geosuture. *Precambrian Research*, 42: 371-386.
- HITE, R.-1970-Shelf carbonate sedimentation controlled by salinity in the Paradox basin, southeast Utha. In: SYMPOSIUM ON SALT, 3 Northern Ohio Geological Society. v.1, p.48-66.
- HSU, K.J. & SCHNEIDER, J.-1973- Progress report on dolomitization and hydrology of Abu Dhabi sabkhas, Arabian Gulf. In: *The*

- Persian Gulf*. Purser, B.H. (ed) Spring-Verlag, Berlin. p.409-422.
- HUNTER, R.E.-1977- Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology*. 24: 361-87.
- IRELAND, H.A.-1956- Upper Pensilvanian arenaceous Foraminifera from Kansas. *Journal of Paleontology*, 30 (4): 831-862.
- JAMES, N.P.-1983- Shallowing-upward sequences in carbonates. In WALKER, R.G. (ed.) *Facies Model*. Toronto, Geological Association of Canada. Geoscience Canada, reprint. series, 1). Cap. 109-119.
- JARDIM DE SA, E. F. & HACKSPACHER, P.C.-1980- Reconhecimento estrutural na borda NW do Craton São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camburiú, 1980. *Anais ... Florianópolis, SBG*, 1980. v.5 p. 2719-2731.
- KEGEL, W.-1951- Sobre alguns trilobitas carboníferos do Pará e do Amazonas. *Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia*, 135: 1-38.
- KEGEL, W. & COSTA, M.T. da-1951- Espécies Neopaleozóicas do Brasil, da família Aviculopectinidae, ornamentadas com costelas fasciculadas. *Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia*, 137: 1-48.
- KEGEL, W.-1953- Contribuição ao Estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. *Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia*, 141: 1-48.
- KEGEL, W.-1956- As inconformidades na Bacia do Parnaíba e zonas adjacentes. *Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia*, 160: 1-60.
- KINSMAN, D.J.J.-1969- Modes of formation, sedimentary associations, and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 53 (4): 830-84-.

- KIRELAND, H.A.-1956- Upper Pensilvanian arenaceous Foraminifera from Kansas. *Journal of Paleontology*, 30 (4): 831-862.
- KIRKLAND, D. & EVANS, R.-1981- Source rock potential of evaporitic environments. *AAPG Bulletin*. 65 (2): 181-190
- KOCUREK, G.-1981- Significance of interdune deposits an bounding surface in aeolian dune sands. *Sedimentology*, 28 (6): 753-780.
- LAFON, J.M; MACAMBIRA, J.B.; MACAMBIRA, M.J.B; MOURA, C.A.V; GAUDETTE, H.E.; SOUZA, A.C.C.-1990- A faixa de dobramentos Araquaiá (TO), novos dados geocronológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. *Anais...* Natal, SBG. p.2550-2563.
- LANZARINI, W.L.-1984- *Fácies sedimentares e ambientes deposicionais da Formação Monte Alegre na área de Juruá, Bacia do Alto Amazonas, Brasil*. (Dissertação de Mestrado- Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto).
- LEMOES, V.B. & MEDEIROS, R.A.-1989- Transgressões cíclicas e ocorrência de conodontes no Morrowano e Atokano da Bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, II, Curitiba, 1989. *Anais...*Curitiba, SBP. p.961-965.
- LIMA, E.de A.M. & LEITE, J.F.-1978-*Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Araripe. Integração Geológica Metalogenética*. Recife, DNPM-CPRM, 16 v.
- MABESOONE, J.M.-1977- Paleozoic-Mesozoic deposits of the Piauí-Maranhão syncline (Brazil); Geological history of a sedimentary basin. *Sedimentary Geology*, 19 (1): 7-38.
- MABESOONE, J.N.-1978- Origem dos conglomerados da Formação Serra Grande e unidades equivalentes (Siluriano Superior-Devoniano Inferior), Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais ...*Recife, SBG. v. 2, p. 799-808.

- McKEE, E.D.-1966- Structures of dunes at White Sands. National Monument, New Mexico (and comparison with structures of dunes from other selected areas). *Sedimentology*. 7: 1-69. (Spec. Issue).
- McKEE, E.D.-1979- Ancient sandstone considered to be eolian. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1052: 187-238.
- MEDEIROS, R.A.-1985- *Sistemas Depositionais da Bacia do Parnaíba*. Seminário de Campo. Nota do Curso. 32p.
- MENDES, J.C.-1966- Moluscos da Formação Itaituba (Neocarbonífero), Estado do Pará, Brasil. *Caderno da Amazônia*, 9 : 1-56.
- MERRILL, G.K. & BITTER, P.H. von -1976- Revision of conodont biofacies nomenclature and interpretation of environmental controls in Pennsylvanian rocks of Eastern and Central North America. *Life Science Contributions, Royal Ontario Museum*, 108: 46p.
- MESNER, J.C. & WOOLDRIDGE, L.C.P.-1964- Maranhão Paleozoic Basins and Cretaceous Coastal Basins, North Brazil. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*. 48 (9): 1475-1512.
- MULLER, H.-1962- *Report on palynological results of samples examined from wells in Maranhão*. PETROBRAS, região de produção da Bahia, Salvador, Brasil. 72 p. (Relatório interno N° 500 . Sistema de informação em exploração SIEX 108-1546).
- PEDREIRA, A.J.-1989- Sistema desértico do Grupo Paraguaçu (Proterozóico Médio) na região da Chapada Diamantina, Bahia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 13., SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2., Fortaleza, 1989. *Atas...* Fortaleza SBG. p. 139-141.
- PICARD, M.D. & HIGH Jr., L.R.-1973- *Sedimentary structures of ephemeral streams*. Amsterdam, Elsevier. 233 p. (Developments in Sedimentology, 17).

- PLUMMER, F.B.-1948- Estados do Maranhão e Piauí (Geologia): Brasil. Rio de Janeiro, *Conselho Nacional de Petróleo*. p. 87-134 (Relatório, 1946).
- QUADROS, L.P.-1982- Distribuição bioestratigráfica dos Chitinozoários e Acritarcas na Bacia do Parnaíba. *Ciência-Técnica-Petróleo*. Seção de Exploração (12): 1-76..
- READING, H.G. -1986- *Sedimentary Environments and Facies*. Oxford, Blackwell. 569 p.
- REINECK, H.E. & SING, I.B.-1980- *Depositional sedimentary environments*. New York, Springer-Verlag. 549 p.
- RESENDE, W.M. & PAMPLONA, H.R.P. -1970- Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano Santos. *Boletim Técnico da PETROBRAS*, 13 (1/2): 5-14.
- ROSS, C.A. & ROSS, J.R.P.-1985- Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. *Geology*, 13: 194-197.
- SANTOS, E.J. dos; COUTINHO, M.G. da N.; COSTA, M.P. de A.; RAMALHO, R.-1984- A região de dobramentos nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais. In: SCHOBENHAUS, C. et al.(coord.) *Geologia do Brasil*. Brasília, MME/DNPM. Cap. 4, 131 p.189.
- SCHMALZ, R.F.-1969- Deep-water evaporite deposition: a genetic model. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 53 (4): 798-823.
- SCHNEIDER, R.L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E. ; MEDEIROS, R.A.; DAEMON, R.F. & NOGUEIRA, A.A.-1974- Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28. Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG v.1 p. 41-65.
- SELLEY, R.C. -1970- *Ancient Sedimentary Environments*. London, Chapman & Hall, 237.
- SERRA, O. -1975- *Sedimentary environments from wireline logs*. Paris, Schlumberger. 211p.

- SEYFERT, C.K. & SIRKIN, L.A.-1979- *Earth History and plates Tectonics : an introduction to Historical Geology*. New York, Haper & Row. 600p.
- SLOSS, L.L. -1963- Sequence in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, 74: 93-113.
- SLOSS, L.L.-1988- Forty years of sequence stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100. p. 1661-1665.
- SMALL, H.-1914- Geologia e suprimento de água subterrânea no Piauí e parte do Ceará. *Boletim da Inspetoria de Obras contra as secas*. Ser. I.D., 25: 1-80.
- SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B. & FULFARO, V.J. -1974- Avaliação preliminar da evolução geotectônica das Bacias Intracratônicas Brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. *Anais...* Porto Alegre, SBG v. 4, p. 61-83.
- STOKES, W.L. -1968- Multiple parallel truncation bedding planes - a feature of wind-deposited sandstone formations. *Journal Sedimentary Petrology*. 38 (2):510-515.
- SUGUIO, K. & FULFARO, V.J.-1977- Geologia da margem ocidental da Bacia do Parnaíba (Estado do Pará). *Boletim IG-USP*, 8: 31-54.
- SZATMARI, P. ; CARVALHO, R.S. & SIMÕES, I.A.-1979- A comparison of evaporite facies in the Later Paleozoic Amazon and the Middle Cretaceous South Atlantic Salt Basins. *Economic Geology*, 74: 432-447.
- TEIXEIRA, G.de P.-1937- Estratigrafia da Sondagem N^o 25, Anexo n^o 6. *Boletim. Divisão de Fomento da Produção Mineral*, 18: 107.
- TEIXEIRA, G. de P. & MIRANDA, J.-1937- Carvão Mineral do Piauí. *Boletim. Divisão de Fomento da Produção Mineral*, 20: 1-92.
- TENGAN, C.: SHIMABUKURO, S. & ROCHA-CAMPOS, A.C.-1976- Conodontes carboníferos do poço FB-ST-1-AM, Bacia do Amazonas, Brasil.

- In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 29. Ouro Preto, 1976.
Resumo dos Trabalhos Ouro Preto, SBG. p. 365.
- TOOMEY, D.F. & WINLAND, H.D.-1973- Rock and biotic facies associated with Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) algal buildup, Nena Lucia Field, Nolan County, Texas. *A.A.P.G. Bulletin*, 57: (6) 1053-1074.
- TUCKER, M.E.; WRIGHT, V.P. & DICKSON, J.A.D.-1990- Carbonate sedimentology. Oxford, Blackwell Scientific Publication. p.482.
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. & THOMPSON, S. -1977- Global cycle of relative changes of sea level. In : PAYTON, C.E. (ed.). *Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. p. 83-97 (American Association of Petroleum Geologists Memoir, 26).
- VISER, M.J.-Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, 8: 543-546.
- WALKER, R.H.-1983- *Facies Models*. Toronto, Geological Association of Canada 211 p. (Geoscience Canada, reprint. series, 1).
- WARREN, J.K. & KENDAL, C.G.ST.C.-1985- Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings-modern and ancient. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69 (6): 1013-1023.
- WILSON, I.G.-1972- Aeolian bedform: their development and origins. *Sedimentology*. 19: 173-210.
- WRIGHT, L.D.; COLEMAN, J.M. & ERICKSON, 1974- *Analysis of major river systems and their deltas: morphologic and process comparisons*. Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Technical Report N° 156.