UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

A FORMAÇÃO POTI (CARBONÍFERO INFERIOR) DA BACIA DO PARNAÍBA

Ana Maria Góes

Orientador: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente:	Armando Márcio Coimbra	
Examinadores:	Benjamim Bley de Brito Neves	
	Vicente José Fúlfaro	
	Rodi Ávila Medeiros	
	Fernando Pellon de Miranda	

São Paulo
1995

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005028

A FORMAÇÃO POTI (CARBONÍFERO INFERIOR) DA BACIA DO PARNAÍBA

Ana Maria Góes

Orientador: Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
BIBLIOTECA
T2138
USP

São Paulo
1995

À Leny e Rubens

RESUMO

Este trabalho refere-se a análise faciológica das rochas siliciclásticas da Formação Poti (Carbonífero Inferior) e das unidades limítrofes (formações Longá e Piauí), tomando-se como base dados de superfície e de subsuperfície coletados, respectivamente, na borda leste e oeste (Poço 2-IZ-1-MA) da Bacia do Parnaíba. Os resultados deste estudo levaram ao reconhecimento de duas seqüências deposicionais distintas, separadas por discordância. A primeira seqüência inclui depósitos do topo da Formação Longá e base da Formação Poti (Grupo Canindé). A segunda seqüência contém depósitos das porções basais da Formação Piauí (Grupo Balsas).

A análise faciológica dos dados de superfície revelou que a seqüência Longá (topo)/Poti (base) é representada por depósitos plataformais, litorâneos e fluviais, os quais estão organizados em uma sucessão dominantemente progradante. O ambiente de plataforma é representado por pelitos laminados (lama de *offshore*), bem como por arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky*, laminação truncada por onda e laminação plano-paralela (introduzidos pela ação de tempestades). Ambientes litorâneos são representados por depósitos de: a) *shoreface* (arenitos finos a médios com estratificação *swaley*); b) *tidal sand ridges* (arenitos finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal; c) planícies de maré (ritmitos com acamamento *flaser*, *wavy* e *linsen*) d) barras de *foreshore* (arenitos finos com laminação plano-paralela, fitobioturbados e com lineações de corrente) e e) laguna (siltitos e intercalações arenitos/siltitos com laminação plano-paralela). Os depósitos fluviais são constituídos por arenitos grossos a conglomeráticos com estratificações cruzada tabular e acanalada, interpretados como resultantes de migração de barras e dunas subaquosas em sistema do tipo entrelaçado.

Estudo complementar da seqüência referida acima, baseando-se em dados de subsuperfície, combinando análise faciológica de testemunhos (Poço 2-IZ-1-MA) com a correlação com outros poços, sugerem deposição em sistemas deltaicos com retrabalhamento por ondas e marés, o qual evoluiu, em parte, para estuário (topo da Formação Poti). Neste contexto deltaico-estuarino, as fácies mais proximais correspondem à Formação Poti e as mais distais à Formação Longá.

A análise faciológica de parte da seqüência referente a base da Formação Piauí (Grupo Balsas) revelou depósitos de dunas eólicas, leques aluviais e de *wadis*, caracterizando um sistema desértico. A sedimentação Piauí foi desenvolvida em um cenário de progressiva de mudança de paleolatitudes, tendendo a bacia a condições climáticas cada vez mais quentes e áridas. Os litotipos rudáceos e a presença de depósitos perturbados evidenciam a presença de abalos sísmicos concomitantes com a deposição, os quais provavelmente, resultaram de movimentações tectônicas relacionadas às manifestações precursoras da agregação do Supercontinente Pangea, durante o Permiano

O clima vigente durante a deposição da seqüência Poti-Longá era do tipo temperado, sem evidências de quaisquer influências glacial ou periglacial na sedimentação. Altas taxas de evaporação são sugeridas pela presença das seguintes feições: a) estruturas do tipo *teepees*, b) concreções de gipsita ("rosa do deserto"); c) pseudomorfos de minerais evaporíticos e d) crescimento secundário eodiagenético de feldspatos. Durante a deposição da seqüência sobrejacente, condições climáticas mais quentes e áridas prevaleceram, culminando com um período de intensa desertificação da bacia. Acredita-se que a tendência a climas cada vez mais severos possa ser atribuída a agregação do Supercontinente Pangea.

A evolução sedimentar das duas seqüências referidas acima só pode ser entendida, considerando-se o quadro geotectônico da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil, onde estas acham-se inseridas. Esta província, anteriormente considerada como unidade geotectônica única (isto é, Bacia do Parnaíba), apresentou evolução policíclica, o que permite compartimentá-la em diferentes bacias com gêneses e idades distintas (bacias do Parnaíba, das Alpercatas, do Grajaú e do Espigão-Mestre).

A Bacia do Parnaíba, com área de 400.000km^2, representa porção remanente de extensa sedimentação intracratônica afro-brasileira. Três grandes ciclos transgressivos-regressivos (correspondentes aos grupos Serra Grande, Canindé e Balsas) são reconhecidos. Estes depósitos acumularam-se do Siluriano até a continentalização da bacia no Triássico, refletindo a formação do Pangea. No Jurássico, em decorrência do início dos processos relacionados com a desagregação do Paleocontinente *Gondwana*, a região central da Província Sedimentar do Meio-Norte foi abatida, gerando um sistema de

rifts denominado de Anfíclise das Alpercatas. Este "rifteamento" atingiu uma área de 70.000km^2, onde sedimentos fluvio-lacustres (formações Pastos Bons e Corda) acumularam-se, formando uma sucessão de 200m de espessura. Rochas vulcânicas de idades jurássica a eocretácea (formações Mosquito e Sardinha) ocorrem em associação a estes depósitos. No Cretáceo, como resultado da abertura do Atlântico, a sedimentação foi deslocada para novos sítios deposicionais. Ao norte, Bacia do Grajaú (área de 130.000km^2) estabeleceu-se como resultado da fase de subsidência térmica, promovendo a acumulação de 800m de sedimentos eólico-lagunares (formações Codó, Grajaú e Itapecuru). Concomitantemente, uma área de 170.000km^2 subsidiu ao sul, resultando na Bacia do Espigão-Mestre, onde, pelo menos, 400m de depósitos fluvio-eólicos foram acumulados (Grupo Areado e Formação Urucuia).

ABSTRACT

This research focused on siliciclastic rocks of the Poti Formation (Lower Carboniferous) and adjacent units (Longá and Piauí formations), based on both surface and subsurface data from the east and west (well 1-IZ-1-MA) portions of the Parnaíba Basin, respectively. The results of this study led to the recognition of the distinticve depositional sequences, separated by an unconformity. The first sequence encompasses deposits of the uppermost portion of the Longá Formation and lowermost portion of the Poti Formation (Caninde Group). The second sequence comprises the lowermost portion of the Piauí Formation (Balsas Group).

Faciological analysis based on surficial data revealed that the Longá-Poti sequence is represented by shelf, nearshore and fluvial deposits, arranged in a prograding succession. Shelf environment is represented by laminated pelites (offshore muds), as well as sandstones with hummocky cross stratification, parallel and wave-generated truncating lamination (storm deposits). Nearshore environment is represented by deposits of: a) shoreface (fine- to medium-grained sandstones with swaley cross stratification); b) tidal sand ridges (fine- to medium-grained sandstones with sigmoidal cross stratification); c) tidal flat (rhythmites with flaser, wavy, and linsen bedding); d) offshore bars (fine-grained sandstones with plane parallel lamination, phytobioturbation, and parting lineation); and e) lagoon (siltstones and interlayered siltstones/sandstones with plane parallel lamination). Fluvial deposits are represented by conglomeratic to coarse-grained sandstones showing tabular and trough cross stratification, attributed to migration of subaqueous bedforms and bars formed in a braided system.

Additional studies of the sequence referred above, based on subsurface data combining facies analysis of cores (well 1-IZ-1-MA) and correlation of e-logs from this and twelve other wells from the Parnaíba Basin, suggests deposition in a deltaic environment reworked by waves and tidal currents. The delta would have evolved to an estuary at the top of the Poti Formation. Within this deltaic-estuarine system, the Poti Formation represents more proximal facies, while the Longá Formation represents more distal facies. Diagenetic studies of the Poti Formation based on core data revealed

evidences of significant textural and mineralogical changes, which indicates eo- and mesodiagenetic stages. Eodiagenesis is indicated by: a) introduction of clay by biogenetic processes; b) mechanical compaction; and c) secondary feldspar growth. Mesodiagenesis is indicated by: a) chemical compaction; b) cementation by quartz, smectite, barite, calcite, kaolinite and dolomite; and c) dissolution of the newformed minerals.

The faciological analysis of the sequence represented by the Piauí Formation (Balsas Group) revealed eolian, alluvian fan and wadis deposits, characterizing a desertic depositional system. Rudaceous and disturbed deposits attest the presence of seismic chocks contemporaneous to the deposition, probably resulting from tectonic movements associated with the formation of the Pangea.

Climate during deposition of the Poti-Longá sequence was temperate, without evidences by glacial or periglacial influences, with high evaporation rates, as suggested by the following features: a) teepee structures; b) gippsite concretions ("desert roses"); c) pseudomorphs of evaporitic minerals; and d) secondary feldspar growth. During the deposition of the overlying sequence, warmer and arid climatic conditions prevailed, which culminated with an intensive desertification of the basin. It is though that more severe climates resulted from the formation of Pangea in the Permian.

The sedimentary evolution of the two sequences referred above can only be understood considering the geotectonic scenario of the Brasilian Middle-North Sedimentary Province, in which these sequences are insert in. Three major transgressive-regressive cycles (equivalent to Serra Grande, Canindé and Balsas groups) are recognized. These deposits (3,000m of thickness) accumulated from Silurian to Triassic as a response of the Pangea formation. During the Jurassic, with the Gondwana split out, the central portion of the Middle-North Sedimentary Province sank due to the formation of a rift system (Alpercatas Amphiclise). This rifting reached an area of 70,000km^2, where fluvio-lacustrine sediments (Pastos Bons and Corda formations) accumulated, resulting in a succession having 200m of thickness. Jurassic and Eocretaceous volcanic rocks (Mosquito and Sardinha formations) occur in association to these deposits. During the Cretaceous, as a result of the Atlantic Ocean opening, sedimentation shifted to new

depositional sites. Northward, the Grajaú Basin (130,000km^2) established due to thermal subsidence, promoting accumulation of eolian-lagunar deposits (Codó, Grajaú, and Itapecuru formations), which reached 800m in thickness. Simultaneously, an area (170,000km^2) located southward sank, resulting in the Espigão-Mestre Basin, where at least 400m of fluvio-eolian deposits accumulated (Areado Group and Urucuia Formation)

AGRADECIMENTOS

Ao amigo e orientador Prof. Dr. Armando Márcio Coimbra, sou imensamente grata por sua orientação generosa e paciente, apoio e estímulo constantes durante todo o desenvolvimento deste trabalho.

Aos membros de minha banca de qualificação, Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves e Prof. Dr. Paulo Roberto Santos pelas valiosas sugestões, as quais permitiram redirecionar parte deste estudo. Por estarem sempre disponíveis para profícuas discussões em diversas etapas deste trabalho.

Ao amigo Mário Sérgio de Melo, pelo acompanhamento em fases importantes deste trabalho, através de críticas e valiosas sugestões que aprimoraram o trabalho.

Ao amigo Luiz Alberto Fernandes, pela leitura crítica do trabalho e ajuda na criação (estética e diagramação) de diversas ilustrações.

Aos amigos, Prof. Afonso Nogueira e Prof. Dr. Maurício Borges pela ajuda nos trabalhos de campo e valiosas sugestões em diversas etapas do trabalho.

Aos amigos Dilce de Fátima Rossetti e Peter Man Toledo (MPEG/PA), pelas críticas e sugestões na elaboração do resumo e do *abstract.*

Aos amigos Mitsuru Arai e Vandemir de Oliveira, pelo auxílio na obtenção de dados e bibliografias da PETROBRÁS.

Aos colegas Mariano Stamato, Laércio Aranha, Adison Marinho de Oliveira Góes, Ilma Barrilari e Walter Antonio Silva Travassos pelo apoio recebido durante as pesquisas no DENOR/PETROBRÁS.

Ao Prof. Rodi Ávila Medeiros, pelas sugestões de afloramentos a estudar e por sua participação na minha formação acadêmica.

Ao amigo Prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto, pela confecção dos mapas de isovalor de espessuras e pelas sugestões no tratamento estatístico desses dados.

Ao amigo Prof. Dr. Max Brandt Neto do Instituto de Biociências, Letras e Ciências Exatas de São José do Rio Preto (UNESP), pelas análises por microscopia eletrônica.

Aos professores doutores Daniel Atencio (IGUSP) e Werner Truckenbrodt (CGUFPA), pela realização de análises de argilominerais por difratometria de raios X.

Ao geólogo Roberto Daemon, pela realização de análise palinológicas no DEPAX/PETROBRÁS.

Ao Prof. Dr. Joel de Castro (IGCE), pela orientação e apoio durante as descrições de testemunhos no CENPES/PETROBRÁS.

À colega geóloga Jane Nobre, pelo auxílio na obtenção de dados e material bibliográfico da CPRM

Às bibliotecárias Maristela Prestes Severino, Maria Aparecida Bezerra e Elisa Campos Machado, pela revisão das referências bibliográficas e apoio constante durante toda a pesquisa bibliográfica.

À minha prima Alcione Latterza de Oliveira, pela revisão gramatical do texto. Os erros que ficaram são de minha responsabilidade, porque outras versões foram feitas depois.

Aos funcionários do IGUSP que ajudaram nas diversas etapas deste trabalho, em particular, a Fávio Machado de Souza Carvalho, Dalton M. Silva, Edmir de Oliveira, Henrique Martins, Jaime de Souza Marcos, Elaine Aparecida Sinfrônio, Ivone Sonoki e Cláudio Hoolp

À Cordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal a Nível Superior (CAPES), à FINEP, ao Departamento de Geologia e ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da UFPA, pelo apoio financeiro recebido.

Ao Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) de Recife, pelo acesso ao material bibliográfico e aos testemunhos dos poços do Projeto Carvão.

À Petrobrás, pela permissão concedida para o estudo de testemunhos da Formação Poti e acesso a seus relatórios internos. Em especial, ao apoio dado pelos geólogos e técnicos do DENOR, DEPAX e CENPES.

À CPRM/Rio, pela permissão de consulta a relatórios e cópias de mapas e seções compostas dos poços do Projeto Carvão e do Projeto de Estudos Globais da Bacia do Parnaíba.

Registro minha gratidão por suas críticas e sugestões nas diversas etapas deste trabalho, aos professores Dr. Werner Truckenbrodt e Setembrino Petri; à amiga Profa Maria Margaret Lopes; ao geólogo Mauro Fumio Yamamoto; ao Dr. José Augusto Pedreira; à geóloga Ana Beatriz Fanha e aos colegas de pós-graduação Paulo Boggiani, Sérgio L. Fabris de Matos, Paulo Alves de Souza, Luiz E. Anelli, Alcina M. F. Barreto, Jorge Hachiro, Fernando Mancini e Elizete D. Salvador.

À minha querida mãe Leny, que muito me ajudou, não só pelo apoio afetivo e financeiro, como também até montando várias versões deste trabalho.

Aos meus dois anjos da guarda que me ajudaram a cumprir a maratona dos prazos: Ana Lúcia D. Gesecki, responsável pela apresentação gráfica das ilustrações e Rita Parisi Conde, responsável pela editoração gráfica de todo trabalho. Principalmente, pela solidariedade e companherismo.

A minha sincera gratidão a todos que contribuiram direta e indiretamente para a viabilização deste trabalho.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO *1*

1.1 Apresentação **1**

1.2 Objetivos **2**

1.3 Área de Estudo **3**

1.4 Métodos e técnicas **3**

2. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS: FORMAÇÃO POTI *8*

2.1 Trabalhos pioneiros **8**

2.2 Trabalhos sistemáticos **8**

2.3 Fósseis e idade **10**

2.4 Interpretações paleoambientais **11**

3. ANÁLISE FACIOLÓGICA DA FORMAÇÃO POTI E UNIDADES LIMÍTROFES *13*

3.1 Conceitos adotados **13**

3.2 Procedimentos **16**

3.2.1 Descrições texturais 17

3.2.2 Descrições de estruturas sedimentares 17

3.3 Análise faciológica **21**

3.4 Análise faciológica de superfície **23**

3.4.1 Superfície/borda oeste 23

3.4.2 Associações de fácies de superfície/borda leste (sE) 33

3.4.2.1 Dados regionais de subsuperfície 60

3.4.2.2 Análise faciológica do Poço 2-IZ-1-MA 66

3.4.2.2.1 Conjuntos faciológicos 66

3.4.2.3 Interpretação ambiental em subsuperfície 72

3.5 Modelo deposicional **76**

3.5.1 Considerações gerais 76

3.5.2 Modelo proposto 78

4. PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DA FORMAÇÃO POTI *80*

4.1 Petrografia **80**

4.1.1 Principais litotipos 80

4.1.2 Composição dos arenitos 80
4.1.3 Composição das rochas pelíticas 81

4.2 Diagênese 84
4.2.1 Introdução 84
4.2.2 Produtos diagenéticos 85
4.2.2.1 Feldspatos 85
4.2.2.2 Quartzo 86
4.2.2.3 Barita 89
4.2.2.4 Porosidade secundária 94
4.2.2.5 Argilas 94
4.2.3 Evolução diagenética 98

5. ANÁLISE PALEOGEOGRÁFICA E TECTÔNICA DA FORMAÇÃO POTI E UNIDADES LIMÍTROFES 104

5.1 Análise de mapas estratigráficos 104

5.2 Paleofisiografia 104

5.3 Proveniência 108

5.4 Paleoclima 109

5.5 Eustasia 114

5.6 Idade 115

5.7 Tectônica 115

6. EVOLUÇÃO DA PROVÍNCIA SEDIMENTAR DO MEIO-NORTE 120

6.1 Província Sedimentar do Meio-Norte 120
6.1.1 Arcabouço estrutural 120

6.2 Individualização das bacias 124
6.2.1 Bacia do Parnaíba 126
6.2.1.1 Considerações gerais 126
6.2.1.2 Unidade tectônica Bacia do Parnaíba 127
6.2.1.3 Ciclos tectono-sedimentares 128
6.2.2 Anficlise das Alpercatas 130
6.2.2.1 Considerações gerais 130
6.2.2.2 Unidade Anficlise das Alpercatas 130
6.2.3 Bacia do Espigão-Mestre 131
6.2.3.1 Considerações gerais 131

6.2.3.2 A unidade tectônica Bacia do Espigão-Mestre 131
6.2.4 Bacia do Grajaú 132
6.3 Evolução tectono-sedimentar 134
7. CONCLUSÕES 142

ANEXOS

1. Localização dos principais afloramentos estudados.
2. Poços da Petrobrás utilizados para elaboração dos mapas estratigráficos.
3. Poços da CPRM utilizados para elaboração dos mapas estratigráficos.
4. Poços amostrados na Formação Poti (análises petrográficas, mineralógicas e palinológicas).

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figuras

		Pág.
Figura 1:	Mapa de localização dos principais afloramentos estudados da Formação Poti e unidades limítrofes. Base geológica de Schobbenhaus *et al.* 1981.	4
Figura 2:	Mapa de localização dos poços estudados e das seções estratigráficas. Base geológica de Schobbenhaus *et al.* 1981.	5
Figura 3:	Geometria de corpos sigmoidais.	22
Figura 4:	Seção panorâmica esquemática mostrando os elementos arquiteturais de canal, acréscimo lateral e transbordamento de finos.	28
Figura 5:	Símbolos gráficos utilizados.	29
Figura 6:	Seção composta do Poço 1-TM-1-MA, no intervalo 0 - 1100m. Modificado de Andrade (1972).	62
Figura 7:	Seção estratigráfica A - A'.	63
Figura 8:	Seção estratigráfica B - B'.	64
Figura 9:	Seção estratigráfica C - C'.	65
Figura 10:	Análise faciológica dos testemunhos do Poço 2-IZ-1-MA no intervalo 1280-1450m.	67
Figura 11:	Isópacas da Formação Longá.	105
Figura 12:	Isópacas da Formação Poti.	106
Figura 13:	Isópacas da Formação Piauí.	107
Figura 14:	Unidades geotectônicas da Província Sedimentar do Meio Norte. Base geológica de Schobbenhaus *et al.* 1981.	121
Figura 15:	Seção geológica D - D' da Província Sedimentar do Meio-Norte. Modificada de Góes *et al.* (1992).	122
Figura 16:	Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba modificada de Góes *et al.* (1989).	129
Figura 17:	Bacias do Espigão-Mestre (orientação NNW-SSE) e Alto-Sanfranciscana (orientação NE-SW). Base geológica de Schobbenhaus *et al.* 1981.	133
Figura 18:	Mapa paleotectônico da Província Sedimentar do Meio-Norte no Paleozóico Inferior.	135
Figura 19:	Mapa paleotectônico da Província Sedimentar do Meio-Norte no Permo -Triássico.	136
Figura 20:	Mapa paleotectônico da Província Sedimentar do Meio-Norte no Jurássico - Neocomiano.	138
Figura 21:	Mapa paleotectônico da Província Sedimentar do Meio Norte do Aptiano - Albiano.	139
Figura 22:	Mapa paleotectônico da Província Sedimentar do Meio Norte do Albiano - Senoniano.	141

Quadros

		Pág.
Quadro 1:	Sumário de fácies siliciclásticas e processos deposicionais do Carbonífero Inferior (Formação Poti) e unidades limítrofes da Bacia do Parnaíba.	24/25
Quadro 2:	Associação de fácies e sistemas deposicionais, superfície/borda oeste, do Carbonífero Inferior (Formação Poti) e unidades limítrofes da Bacia do Parnaíba.	26
Quadro 3:	Associação de fácies e sistemas deposicionais, superfície/borda leste, do Carbonífero Inferior (Formação Poti) e unidades limítrofes da Bacia do Parnaíba.	34
Quadro 4:	Conjuntos de fácies e ambientes deposicionais, subsuperfície/borda oeste, do Carbonífero Inferior (Formação Poti) e unidades limítrofes da Bacia do Parnaíba.	74
Quadro 5:	Aspectos da evolução diagenética da Formação Poti na borda oeste da Bacia do Parnaíba.	87
Quadro 6:	Síntese tectono-sedimentar das bacias da Província Sedimentar do Meio-Norte.	123

Fotos

		Pág.
Foto 1:	Depósitos de barras em pontal (*sW2*) seccionando os de transbordamento (*sW1*). Rodovia BR153; 40km ao sul de Araguaína (TO). Foto: Armando Márcio Coimbra (1978).	29
Foto 2:	Detalhe da foto anterior: *arenitos com estratificação cruzada longitudinal (Al)* seccionando *arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (As), siltitos bioturbados (Sb), arenitos/siltitos, siltitos/arenitos com estratificação plano-paralela (ASp e SAp)*. Rodovia BR153; 40km ao sul de Araguaína (TO). Foto: Armando Márcio Coimbra (1978).	29
Foto 3:	*Arenitos com laminação truncada por onda (Ao)* da associação *sW3*. Rodovia BR235; 40km a leste de Pedro Afonso (TO).	32
Foto 4:	*Arenitos com laminação cavalgante por onda (Ac)* da associação *sW3*. Notar as feições de acréscimo vertical e a migração lateral das formas arenosas, indicando processos oscilatórios e de suspensão. Rodovia BR235; 40km a leste de Pedro Afonso (TO).	32
Foto 5:	*Arenitos médios com estratificação cruzada tabular (AMt)* da associação *sE1*. Notar a presença de gradação normal nos estratos cruzados. Rodovia BR135; 20km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (PI).	36
Foto 6:	Na parte superior da foto, fácies da associação *sE2: arenitos com estratificação cruzada tabular (At)* contendo nível de ventifactos (seta), passando para *arenitos com laminação cavalgante subcrítica (Ay)*. Na parte inferior da foto, fácies da associação *sE3: conglomerados sustentados por matriz (Cm)*, sem organização. Rodovia BR135; 20km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (PI).	37

Foto 7: *Arenitos finos a médios com estratificação cruzada tabular de grande porte (AMt)* da associação *sE2*. Rodovia BR324, 20km a oeste de Canto do Buriti (PI) 38

Foto 8: Detalhe da foto anterior. *Arenitos muito finos com laminação cavalgante subcrítica (Ay)* da associação *sE2*. Rodovia BR324, 20km a oeste de Canto do Buriti (PI) 38

Foto 9: *Conglomerados sustentados por matriz (Cm)* da associação *sE3*, sem organização. Rodovia BR135; 20km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (PI). 39

Foto 10: *Arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada (AMa)* da associação *sE5*. Rodovia BR135; 50km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (Fazenda Barra da Vereda - PI). 41

Foto 11: *Arenitos com fitobioturbação (Af), arenitos/folhelhos com acamamento wavy (AFw)* e *arenitos com laminação plano-paralela (Ap),* da associação *sE6*. Rodovia BR316; 60km ao sul de Teresina (Curral das Pedras - PI). 43

Foto 12: *Arenitos com fitobioturbação (Af) e arenitos com laminação plano-paralela (Ap),* da associação *sE6*. Rodovia BR316; 60km ao sul de Teresina (Curral das Pedras - PI). 43

Foto 13: *Arenitos com laminação plano-paralela (Ap) com intercalações de folhelhos/arenitos (FAp),* da associação *sE7*. Rodovia BR316; 60km ao sul de Teresina (Curral das Pedras - PI). 44

Foto 14: Detalhe da foto anterior. *Arenitos com laminação plano-paralela (Ap) intercalados com folhelhos/arenitos (FAp),* da associação *sE7*. Rodovia BR316; 60 km ao sul de Teresina (Curral das Pedras - PI). 44

Foto 15: *Siltitos com pseudomorfos de minerais evaporíticos (Sr)*, possivelmente gipsita em arranjo tipo "rosa do deserto", da associação *sE8*. Local: Rodovia BR135; 50km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (Fazenda Barra da Vereda - PI). 47

Foto 16: *Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (As)* e suas terminações contendo arenitos/siltitos com acamamento *wavy-linsen* (*ASw*), da associação *sE9*. As setas indicam sentido da progradação (P) e da retrogradação (R) das barras sigmoidais. Serra de Campo Maior (PI). 49

Foto 17: Corte oblíquo das terminações de uma barra sigmoidal da associação *sE9*. A seta indica a terminação assintótica típica dos *arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (As)*. Rodovia BR343;13km a sul de Jerumenha (PI). 50

Foto 18: Detalhe da foto anterior: arenitos *com estratificação cruzada sigmoidal (As)* e suas terminações contendo arenitos/siltitos com estrutura *wavy (ASw)*. Rodovia BR343, 13km a sul de Jerumenha (PI). 50

Foto 19 Terminações de *arenitos sigmoidais com estratificação sigmoidal (As)*, da associação *sE9*, apresentando recobrimentos de lama indicativos de influência de marés. Proximidades de Francisco Aires, 100km a nordeste de Floriano (PI). 51

Foto 20: *Arenitos sigmoidais com estratificação sigmoidal (As)*, da associação *sE9*, em contato lateral com as fácies da associação *sE12*. Rodovia PI140, 18km a nordeste de Canto do Buriti (PI). 52

Foto 21: Corte em depósitos de *barras sigmoidais* (As), multilobadas, amalgamadas, com geometria tabular, destacadas por níveis de *siltitos (Sp), da* associação *sE10*. A seta indica a superfície de inundação de maior destaque. Rodovia BR316; 50km ao sul de Teresina (Monsenhor Gil - PI). 54

Foto 22: *Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (As)*, em estratos tabulares, separados por níveis de *siltitos (Sp)*, destacando a geometria das barras amalgamadas, da associação *sE10*. Rodovia BR316; 50 km ao sul de Teresina (Monsenhor Gil - PI). 55

Foto 23: Contato entre os *corpos sigmoidais* (As), multilobados, amalgamados, separados por níveis de *siltitos (Sp)*, da associação *sE10*: Rodovia BR316; 50km ao sul de Teresina (Monsenhor Gil - PI). 55

Foto 24: *Arenitos com* wave *ripple bedding (Aw)* nas terminações sigmoidais da associação *sE10*. Rodovia BR316; 50km ao sul de Teresina (Monsenhor Gil - PI). 56

Foto 25: *Arenitos com laminação cavalgante supercrítica (Ac)* nas terminações sigmoidais (*As*), da associação *sE10*. Local: Rodovia BR316; 50km ao sul de Teresina (Monsenhor Gil - PI). 56

Foto 26: *Arenitos com mega wave ripple bedding (Aw)* nas terminações sigmoidais (*As*), da associação *sE10*. Balneário, 50km ao sul de Teresina (Monsenhor Gil - PI). 57

Foto 27: *Arenitos com estratificação cruzada swaley (Ax)* da associação *sE11*. Serra de Campo Maior (PI). 58

Foto 28: *Arenitos com estratificação cruzada swaley (Ax)* da associação *sE11*. Rodovia BR230; 20 km a oeste de Barão de Grajaú (PI). 58

Foto 29: *Arenitos pelíticos (APm)* da associação *pW1*, pobremente selecionados, em contato lateral geralmente sem organização e com fragmentos vegetais. Testemunho 313 do poço 2-IZ-1-MA, profundidade de 1333 m. 69

Foto 30: *Arenitos pelíticos (APm)* da associação *pW1*, pobremente selecionados, geralmente sem organização e com estruturas de fluidificação. Testemunho 312 do poço 2-IZ-1-MA, profundidade de 1332 m. 69

Foto 31: *Folhelhos/siltitos intensamente bioturbados (FSb)* da associação *pW5*. Testemunho 10 do poço 1-TB-1-MA, profundidade de 562 m. 71

Foto 32: *Arenitos/folhelhos com estrutura wavy (AFw) da* associação *pW4*. Testemunho 10 do poço 1-TB-1-MA, profundidade de 561 m. 71

Foto 33: Contato irregular entre as associações *sE9* e *sE11*. Destaque para o "clasto caído" descrito por Della Fávera & Uliana (1979). Rodovia BR343; km 576,5. Foto: Jorge Hachiro (1981). 111

Foto 34: Contato irregular entre as associações *sE9* e *sE11* mostrando porções isoladas como blocos. Notar que os "blocos" ainda mantém ligação com a rocha circundante. Rodovia BR343; km 576 111

Foto 35 Vista geral de contato irregular entre as associações *sE9* e *sE11*, mostrando porções isoladas como blocos. Rodovia BR343; km 576 112

Foto 36: *Arenitos com laminação truncada por onda (Ao)* intercalados com *siltitos (Sp)* da associação *sE11*. A seta aponta pequenos diques de injeção situados logo acima de nível rico em estruturas de sobrecarga. Rodovia BR343; km 576,5. 113

Foto 37: Vista em planta dos pequenos diques de injeção exibidos na foto anterior. Rodovia BR343; km 576,5 113

Foto 38: Arenitos e conglomerados da Formação Piauí com deformações causadas, possivelmente, por atividades sísmicas penecontemporâneas à sedimentação. O retângulo indica a área de destaque apresentada na foto seguinte. Local: Rodovia BR135; 20 km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (PI). 117

Foto 39: Detalhe da foto anterior: *conglomerados sustentados por matriz (Cm)* com pseudoclastos em decorrência de atividade sísmica contemporânea à deposição. Rodovia BR135; 20km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (PI). 117

Foto 40 Arenitos da associação sE1 da Formação Piauí, destacando-se acamamento convolucionado gerado, provavelmente, por sismos durante a deposição; Rodovia BR135; 20km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (PI). 118

Foto 41 Arenitos apresentando acamamento deformado por fluidificação em decorrência, provavelmente, de atividade sísmica sinsedimentar; Rodovia BR135; 20km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (PI). 119

Fotomicrografias

Pág.

Fotomicr. 1: Arenitos sublíticos/micáceos, granulação muito fina e deformação de micas por compactação mecânica. Litofácies *Ah/Ax*. Seção delgada de amostra do testemunho 325; poço 2-IZ-1-MA; profundidade de 1375m; polarizadores paralelos. 82

Fotomicr. 2: Arenitos pelíticos, granulação fina a média, mal selecionados, sustentado por matriz, com grãos angulosos a subarredondados. Litofácies *APm*. Seção delgada de amostra do testemunho 314; poço 2-IZ-1-MA; profundidade de 1340m; polarizadores paralelos. 82

Fotomicr.3: Esmectita detrítica em folhelhos. Litofácies *Fp*. MEV de amostra do testemunho 302; poço 1-IZ-1-MA; profundidade de 1315m. 83

Fotomicr. 4: Arenitos subarcoseanos destacando grão de feldspato potássico com crescimento secundário. Na parte central da foto, observar a presença de pseudomatriz (setas). Litofácies *AMt*. Seção delgada de amostra do testemunho 10; poço 1-TB-1-MA; profundidade de 561m; polarizadores paralelos. 88

Fotomicr. 5: Detalhe da fotomicrografia anterior. A parte neoformada do feldspato potássico faz contato com os demais grãos, atestando que a autigênese foi anterior à compactação. Seção delgada de amostra do testemunho 10; poço 1-TB-1-MA; profundidade de 561m; polarizadores paralelos. 88

Fotomicr. 6: Grão de quartzo com crescimento secundário apresentando auréola ferruginosa limitando a parte neoformada e o núcleo original arredondado. Litofácies *Ah/Ax*. Seção delgada de amostra do testemunho 324; poço 2-IZ-1-MA; profundidade de 1370m; polarizadores paralelos. 90

Fotomicr. 7: Grão de quartzo com crescimento secundário. Litofácies *Ah/Ax*. Seção delgada de amostra do testemunho 325; poço 2-IZ-1-MA; profundidade de 1375m; polarizadores paralelos. 90

Fotomicr. 8: Cimento poiquilotópico de barita preenchendo porosidade secundária. Os contatos côncavo-convexos entre os grãos indicam que a barita precipitou-se após a compactação mecânica. Notar dissolução de grãos instáveis do arcabouço pela interação com o cimento. Litofácies *Ah/Ax*. Seção delgada de amostra do testemunho 33; poço 2-NG-1-MA, profundidade de 1412m; polarizadores cruzados. 92

Fotomicr. 9: Arenito subarcoseano apresentando grãos do arcabouço em contato côncavo-convexo e cimentação calcítica. Notar a corrosão dos grãos pela interação com o cimento. Litofácies *AMt*. Seção delgada de amostra do testemunho 324; poço 2-IZ-1-MA; profundidade de 1400m; polarizadores paralelos. 93

Fotomicr. 10: Arenito subarcoseano apresentando porosidade secundária resultante de processos de dissolução de grãos do arcabouço (poros gigantes) e de cimentos. Notar romboedros de dolomita ferrosa (seta) preenchendo porosidade secundária. Litofácies *AMt*. Seção delgada de amostra do testemunho 10; poço 1-TB-1-MA; profundidade de 561m; polarizadores paralelos. 93

Fotomicr. 11: Arenito subarcoseano mostrando aspecto alveolar de grão de feldspato resultante de sua dissolução parcial. Litofácies *AMt*. Seção delgada de amostra do testemunho 10; poço 1-TB-1-MA; profundidade de 561m; polarizadores paralelos. 95

Fotomicr. 12: Arenito subarcoseano *mostrando* feldspato alterado em contato com crescimento secundário de grãos de quartzo e esmectita neoformada. Litofácies *Ac*. MEV da amostra do testemunho 6; poço 2-BG-1-MA; profundidade de 319m. 96

Fotomicr. 13: Arranjo esponjoso com finas e retorcidas lamelas de esmectita neoformada em arenito subarcoseano. Litofácies *AMt*. A autigênese da esmectita foi posterior ao crescimento secundário de grão de quartzo. MEV de amostra do testemunho 5; poço 2-BG-1-MA; profundidade de 277m. 96

Fotomicr. 14: Arranjo esponjoso com flocos de esmectita autigênica em arenito subarcoseano. Litofácies *AMt*. MEV de amostra do testemunho 7; poço 2-BG-1-MA; profundidade de 368m. 96

Fotomicr. 15: Esmectita autigênica em espaço intergranular de feldspato e quartzo com crescimento secundário em arenito subarcoseano. Litofácies *As*. MEV de amostra do testemunho 6; poço 2-BG-1-MA; profundidade de 320m. 96

Fotomicr. 16: Esmectita neoformada mostrando arranjo esponjoso com lamelas finas e delicadamente retorcidas em arenito subarcoseano. Litofácies *Ac*. MEV de amostra do testemunho 6; poço 2-BG-1-MA; profundidade de 319m. 96

Fotomicr. 17: Grão de feldspato alterando se para esmectita em arenitos subarcoseanos. Litofácies *Ac*. MEV de amostra do testemunho 6; poço 2-BG-1-MA; profundidade de 319m. 96

Fotomicr. 18: Caulinita vermicular preenchendo porosidade secundária em arenito subarcoseano. Litofácies *Ah/Ax*. Seção delgada de amostra do testemunho 325; poço 2-IZ-1-MA, profundidade de 1403 m; polarizadores paralelos. 97

Fotomicr. 19: Feições de bioturbação com adição de argila. Litofácies *Ab*. Seção delgada de amostra do testemunho 27; poço 1-CL-1-MA; profundidade de 552m; polarizadores paralelos. 99

Fotomicr. 20: Arenito subarcoseano com heterogeneidade na distribuição da matriz (coloração esverdeada) denotando origem secundária por esmagamento de grãos dúcteis na compactação (pseudomatriz). Litofácies *AMt*. Seção delgada de amostra do testemunho 10; poço 1-TB-1-MA; profundidade de 561m; polarizadores paralelos. 101

Fotomicr. 21: Evidências de compactação mecânica: pseudomatriz, mica deformada e contatos côncavo-convexos. Litofácies *AMt*. Seção delgada de amostra do testemunho 10; poço 1-TB-1-MA; profundidade de 561m; polarizadores paralelos. 101

Fotomicr. 22: Lenticularização de níveis arenosos por efeito de sobrecarga (*boudinage*). Notar rotação de grãos no rearranjo textural do arcabouço original. Litofácies *SAp*. Seção delgada de amostra do testemunho 11; poço 1-TB-1-MA; profundidade de 507m; polarizadores paralelos. 102

Fotomicr. 23: Grãos falsamente sustentados pela matriz, em textura proveniente de processos de sobrecarga. Litofácies *SAp*. Seção delgada de amostra do testemunho 11; poço 1-TB-1-MA; profundidade de 507m; polarizadores paralelos. 102

A FORMAÇÃO POTI (CARBONÍFERO INFERIOR) DA BACIA DO PARNAÍBA

Ana Maria Góes

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Desde o fim do século passado, as coberturas sedimentares da região do meio-norte do Brasil têm despertado a atenção de vários pesquisadores (Derby 1884, Small 1914, Lisboa 1914). Ao longo deste período, esta região vem sendo considerada como pertencente a uma única unidade geotectônica, a Bacia do Parnaíba, à exceção da faixa litorânea relacionada às bacias marginais.

A dificuldade da compreensão da carta estratigráfica desta região, quando considerada como bacia única, e a possibilidade de sua compartimentação tectônica em unidades individualizadas pré, sin e pós-ruptura do Macrocontinente *Gondwana,* apontaram para a necessidade de uma visão globalizada. Face a esta problemática, este tipo de enfoque mostrou-se imprescindível, quaisquer que fossem os temas de pesquisas escolhidos.

O objeto de investigação selecionado para este trabalho são as rochas da Formação Poti e das unidades limítrofes que representam o encerramento de um dos mais importantes ciclos tectono-sedimentares da Bacia do Parnaíba, próximo da época do fechamento da ligação desta bacia com a do Amazonas. Este intervalo deposicional corresponde ao limite discordante de grande magnitude devoniano permo-carbonífero da

congênere Bacia do Paraná. Cabe destacar que, na região do meio-norte, o hiato deposicional também ocorreu, mas não de forma tão significativa.

O Carbonífero Inferior no Brasil está unicamente preservado nas bacias do Amazonas e do Parnaíba. Assim, os estudos realizados na Formação Poti trarão mais subsídios sobre a evolução geológica desta região. Além disso, a possibilidade da glaciação no Carbonífero Inferior é ainda assunto polêmico, caso existisse, estaria registrada nas rochas desta unidade litoestratigráfica.

A própria definição da Formação Poti, na década de 50, nasceu sob a égide da possibilidade de grandes descobertas de carvão na região do meio-norte do Brasil. Desde então, vários projetos governamentais propuseram-se a definir e a quantificar o carvão descoberto, visando o desenvolvimento econômico regional. Estes estudos, apesar de se mostrarem infrutíferos, permitiram um razoável acervo de material de subsuperfície desta unidade litoestratigráfica.

Sob o ponto de vista sedimentológico, a Formação Poti e as unidades limítrofes têm sido interpretadas como geradas em ambientes litorâneos, mais complexos que os demais, dada a diversidade de subambientes e de processos mistos (contribuição fluvial, processos oscilatórios e de maré). Estes modelos deposicionais ainda são pouco compreendidos, principalmente os ligados aos sistemas estuarinos.

Finalizando, além das questões levantadas acima, também motivaram o presente estudo a existência de excelentes exposições, proximidade da área de atuação profissional e os poucos trabalhos específicos existentes sobre a Formação Poti.

1.2 Objetivos

Este trabalho tem como principais enfoques a caraterização faciológica e os aspectos gerais da evolução diagenética da Formação Poti.

Os objetivos a serem atingido por esta pesquisa são:

- a reconstituição paleogeográfica e o conhecimento da história sedimentar da Formação Poti e das unidades limítrofes;

- a reconstituição das composições texturais e mineralógicas originais através da identificação dos processos diagenéticos;
- a evolução diagenética da Formação Poti, na borda oeste;
- o conhecimento do quadro geotectônico da Província Sedimentar do Meio-Norte.

1.3 Área de Estudo

A área de estudo selecionada compreende as faixas aflorantes da Formação Poti, a leste do Estado do Piauí, e nas proximidades da cidade de Araguaína, no Estado de Tocantins, a oeste. Foram também analisadas algumas exposições das unidades litoestratigráficas limítrofes: base da Formação Piauí e topo da Formação Longá. Os principais afloramentos estudados são apresentados na Figura 1 e Anexo 1.

A faixa de afloramentos da Formação Poti não revela todas as variações desta unidade, sendo necessárias avaliações em subsuperfície, realizadas com base nos poços perfurados pela PETROBRÁS e pela CPRM (Projeto Carvão), apresentados na Figura 2 e anexos 2 a 4.

1.4 Métodos e técnicas

Os estudos efetuados constaram de pesquisa bibliográfica, levantamento de campo, descrição de testemunhos e análise laboratorial.

A pesquisa bibliográfica foi centrada na avaliação dos trabalhos sobre a Bacia do Parnaíba, a Formação Poti e as unidades limítrofes. Foram também analisados os principais artigos sobre as outras bacias da Província Sedimentar do Meio-Norte e seus preenchimentos sedimentares, visando o encadeamento dos estudos realizados.

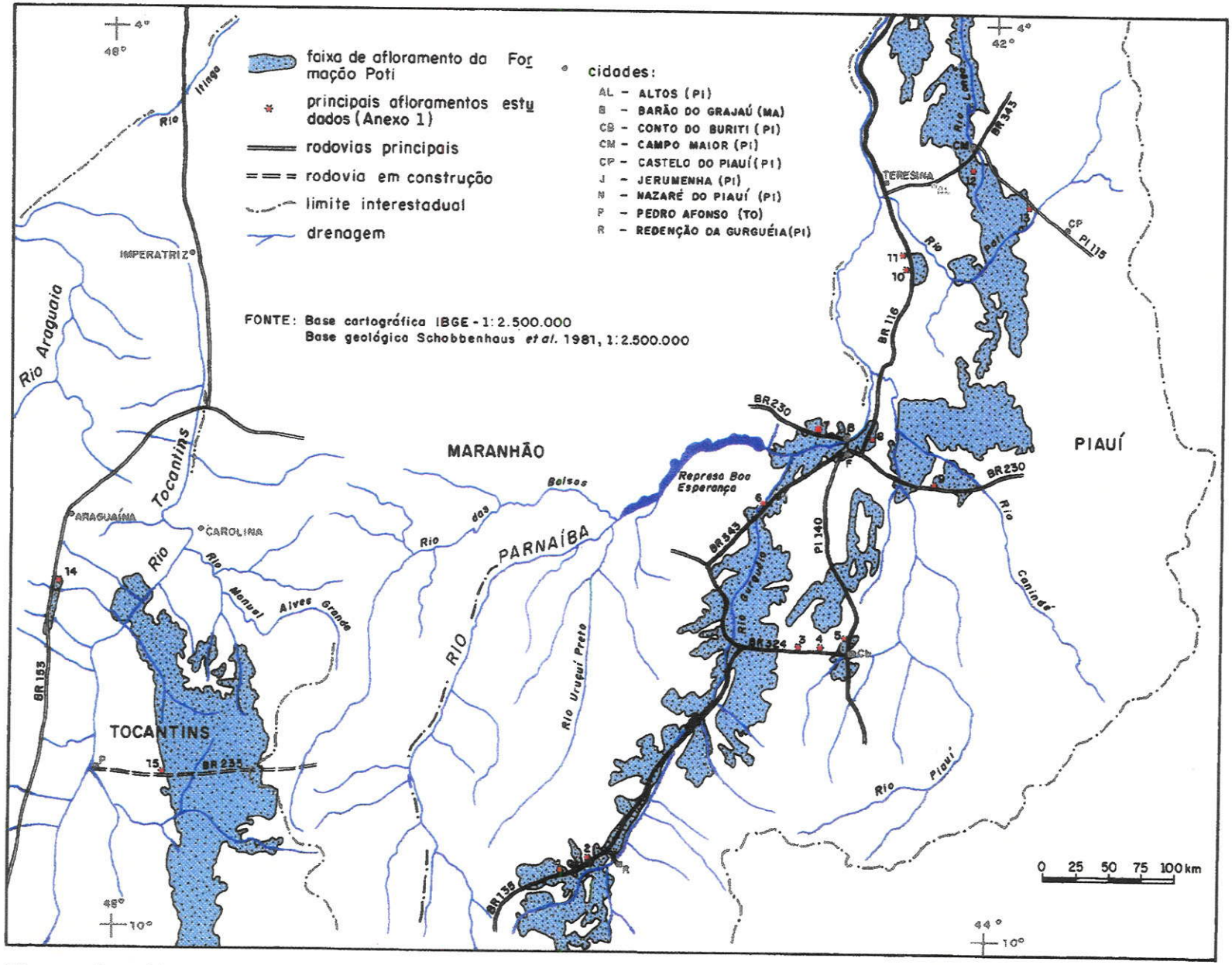
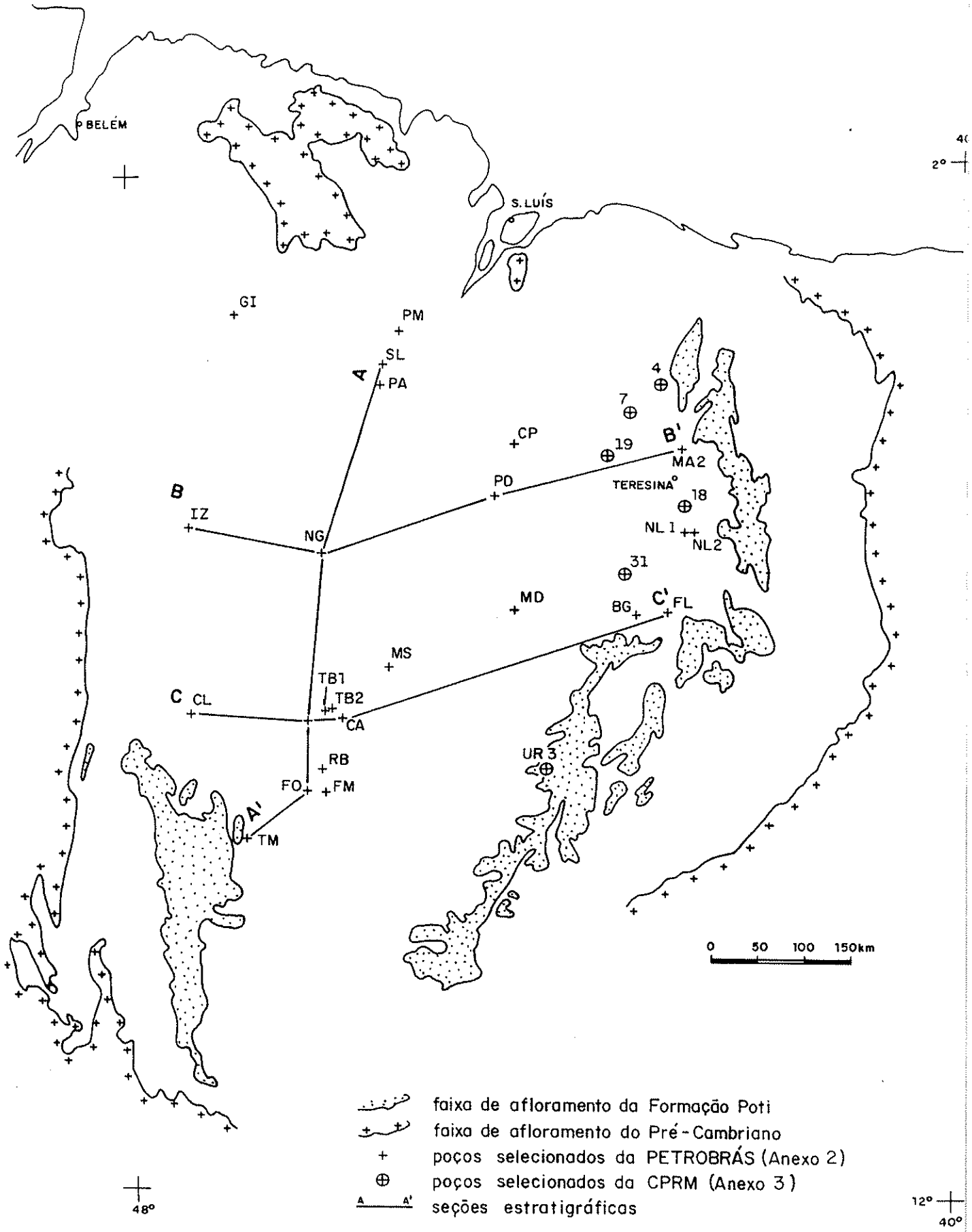


Figura 1 - Mapa de localização dos principais afloramentos estudados da Formação Poti e unidades limítrofes.



NOTA: Base geológica de Schobbenhaus *et al.* 1981.

Figura 2 - Mapa de localização dos poços estudados e das seções estratigráficas.

Os trabalhos de campo envolveram as técnicas clássicas de reconhecimento geológico regional e utilizaram as bases cartográficas do IBGE e do Exército disponíveis, nas escalas 1:250.000 e 1:100.000. As bases geológicas utilizadas foram os mapas de Schobbenhaus *et al.* (1981), escala 1.2.500.000 e de Lima & Leite (1978), nas escalas de 1:1.000.000 e 1:250.000. Foram selecionadas as melhores exposições (anexo 1) que permitissem uma avaliação vertical e lateral das fácies estudadas.

As avaliações estratigráficas, realizadas com base em estudos de subsuperfície, utilizaram 29 poços perfurados pela PETROBRÁS e 9 pela CPRM (anexos 2 e 3 e Figura 2).

Os mapas estratigráficos foram feitos em programa computacional desenvolvido pelo Prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto do DPE/IGUSP, utilizando curvas de isovalor desenhadas a partir de malha regular interpolada por meio de triangulação (Yamamoto 1988). A relação dos poços selecionados para a confecção destes mapas encontra-se no anexos 2 e 3.

As análises faciológicas de afloramentos e de testemunhos de sondagem envolveram descrições de litotipos, estruturas sedimentares, fósseis, relações de contato e sucessão vertical seguidas de amostragem para análises laboratoriais. Estes trabalhos concentraram-se, em superfície, no lado leste e subordinadamente, no lado oeste, conforme se observa na distribuição dos pontos estudados mostrada pela Figura 1.

Para descrição de testemunhos com coleta de amostras, foram escolhidos 7 poços da PETROBRÁS (Anexo 3), dos quais apenas um (2-IZ-1-MA - Poço Imperatriz 1) possibilitou uma análise faciológica completa, por possuir testemunhagem contínua da Formação Poti. As descrições e coleta de amostras foram feitas nos laboratórios do CENPES/PETROBRÁS.

Para confecção de seções delgadas, foram selecionadas amostras de arenitos provenientes de testemunhos e impregnadas com resina de *epoxi* azul para destaque de porosidade, e amostras de superfície, tratadas de forma convencional. Para complementação dos estudos petrográficos e diagenéticos, foram realizadas análises em microscopia eletrônica de varredura (MEV).

Os arenitos foram analisados para determinação de textura, composição mineralógica dos constituintes essenciais dos grãos de arcabouço (quartzo, feldspato, fragmentos de rochas) e suas relações com matriz/cimento/porosidade, através de análise microscópica (microscopia convencional e MEV).

As análises mineralógicas efetuadas em rochas pelíticas provenientes de testemunhos foram feitas, a princípio, com as amostras totais, utilizando-se difração de raios X e microscopia eletrônica de varredura (MEV). No caso de necessidade de maior acuidade nos resultados analíticos, foi separada a fração abaixo de 2μ, onde se concentram os argilominerais. As análises difratométricas foram realizadas nos laboratórios do Instituto de Geociências da USP e do Centro de Geociências da UFPA. As análises de MEV foram feitas pelo Prof. Dr. Max Brandt Neto do Instituto de Biociências, Letras e Ciências Exatas de São José do Rio Preto (UNESP).

As preparações palinológicas foram feitas em amostras de folhelhos e siltitos provenientes de testemunhos, segundo o método apresentado por Quadros & Melo (1987) e os resultados seguem o zoneamento bioestratigráfico proposto por Daemon (1974 e 1976). A preparação do material foi feita no Laboratório de Sedimentologia do IGUSP e as análises palinológicas foram realizadas pelo geólogo Roberto Daemon do DEPAX/PETROBRÁS.

A integração destes resultados com os dados de campo e de subsuperfície permitiu interpretar os processos sedimentares responsáveis pela geração de fácies, ambiência e, em alguns casos, sua cronologia.

2. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS: FORMAÇÃO POTI

2.1 Trabalhos pioneiros

A denominação Formação Poti foi proposta por Paiva & Miranda (1937), para designar as camadas atravessadas pela sondagem 125 do Serviço Geológico e Mineralógico, em Teresina (PI), a partir da profundidade de 219m. Estes pesquisadores denominaram as camadas de *red beds* superiores de Série Piauí *strictu sensu*, em referência à Série Piauí de Small (1914). Consideraram as duas unidades (Piauí e Poti) como sotopostas à Série Parnaíba de Lisboa (1914).

Oliveira e Leonardos (1943) adotaram a proposta de Paiva & Miranda (1937) de Série Poti e propuseram que o seu limite inferior fosse estabelecido à profundidade de 433m.

Campbell *et al.* (1949) reestudaram o poço 125 e ampliaram a definição de Formação Poti para todo intervalo de 32,4m até 424m de profundidade, subdividindo-a em camadas Piauí e Campo Maior. Mapearam a unidade em superfície e optaram pela designação de Formação Poti de Paiva & Miranda (1937), em detrimento da denominação Formação Floriano proposta por Plummer (1946). Campbell (1949) abandonou os nomes camadas Piauí e Campo Maior, retomando a idéia original de Paiva & Miranda (1937) das designações de formações Piauí e Poti, respectivamente.

2.2 Trabalhos sistemáticos

A partir da década de 50, todos os pesquisadores consideraram como Formação Poti a unidade constituída pelos sedimentos sobrepostos à Formação Longá e sotopostos à Formação Piauí, representantes da fase talassocrática terminal da Bacia do Parnaíba.

Os trabalhos sistemáticos de mapeamento foram realizados pela então recém-criada PETROBRÁS, até o início da década de 70. Da análise dos relatórios internos produzidos por esta instituição, depreende-se que as primeiras tentativas de subdivisão estratigráfica

foram de Ludwig (1964 *apud* Brito 1979a), que propôs a criação da Formação Imperatriz na base da Formação Poti, correspondente à profundidade de 1433 a 1447m dos testemunhos do Poço Imperatriz (2-IZ-1-MA).

Mesner & Wooldridge (1964) propuseram a subdivisão da Formação Poti em dois membros: inferior, composto por arenitos conglomeráticos e raras intercalações de folhelhos micáceos; superior, representados por arenitos com intercalações de folhelhos micáceos com restos vegetais e, ocasionalmente, finos leitos de carvão.

Essa subdivisão foi adotada tanto para estudos de superfície, quanto em subsuperfície, por Cruz *et al.* (1973), Leite *et al.* (1975) e Lima & Leite (1978).

Os relatórios do Projeto Carvão da CPRM (Cruz *et al.* 1973, Leite *et al.* 1975) abrangem o estudo de 34 poços localizados ao longo da faixa de afloramentos da Formação Poti, distribuídos nas suas porções norte, sul e centro-oeste.

A análise destes relatórios da CPRM permite concluir que, na parte norte, a unidade inferior é composta por arenitos finos com intercalações de siltitos e folhelhos ocasionalmente carbonosos; enquanto que a unidade superior é constituída por siltitos com ocasionais intercalações de folhelhos/arenitos finos com abundantes laminações carbonosas e vestígios de carvão. Na parte central, a unidade inferior é constituída por arenitos finos a médios, com raras intercalações de folhelhos; enquanto que a superior compreende arenitos e siltitos escuros, carbonosos e piritosos. Na parte sul, constata-se a predominância de arenitos médios a grossos com raras intercalações de siltitos; em direção ao topo, ocorrem intercalações de arenitos finos e siltitos com vestígios de carvão. Esta distribuição de litotipos sugere que a principal fonte de suprimentos situava-se na borda sul.

Em mapeamento de superfície, Lima & Leite (1978) relataram a ocorrência da unidade inferior por toda a área de afloramentos da formação, apresentando termos arenosos finos na parte leste (Campo Maior e Monsenhor Gil). A unidade inferior apresenta granulometria crescente no sentido sul-sudeste, incluindo, na área de Eliseu Martins, arenitos conglomeráticos com estratificações cruzadas consideradas como de grande porte e, em Gilbués, conglomerados polimíticos. Esta variação granulométrica de sedimentos coaduna-se com a interpretação de áreas-fonte localizadas a sul da bacia.

Lima & Leite (1978) consideraram que a parte superior da Formação Poti é mais representativa a leste, na região de Floriano, Jerumenha e Manoel Emídio. Alí está constituída por arenitos finos a médios com estratificações cruzadas, intercalados com folhelhos e siltitos.

2.3 Fósseis e idade

Apesar de pouco fossilífera, a Formação Poti, desde sua proposição por Paiva & Miranda (1937), vem sendo estudada quanto a seu conteúdo paleontológico. Esta notabilidade se deve ao fato de conter as paleofloras carboníferas mais antigas do macrocontinente *Gondwana.*

A base da unidade Poti contém fauna marinha, composta por bivalves dos gêneros *Edmondia*, *Nucula* e *Lingulidiscina* (Mesner & Wooldridge 1964), enquanto que a parte superior é rica em restos vegetais terrestres carbonizados, às vezes, carvão. A maioria dos fósseis vegetais é alóctone, mas podem ocorrer exemplares com raízes em posição de vida, indicando crescimento *in loco.*

Dolianiti (1954), estudando vegetais fósseis em Currais das Pedras (PI), identificou Lycophita (*Lepidodendropsis* e *Cyclostigma*), Pteridospermae (*Adiantites*, *Sphenopteris*) Psillopsida e Pteridophyta.

O zoneamento bioestratigráfico realizado por Leite *et al.* (1975) reconheceu palinomorfos inclusos no Carbonífero Inferior, referentes aos andares Tournaisiano e Viseano.

Na borda ocidental, Andrade & Daemom (1974), com base em palinomorfos provenientes de amostras de poços, concluíram que a Formação Poti apresenta intervalos correspondentes às idades Tournaisiano e Viseano. Estudando os palinomorfos provenientes de amostras de superfície, Sundaram *et al.* (1981) confirmaram a idade variando entre Tournaisiano e Viseano.

Loboziak *et al.* (1992), estudando em poços a transição entre o Devoniano e o Carbonífero Inferior na Bacia do Parnaíba, obtiveram idades Tournaisiano Médio e Superior, não sendo detectadas as idades Tournaisiano Inferior e Viseano.

Iannuzzi (1994) reavaliou as paleofloras das localidades de Currais das Pedras e Riacho do Roncador, concluindo que representariam um registro de idade viseana.

2.4 Interpretações paleoambientais

Mesner & Wooldridge (1964) consideraram a parte inferior da Formação Poti como marinha e a superior como flúvio-deltaica.

Cruz *et al.* (1973) e Leite *et al.* (1975) identificaram, no topo desta unidade, um sistema fluvial meandrante com extensa planície de inundação. Segundo estes autores, os depósitos de canais predominavam para o sul da área estudada e os de transbordamento, para o norte.

Lima & Leite (1978) interpretaram os depósitos inferiores como formados em águas marinhas rasas, evidenciadas pela presença de *ripple marks* e fósseis. Consideraram que a presença de arenitos com estratificação cruzada de alto ângulo seria sugestiva de alguma contribuição fluvial. A parte superior, com alternâncias de arenitos/folhelhos e de superfícies de truncamento, teria origem flúvio-deltaica. Por outro lado, a presença de estruturas *flaser* e acamamento ondulado, em algumas regiões, poderia ser sugestiva de influência marinha.

Della Fávera & Uliana (1979) e Della Fávera (1980) interpretaram alguns afloramentos da Formação Poti como barras de maré em sistemas deltaicos ou mesmo estuarinos (Riacho dos Porcos); outros, como barras de desembocadura em deltas dominados pela ação fluvial (Monsenhor Gil) e tempestitos em seqüências transgressivas (pontos entre Floriano-Riacho dos Porcos e Floriano-Oeiras).

Della Fávera (1990), utilizando os conceitos da Estratigrafia de Seqüências, compartimentou a coluna estratigráfica do Paleozóico Inferior da Bacia do Parnaíba em conjuntos de seqüências, constituídas de parasseqüências separadas por superfícies de inundação máxima. A seção-referência para o seu trabalho foi o perfil de raios gama do poço Caraíbas (1-CA-1-MA) e os afloramentos de diversos pontos da bacia do roteiro de campo de Della Fávera & Uliana (1979). O modelo proposto por Della Fávera (1990)

utiliza preferencialmente dados de subsuperfície, exclusivamente, de caráter geofísico (eletrofácies), embasado em dados cronoestratigráficos escassos.

Della Fávera (1990) concluiu que os sedimentos paleozóicos da Bacia do Parnaíba pertencem a tratos de sistemas de mar alto e de sistemas transgressivos com ausência do trato de mar baixo. Identificou na Seqüência Devoniana-Mississipiana (Formação Longá e parte inferior da Formação Poti), da base para o topo, treze parasseqüências da ordem de grandeza de 12 a 40m de espessura, compondo dois tratos de sistemas: o Intervalo Transgressivo, composto por sistemas deposicionais de plataformas dominadas por tempestades e o Intervalo Regressivo, constituído por lobos sigmoidais e fácies de sistemas fluviais e planícies de inundação. A Seqüência Mississipiana, topo da Formação Poti, é interpretada como Trato de Sistemas Transgressivo composto por três parasseqüências da ordem de grandeza de 12 a 15m de espessura, formadas por lobos sigmoidais deltaicos e tempestitos.

3. ANÁLISE FACIOLÓGICA DA FORMAÇÃO POTI E UNIDADES LIMÍTROFES

3.1 Conceitos adotados

Para os estudos faciológicos, a unidade básica de trabalho é a **fácies** ou a **litofácies**, definida, segundo Reading (1986), como uma parte distinta da rocha, individualizada por seus atributos descritivos (constituição litológica, geometria, estruturas sedimentares, fósseis e paleocorrentes), formada sob determinadas condições de sedimentação.

O grau de detalhamento da fácies, segundo Harms *et al* (1982) e Walker (1992), depende:

- dos objetivos e do tempo disponível para o trabalho;
- do grau de preservação, da abundância, das variedades e dos tipos das feições descritivas contidas na rocha;
- do grau da homogeneidade vertical e lateral da sucessão estratigráfica.

As **fácies**, apesar de serem essencialmente descritivas, resultam em interpretações imediatas acerca dos processos que as geraram. Os processos, porém, não são exclusivos de ambientes, sendo necessário utilizar um conceito mais abrangente que possibilite "algum significado ambiental", como sugeriu Collinson (1969). Esta necessidade é, em parte, suprida através do conceito de **associação de fácies**, que segundo Reading (1986), é o conjunto de fácies contemporâneas e cogenéticas que refletem as condições deposicionais atuantes em subambientes relacionados.

No caso de **associação de fácies**, desde que os aspectos conceituais sejam respeitados, a questão operacional é qual deve ser o grau de abrangência dos agrupamentos escolhidos. À semelhança do que propôs Harms *et al.* (1982) para fácies, considera-se que os objetivos do trabalho e o grau de homogeneidade vertical/lateral da sucessão estratigráfica condicionam a escala dos agrupamentos escolhidos.

Conjuntos de fácies denominados **elementos arquiteturais**, segundo Walker (1992), enfatizam o aspecto tridimensional desses agrupamentos de fácies e são

considerados como blocos de construção dos vários sistemas deposicionais. Um dos exemplos mais conhecidos é o elemento arquitetural de canal amplamente reconhecido em todos os sistemas fluviais.

Quando os conjuntos de fácies analisados apresentam variação progressiva em relação a quaisquer propriedades numa direção específica (lateral ou vertical), eles são denominados de **sucessões de fácies**. Muitas fácies descritas no campo são melhor analisadas **em contexto** (Harms *et al.* 1982 e Walker 1992) do que individualmente, assim a sucessão na qual elas ocorrem, propicia, muitas vezes, a chave para as interpretações ambientais. Bastante importantes são as sucessões de granodecrescência ou granocrescência ascendentes, adelgaçamento ou espessamento das camadas ascendentes.

A importância das relações faciológicas é conhecida há muito, desde a formulação da **lei de fácies de Walther**, que apesar de ser conhecida desde o fim do século passado (1894 *apud* Visher 1965), só foi compreendida e aplicada em testemunhos de sondagem para pesquisa de petróleo, a partir da década de 70. Segundo a **lei de fácies de Walther**, apenas podem se encontrar em sucessão vertical, sem hiatos significativos, aquelas fácies que ocorrem lateralmente justapostas nos ambientes atuais. Esta lei tem base essencialmente atualística e só pode ser usada na ausência de inconformidades, tornando-se importante a análise dos tipos de contatos entre as unidades sedimentares. A transição entre fácies implica que estas foram geradas em ambientes ou subambientes contíguos. Quebras abruptas entre fácies, marcadas por finos horizontes bioturbados, podem significar hiatos deposicionais com mudanças marcantes no ambiente e início de novo ciclo sedimentar. Estas quebras no registro geológico (*bounding discontinuities*) são usadas para separar seqüências deposicionais no sentido de Estratigrafia de Seqüências.

Ambiente de sedimentação é uma área geográfica onde atuam os processos físicos, químicos e biológicos que geram as fácies.

Segundo Fisher & Brown (1972), **sistema deposicional** é o conjunto de fácies geneticamente relacionadas, geradas por processos vinculados ao ambiente de sedimentação. Para estes autores, **sistema deposicional antigo** é o conjunto de associações tridimensionais de fácies cogenéticas relacionadas aos processos sedimentares e aos paleoambientes inferidos.

Para Reading (1986), **modelo deposicional** é uma idealização de um determinado ambiente, formulada a partir da integração das informações provenientes das associações de fácies. Esta simplificação tem por objetivo ajudar a entender os complexos fenômenos naturais.

A análise faciológica em subsuperfície pode dispor de recursos auxiliares, tais como os perfis geofísicos (raios gama, potencial espontâneo e neutron). Segundo Serra (1979 *apud* Serra 1985), a **eletrofácies** pode ser definida como o conjunto de respostas geofísicas que caracteriza uma camada e que permite distingui-la das demais. Um ambiente pode ser caracterizado por um arranjo de eletrofácies, as quais podem ser agrupadas em uma **eletrosseqüência**.

As formas dos perfis geofísicos podem ser correlacionadas ao tipo de sedimentação e ao ambiente deposicional. Serra (1985) e Pettijohn *et al.* (1987) citam que esses padrões, ou "assinaturas" geofísicas, podem ser de quatro tipos: bloco ou cilíndrica, delgada e simétrica, granodecrescendente ascendente (sino) e granocrescente ascendente (sino invertido). Estes autores salientam que os perfis geofísicos ajudam na investigação paleoambiental, porém deve-se tomar precauções porque essas "assinaturas" não são exclusivas de determinados ambientes.

Os conceitos de **Estratigrafia de Seqüências**, resumidos abaixo, foram originalmente definidos em bacias marginais, utilizando como instrumental básico as seções sísmicas. Têm como premissa fundamental que as reflexões sísmicas representam linhas de tempo e que as seções sísmicas mostram arranjos cronoestratigráficos. Utilizam descontinuidades como metodologia para subdividir rochas sedimentares (Freitas 1994). A **Estratigrafia de Seqüências** foi ampliada para interpretações em testemunhos de sondagem e em afloramentos com a denominação adicional de **alta resolução**, mantendo-se o sentido cronoestratigráfico e o uso de descontinuidades como limites deposicionais.

Mitchum *et al.* 1977 definem a **seqüência deposicional** como uma unidade estratigráfica com significado cronoestratigráfico, composta pela sucessão relativamente concordante de estratos geneticamente relacionados, limitada por discordâncias ou suas concordâncias relativas.

Van Wagoner *et al.* (1988) definem os seguintes conceitos:

- **parasseqüência** é uma sucessão relativamente concordante de camadas ou conjunto de camadas (unidade básica), geneticamente relacionadas, limitadas por superfícies de inundação marinha e suas concordâncias correlativas. Para os sedimentos siliciclásticos, elas representam unidades progradantes e sugerem ambientes cada vez mais rasos no sentido ascendente (*shoaling upwards*).
- **superfície de inundação marinha** é a superfície que separa estratos, evidenciando aumento abrupto da profundidade do mar. Similar, para efeitos práticos, à **seção condensada**, que consiste de sedimentos pelágicos e hemipelágicos depositados com taxas de acumulação muito lentas.
- **conjunto de parasseqüências** é a sucessão geneticamente relacionada de parasseqüências limitada, freqüentemente, por superfícies de inundação marinha de grande expressão.
- **trato de sistemas** é o grupo de sistemas deposicionais contemporâneos, que para as bacias marginais, pode ser subdividido em três conjuntos: trato de sistemas de mar baixo (CBM), trato de sistemas transgressivos (TST) e trato de sistemas de mar alto (TSMA).

3.2 Procedimentos

Na análise faciológica realizada, o primeiro passo foi a identificação de fácies e descrição de suas características texturais, mineralógicas e de estruturas sedimentares, com destaque para descrições da geometria dos corpos e medições de paleocorrentes. Os exames petrográficos foram necessários para definir as composições textural e mineralógica originais.

O próximo passo foi o agrupamento das fácies cogenéticas e contemporâneas estudadas em associações faciológicas, seguidas da elaboração de seus modelos deposicionais.

3.2.1 Descrições texturais

O estudo da textura de rochas sedimentares detríticas ou clásticas compreendeu a análise de seus componentes intrínsecos, ou seja, tamanho, forma (esfericidade, arredondamento e textura superficial) e o seu arranjo espacial (trama ou *fabric*). O tamanho dos grãos foi estimado visualmente através de padrões em seções delgadas (diâmetro aparente), nos intervalos granulométricos propostos por Wenthworth (1922). As avaliações da seleção e da forma das partículas foram feitas segundo padrões visuais de Powers (1953) e Pettijohn *et al.* (1973).

A maturidade textural dos arenitos - estágio de diferenciação que o mesmo apresenta em confronto com seu material de proveniência - foi definida a partir da porcentagem de matriz, grau de seleção e arredondamento dos grãos, seguindo proposta de Folk (1974).

Após a análise mineralógica do arcabouço, matriz e cimento, os litotipos foram classificados de acordo com a proposta de Coimbra *et al.* (1992), que contempla todos os tipos de rochas sedimentares, exceto as autóctones e as piroclásticas.

3.2.2 Descrições de estruturas sedimentares

As estruturas sedimentares (feições megascópicas de uma rocha sedimentar, relacionadas aos aspectos de organização de uma camada ou entre camadas), cujos estudos tiveram grande desenvolvimento a partir da segunda metade deste século, são consideradas importantes instrumentos para as reconstituições paleoambientais e paleogeográficas, ou dizem respeito à história da diagênese dos sedimentos. Optou-se pela classificação de estruturas sedimentares proposta por Coimbra *et al.* (1993), que as divide em dois grandes grupos: singenéticas e diagenéticas. Nesta classificação, são considerados os seguintes parâmetros: o momento e o local de formação da estrutura em relação à interface deposicional, os processos geradores e a possibilidade de identificação de direção/sentido de transporte sedimentar.

Nas descrições de estratificações cruzadas, a amplitude dos *sets* foi designada pelos termos pequeno porte (< 0,3m), médio porte (0,3-3m) e grande porte (>3m),

segundo proposta de McKee & Weir (1953) modificada por Fernandes (1992). Da mesma forma, utilizam-se as denominações de microondulações ou ondulações para amplitudes inferiores a 0,3m; ondulações para amplitudes de 0,3 a 3m e megaondulações para amplitudes maiores que 3m.

Estratificação cruzada longitudinal

Utilizou-se a denominação estratificação cruzada longitudinal ou estratificação cruzada *epsilon* para um tipo isolado de *set* que difere das usuais estratificações cruzadas geradas pela migração de rugosidades, por apresentar camadas inclinadas perpendiculares ou oblíquas ao fluxo.

De acordo com Collinson & Thompson (1982), a estratificação cruzada longitudinal é constituída de uma unidade de 1 a 5m de espessura de *set* que pode apresentar internamente outras estruturas de menor escala, tais como *wavy*, *linsen*, laminações e estratificações cruzadas de pequeno porte.

Segundo Reineck & Singh (1986), a estratificação cruzada longitudinal é resultante da migração lateral do lado convexo de barras em pontal de canais meandrantes fluviais e de canais de maré. A superfície inferior e sua terminação lateral são erosivas, com presença freqüente de intraclastos argilosos, conchas e outros materiais grossos concentrados na base, representantes de depósitos residuais do canal.

Collinson & Thompson (1982) consideram que a superfície basal erosiva e a vista em planta destas camadas inclinadas são sugestivas da deposição no lado convexo de canais meandrantes. Para estes autores, estas camadas inclinadas registram as sucessivas posições da migração lateral da barra em pontal.

Wright (1959) e Meulen (1982) estudaram com detalhe estratificações cruzadas longitudinais em barras em pontal fluviais, enquanto que as de planície de maré foram pesquisadas por Reineck (1958 *apud* Reineck & Singh 1986).

Estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley*

As estratificações cruzadas *hummocky* (ECH) e *swaley* (ECS) em depósitos marinhos, segundo Cheel & Leckie (1993), têm sua origem atribuída a fluxos oscilatórios

de ondas não normais e a combinação de fluxos oscilatórios e unidirecionais (fluxos combinados). Esta diversidade de hipóteses justifica-se porque a base de sua interpretação não é tão segura como para outras estruturas sedimentares observáveis em ambientes atuais ou reproduzidas em laboratório. As idéias sobre o modo de gênese das HCS/SCS são inferidas a partir das relações sedimentológicas e associações faciológicas, porque atualmente não tem sido possível observar os seus processos deposicionais.

A estratificação cruzada *swaley* (ECS) guarda uma relação genética com a estratificação cruzada *hummocky* (ECH), por serem ambas resultantes da ação de tempestades ou *tsunamis*, sendo que a primeira ocorre em ambientes acima do nível de base das ondas normais com freqüente retrabalhamento. Para estas estruturas, apesar de não ser um consenso, a escala é fator limitante, já que o trabalho original de Harms *et al.* (1975) aplica a denominação exclusivamente às formas maiores que 1m de comprimento de onda. Neste sentido, as estruturas similares de menor porte foram incluídas, no presente trabalho, com as seguintes denominações: estratificações/laminações truncadas por ondas ou como *wave ripple/mega wave ripple bedding* (Reineck & Singh 1986).

Considera-se que o termo HCS deva ser aplicado exclusivamente para *sets* de estratificação cruzada com características morfológicas e dimensões métricas citadas por Harms *et al.* (1975):

- baixo ângulo (10-15^0),
- base do *set* erosiva,
- laminação interna aproximadamente paralela à superfície-limite inferior;
- laminação individual interna variando a espessura lateralmente e com diminição do ângulo de mergulho;

A estratificação cruzada *swaley* ECS foi introduzida, por Leckie & Walker (1982), para descrever uma série de escavações côncavas rasas superimpostas com 0,5-2m de largura e poucas dezenas de centímetros de profundidade. Esta estrutura também tem sido denominada de estratificação cruzada acanalada de baixo ângulo por Nottvedt & Kreisa (1987) ou de ECH anisotrópica (assimétrica) por Arnott & Southard (1990). Segundo Cheel & Leckie (1993), a SCS tem todas as características da ECH com as seguintes exceções:

- ângulo de mergulho das superfícies pode ser mais baixo do que na ECH;
- a ECS não possui laminações internas convexas para o topo do tipo *hummockies*;
- a ECS pode ocorrer em arenitos com granulação média a grossa e até em arenitos conglomeráticos, enquanto que a ECH desenvolve-se em arenitos com granulação mais fina.

A distribuição das paleocorrentes das ECH tem sido considerada como caótica (Boyles & Scott 1985, Duke 1985, Cheel & Leckie 1993). Acredita-se que a ampla gama de variação (distribuição randômica) dos azimutes das laminações internas ocorra quando se considera a somatória de azimutes de várias camadas de ECH. A forma isotrópica desta estrutura e o seu processo gerador (oscilatório) sugerem que a distribuição dos azimutes deve ser, provavelmente, bipolar. Por outro lado, as paleocorrentes das ECS, segundo Yagishita *et al.* (1992), são unimodais por apresentam formas de leito assimétricas, resultantes de fluxo combinado no qual a corrente unidirecional sobrepujou o fluxo oscilatório.

Estratificações cruzadas sigmoidais

Os corpos sigmoidais são definidos pela sua geometria externa, a qual reflete a própria organização interna dos estratos. A geometria externa é caracterizada em planta pela forma de um leque. Em perfil longitudinal o contato superior é sigmoidal e a base é plana. Em perfil transversal a base é plana e o topo tem forma convexa do tipo "olhos de sigmóide" (Figura 3). Quando estruturados internamente, estes corpos apresentam estratificação ou laminação cruzada sigmoidal, ou seja, as camadas frontais são assintóticas na base e no topo do *set*. A geometria dos corpos sigmoidais está ligada diversos aspectos deposicionais tais como: o ângulo de mergulho do substrato e dos *sets*, espessura e granulação dos estratos sigmoidais.

Corpos sigmoidais de planície de inundação de canais fluviais, distributários e de maré depositam-se sobre superfícies de fundo chato com declive baixo, exceto próximo

ao dique marginal. Além disso, são compostos por sedimentos mais finos e têm, portanto, maior espraiamento da forma.

As frentes deltaicas são propícias ao desenvolvimento de espessos pacotes arenosos (30 a 40m de espessura), em função da amalgamação de diversos corpos sigmoidais multilobados. Estes depósitos formam as barras de desembocadura.

A sedimentação em bacias do tipo *rift* propicia o desenvolvimento de estratificações sigmoidais com maior ângulo de mergulho.

Quanto maior é a granulação, maior é a espessura do *set* e maior é o ângulo de mergulho dos estratos sigmoidais. Sigmóides formadas por sedimentos de granulação fina são mais espraiadas, enquanto que as de granulação mais grossa têm um menor espraiamento.

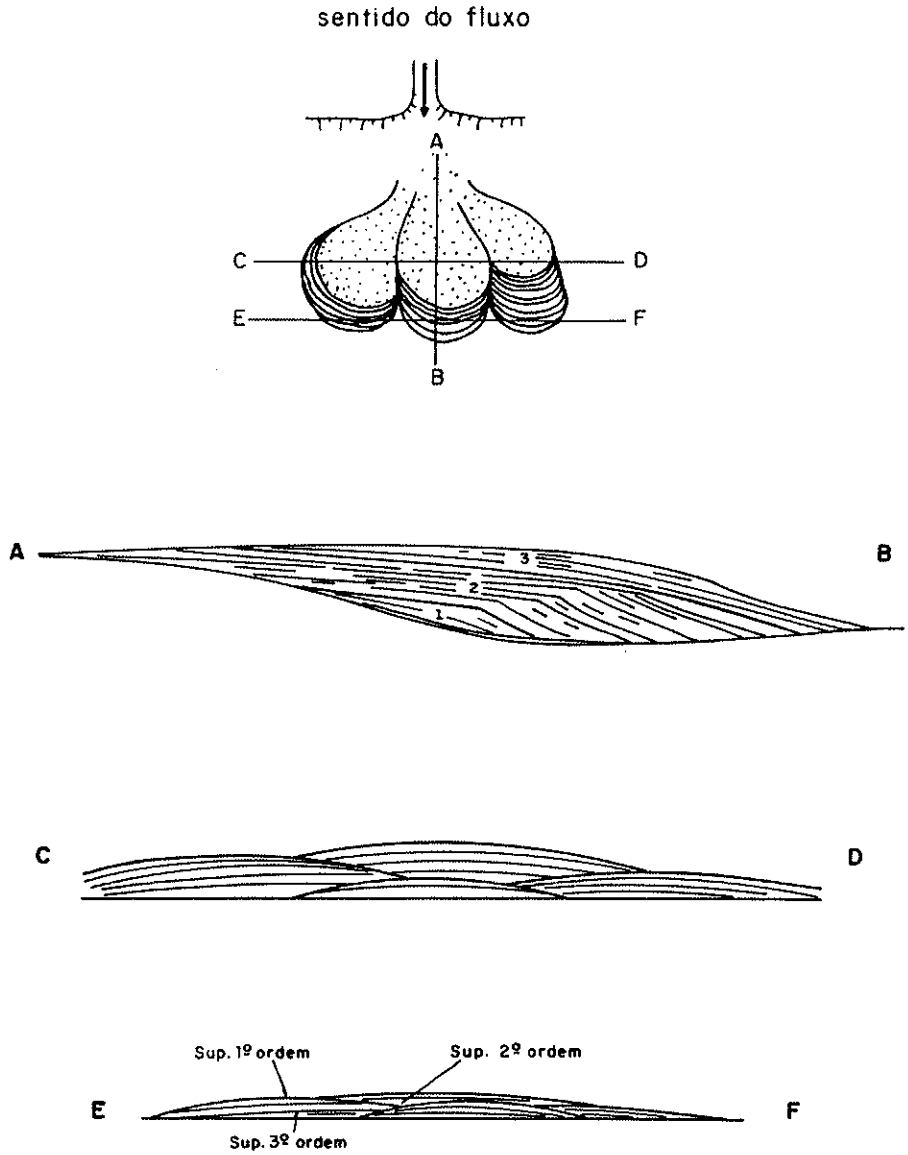
Os corpos sigmoidais, quando ligados a eventos episódicos (inunditos), têm sua perfeita individualização, diferindo daqueles ligados à sedimentação contínua ou gradual, onde se observa que a forma do conjunto é constituída pela amalgamação de corpos sigmoidais multilobados.

Esta variabilidade na geometria e nas propriedades dos corpos sigmoidais está relacionada ao contexto ambiental onde foram gerados estes depósitos.

3.3 Análise faciológica

A opção por estudos regionais da Formação Poti e das unidades adjacentes condicionou que os mesmos fossem realizados em três setores distintos sem possibilidade de correlação, em função da grande distância entre os locais (figuras 1 e 2) e a ausência de camadas guias.

A análise faciológica em superfície e em subsuperfície individualizou 45 litofácies que podem se repetir em mais de uma associação ou conjunto de fácies, já que os processos que geram uma fácies não são exclusivos de um único ambiente sedimentar. A maior parte das fácies é de natureza siliciclástica e o sua análise petrográfica é feita no Capítulo 4.0.



AB Corte longitudinal à direção do fluxo

1 - camada basal;
2 - laminação do *topset* recobrindo o ponto de inflexão do *foreset*;
3 - laminação plano-paralela encurvada sigmoidalmente (Kreisa & Moila, 1986).

CD Corte transversal à direção do fluxo

Notar geometria dos lobos sigmoidais multilobados e amalgamados.

EF Corte transversal à direção do fluxo

Corpos espraiados, tendência à laminação plano-paralela suavemente encurvada sigmoidalmente.

Figura 3 - Geometria de corpos sigmoidais.

Optou-se por uma exposição sintética das fácies observadas e dos processos inferidos (Quadro 1) e o maior detalhamento das mesmas é feito em suas respectivas associações. No caso de repetição de fácies, é dada maior ênfase na primeira descrição.

Para facilitar a apresentação dos resultados, utilizou-se um código para as fácies, inspirado em Miall (1977), em que as letras maiúsculas (duas no máximo) representam o litotipo e a minúscula (uma única) a estrutura predominante.

3.4 Análise faciológica de superfície

A análise faciológica dos afloramentos selecionados (Figura 1 e Anexo 1) permitiu o reconhecimento de diversas associações faciológicas, reportadas com a seguinte nomenclatura:

- **sW,** seguida da numeração: dados de superfície/borda oeste;
- **sE,** seguida da numeração: dados de superfície/borda leste.

3.4.1 Superfície/borda oeste

Na borda oeste, foram analisados dois afloramentos no Estado de Tocantins, um próximo à Araguaína e outro a leste de Pedro Afonso. Essas associações de fácies e os respectivos depósitos encontram-se resumidos no Quadro 2.

Associação sW1

A associação sW1 (Foto 1) é composta pela fácies As, ASp, SAp, Sb, Sp e Sr, identificada na rodovia Belém-Brasília (BR153), 40 km a sul de Araguaína (TO). Apresenta predominância de sedimentos pelíticos moderadamente bioturbados, com influxos ocasionais de aporte sedimentar de granulação mais grossa.

Quadro 1: Sumário de fácies e processos deposicionais do Carbonífero Inferior (Formação Poti) e unidades limítrofes da Bacia do Parnaíba.

Fácies				Processos
Textura	Cod.	Litotipos	Estruturas	
psefíticas	B	brechas, sustentada por areia, pobremennte selecionada, com clastos de folhelhos	sem organização, às vezes, com estratificação incipiente	processos trativos de alta energia
	C	conglomerados, sustentados por areias, seleção moderada, com clastos (quartzo, quartzito) de 2 a 3 cm de eixo maior	estratificação plano-paralela incipiente ou maciço	acréscimo clasto a clasto em carga de fundo
	Cm	conglomerados, sustentados por matriz argilo-arenosa, com clastos (quartzo, quartzito) de 2 a 15cm de eixo maior	sem organização, às vezes, com estruturas de fluidificação	fluxo de detritos com perda de fluidos
psamíticas	Ab	arenitos finos a médios, moderadamente selecionados	estratificação cruzada sigmoidal incipiente com bioturbação intensa	desaceleração de fluxos de alta energia , com parada na sedimentação e çaão destrutiva de organismos
	Ac	arenitos finos a muito finos, bem selecionados	laminação cavalgante supercrítica	suspensão/tração ou fluxo oscilatório com predomínio de suspensão
	Af	arenitos finos, bem selecionados	laminação plano-paralela incipiente com fitobioturbação	migração de formas de leito plano/ exposição subaérea-paleossolos-com crescimento de plantas
	Ah	arenitos finos a médios, moderadamente selecionados, com níveis conglomeráticos na base	estratificação cruzada *hummocky*	ação de ondas de tempestade
	Al	arenitos médios, moderadamente selecionados	estratificação cruzada longitudinal	migração lateral em barras de canais meandrantes
	Am	arenitos finos a muito finos, moderadamente selecionados	sem organização, às vezes com estratificação incipiente e estruturas de fluidificação	desaceleração de fluxos de alta energia e grande carga de suspensão, com escape de fluidos
	Ao	arenitos finos a muito finos, bem selecionados	laminação cruzada truncada por onda	migração de microondulações geradas por ondas normais
	Ap	arenitos finos, bem selecionados	laminação plano-paralela e lineação de corrente	migração de formas de leito plano, em regime de fluxo superior
	As	arenitos finos a médios, moderadamente selecionados	estratificação cruzada sigmoidal de médio a pequeno porte	desaceleração de fluxos de alta energia e grande carga de suspensão (fluxos homopicnal e hipopicnal)
	At	arenitos finos a médios, selecionados, com concentração de clastos (ventifactos) na base	estratificação cruzada tabular de médio a grande porte	migração de ondulações e megaondulações de crista reta e deflação (eólico)
	Ax	arenitos finos a médios, moderada-mente selecionados, com níveis conglomeráticos na base	estratificação cruzada *swaley*	ação de ondas de tempestade - processos erosivos
	Aw	arenitos finos, bem selecionados	*wave ripple bedding* e *mega wave ripple bedding*	fluxo oscilatório com predomínio de suspensão
	Ay	arenitos finos a muito finos, bem selecionados	laminação cavalgante subcrítica	suspensão/tração com predomínio de tração
	ACm	arenitos grossos, conglomeráticos, pobremente selecionados	sem organização, às vezes com estruturas de fluidificação	fluxo de detritos com perda de fluidos
	AFp	arenitos finos a muito finos, moderadamente selecionados intercalados com siltitos	estratificação plano-paralela	desaceleração de fluxos de alta energia e grande carga de suspensão (fluxo hiperpicnal)
	AFw	arenitos finos a médios, bem selecionados intercalados com folhelhos	acamamento *wavy*	transição tração/oscilatório-supensão
	AMa	arenitos médios a grossos, moderadamente selecionados	estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte	migração de formas de leito ondulado 3D, em regime de fluxo inferior
	AMp	arenitos médios, moderadamente selecionados	estratificação plano-paralela	espraiamento de fluxos aquosos rápidos (*sheet-flow*)
	AMt	arenitos médios a grossos, moderadamente selecionados	estratificação cruzada tabular de médio porte	migração de formas de leito ondulado 2D, em regime de fluxo inferior
	APe	arenitos finos a médios, pelíticos, moderadamente selecionados	estratificação incipiente e estruturas de escorregamento	ressedimentação associada a escorregamentos
continua	APm	arenitos finos a grossos, pelíticos, pobremente selecionados	sem organização, à vezes, com estratificação incipiente	ressedimentação associada a fluxos de massa

Fácies				Processos
textura	cd.	Litotipos	Estruturas	
	ASb	arenitos finos, moderadamente selecionados, intercalados com níveis de siltitos	bioturbação intensa com acamamentos *wavy-linsen* reliquiar	tração/suspensão
	ASp	arenitos finos, moderadamente selecionados, intercalados com níveis de siltitos	estratificação plano-paralela	suspensão
	ASw	arenitos finos intercalados com níveis de siltitos carbonosos, moderadamente selecionados	acamamento *wavy*	transição tração-suspensão
pelíticas	Fp	folhelhos de coloração cinza-médio	laminação plano-paralela	suspensão
	FAb	folhelhos de coloração cinza-médio intercalados com arenitos finos	bioturbação	transição entre suspensão e tração ou fluxo oscilatório, com intensa ação de organismos
	FAp	folhelhos de coloração cinza-médio, com intercalações de arenitos finos	estratificação plano-paralela	transição suspensão/tração ou fluxo oscilatório
	FAw	folhelhos de coloração cinza-médio, com intercalações de arenitos finos	acamamentos *wavy-linsen*	transição supensão/tração ou fluxo oscilatório
	FSb	folhelhos de coloração cinza escuro, intercalados com siltitos de coloração cinza clara	bioturbação intensa, acamamento *linsen* reliquiar	suspensão com intensa ação de organismos, subordinadamente processos trativos ou oscilatórios
	FSp	folhelhos de coloração cinza escuro, intercalados com siltitos de coloração cinza clara	laminação plano-paralela	suspensão, subordinadamente processos trativos ou oscilatórios
	Rw	ritmitos constituídos por arenitos finos/folhelhos/sílex	acamamentos *wavy-linsen*, eventualmente *current ripples*	estágios alternados de correntes dominantes e subordinadas - ciclicidade de maré
	Sb	siltitos de coloração cinza esverdeado	bioturbação	suspensão com ação de organismos
	Sg	siltitos de coloração avermelhada	gretas de contração	suspensão com alta taxa de evaporação
	Sp	siltitos de coloração cinza-médio ou avermelhada	laminação plano-paralela	desaceleração de fluxos de alta energia e grande carga de suspensão (fluxo hiperpicnal)
	Sr	siltitos de coloração cinza-claro	concreções silícosas e de gipsita ("rosa do deserto")	suspensão com alta taxa de evaporação
	Sz	siltitos de coloração avermelhada	moldes de sal	suspensão com alta taxa de evaporação
	SAp	siltitos de coloração cinza-médio, intercalados com arenitos finos	estratificação plano-paralela	transição suspensão/tração ou fluxo oscilatório
	SAw	siltitos de coloração cinza-médio, intercalados com arenitos finos	acamamentos *wavy-linsen*	transição suspensão/tração ou fluxo oscilatório
	SCp	siltitos de coloração preta, carbonosos	laminação plano-paralela	suspensão
	SFp	siltitos de coloração cinza-médio, intercalados com folhelhos	laminação plano-paralela	suspensão
biogênicas	Lt	laminitos	laminação algácea, *tepee* embrionário	bioconstrução algácea, alta taxa de evaporação e recristalização de sais,

Quadro 2: Associações de fácies e sistemas deposicionais, superfície/ borda oeste, Carbonífero Inferior (Formação Poti) e unidades limítrofes da Bacia do Parnaíba

FÁCIES	ASSOCIAÇÃO	SUBAMBIENTES	SISTEMAS DEPOSICIONAIS	UNIDADES LITOESTRATI-GRÁFICAS
As, ASp, Sb, Sp, Sr, SAp	sW1	transbordamento de canal e rompimento de dique marginal	PLANÍCIE DE MARÉ	POTI
Al, Rw, SCp	sW2	barras em pontal passando para intermaré		
Ac, Ah, Ao, Fp, FAb, FAw	sW3	barras individualizadas de tempestade	PLATAFORMA	LONGÁ
Fp, FAb, FAp, FAw	sW4	suspensão hemipelágica interdigitada com as porções distais de tempestitos		

Os corpos sigmoidais são constituídos de areias finas a muito finas, moderadamente selecionadas, com 40-50cm de espessura, enquanto que os demais arenitos (Asp e SAp) variam de camadas milimétricas a centimétricas. Os arenitos sigmoidais (As) ocorrem próximo ao topo, enquanto que os arenitos/siltitos, os siltitos/arenitos e os siltitos com laminação plano-paralela (ASp, SAp e Sp) ocorrem intercalados, formando pequenos ciclos granocrescentes e com espessamento ascendente das camadas. Os siltitos bioturbados (Sb) predominam na base do afloramento e se apresentam maciços por obliteração parcial da estrutura original (laminação plano-paralelo).

Os siltitos com concreções silicosas (Sr) formam corpos lenticulares, recobrindo a morfologia dos depósitos arenosos da associação seguinte. Neles, foram identificadas abundantes concreções silicosas (provavelmente silcretes) de variadas formas, destacando-se as do tipo "rosa do deserto". O processo de silicificação é considerado da eodiagênese, muito ligada ao ambiente deposicional, refletindo um clima mais seco (ver o Capítulo 4).

A associação sW1 indica a proeminência de processos de suspensão com chegadas episódicas de cargas de tração. A análise de elementos arquiteturais (Figura 4), associada com as características texturais e de estruturas sedimentares observadas, é sugestiva de depósitos de transbordamento de canal com rompimento de diques marginais (*crevasse-splays)*. As convenções gráficas utilizadas na Figura 4 e nas demais ilustrações encontram-se listadas na Figura 5.

Associação sW2

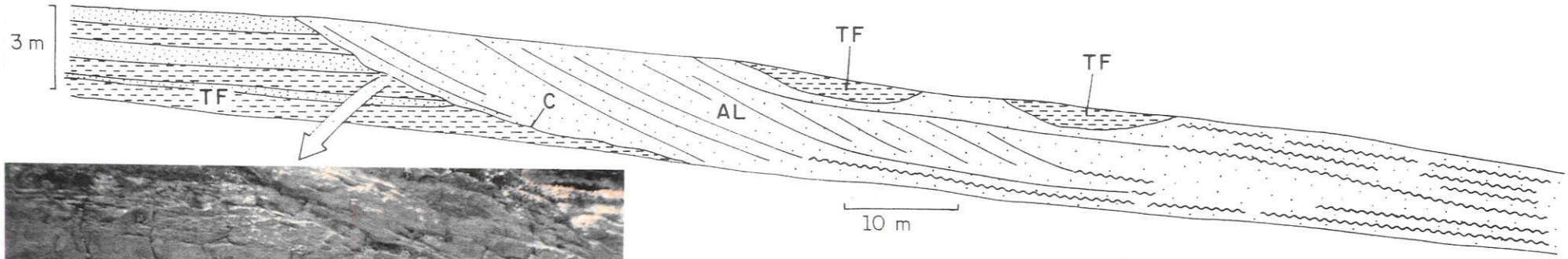
A associação sW2 é observada na rodovia Belém-Brasília (BR153), 40 km a sul de Araguaína (TO), ocorrendo lateralmente à associação sW1, em contato erosivo (Figura 4 e fotos 1 e 2). Destacam-se os arenitos com estratificação cruzada longitudinal (Al), gradando lateralmente para ritmitos (Rw) e, subordinadamente, para siltitos carbonosos (SCp).

Legendas de fotos

Foto 1: Depósitos de barras em pontal (*sW2*) seccionando os de transbordamento (*sW1*). Rodovia BR153; 40km ao sul de Araguaína (TO). Foto: Armando Márcio Coimbra (1978).

Foto 2: Detalhe da foto anterior: *arenitos com estratificação cruzada longitudinal (Al)* seccionando *arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (As), siltitos bioturbados (Sb), arenitos/siltitos, siltitos/arenitos com estratificação plano-paralela (ASp e SAp)*. Rodovia BR153; 40km ao sul de Araguaína (TO). Foto: Armando Márcio Coimbra (1978).

FOTO 2



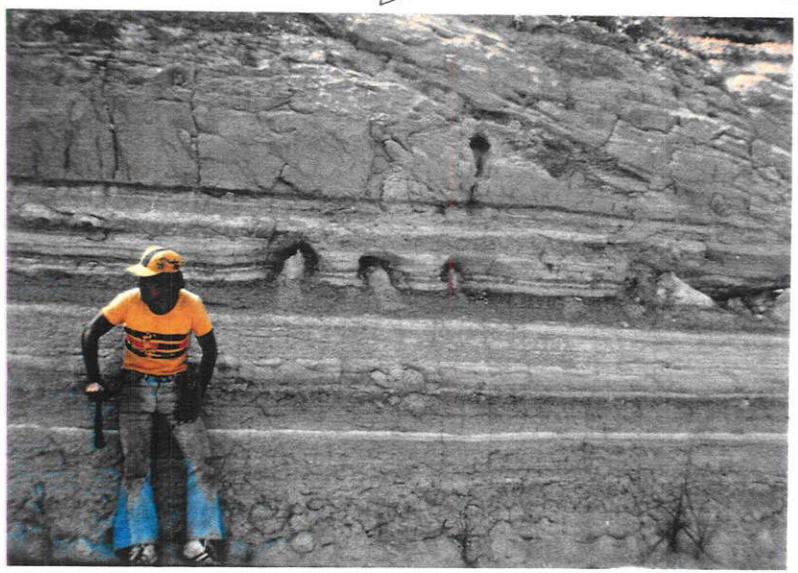


FOTO 1

NOTA: Convenções na Figura 4

Figura 4 - Seção panorâmica esquemática mostrando os elementos arquiteturais de canal (C), acréscimo lateral e transbordamento de finos (TF). Local: Rodovia BR 153; 40km ao sul de Araguaína (TO).

LITOTIPOS

- arenito
- conglomerados
- arenitos conglomeráticos
- arenitos pelíticos
- pelito arenoso
- siltitos
- argilitos
- carbonatos
- silex
- folhelhos

OUTROS

- RY raios gama
- intervalo granocrescente ascendente
- intervalo granodecrescente ascendente
- XII zona bioestratigráfica segundo Daemon(1974)
- testemunho não recuperado
- linhas de correlação

TIPOS DE CONTATO

- brusco
- transicional
- erosivo

ESTRUTURAS SEDIMENTARES

- acamamento/laminação plano-paralela
- M acamamento maciço
- estratificação cruzada tabular/acanalada
- estratificação cruzada indefinida
- estratificação cruzada hummocky/swaley
- estruturas de escorregamento
- 0 bioturbação
- laminação cruzada cavalgante
- laminação cruzada
- acamamento ondulado

Figura 5 - Simbolos gráficos utilizados.

Os arenitos (Al) apresentam granulação média, seleção moderada, pequena porcentagem de matriz, intraclastos de siltitos na base e granocrescência ascendente. Sua estrutura principal é a estratificação cruzada longitudinal com *sets* isolados de 1,5 a 2m de espessura, internamente podem ser observadas intercalações pelíticas formando estruturas *wavy-linsen*. Estes arenitos seccionam lateralmente as litofácies ASp, SAp, Sb, Sp e são recobertos pelos siltitos Sr, pertencentes à associação anterior. Suas características são sugestivas de depósitos de migração lateral de barras canalizadas, por apresentarem muitas semelhanças com os depósitos descritos por Wright (1959), Reineck (1958 *apud* Reineck & Singh 1986) e Meulen (1982).

Os ritmitos (Rw) mostram camadas centimétricas de arenitos finos, alternando-se com camadas milimétricas de siltitos e decimétricas de sílex. É comum a presença de acamamento *wavy*, às vezes deformado pela silicificação. Esta fácies tem caráter cíclico e é conhecida, segundo Nio & Yang (1991), como ritmitos de maré relacionados a depósitos de intermaré. Os níveis silicificados poderiam representar depósitos primários de evaporitos ou de carbonatos.

Os siltitos carbonosos (SCp) apresentam laminação plano-paralela e têm ocorrência restrita na base dos ritmitos. Representam depósitos de suspensão, possivelmente pântanos na supramaré.

A análise dos elementos arquiteturais deste conjunto das fácies, aliada com seus aspectos texturais e de estruturas sedimentares observadas, permite interpretar estes depósitos como barras em pontal geradas em canalizações meandrantes de planícies de maré.

Associação sW3

A associação sW3 (fácies Ah, Ao, Ac, Fp, FAb, FAw) ocorre 35 km a leste de Pedro Afonso (TO), sendo composta por proporções variadas de arenitos e pelitos.

Os depósitos de HCS (Ah) são constituídos por arenitos finos a muito finos, bem selecionados, com laminação interna micrograda, com truncamentos de baixo ângulo e de dimensões métricas.

Os arenitos com laminações truncadas por ondas (Ao) formam corpos pouco espessos e são mais abundantes nos intervalos com predominância de pelitos (Foto 3). A identificação da influência de fluxo oscilatório pode ser reconhecida através da observação, nos *sets* das microondulações, de: arranjos de laminação em *chevron*, geometria de ondulações assimétricas inconsistente com a sua laminação interna, grau e direção variáveis de mergulhos das lâminas cruzadas e *sets* das laminações cruzadas com base erosiva. Estas estruturas, segundo De Raaf *et al.* (1977) e Harms *et al.* 1982, permitem o reconhecimento de migração de ondulações de oscilação. Também é verificada a presença de arenitos com típicos *climbing wave-ripple lamination* (Ac), onde os processos oscilatórios podem ser identificados através das características supracitadas (Foto 4).

Associação sW4

A associação sW4 (fácies Fp, FAb, FAw, FAp), verificada 40 km a leste de Pedro Afonso (TO), é composta exclusivamente por pelitos com grande persistência lateral e disposição em camadas planas.

Os principais componentes desta associação são os folhelhos de coloração preta com laminação plano-paralela (Fp), produtos de processos de suspensão. Esta litofácies é condizente com ambientes de baixa energia e condições euxínicas. Subordinadamente, ocorrem as fácies com alternâncias entre folhelhos/siltitos/arenitos, com laminação plano-paralela e bioturbação moderada. Os componentes psamíticos são interpretados como resultantes mais distais da influência de tempestitos, já que essa associação é transicional com a anterior. Sob esse ponto de vista, é interessante ressaltar a presença de *starved wavy* na fácies FAw, constituída por lentes de arenitos grossos a conglomeráticos, produtos da contribuição de eventos de tempestade.

Esta associação é interpretada como depositada por suspensão hemipelágica com alguma influência de tempestades na plataforma superior.

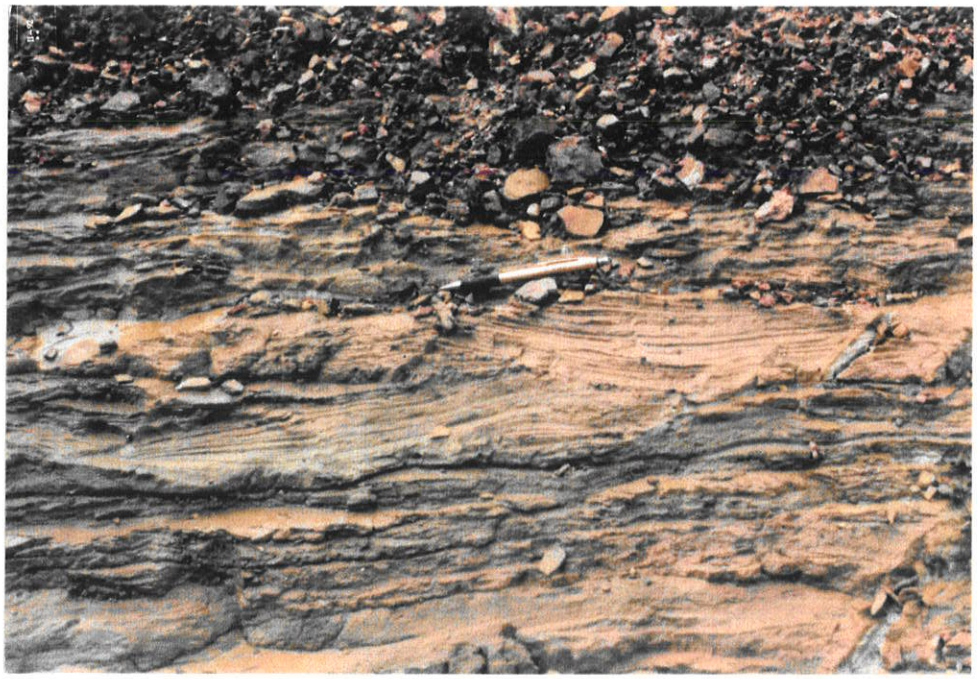


Foto 3: *Arenitos com laminação truncada por onda (Ao)* da associação *sW3*. Rodovia BR235; 40km a leste de Pedro Afonso (TO).

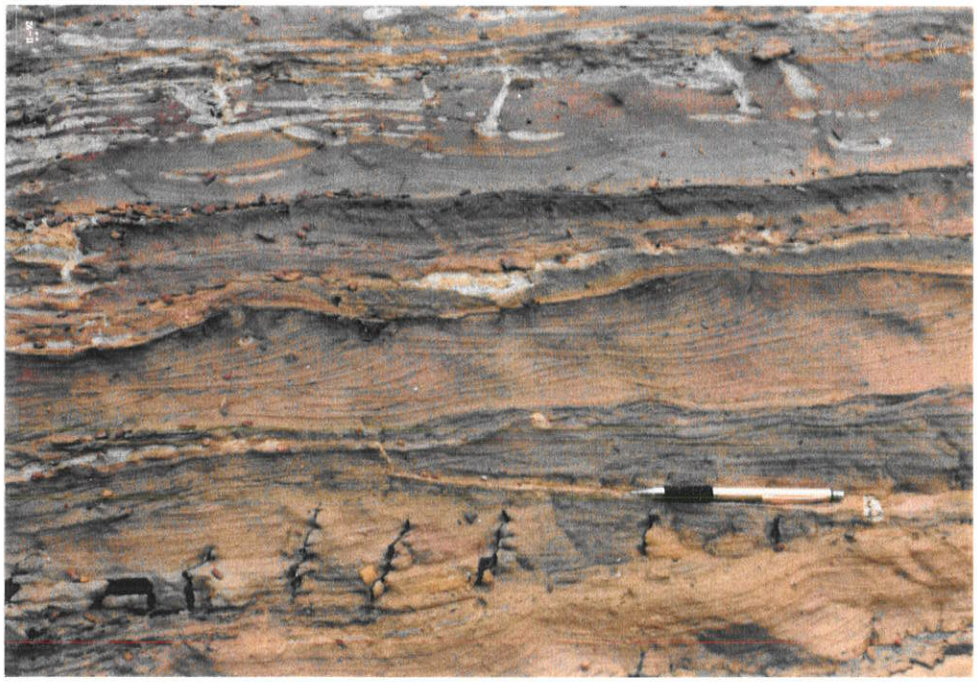


Foto 4: *Arenitos com laminação cavalgante por onda (Ac)* da associação *sW3*. Notar as feições de acréscimo vertical e a migração lateral das formas arenosas, indicando processos oscilatórios e de suspensão. Rodovia BR235; 40km a leste de Pedro Afonso (TO).

3.4.2 Associações de fácies de superfície/borda leste (sE)

Os afloramentos da borda leste, no estado do Piauí, foram estudados sistematicamente por estarem melhor expostos e localizados em pontos de fácil acesso. Persistiu a precariedade das correlações entre os pontos estudados, em decorrência da ausência de boas seções contínuas, de marcadores estratigráficos e da grande distância entre os afloramentos, conforme pode ser observado no mapa de localização dos afloramentos (Figura 1). As associações de fácies sE e os respectivos depósitos encontram-se resumidos no Quadro 3.

Associações sE1 a sE4

As associações sE1 a sE4 ocorrem na região sul do Piauí, nas proximidades do povoado de Paus, 20 km a sudoeste de Redenção da Gurguéia, em dois afloramentos distanciados de 3 km (ponto 2 da Figura 1 e anexo 1). Estes foram descritos por Lima & Leite (1978) como pertencentes à Formação Poti, no presente trabalho e Schobbenhaus *et al.* (1981) correlacionam-se essas associações ao topo da Formação Piauí, por apresentarem características litológicas distintas da Formação Poti, conforme se verifica a seguir. Também foram estudados os afloramentos da Formação Piauí, localizados a oeste de Canto do Buriti (pontos 3 e 4 da Figura 1 e Anexo 1).

A associação sE1 (fácies Am, AMp, AMt e AMa) é composta por arenitos grossos a médios com estratificações cruzada e plano-paralela, e subordinadamente por arenitos finos. Os arenitos com estratificação cruzada formam bancos de 0,50m de espessura, sendo compostos por areias grossas a conglomeráticas, com seleção moderada, grãos subangulosos e com gradação normal (Foto 5). Representam depósitos de carga de tração em regime de fluxo inferior, interpretados como barras de canais, provavelmente, *wadis*. Os arenitos maciços, de ocorrência subordinada, com resquícios de estratificações plano-paralelas e estruturas de fluidificação, foram interpretados como depósitos de *sheet flow*. É comum a presença de acamamentos deformados (acamamento convolucionado) associados a estruturas de escape de fluidos.

Quadro 3: Associação de fácies e sistemas deposicionais, superfície/borda leste, do Carbonífero Inferior (Formação Poti) e unidades limítrofes da Bacia do Parnaíba

FÁCIES	ASSOCIAÇÃO	SUBAMBIENTES	SISTEMAS DEPOSICIONAIS	UNIDADES LITOESTRATI-GRÁFICAS
Am, AMp, AMt, AMa	sE1	*sheet flow* e *wadis*	DESÉRTICO	PIAUÍ
At, Ay	sE2	campo de dunas eólicas		
ACm, Cm	sE3	parte distal, não confinada de leques aluviais		
As, Sg, Sp	sE4	lagos efêmeros		
AMt, AMa, C	sE5	barras de canais	FLUVIAL	POTI
Af, Ap, AFw	sE6	barras arenosas no *foreshore*	*foreshore / shoreface*	
Fp, FAp, Ap	sE7	influxos hiperpicnais no *backshore*		
Rw, Sz, Lt	sE8	supramaré a intermaré		
Ac, As, ASw,Sp, SAw	sE9	barras sigmoidais individualizadas, no *shoreface*		
Ac, Ao, As, Aw, Sp	sE10	barras sigmoidais amalgamadas retrabalhadas por ondas normais, no *shoreface*		
Ao, Ax, ASw, Sp	sE11	barras amalgamadas de tempestade, no shoreface		
Ac, Ah, Ao, Fp, FAb, FAp, FAw, FSb, FSp	sE12	barras individualizadas de tempestade	PLATAFORMA	LONGÁ
Fp, FAb, FAp, FSb,FSp	sE13	suspensão hemipelágica interdidigitada com as porções distais de tempestito		

A associação sE2 (fácies At e Ay - fotos 6 a 8) é constituída por arenitos médios a finos, bem selecionados, com estratificação cruzada tabular de grande porte, com gradação inversa. Na base destes arenitos (At), ocorrem níveis conglomeráticos com clastos interpretados como ventifactos. Lateralmente, são verificados arenitos finos com laminação cavalgante subcríticos (Ay). A associação foi interpretada como gerada por migrações de ondulações/megaondulações eólicas e processos de deflação.

A associação sE3 (fácies Cm e ACm - fotos 6 e 9) é constituída de conglomerados e arenitos conglomeráticos sustentados pela matriz. Os conglomerados são constituídos por clastos com ampla variação eixo maior de 2 a 15cm, mal selecionados, subarredondados, com grande porcentagem de matriz argilo-arenosa, maciços, com estruturas de fluidificação. Estes passam para arenitos conglomeráticos, argilosos, pobremente selecionados, maciços, com estruturas deformacionais de fluidificação e pseudoclastos. Estas litofácies foram interpretadas como depósitos de fluxos de detritos com grande perda de fluidos, relacionados com a parte distal de leques aluviais.

A associação sE4 (fácies As, Sg e Sp) é formada por corpos arenosos sigmoidais pouco espessos e, subordinadamente, por pelitos. Os siltitos têm coloração avermelhada, com laminação plano-paralela e, quando ocorrem mais delgados, apresentam gretas de contração. Esta associação foi interpretada como depósitos de suspensão, sob condições oxidantes, em lagoas efêmeras.

Com o término da sedimentação Poti, formaram-se as associações sE1 a sE4 interpretadas, por sua ligação genética, como depósitos de campo de dunas eólicas, fluxos fluviais efêmeros (*wadis*), seus desconfinamentos com depósitos de *sheet flood* e lacustres. Estes subambientes compõem um contexto mais continentalizado e desértico na bacia, marcando a passagem para a seqüência deposicional a qual pertence a Formação Piauí.

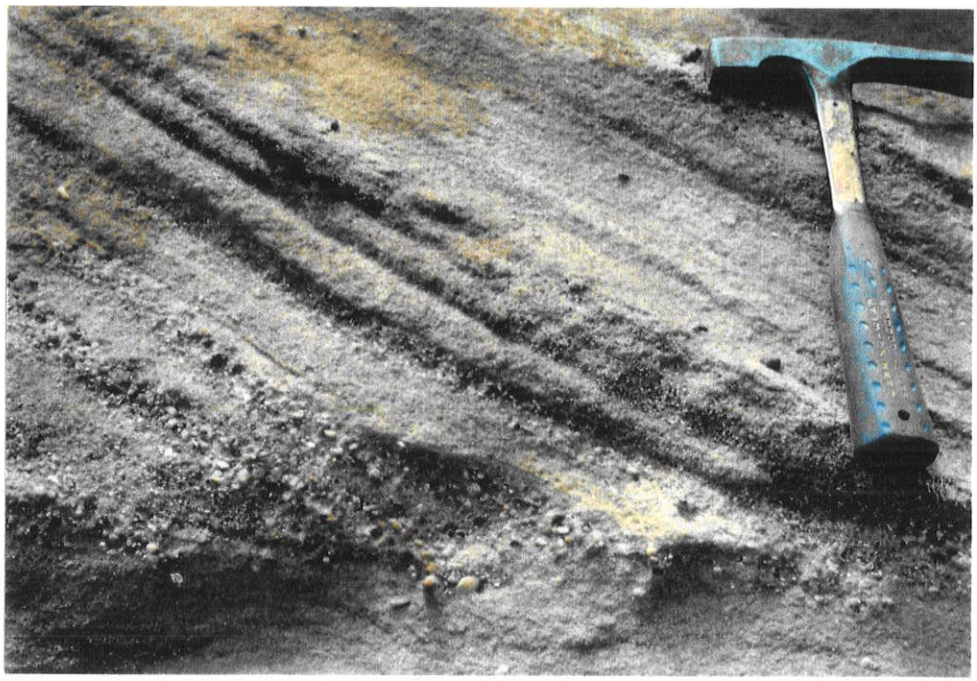


Foto 5: *Arenitos médios com estratificação cruzada tabular (AMt)* da associação *sE1*. Notar a presença de gradação normal nos estratos cruzados. Rodovia BR135; 20km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (PI).

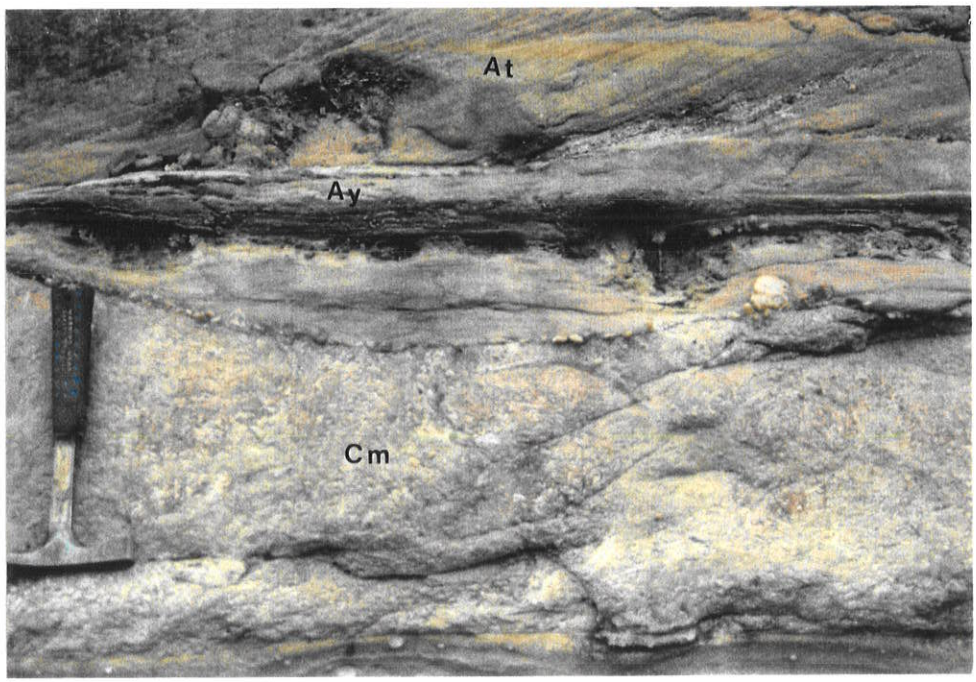


Foto 6: Na parte superior da foto, fácies da associação *sE2: arenitos com estratificação cruzada tabular (At)* contendo nível de ventifactos (seta), passando para *arenitos com laminação cavalgante subcrítica (Ay)*. Na parte inferior da foto, fácies da associação *sE3: conglomerados sustentados por matriz (Cm)*, sem organização. Rodovia BR135; 20km a sul de Redenção da Gurguéia (PI).

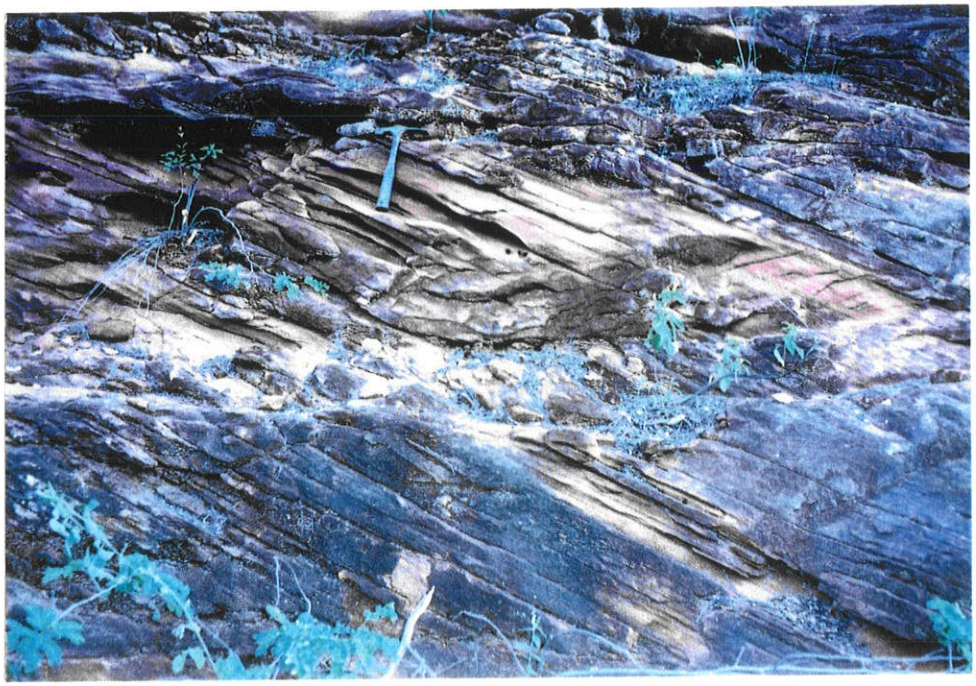


Foto 7: *Arenitos finos a médios com estratificação cruzada tabular de grande porte (AMt)* da associação *sE2*. Rodovia BR324, 20km a oeste de Canto do Buriti (PI)

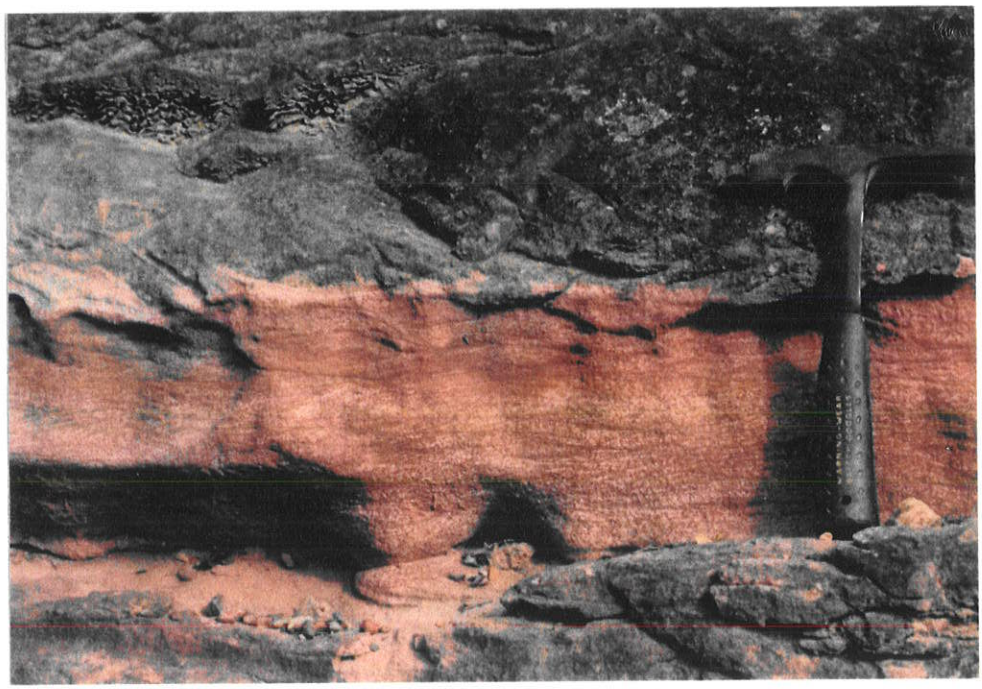


Foto 8: Detalhe da foto anterior. *Arenitos muito finos com laminação cavalgante subcrítica (Ay)* da associação *sE2*. Rodovia BR324, 20km a oeste de Canto do Buriti (PI)

Foto 9: *Conglomerados sustentados por matriz (Cm)* da associação *sE3*, sem organização. Rodovia BR135; 20km a sul de Redenção da Gurguéia (PI).

Associação sE5

A associação sE5, reconhecida nas proximidades da Fazenda Barra da Vereda, 50 km ao sudoeste de Redenção da Gurguéia - PI (ponto 1 da Figura 1), representa a unidade de granulação mais grossa verificada na Formação Poti. É constituída por arenitos localmente conglomeráticos (fácies AMa, AMt, C).

Os arenitos com estratificação cruzada tabular (AMt) ocorrem na forma de barras com 0,50 a 0,80m de espessura. Compõem-se de areias de granulação grossa a média, com seleção moderada e grãos subangulosos, apresentando gradação normal e, mais raramente, gradação inversa. Suas características evidenciam deposição por cargas de tração em regime de fluxo inferior, gerando migração de barras arenosas.

Os arenitos com estratificação cruzada acanalada (AMa - Foto 10) formam depósitos menos espessos, com 0,20 - 0,40m de espessura, constituídos por areias médias a grossas, com seleção moderada e grãos subangulosos. Foram interpretados como migração de formas de leito sinuosas (3D) em regime de fluxo inferior.

Os conglomerados (C) ocorrem como níveis centimétricos (5 a 10cm de espessura), de ocorrência subordinada na base dos arenitos. Apresentam arcabouço sustentado por areias, com clastos (quartzo e quartzito) com eixo maior variando de 2 a 3cm, subarredondados e com seleção moderada, raramente imbricados. De modo geral, apresentam-se maciços ou com estratificação plano-paralela incipiente. Estas características e sua relação com os arenitos AMa permitem interpretá-los como depósitos residuais de canais.

As características das litofácies que compõem a associação sE5, aliadas com a ausência de pelitos, representam processos de alta energia e carga de tração em regime de fluxo inferior, comum em fluxos canalizados. Estes processos foram os responsáveis pela migração de barras arenosas e de dunas subaquosas de sistema fluvial entrelaçado da Formação Poti. Estes depósitos diferem daqueles da associação de fácies fluviais da Formação Piauí, a qual apresenta construções arenosas de menor porte, associadas, freqüentemente, a depósitos de *sheet flood* e de dunas eólicas (serras de Monsenhor Gil e dos Altos, entre Eliseu Martins e Canto do Buriti). A paleodrenagem da

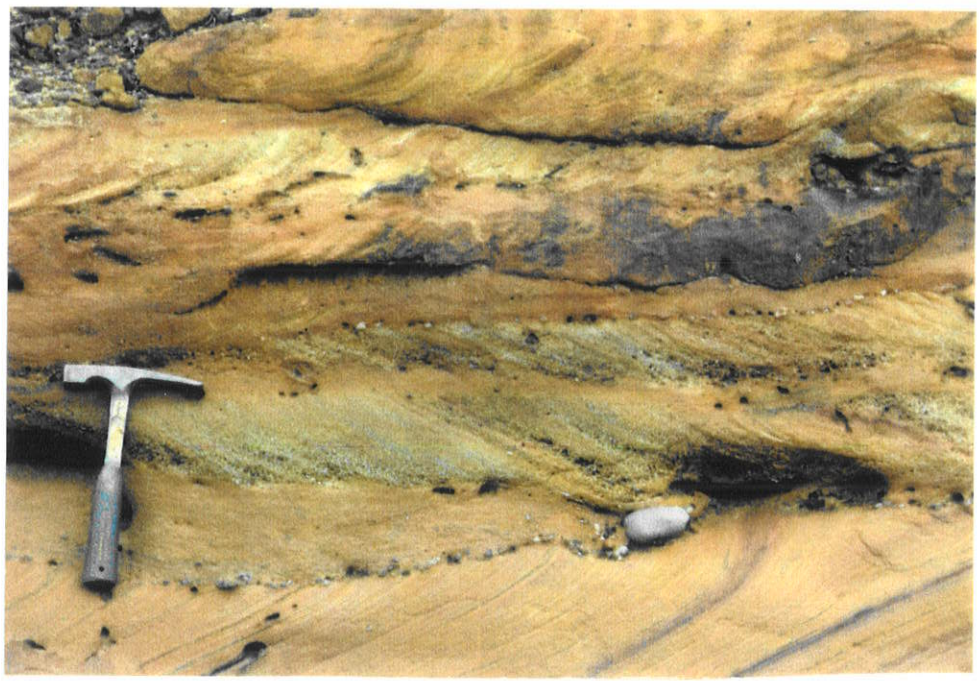


Foto 10: *Arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada (AMa)* da associação *sE5*. Rodovia BR135; 50km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (Fazenda Barra da Vereda - PI).

Formação Piauí era mais desorganizada e intermitente, típica de sistema desértico (barras de *wadis*), enquanto que os rios da Formação Poti eram, provavelmente, mais perenes.

Associação sE6

A associação sE6 ocorre a 55 km ao sul de Teresina, em Curral das Pedras/PI (ponto 10 da Figura 1 e Anexo 1), sendo constituída predominantemente por fácies psamíticas (Ap e Af) e, subordinadamente, AFw (fotos 11 e 12).

Os arenitos finos com laminação plano-paralela (Ap) apresentam-se em estratos tabulares e nos seus planos de acamamento podem ser reconhecidas, provavelmente, lineações de corrente. Esta fácies é composta por grãos bem selecionados, porém alterações diagenéticas e intempéricas impedem a observação do seu grau de arredondamento.

Os arenitos finos fitobioturbados (Af) mostram-se aparentemente maciços devido à ação destrutiva de raízes. Em algumas porções, pode-se ainda observar que o acamamento remanente é plano-paralelo. Podem ser reconhecidos vários pacotes, ora mais bioturbados, ora menos, sugerindo que essas barras arenosas estiveram recobertas diversas vezes, por vegetação. Subordinadamente, ocorrem as intercalações de arenitos e folhelhos carbonosos com acamamentos *wavy-linsen*.

O predomínio de arenitos bem selecionados com laminação plano-paralela e lineação de corrente indica ambiência de alta energia e cargas trativas em regime de fluxo superior. A intensa fitobioturbação (raízes *in situ*) mostra grande proximidade da costa, possivelmente um depósito de barra arenosa emersa. Estas características permitem interpretar estes depósitos como barras de *foreshore*.

Associação sE7

A associação sE7 ocorre no topo da associação anterior (sE6), sendo composta pelas fácies Fp, FAp e, subordinadamente Ap (fotos 13 e 14).

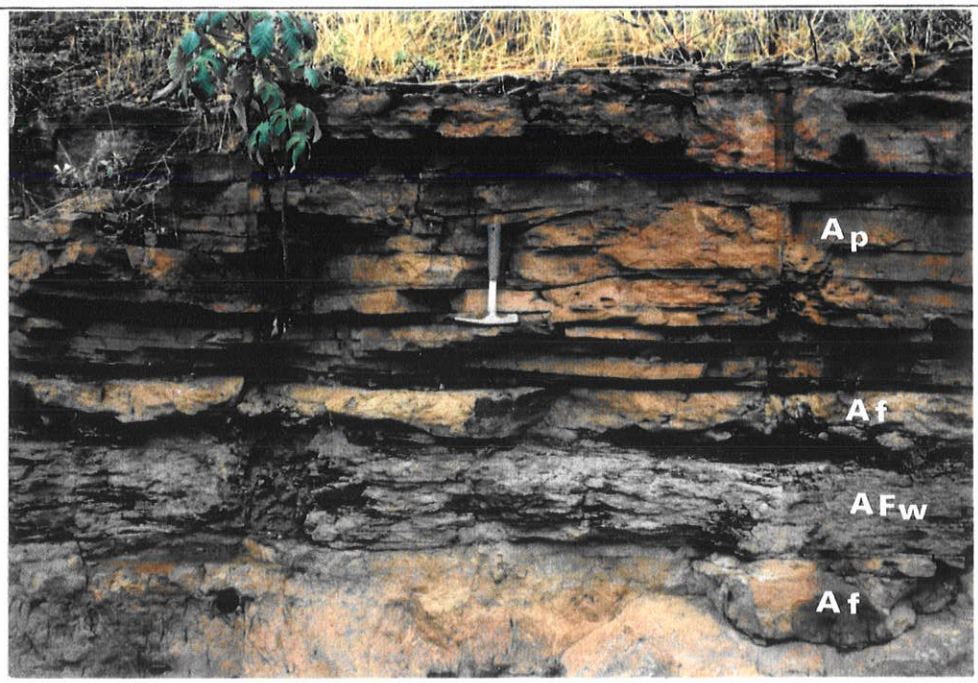


Foto 11: *Arenitos com fitobioturbação (Af), arenitos/folhelhos com acamamento wavy (AFw)* e *arenitos com laminação plano-paralela (Ap),* da associação *sE6*. Rodovia BR316; 60km ao sul de Teresina (Curral das Pedras - PI).

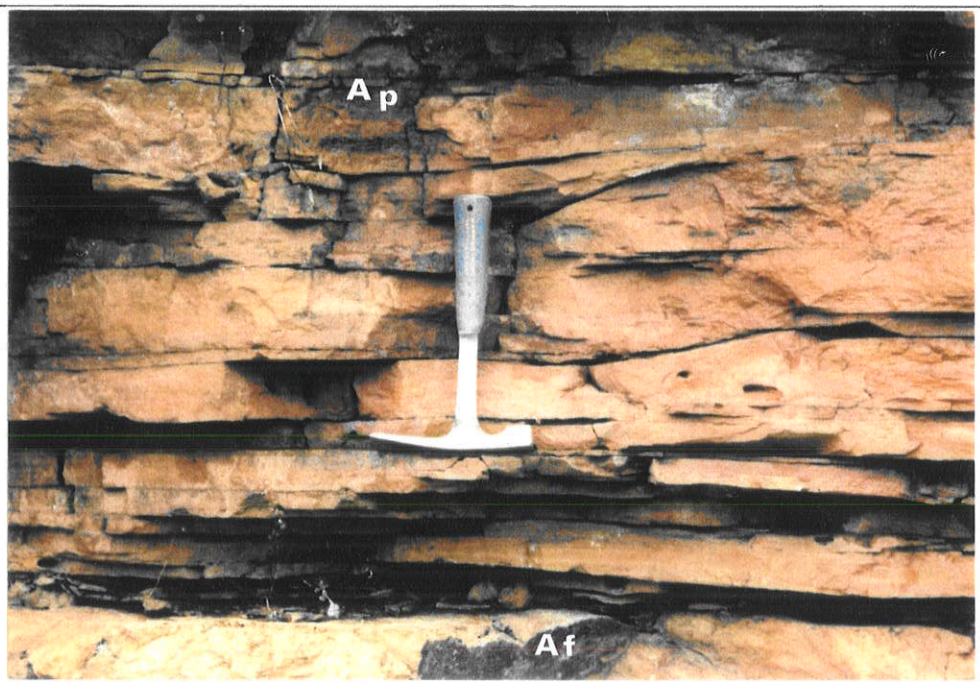


Foto 12: *Arenitos com fitobioturbação (Af) e arenitos com laminação plano-paralela (Ap),* da associação *sE6*. Rodovia BR316; 60km ao sul de Teresina (Curral das Pedras - PI).

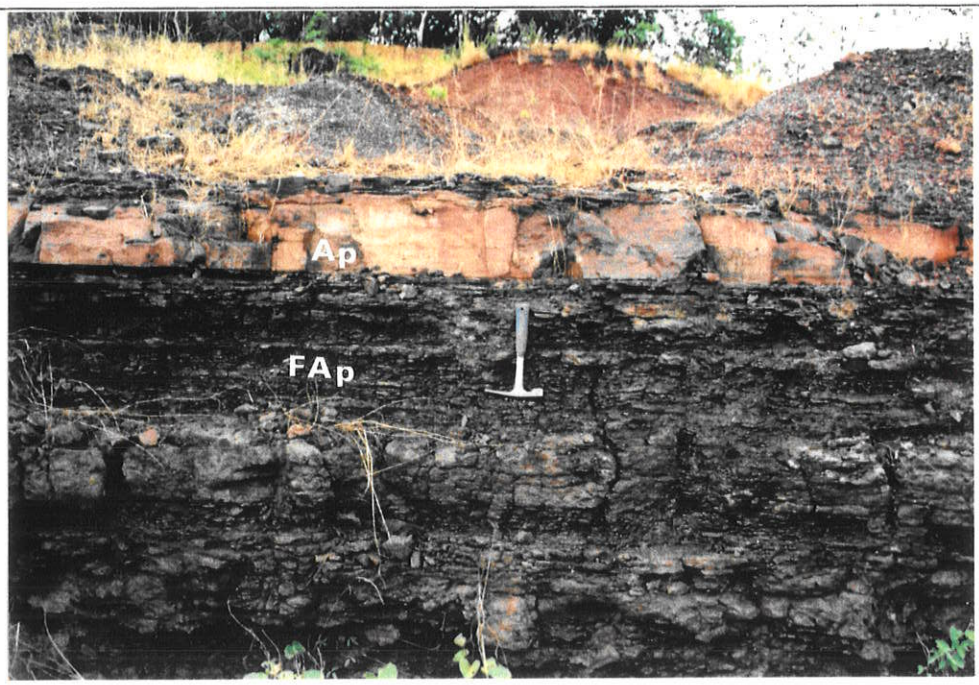


Foto 13: *Arenitos com laminação plano-paralela (Ap) com intercalações folhelhos/arenitos (FAp),* da associação *sE7*. Rodovia BR316; 60km ao sul de Teresina (Curral das Pedras - PI).

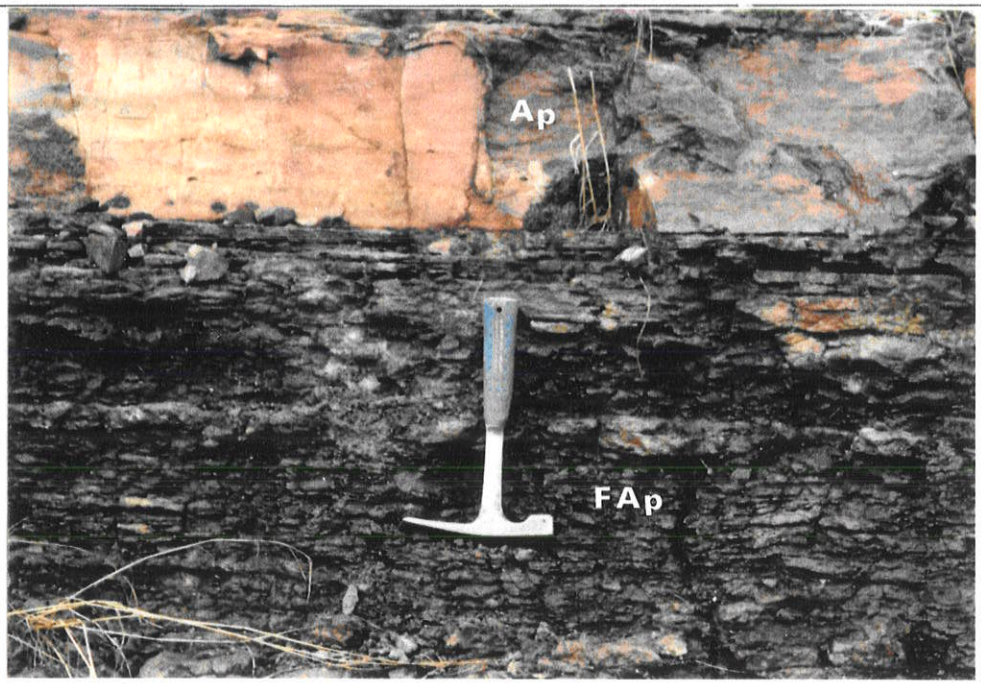


Foto 14: Detalhe da foto anterior. *Arenitos com laminação plano-paralela (Ap) com intercalações folhelhos/ arenitos (FAp),* da associação *sE7*. Rodovia BR316; 60km ao sul de Teresina (Curral das Pedras - PI).

Os perfis verticais das fácies folhelhos/arenitos (FAp) e arenitos (Ap) apresentam com granodecrescência e adelgaçamento de camadas ascendentes. Nestes arenitos (Ap), podem ser observadas laminação plano-paralela e prováveis lineações de corrente, sugerindo que os mesmos foram gerados por fluxos densos do tipo turbiditos (influxos hiperpicnais). Os folhelhos com laminação plano-paralela (Fp) apresentam 2m de espessura.

A predominância de pacotes pelíticos e ausência de gretas de contração mostram que os processos foram exclusivamente de suspensão, sem exposição subaérea. As alternâncias de corpos arenosos com pacotes pelíticos são sugestivas de depósitos de lagos com influxos hiperpicnais.

As associações sE6 e sE7 podem ser interpretadas como depósitos de barras emersas litorâneas associadas a depósitos de lagos. Apesar da ausência de características diagnósticas, a proximidade dos depósitos litorâneos da associação sE9 permite sugerir que os sedimentos pelíticos sejam de natureza lagunar. Desta forma, o conjunto das associações sE6 e sE7 comporia um complexo ilhas-barreira/laguna.

Associação sE8

A associação sE8 (fácies Rw, Lt, Sz) ocorre sotoposta à associação sE5 no afloramento da Fazenda Barra da Vereda (50 km ao sudoeste de Redenção da Gurguéia - PI) e em outro local, a 2 km a norte deste (ponto 1 da Figura 1 e Anexo 1).

Os ritmitos (Rw) são constituídos por interlaminados de arenitos muito finos com pelitos, formando estruturas *wavy-linsen, drapes* e laminações de correntes (*current ripples)*. As espessuras dos arenitos variam de poucos centímetros a frações milimétricas, simultaneamente com a variação dos pelitos de frações milimétricas a poucos centímetros. Essas variações são cíclicas, onde cada ciclo envolve um progressivo aumento na espessura dos pares, seguido por uma progressiva diminuições em suas espessuras. O par mais espesso contém arenitos com 2 a 5cm de espessura e pelitos com 0,5 a 1,5cm de espessura. O par mais delgado é caraterizado por lâminas de arenito alternando-se com siltitos de 0,1 a 1cm.

Segundo Nio & Yang (1991), as características supracitadas permitem supor que estes interlaminados são ritmitos de maré. Estes ritmitos de maré associados a *tidal bundles* são os melhores diagnósticos de processos de correntes de maré, já que as famosas estratificações cruzadas "espinha de peixe" são de ocorrência muito rara. Nos ambientes modernos, geralmente, as correntes de enchente e vazante não têm a mesma pujança, ocorrendo uma predominante e a outra subordinada. As areias são depositadas pela corrente de maré predominante e os pelitos sofrem floculação, decantando durante as "águas paradas".

Nesta associação também ocorrem, subordinadamente, laminitos algáceos (Lt) com estruturas de *tepee* embrionário e siltitos (Sz) avermelhados com pseudomorfos de minerais evaporíticos (Foto 15). As bioconstruções podem ter sido geradas por tapetes algáceos comuns na zona de supramaré. Uma tendência para clima seco é evidenciada pelos pseudomorfos de sais e pelos *tepees*, formados através da ressecação e da cristalização de sais.

Esta associação foi interpretada como representando depósitos de intermaré a supramaré, dada a presença de ritmitos de maré e estruturas de *tepee*. Existem evidências de condições de restrição com alta taxa de evaporação (pseudomorfos de de minerais evaporíticos - Foto 15) em supramaré.

A associação sE8 ocorre sotoposta à associação sE5 na Fazenda Barra da Vereda (PI), evidenciando o afogamento da paleodrenagem Poti, configurando, possivelmente, uma situação estuarina temporária.

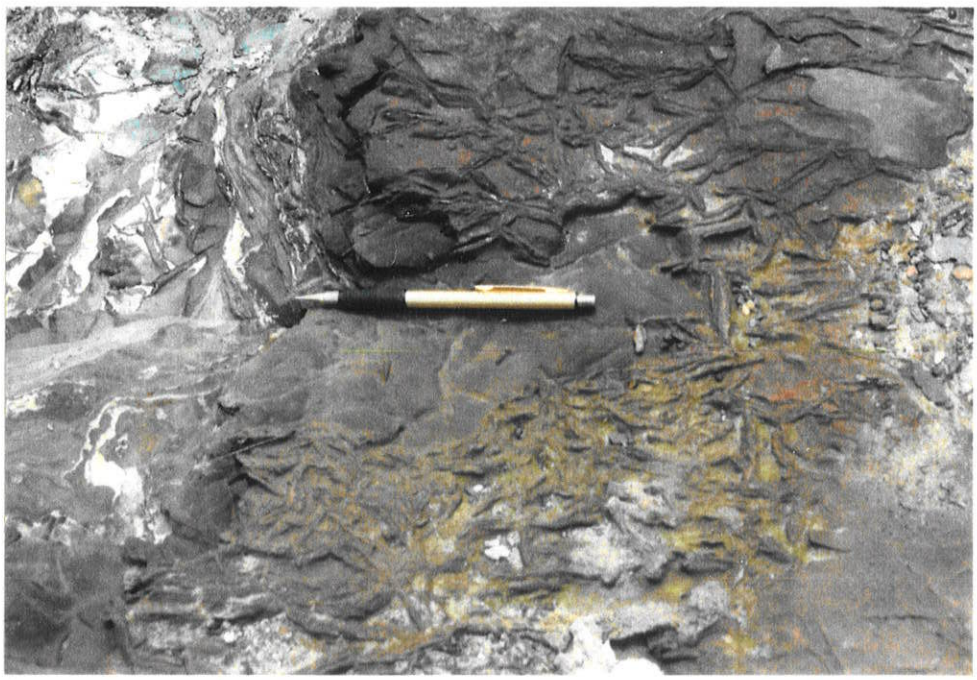


Foto 15: *Siltitos com pseudomorfos de minerais evaporíticos (Sr)*, possivelmente gipsita em arranjo tipo "rosa do deserto", da associação *sE8*. Local: Rodovia BR135; 50km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (Fazenda Barra da Vereda - PI).

Associação sE9

A associação sE9 (fácies Ac, As, ASw, Sp e SAw) ocorre nas proximidades de Floriano, Barão do Grajaú, Jerumenha e Serra de Campo Maior (pontos 6, 7, 8 e 12 da Figura 1 e Anexo 1). Ela é constituída por corpos sigmoidais perfeitamente individualizados graças aos pelitos presentes (fotos 16 a 19).

Os corpos sigmoidais (As) constituem-se de areias finas a médias, bem selecionadas, com grãos subarredondados, apresentando estratificação cruzada sigmoidal com *sets* de 2m de espessura. Nas terminações sigmoidais, ocorrem intercalações de arenitos/siltitos e siltitos/arenitos (Asw e SAw) com estruturas *wavy-linsen* (fotos 17 e 18), arenitos muito finos com laminações cavalgantes supercríticas (Ac) e siltitos com laminação plano-paralela (Sp). Alguns corpos sigmoidais apresentam recobrimentos de lama (Foto 19) evidenciando a influência de maré.

Esta associação, com maior distribuição em superfície, ocorre lateralmente às associações sE10, sE11 e sE12 (Foto 20), sugerindo uma ambiência litorânea, na transição entre *shoreface* e *offshore*.

A comparação da Foto 16 com a Figura 3 (corte AB) evidencia a grande similaridade entre as geometrias dos corpos sigmoidais da Formação Poti e da Formação Curtis (Jurássico Superior - Utah Central), esta última originada por marés (Kreisa & Moiola 1986).

Esta associação foi interpretada como depósitos de *tidal sand ridges*, com base no porte médio dos corpos sigmoidais, presença de recobrimentos de lama e o seu relacionamento faciológico.

Associação sE10

A associação sE10, observada nas proximidades de Monsenhor Gil/PI (ponto 11 da Figura 1 e Anexo 1), é composta pelas fácies Ac, Ao, As, Aw e Sp.

Foto 16: *Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (As)* e suas terminações contendo arenitos/siltitos com acamamento *wavy-linsen (ASw)*, da associação *sE9*. As setas indicam o sentido da progradação (P) e da retrogradação (R) das barras sigmoidais. Serra de Campo Maior (PI).

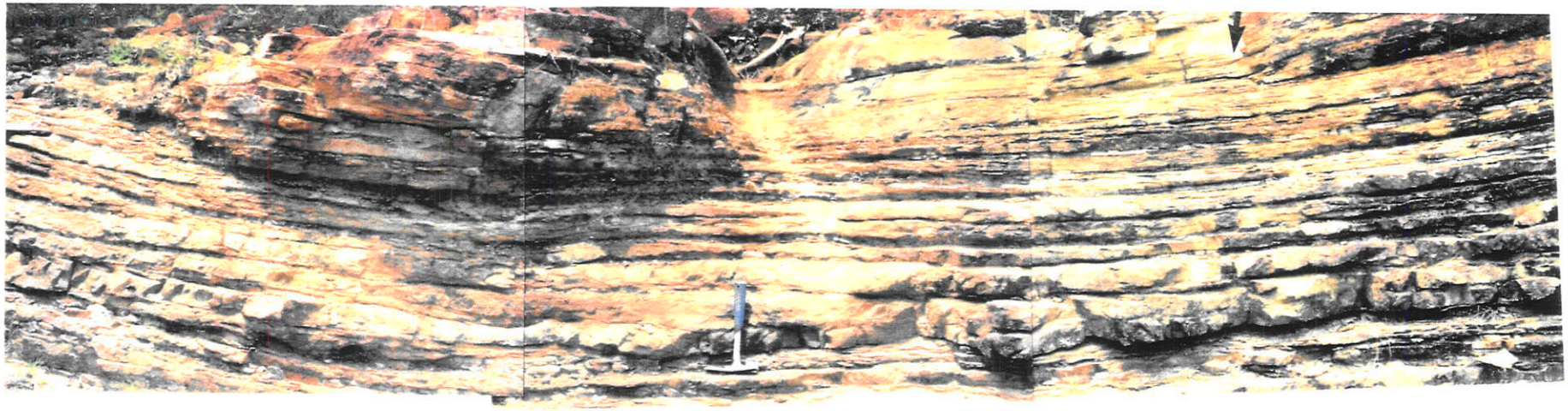


Foto 17: Corte oblíquo das terminações de uma barra sigmoidal da associação *sE9*. A seta indica a terminação assintótica típica dos *arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (As)*. Rodovia BR-343; 13 km a sul de Jerumenha (PI).

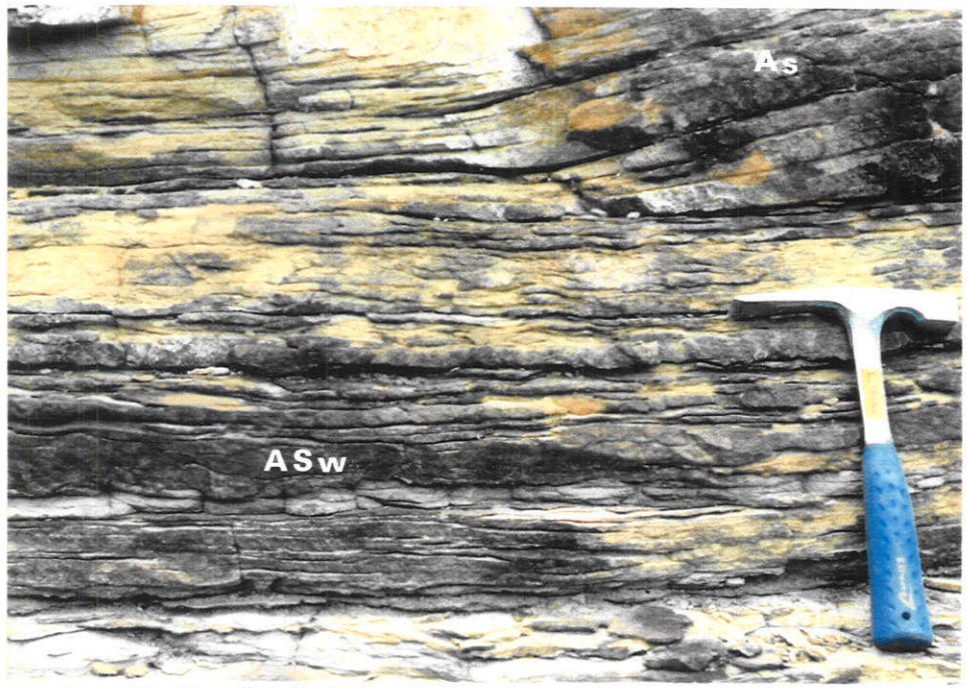


Foto 18: Detalhe da foto anterior: *arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (As)* e suas terminações contendo arenitos/siltitos com acamamento *wavy (ASw)*.

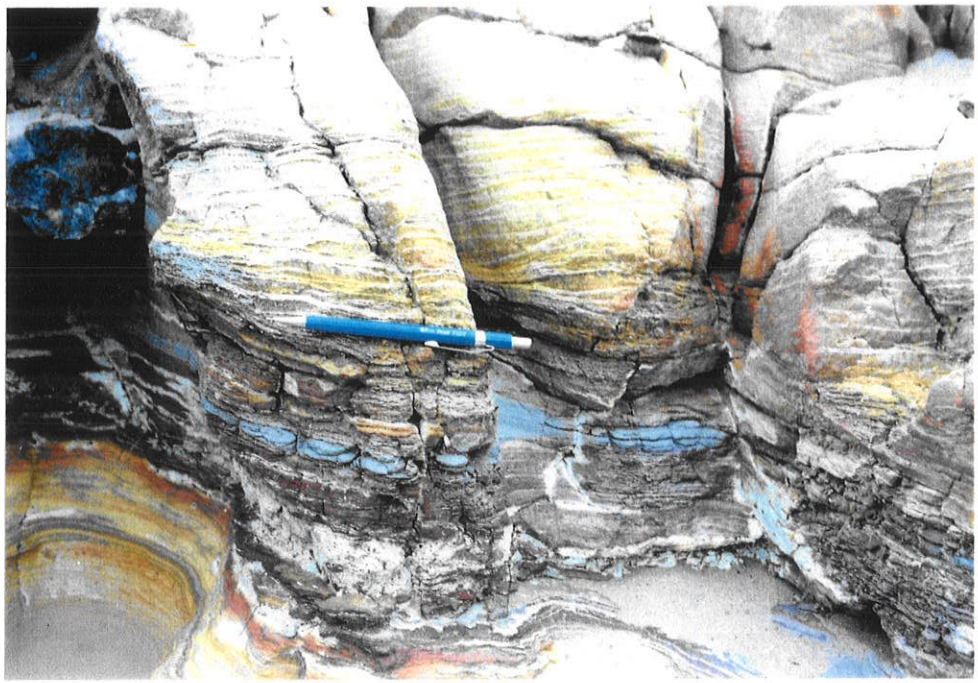


Foto 19: Terminações de *arenitos sigmoidais com estratificação sigmoidal (As)*, da associação *sE9*, apresentando recobrimentos de lama indicativos de influência de marés. Proximidades de Francisco Aires, 100km a nordeste de Floriano (PI).

Foto 20: *Arenitos sigmoidais com estratificação sigmoidal (As)*, da associação *sE9*, em contato lateral com as fácies da associação s*E12*. Rodovia PI140, 18km a nordeste de Canto do Buriti (PI).

A disposição das fácies sugere tratar-se de depósitos de barras sigmoidais multilobadas, amalgamadas e separadas por delgados depósitos de suspensão. Neste afloramento, a identificação da forma sigmoidal (Figura 3) está prejudicada pelos cortes transversal e oblíquo ao fluxo. A análise das feições gerais da geometria tabular dos corpos amalgamados (Fotos 21 e 22) comparada com a observação do contato entre os corpos individuais (Foto 23) permitiu inferir a forma sigmoidal para os depósitos da associação sE10.

O aspecto interno dos corpos sigmoidais e suas terminações indicam intenso retrabalhamento por ondas normais, evidenciada pela presença de acamamentos gerados por migração de ondulações (fotos 24 e 25) e megaondulações (Foto 26), simétricas e assimétricas (*wave ripple bedding* e *mega wave ripple bedding* - *Aw*). O processo oscilatório é evidenciado pela presença de laminações cruzadas opostas, base de *sets* erosiva e padrões de laminação cruzada em *chevron*. Sua proximidade (2 km) com as associações sE6 e sE7 corrobora ambiência de águas rasas, possivelmente *shoreface*.

Associação sE11

A associação sE11 (fácies Ax, Ao, ASw e Sp) ocorre sotoposta e lateralmente à associação sE8, na base da Formação Poti nas proximidades de Canto do Buriti, Barão do Grajaú, Floriano, Nazaré do Piauí e Serra de Campo Maior (pontos 5, 7, 8, 9 e 12 da Figura 1). Esta associação de depósitos de SCS é caracterizada por espessos arenitos e difere da associação sE12 pela escassa ocorrência de lamitos.

Os arenitos têm granulação fina a média, bem selecionados, com granulações mais grossas na base. A estrutura principal é a estratificação cruzada *swaley*, apresentando formas côncavas, geralmente assimétricas, com 1 a 2m de comprimento de onda, com *sets* imbricados de 0,5 a 1m de espessura (fotos 27 e 28), espessando-se e adelgaçando-se sistematicamente. A amalgamação de diversos destes corpos pode ser identificada pela ocorrência de siltitos (Sp) e arenitos/siltitos com acamamento *wavy* (ASw). Segundo Leckie & Walker (1982), depósitos de tempestitos amalgamados ocorrem sobre depósitos

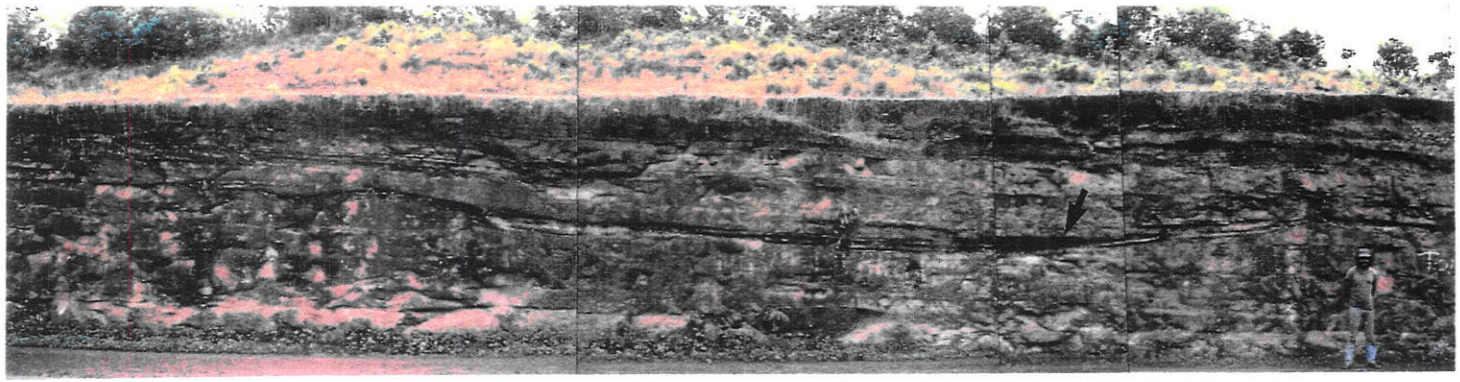


Foto 21: Corte em depósitos de barras sigmoidais (As), multilobadas, amalgamadas, com geometria tabular, destacadas por níveis de siltitos (Sp), da associação sE10. A seta indica superfície de inundação de maior destaque. Rodovia BR316; 50km a sul de Teresina (PI).

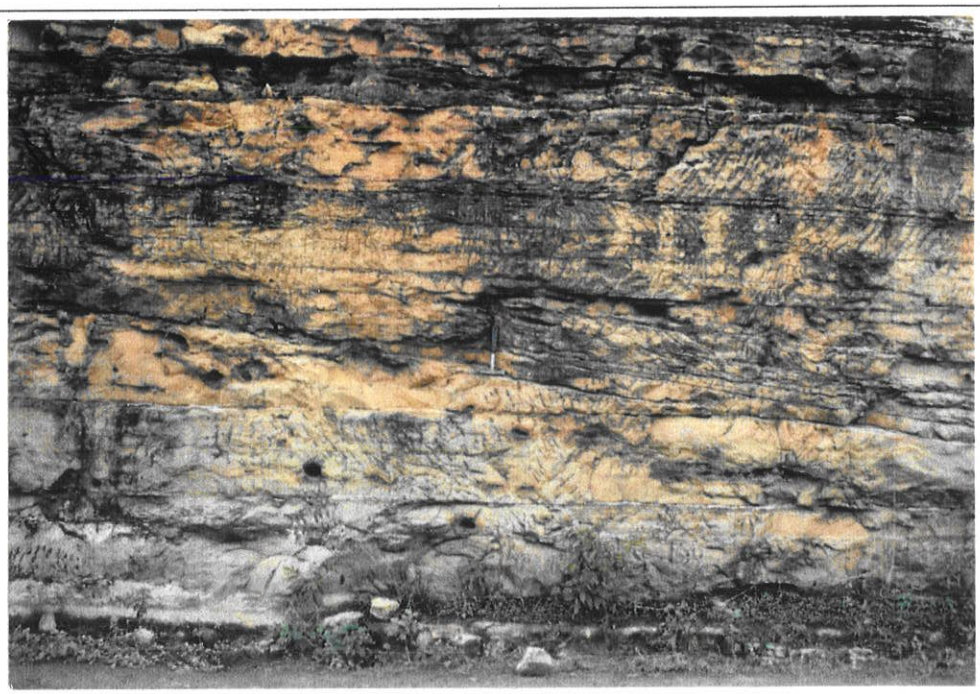


Foto 22: *Arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (As)*, em estratos tabulares, separados por níveis de *siltitos (Sp)*, destacando a geometria das barras amalgamadas, da associação *sE10*. Rodovia BR316; 50 km ao sul de Teresina (Monsenhor Gil - PI).

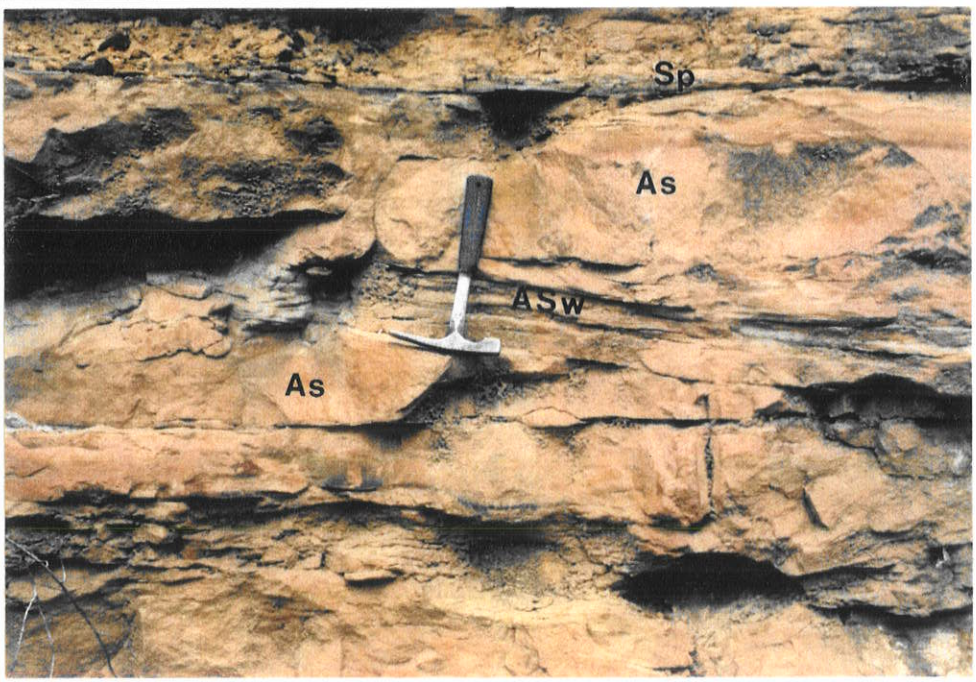


Foto 23: Contato entre os *corpos sigmoidais* (As), multilobados, amalgamados, separados por níveis de *siltitos (Sp)*, da associação *sE10*: Rodovia BR316; 50km ao sul de Teresina (Monsenhor Gil - PI).

Foto 24: *Arenitos com* wave *ripple bedding (Aw)* nas terminações sigmoidais da associação *sE10*. Rodovia BR316; 50km ao sul de Teresina (Monsenhor Gil - PI).

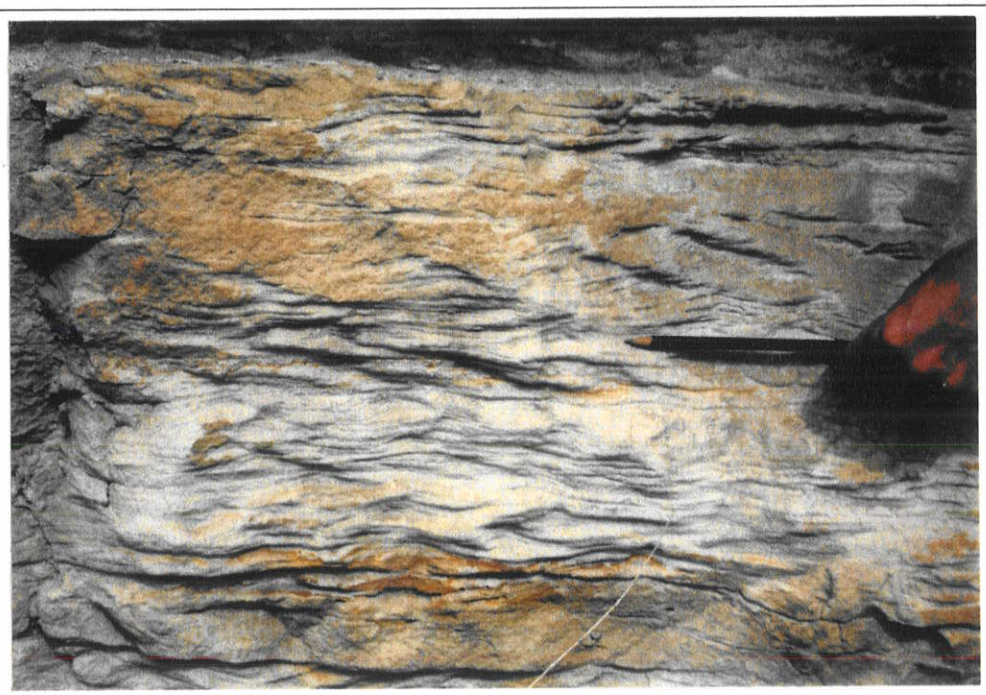


Foto 25: *Arenitos com laminação cavalgante supercrítica (Ac)* nas terminações sigmoidais (*As*), da associação *sE10*. Local: Rodovia BR316; 50km ao sul de Teresina (Monsenhor Gil - PI).

Foto 26: *Arenitos com mega wave ripple bedding (Aw)* nas terminações sigmoidais (*As*), da associação *sE10*. Balneário, 50km ao sul de Teresina (Monsenhor Gil - PI).

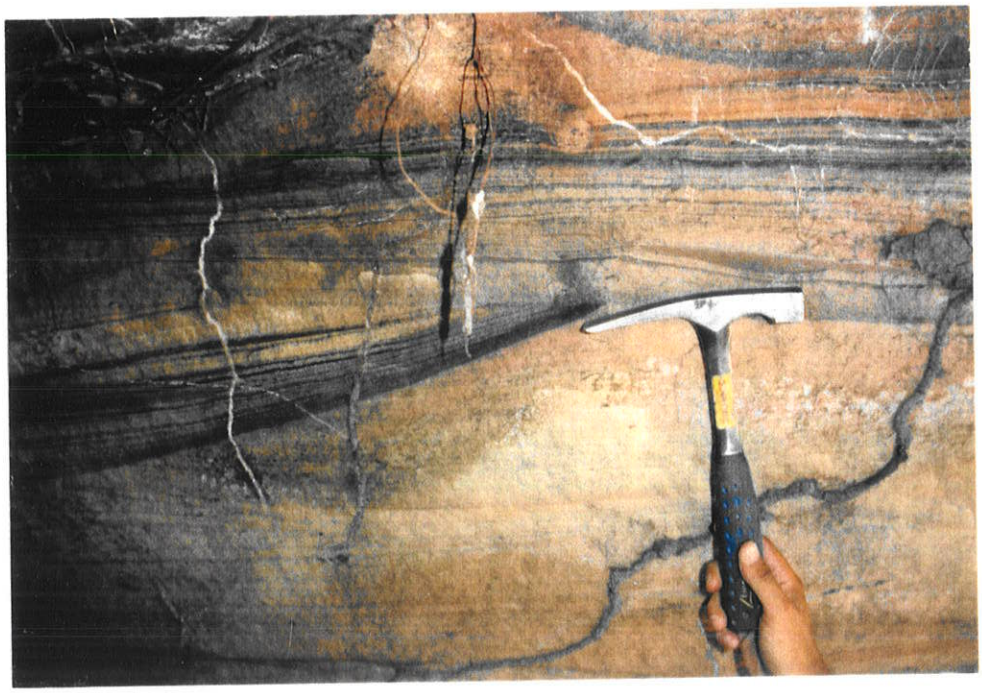


Foto 27: *Arenitos com estratificação cruzada swaley (Ax)* da associação *sE11*. Serra de Campo Maior (PI).

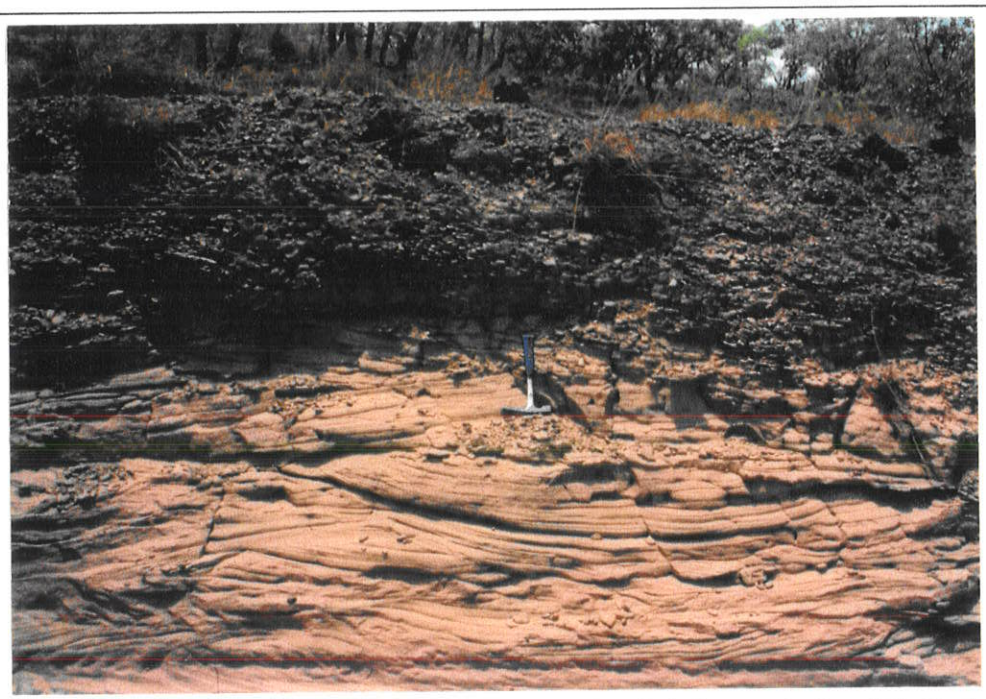


Foto 28: *Arenitos com estratificação cruzada swaley (Ax)* da associação *sE11*. Rodovia BR230; 20 km a oeste de Barão de Grajaú (PI).

de HCS individualizados nas sucessões sedimentares de linhas de costa regressivas. As superfícies de 1ª ordem podem ser reconhecidas pela presença de depósitos residuais, por horizontes intensamente bioturbados, camadas descontínuas de lamitos ou concentrações de micas e fragmentos finos de vegetais fósseis.

A amalgamação dos corpos tempestíticos sugere que esta associação é formada por depósitos proximais, conforme modelo de Aigner & Reineck (1982 *apud* Reineck & Singh 1986). O ambiente de deposição é de águas rasas, na zona do *shoreface*, com atuação de ondas de tempestade. Segundo Cheel & Leckie (1993), esta região seria mais propícia para formação dos depósitos SCS, em função do retrabalhamento das ondas normais

Associação sE12

A associação sE12 é composta por arenitos e pelitos (fácies Ah, Ao, Ac, Fp, FAb, FAp, FAw, FSb e FSp) em proporções variadas, verificada em Canto do Buriti, Nazaré do Piauí e Serra de Campo Maior (pontos 5, 9 e 12, respectivamente da Figura 1 e Anexo 1).

A litofácies Ah é composta por areias de granulação fina a média, bem selecionadas. Apresenta estratificação cruzada *hummocky* com 1 a 1,5m de amplitude, com *sets* de 0,5 a 0,8m de espessura.

Os corpos arenosos gerados por processos oscilatórios (Ah, Ao e Ac) são interpretados como depósitos tempestíticos mais distais, em zona *offshore* superior. Esta ambiência é mais favorável para a formação e a preservação dos depósitos de HSC, conforme advogam Aigner & Reineck (1982 *apud* Reineck & Singh 1986), Leckie & Walker (1982) e Cheel & Leckie (1993).

A associação grada para litofácies mais pelíticas, com presença de folhelhos de coloração preta e intercalações subordinadas de arenitos e siltitos. Esta situação representa ambiência de baixa energia, com deposição a partir de suspensão durante condições normais de sedimentação (bom tempo) na plataforma. Os arenitos e siltitos subordinados podem ser explicados como interdigitação dos depósitos de suspensão hemipelágica do *offshore* superior, com as porções bem distais induzidas pelos fluxos oscilatórios de tempestade.

Associação sE13

A associação sE13 é constituída essencialmente por pelitos (Fp, FAb, FAp, FSb e FSp) que apresentam grande persistência lateral e tabularidade das camadas.

As litofácies principais são os folhelhos de coloração preta com laminação plano-paralela (Fp), condizentes com processos de suspensão em ambientes de baixa energia e sob condições euxínicas. Subordinadamente, ocorrem as fácies com alternâncias entre folhelhos/siltitos/arenitos, com laminação plano-paralela e bioturbação moderada a intensa. Os componentes psamíticos estão sendo interpretados como produtos distais de tempestitos, já que essa associação é transicional com a anterior.

Esta associação é interpretada como depositada por suspensão hemipelágica com alguma influência de tempestades na plataforma superior.

3.4.1 Estudos faciológicos complementares em subsuperfície

Estudos faciológicos complementares em subsuperfície foram necessários para o entendimento da evolução da seqüência Poti/Longá. A análise faciológica em subsuperfície propiciou, freqüentemente, o recurso de **análise em contexto** (Harms *et al.* 1982), isto é, o relacionamento vertical do conjunto de fácies auxiliando, sobremaneira, na elaboração das interpretações ambientais, uma aplicação direta da Lei de Walther. Utilizou-se também de observações sobre variações verticais de granulometria, espessura das camadas e os padrões dos raios gama.

3.4.2.1 Dados regionais de subsuperfície

Em função da dificuldade apresentada na interpretação ambiental de testemunhos, foi necessária uma avaliação em escala mais ampla, optando-se pela análise da seção composta do Poço 1 - TM -1 - MA (Figura 6) e das seções estratigráficas realizadas (figuras 7, 8 e 9).

A seção composta do Poço 1 - TM -1 - MA (Figura 6), no intervalo de 0 a 1100m de profundidade, mostra que sucessões transgressivas e regressivas compõem a deposição do Grupo Canindé (formações Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti). Os padrões de eletrofácies mostram que as sucessões progradantes têm formas de sino invertido, evidenciando uma variação de granocrescência ascendente.

A presença de contatos transicionais entre as formações Poti e Longá observados em afloramentos indica contemporaneidade parcial destas unidades litoestratigráficas. A presença de contatos erosivos e de diferenças marcantes nas associações faciológicas do topo da Formação Poti e base da Formação Piauí sugerem discordância entre essas duas unidades em superfíce. A correlação dos poços (figuras 7, 8 e 9), realizada para o intervalo da Formação Poti e dos contatos com as unidades adjacentes (topo da Formação Longá e base da Formação Piauí), mostra que estes comportamentos podem ser generalizados também em subsuperfície, de acordo com o proposto por Lima Filho (1991). Pode-se inferir que as unidades estudadas ocorrem em duas seqüências, a inferior que agrupa as formações Poti e topo da Formação Longá e a superior constituída pela base da Formação Piauí.

A correlação das superfícies de inundação de caráter regional (figuras 7, 8 e 9) mostra que a seqüência inferior (Poti/topo do Longá) pode ser subdividida em quatro conjuntos de parasseqüências.

A análise da seções estratigráficas (figuras 7, 8 e 9) evidencia a presença de sucessões verticais de eletrofácies com formas de sino na passagem entre o primeiro e o segundo conjuntos de parasseqüências, mostrando o caráter progradante da deposição. O terceiro conjunto mostra comportamento variado, enquanto que o quarto apresenta tendência retrogradante para o topo. Na figura 8, deve-se destacar comportamento geral progradante (sinos invertidos) das eletrofácies do Poço 2-IZ-1-MA, cujos testemunhos são avaliados faciologicamente, no item seguinte.

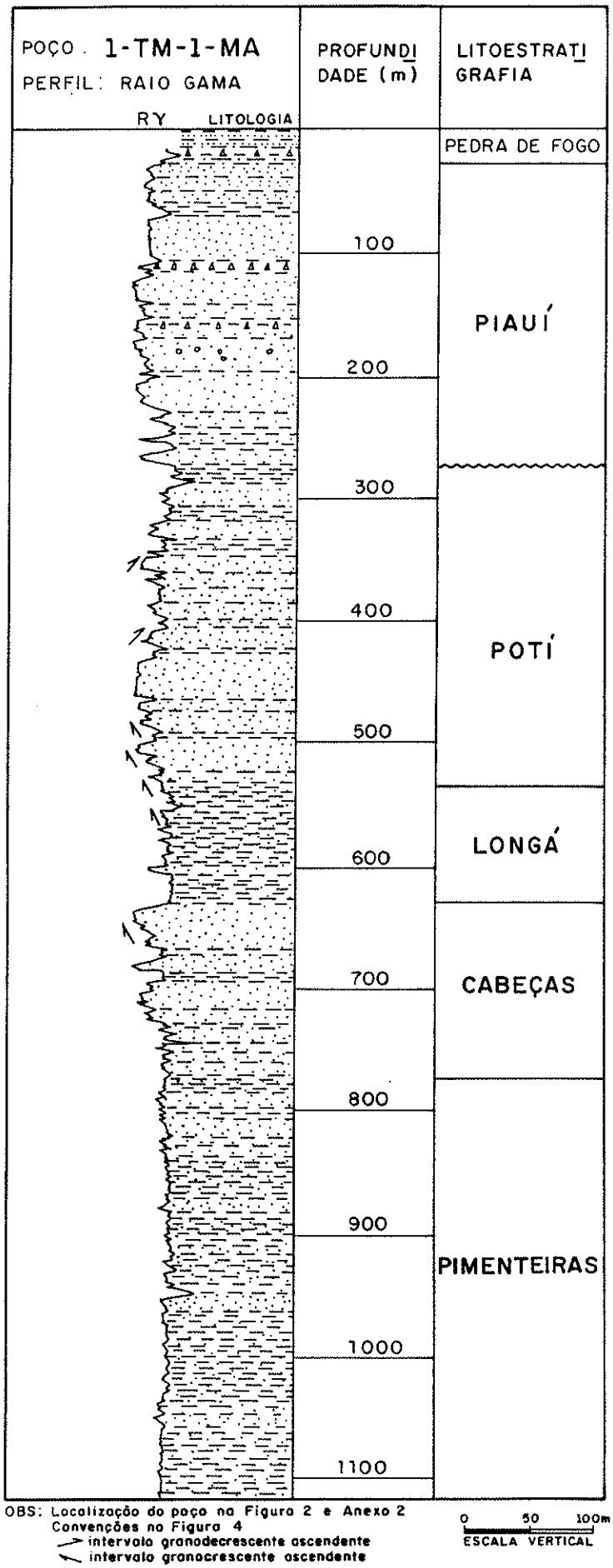


Figura 6 - Seção Composta do Poço 1-TM-1-MA, no intervalo de 0-1100m. Modificado de Andrade, 1972.

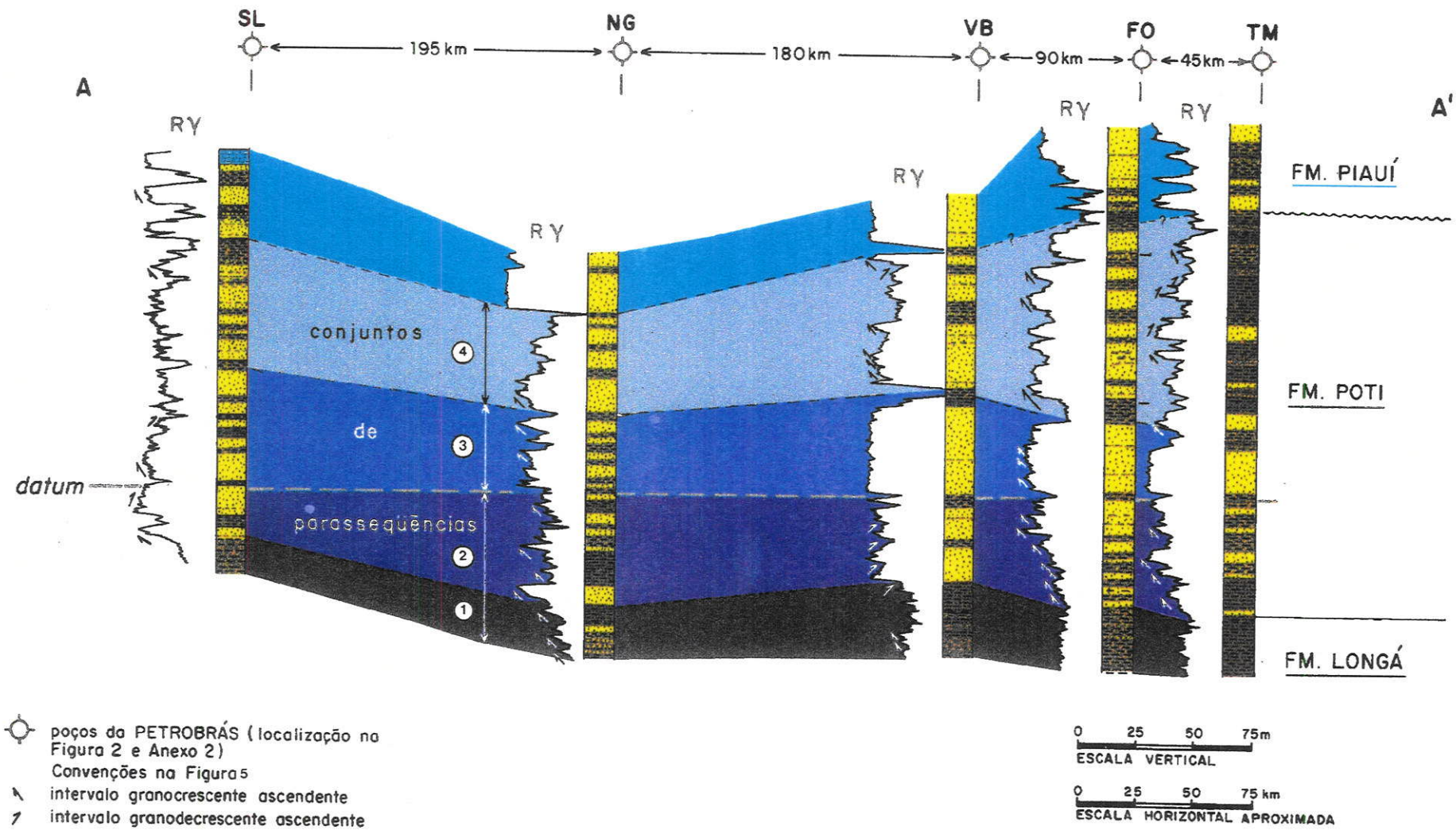
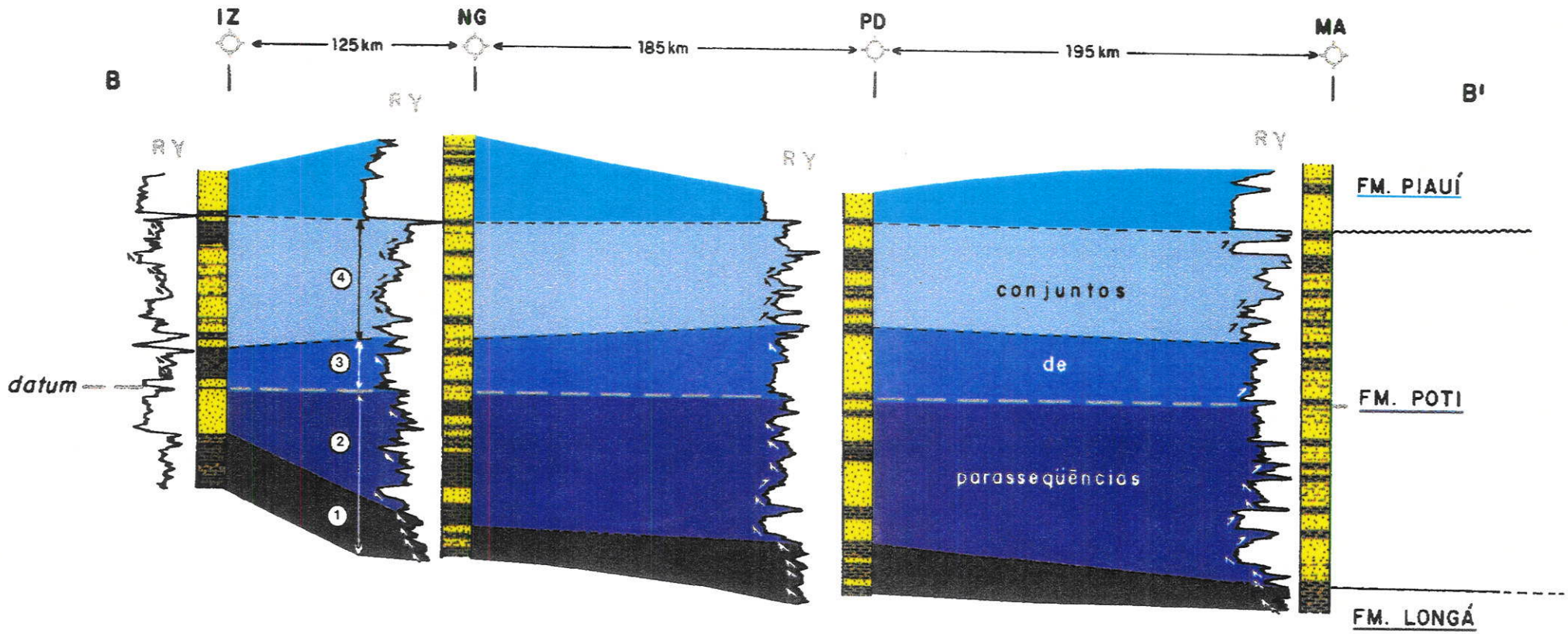


Figura 7 - Seção estratigráfica A-A'



poços da PETROBRÁS (localização na Figura 2 e Anexo 2)
Convenções na Figura 5

intervalo granocrescente ascendente

intervalo granodecrescente ascendente

0 25 50 75m
ESCALA VERTICAL

0 25 50 75 km
ESCALA HORIZONTAL APROXIMADA

Figura 8 - Seção estratigráfica B-B'

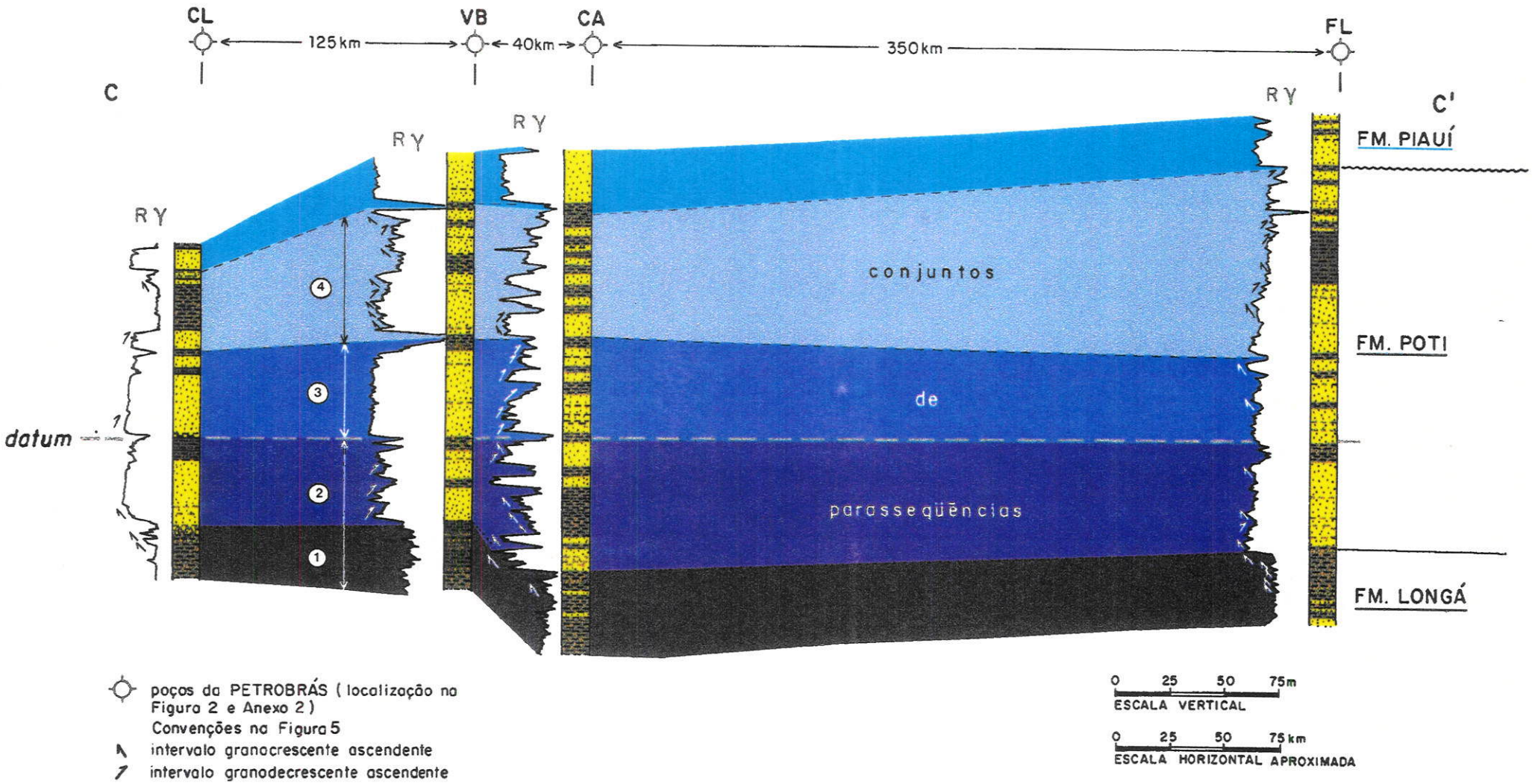


Figura 9 - Seção estratigráfica C-C'

3.4.2.2 Análise faciológica do Poço 2-IZ-1-MA

A luz dos dados regionais, foram realizados estudos faciológicos detalhados nos testemunhos provenientes do Poço 2-IZ-1-MA. Este foi escolhido pelo fato de apresentar testemunhagem contínua e perfis de raios gama de boa qualidade. Foram selecionados os testemunhos provenientes do intervalo 1280 - 1455m, sendo mais enfatizada os estudos referentes à Formação Poti (Figura 10).

3.4.2.2.1 Conjuntos faciológicos

Conjunto 1

O conjunto 1 é formado pelas fácies Ac, Am, ASw, SAw e Sp, presentes em proporções equivalentes, no intervalo 1282-1310m do Poço 2-IZ-1-MA (Figura 10).

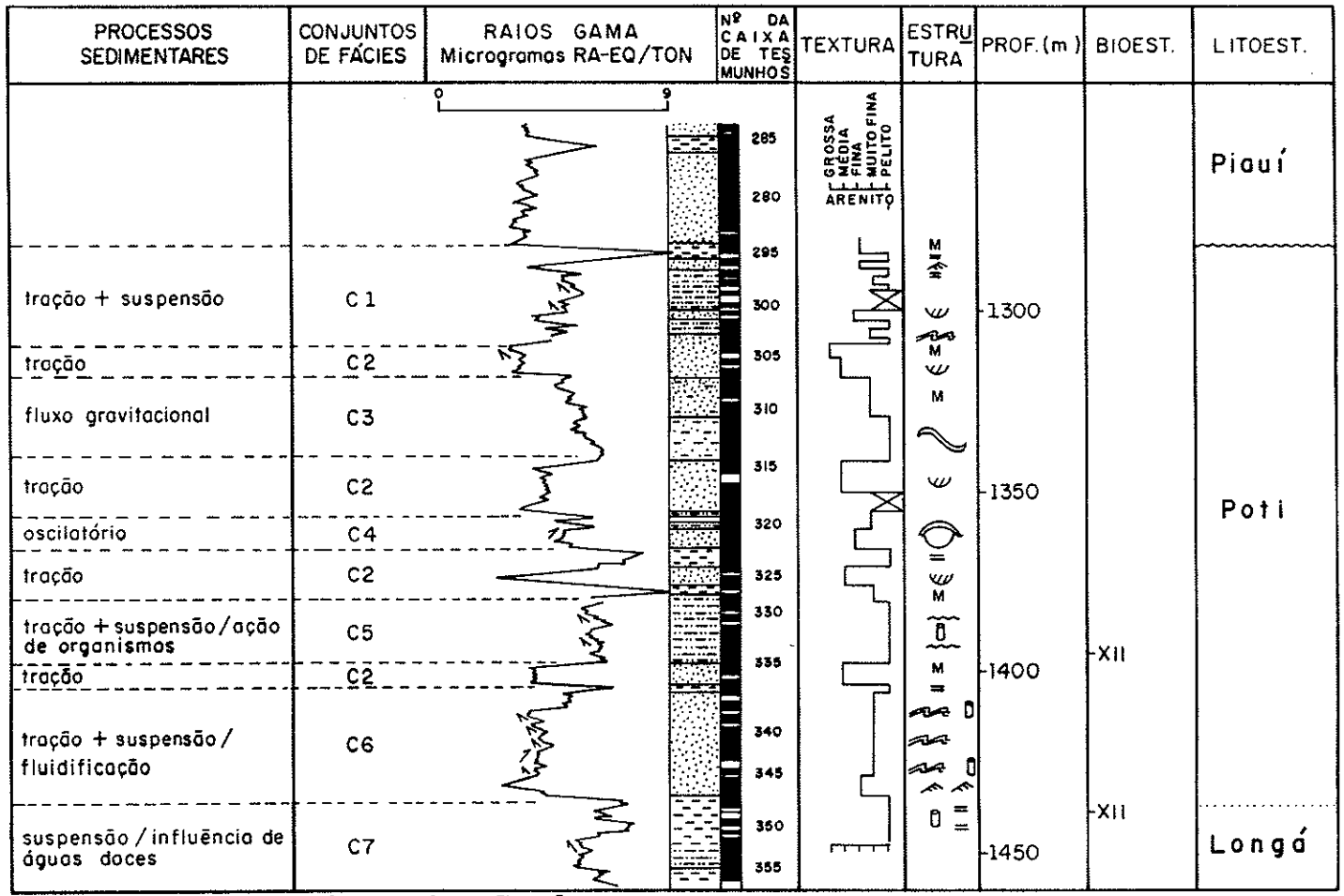
Os arenitos finos a muito finos, com laminação cruzada cavalgante supercrítica (Ac), às vezes maciços com evidências de fluidificação (Am), constituem camadas de 0,40 a 0,50m de espessura. Estas litofácies apresentam-se intercaladas por delgados níveis de arenitos/siltitos (ASw) e de siltitos/arenitos (SAw) com estruturas *wavy-linsen* e, subordinadamente, por siltitos com laminação plano-paralela (Sp).

Os corpos arenosos apresentam padrão de eletrofácies de sinos invertidos, mostrando granocrescência ascendente.

A predominância de corpos arenosos pouco espessos com ondulações cavalgantes e tendência granocrescente ascendente indica elevado influxo sedimentar, resultante de rápida deposição com alta taxa de suspensão e tração.

Conjunto 2

Este conjunto é composto pelas fácies AMa, AMt, APm, APe, SAw e Sp, nos intervalos 1310-1355m, 1368-1382m e 1398-1405m do Poço 2-IZ-1-MA (Figura 10), onde predominam clásticos grossos em detrimento dos finos.



OBS: Localização do poço na Figura 2 e convenções na Figura 5
intervalo granodecrescente ascendente
intervalo granocrescente ascendente

Figura 10 - Análise faciológica dos testemunhos do Poço 2-IZ-1-MA, no intervalo 1280-1450 m.

Os arenitos com estratificação cruzada tabular (AMt) chegam a formar camadas de até 15m, onde podem ser observados pequenos ciclos granodecrescentes, com arenitos médios/grossos passando para finos no topo. Essa tendência granulométrica pode ser auferida no perfil de raios gama, onde se destacam formas em "sino".

Subordinadamente, ocorrem siltitos com laminação plano-paralela (Sp) e intercalações de siltitos/arenitos com estruturas *wavy-linsen* (SAw). Essas fácies são condizentes com processos de suspensão, indicativas de baixa energia de fluxo.

Conjunto 3

Este conjunto é constituído pelas as fácies APe e APm que estão presentes nas porções do topo do intervalo estudado (1320-1340m).

Tratam-se de arenitos pelíticos, predominantemente quartzosos, pobremente selecionados, geralmente sem organização e ricos em fragmentos vegetais (fotos 29 e 30). Alguns intervalos apresentam estratificação incipiente, microfalhas, estruturas de escorregamento e de fluidificação. Este conjunto de estruturas denota que, possivelmente, estas fácies foram, originalmente, geradas por processos que permitiam segregação entre cargas trativas e de suspensão, posteriormente sofrendo ressedimentação.

Em outros poços, são comuns a presença de estruturas de escorregamento, as quais não puderam ser interpretadas com maior acuidade (testemunho 9, intervalo 506 a 512m, 1-TB-1-MA; testemunho 11, intervalo 610 a 612m, poço 1-TB-1-MA; testemunho 31, intervalo 1305 a 1307m, poço 1-NG-1-MA).

Conjunto 4

O conjunto 4 é predominantemente arenoso, sendo constituído pelas fácies Ax/Ah, Ap e, subordinadamente, AFw e FAw. Ela pode ser verificada no intervalo 1355-1368m e 1382-1387m do poço 2-IZ-1-MA (Figura 10).

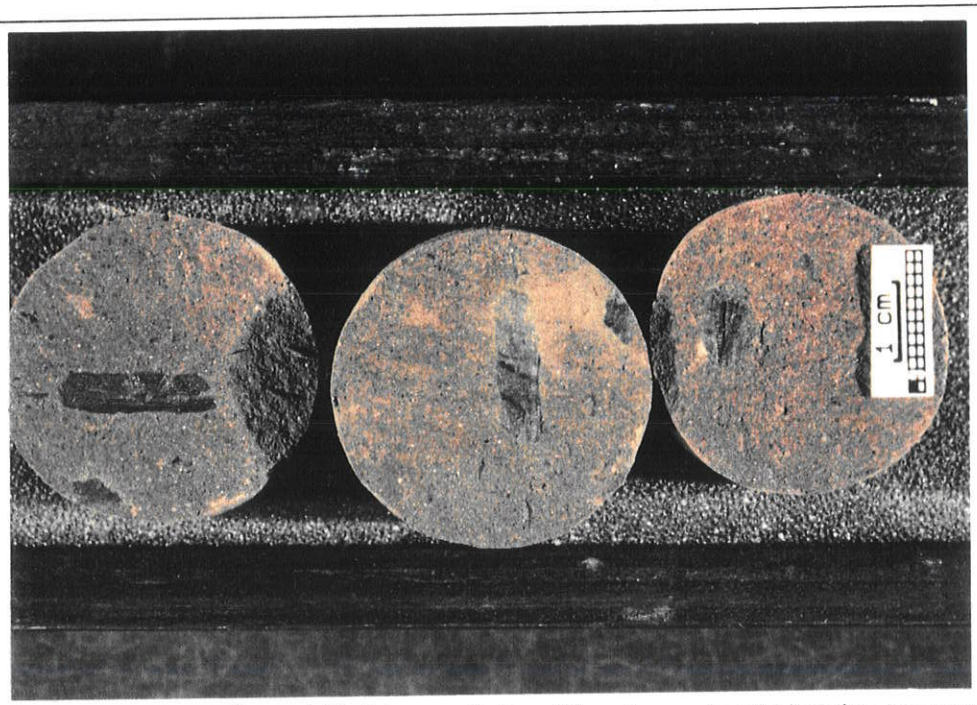


Foto 29: A*renitos pelíticos (APm)* da associação *pW1*, pobremente selecionados, em contato lateral geralmente sem organização e com fragmentos vegetais. Testemunho 313 do poço 2-IZ-1-MA, profundidade de 1333m.

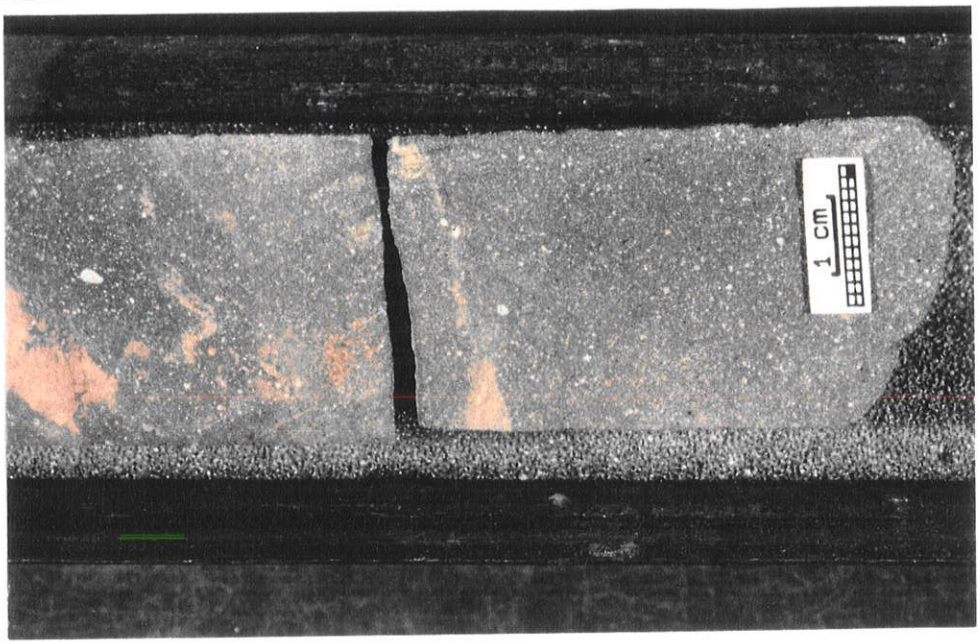


Foto 30: *Arenitos pelíticos (APm)* da associação *pW1*, pobremente selecionados, geralmente sem organização e com estruturas de fluidificação. Testemunho 312 do poço 2-IZ-1-MA, profundidade de 1332m.

As camadas arenosas com estratificação cruzada por onda foram denominadas indistintamente Ax/Ah, pela dificuldade de identificação de estratificações cruzadas *hummocky* (HCS) e *swaley* (SCS) em amostras de mão. O processo genético de fluxos oscilatórios pode ser claramente admitido, através da observação de: truncamentos dos *sets*, tendência à laminação paralela em espessos intervalos e excelente micrograda ção interna.

Aos arenitos Ax/Ah associam-se arenitos com laminação plano-paralela (Ap) e, subordinadamente, arenitos/folhelhos e folhelhos/arenitos com estruturas *wavy-linsen* (AFw e Faw). As microondulações apresentam arranjos de laminação em *chevron* e *sets* com base erosiva, denotando contribuição de fluxos oscilatórios.

Conjunto 5

O conjunto 5 é constituído por pelitos com proporções variadas de arenitos, cuja principal feição é a intensa bioturbação (acamamento mosqueado - Foto 31). As fácies ASb, FSb e Fp são as principais componentes desta associação, sendo observadas no intervalo 1387-1398m do Poço 2-IZ-1-MA (Figura 10).

A bioturbação foi a responsável pela obliteração parcial das estruturas primárias. Nas porções menos afetadas, podem ser reconhecidas as estruturas *wavy-linsen* (Foto 32), indicativas de ambientes de baixa energia com presença ocasional de fluxos oscilatórios ou tracionais.

Conjunto 6

O conjunto 6 é predominantemente arenoso, sendo composto pelas fácies Ac e Am, e ocorre no intervalo 1405-1435m do Poço 2-IZ-1-MA (Figura 10).

O perfil de raios gama mostra que o espesso pacote arenoso (30m de espessura) apresenta heterogeneidades. Trata-se de uma amalgamação constituída por camadas arenosas com variações granulométricas, aparentemente randômicas. A análise detalhada das eletrofácies mostra que, pelo menos em parte, estas apresentam tendências de sinos invertidos.

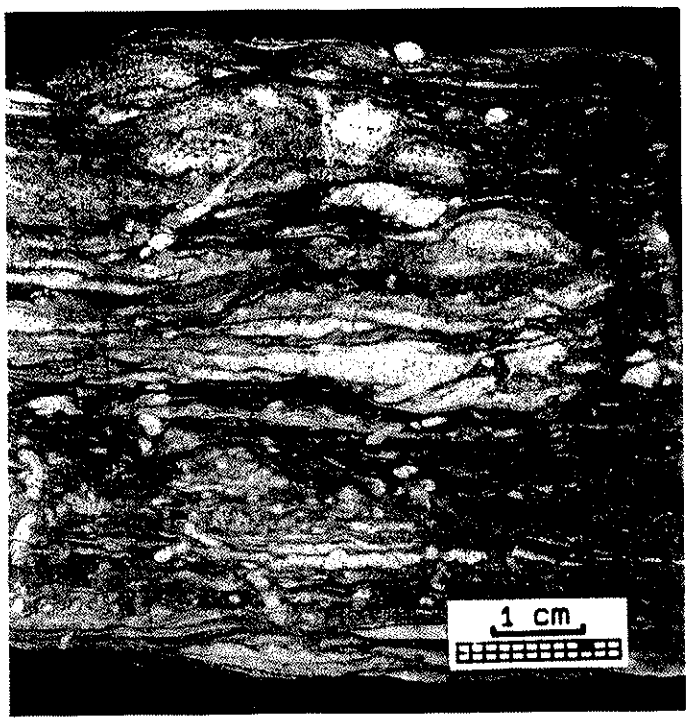


Foto 31: *Folhelhos/siltitos intensamente bioturbados (FSb)* da associação *pW5*. Testemunho 10 do poço 1-TB-1-MA, profundidade de 562m.

Foto 32: *Arenitos/folhelhos com estrutura wavy (AFw) da* associação *pW4*. Testemunho 10 do poço 1-TB-1-MA, profundidade de 561m.

O exame dos testemunhos revela predominância de arenitos finos a muito finos com laminações cruzadas cavalgantes, geralmente associadas a arenitos muito finos e maciços, por vezes, com estruturas de fluidificação

Os topos destes arenitos apresentam-se moderadamente bioturbados, resultando em texturas mais finas por infiltração orgânica, denotando ocasionais paradas no influxo sedimentar.

A abundância de laminações cavalgantes supercríticas e de estruturas de fluidificação são compatíveis com a interpretação de depósitos gerados por processos de desaceleração de fluxo e rápida sedimentação.

Conjunto 7

O conjunto 7 é predominantemente pelítico, sendo composto pelas fácies Fp, FSp, SAp e SFp, ocorrendo no intervalo 1435-1460m do Poço 2-IZ-1-MA (Figura 10).

Tratam-se de folhelhos de coloração preta com laminação plano-paralela e, subordinadamente, por intercalações de siltitos/folhelhos em proporções variadas. Estas intercalações apresentam laminação plano-paralela e moderada bioturbação (SFp). Ocorrem, menos freqüentemente, intercalações de arenitos/siltitos. Este conjunto de fácies, em relação a seu padrão de eletrofácies, destaca-se dos demais por apresentar altos valores de raios gama.

Estas litofácies com baixa variabilidade litológica foram depositadas por suspensão, provavelmente com alta continuidade lateral.

3.4.2.3 Interpretação ambiental em subsuperfície

Enquanto que a análise faciológica de afloramentos identificou depósitos litorâneos a marinhos rasos, a integração dos dados de subsuperfície sugere interpretações de subambientes deltaicos para a Formação Poti e transições para o topo da Formação Longá (Quadro 4).

O conjunto faciológico C1 apresenta características que se coadunam com a interpretação de depósitos de rompimento de diques marginais de canais (*crevasse splay*). O predomínio de estruturas de tração, a presença de intercalações cíclicas pelíticas e de estruturas de fluidificação do conjunto C2 sugerem tratar-se de canais distributários e suas áreas de abandono.

Coleman & Prior (1980) salientam que os depósitos de *crevasse splay* são uma das principais associações das fácies deltaicas, com extensa distribuição em área. De fato, os processos de extravasamento de fluxos canalizados são muito mais freqüentes nos cursos deltaicos do que em outros tipos de drenagem. Estes depósitos são construídos em baías interdistributárias rasas e se estendem através do sistema de bifurcação dos canais da drenagem secundária .

A presença de escorregamento e de estruturas de fluidificação do conjunto C3 sugere que a pilha sedimentar tornava-se instável e sofria ressedimentação. Os processos de escorregamento são considerados, por diversos autores (Coleman & Prior 1980, Galloway & Hobday 1983 e Wright 1985), mais comuns nos depósitos de frentes deltaicas. Neste caso, a presença abundante de fragmentos vegetais e a análise de contexto sugerem que este conjunto de fácies estaria relacionado a depósitos de canais distributários.

As características descritas do conjunto C4 e a posição no perfil vertical próximo ao conjunto interpretado como canais distributários (C3) sugerem tratar-se de depósitos de barras de tempestade amalgamadas no *shoreface*.

Quadro 4: Conjuntos de fácies e ambientes deposicionais,subsuperfície/borda oeste, do Carbonífero Inferior (Formação Poti) e unidades limítrofes da Bacia do Parnaíba

FÁCIES	CONJUNTO	SUBAMBIENTES		SISTEMAS DEPOSICIONAIS	UNIDADES LITOESTRATI-GRÁFICAS
Am, Ac, ASw, SAw, Sp	C1	rompimento de dique marginal e suspensão		DELTAICO	POTI
AMa AMt, APe, APm, Sp, SAw	C2	canais distributários			
Ax/Ah, Ap, AFw, FAw	C3	barras de tempestade, no *shoreface*			
ASb, FSb, Fp	C4	barras extremamente bioturbadas			
Ac, Am	C5	barras de desembocadura			
SAp,SFp, FSp, Fp	C6	*PRODELTA*			LONGÁ

O conjunto C5 apresenta padrões de eletrofácies de sinos invertidos, que associados a presença de estruturas de processos trativos/suspensão, ação de organismos e relacionamento vertical com o conjunto C3 coadunam-se com a interpretação de depósitos de barras de frentes deltaicas abandonadas. O caráter progradante dos sedimentos em frentes deltaicas pode ser interrompido, ocorrendo fases destrutivas relacionadas com a diminuição da carga sedimentar trazida pelos distributários, o aumento do nível do mar ou a subsidência local. A destruição das construções deltaicas é feita pela competição dos processos marinhos com proliferação de organismos, graças às baixas taxas de sedimentação e aos baixos níveis de energia. Quando um lobo deltaico é abandonado, o sistema litorâneo sofre uma retração da costa. Segundo Wright (1985), as fases destrutivas coexistem com canais ativos, enquanto um curso deltaico prograda, simultaneamente outro pode experimentar um período de transgressão. Assim, o reconhecimento de uma fase destrutiva não significa, necessariamente, que todo sistema deltaico retrogradou.

A grande espessura de pacote arenoso do conjunto C6, suas estruturas de tração/suspensão e proximidade vertical com o conjunto de fácies interpretado como canais permitem sugerir que se trata de depósitos de barras de desembocadura de canais distributários. Segundo diversos autores (Coleman & Prior 1980, Wright 1985), os depósitos de desembocadura de frentes deltaicas são o resultado da elevada taxa de acumulação de sedimentos trazidos pelos canais distributários. Tais características representam poluição no ecossistema, tornando estes ambientes inóspitos à proliferação orgânica. O intervalo estudado, devido a ocorrência moderada de bioturbação, mostra que esse influxo sedimentar oscilava um pouco, conseqüência de variações, provavelmente, de natureza eustática e tectônica, mas o resultado final é de caráter construtivo.

O predomínio de carga de suspensão do conjunto C7, aliado à proximidade de depósitos interpretados como barras de desembocadura (C6) coadunam-se com a interpretação de depósitos de prodelta. Segundo Coleman & Prior (1980) e Wright (1985), a porção mais basal e distal de uma progradação deltaica ativa é referida como depósitos de prodelta. A análise bioestratigráfica realizada pelo geólogo Roberto Daemon para este trabalho revela a grande influência de influxos de água doce a partir dos palinomorfos identificados, demonstrando a influência dominante ainda ambiente

deltaico. Estas informações são importantes subsídios para descartar a ambiência marinha (plataforma continental superior) neste intervalo.

3.5 Modelo deposicional

3.5.1 Considerações gerais

Os principais ambientes deposicionais inferidos para as unidades estudadas (principalmente Formação Poti e topo da Formação Longá) pertencem à região costeira. Esta é constituída por uma grande complexidade ambiental, onde coexistem baías, estuários, deltas, mangues, dunas e praias, com ampla variação de condições atuantes.

Segundo Elliot (1986), os principais fatores responsáveis pelo desenvolvimento dos sistemas deposicionais costeiros são:

- a ação de ondas normais/de tempestades e os processos induzidos por ondas (*wavy-induced processes*), tais como correntes longitudinais/de retorno e por correntes de maré;
- o aporte dos sedimentos diretamente pelos rios e pela deriva litorânea, cujas flutuações podem resultar em significativas mudanças na sedimentação costeira;
- o clima, que condiciona parcialmente o regime de ondas da região costeira, sendo o controle primário dos processos biológicos e químicos;
- o contexto tectônico, que determina o tipo de bacia, seu tamanho, sua forma e sua batimetria, a qual, por sua vez, controla o nível dos processos de ondas e de maré;
- o nível do mar, que pode flutuar segundo as mudanças eustáticas, os movimentos tectônicos e as mudanças no aporte de sedimentos.

Uma das classificações mais utilizadas para costas não deltaicas é baseada na amplitude de maré (Elliot 1986). Esta subdivide a região costeira em:

- dominada por onda ou micromaré (amplitude de maré entre 0 e 2m), com desenvolvimento extensivo de ilhas-barreira;

- dominada por maré e onda ou mesomaré (amplitude de maré entre 2 e 4m) com desenvolvimento restrito de ilhas-barreira com ação de maré (*tidal inlet*) e deltas de maré enchente/vazante;
- dominada por macromarés (> 4m) com predomínio de planícies de maré e estuários.

Apesar da amplitude de maré ser muito importante, Elliot (1986) considera que o tipo de costa está ligado à relativa efetividade entre processos de onda e de maré. Neste contexto, as zonas costeiras podem ser subdivididas em:

- dominadas por ondas (praias, ilhas-barreira de micromarés e cordões litorâneos);
- mistas, influenciadas por ondas e marés (ilhas-barreira de mesomarés com "braços" de mar e deltas de maré);
- dominadas por marés com planícies de maré e estuários.

Um das classificações mais interessantes foi proposta por Boyd *et al.* (1992) que subdivide as costas em progradantes ou em transgressivas, apresentando um modelo evolutivo associado aos fenômenos de eustasia e de tectônica. As feições deposicionais costeiras são agrupadas em costas em forma de golfo (*embayed coasts*), costas retilíneas ou em forma de lobos (*lobate coasts*). Nesta proposta, as desembocaduras deltaicas estão relacionadas às feições de costa em forma de lobos e as estuarinas, em forma de golfo.

O avanço no estudo de modelos atuais e antigos, principalmente com a produção de trabalhos mais recentes em sistemas estuarinos (Allen 1991, Allen 1993, Dalrymple *et al.* 1992), tem gerado acirrada polêmica em torno da distinção entre ambientes deltaicos e estuarinos (Walker 1992, Bhattacharya & Walker 1992). Adota-se neste trabalho, em concordância com a proposta classificatória de Boyd *et al.* (1992), os conceitos fisiográficos para estes ambientes. Considera-se **delta**, o sistema alimentado por um rio que gera a progradação ou protuberância da costa. **Estuário** diz respeito a uma desembocadura fluvial, em costa "embaiada", onde dominem os processos marinhos.

3.5.2 Modelo proposto

Um modelo deposicional tem como objetivo apresentar, de maneira sucinta, as informações referentes ao ambiente sedimentar de um determinado intervalo estratigráfico. Para tanto, é necessário que se identifique as associações faciológicas referentes aos diversos subambientes e que estas possam ser correlacionadas lateralmente, considerando-se o empilhamento vertical das mesmas. Desta forma, o modelo apresentado para a Formação Poti e para o topo da Formação Longá tem caráter esquemático.

A base da Formação Poti e o topo da Formação Longá compõem uma mesma seqüência deposicional deltaico-estuarino-plataforma marinha. As litofácies mais proximais pertencem à Formação Poti e as mais distais ao topo da Formação Longá. A dominância de sistemas francamente marinhos ou transicionais é resultado da interação entre fenômenos eustáticos, tectônicos e de suprimento sedimentar. A transgressão marinha máxima do topo da Formação Longá propiciou um aumento de espaço deposicional, configurando uma paisagem de plataformas marinhas distais. O abaixamento do nível do mar provocou a coexistência entre sistemas litorâneos e marinhos durante a passagem Longá-Poti, formando uma sucessão progradante composta por pelitos de *offshore* com tempestitos individualizados, arenitos de *shoreface* com tempestitos amalgamados.

A nível geral, pode-se afirmar que o modelo para deposição da sedimentação Longá/Poti corresponde a sistemas regressivos ou de costa progradante (Boyd *et al.* 1992), com domínio de deposições deltaicas. As principais evidências advêm da convergência de dados sedimentológicos e paleontológicos de subsuperfície. A análise da correlação dos perfis de raios gama dos poços selecionados (figuras 7, 8 e 9) mostra a presença de sucessões faciológicas com maior tendência a granocrescências ascendentes, sugerindo que o ambiente deltaico sofreu contínuo retrabalhamento marinho. Além disso, a presença de associações faciológicas interpretadas como depósitos do tipo ilhas-barreira, lagunas, planícies de maré são subsídios para um modelo de paleocosta mista com ação de ondas normais e de correntes de marés, ainda sujeita a remobilizações por

tempestade. Desta forma, acredita-se que os deltas que progradaram no tempo Poti estiveram sob influência constante de marés e ondas.

A interpretação de depósitos de planícies de maré no topo da Formação Poti, em afloramentos da borda leste e oeste, inclusive a passagem direta de sistema fluvial entrelaçado para estes depósitos de maré, sugere que existiram momentos de rápido afogamento da drenagem em sistema estuarino.

4. PETROGRAFIA E DIAGÊNESE DA FORMAÇÃO POTI

Neste capítulo são apresentados os resultados das análises petrográfica e diagenética dos principais litotipos arenosos e, subordinadamente, dos pelíticos observados na Formação Poti, a partir de amostras coletadas de testemunhos nos poços da Petrobrás. As análises realizadas permitiram elaborar uma evolução dos principais processos diagenéticos observados, necessária como um apoio para análise faciológica, no sentido de clarificar as modificações na composição mineralógica e textural das rochas pertencentes a esta unidade litoestratigráfica.

4.1 Petrografia

4.1.1 Principais litotipos

Os principais litotipos da Formação Poti são constituídos de rochas psamíticas e, subordinadamente, pelíticas.

4.1.2 Composição dos arenitos

A Formação Poti é constituída, sobremaneira, de sedimentos terrígenos psamíticos, dentre os quais, destacam-se, de acordo com a classificação de Coimbra *et al.* (1992), arenitos subarcoseanos, sublíticos e subarcoseanos pelíticos. A adjetivação pelítica foi utilizada quando foram identificados entre 25% e 50% de componentes com granulação inferior a 62m de origem detrítica, excluíndo-se os de origem diagenética.

Os arenitos subarcoseanos são as rochas predominantes, geralmente de granulação média a fina, enquanto que os arenitos micáceos são freqüentes em litofácies de granulação muito fina (Fotomicrografia 1). Os arenitos sublíticos de granulação muito grossa (níveis de arenitos muito grossos ou conglomeráticos na base da fácies Ah, Ax, AMa e AMt) e os arenitos pelíticos (fácies APe APm) são pouco comuns na Formação Poti (Fotomicrografia 2).

Em geral, a seleção varia de moderada a boa, sendo pobremente selecionada no caso dos arenitos pelíticos. A determinação do grau de arredondamento dos grãos é

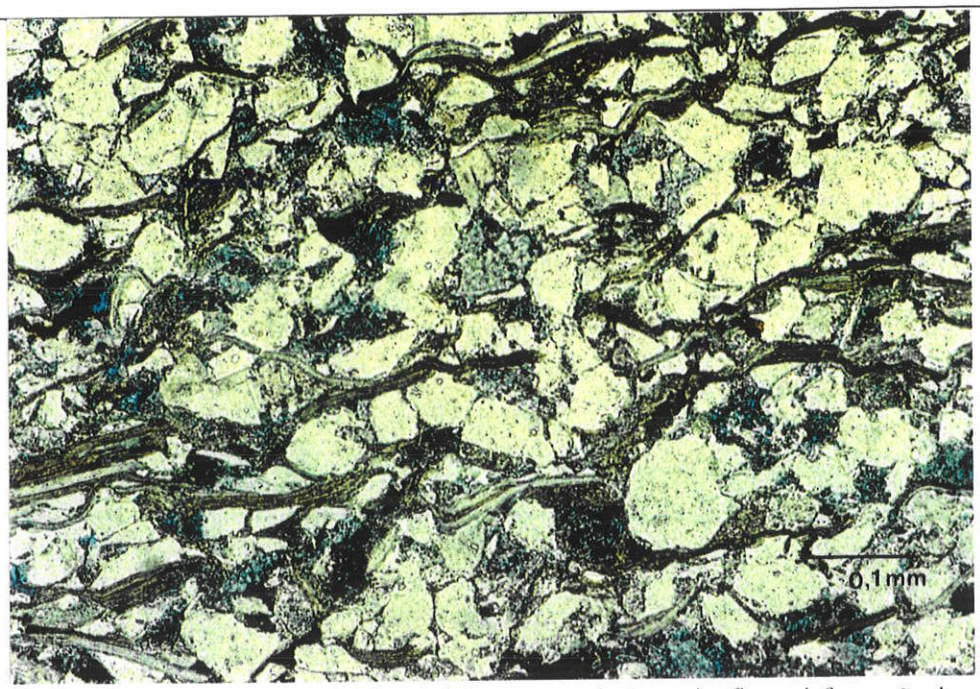
prejudicada na maior parte dos litotipos, em função da presença freqüente de crescimento secundário e corrosão de bordas dos grãos por interação com os cimentos carbonáticos e a barita. A exceção ocorre nos arenitos pelíticos (grãos angulosos a subarredondados), cuja presença de matriz inibiu os processos diagenéticos químicos. Em decorrência, o grau de maturidade textural foi inferido como submaturo a maturo, nos principais litotipos, exceto nos arenitos pelíticos que se apresentam imaturos.

Os arenitos subarcoseanos a sublíticos apresentam contato entre os grãos de planar a côncavo-convexo, mais raramente suturado. O arcabouço destas rochas é sustentado pelos grãos, podendo ocorrer porções aparentemente abertas, com clastos "falsamente" flutuantes, devido a intensa dissolução de cimentação e de grãos instáveis. Por outro lado, os arenitos pelíticos apresentam-se sustentados pela matriz.

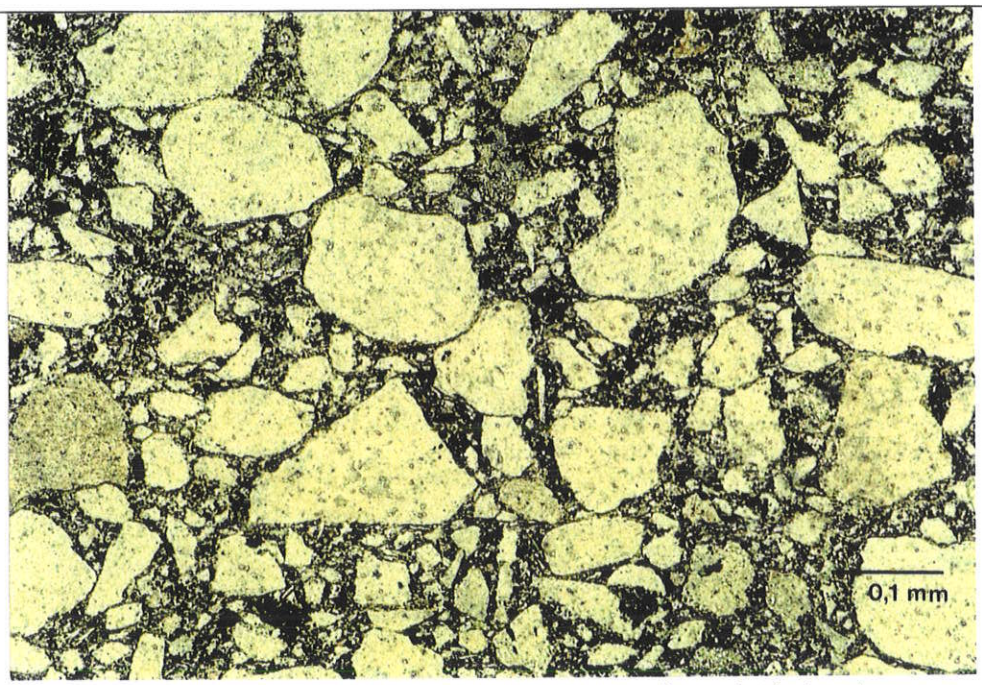
Os grãos do arcabouço são, predominantemente, de quartzo (90%) e em menor quantidade de feldspatos (5% a 10%) e/ou fragmentos líticos (5% 10%). Ocorrem também minerais micáceos (moscovitas e biotitas) que podem assumir maiores proporções (10%) em litotipos mais finos. Como constituintes menores, ocorrem minerais pesados, tais como opacos e transparentes ultraestáveis (zircão e turmalina). O quartzo apresenta-se, predominantemente, sob forma monocristalina, com extinção simultânea a moderadamente ondulante nas frações de areia fina a muito fina, e policristalina em grãos de dimensões maiores. Dentre os feldspatos, predominam os potássicos (ortoclásio e microclínio) e, subordinadamente, os plagioclásios com intensidades variadas de alteração. Os fragmentos líticos derivam de rochas metamórficas (quartzitos e xistos), rochas granitóides, silexitos e intraclastos de folhelhos.

4.1.3 Composição das rochas pelíticas

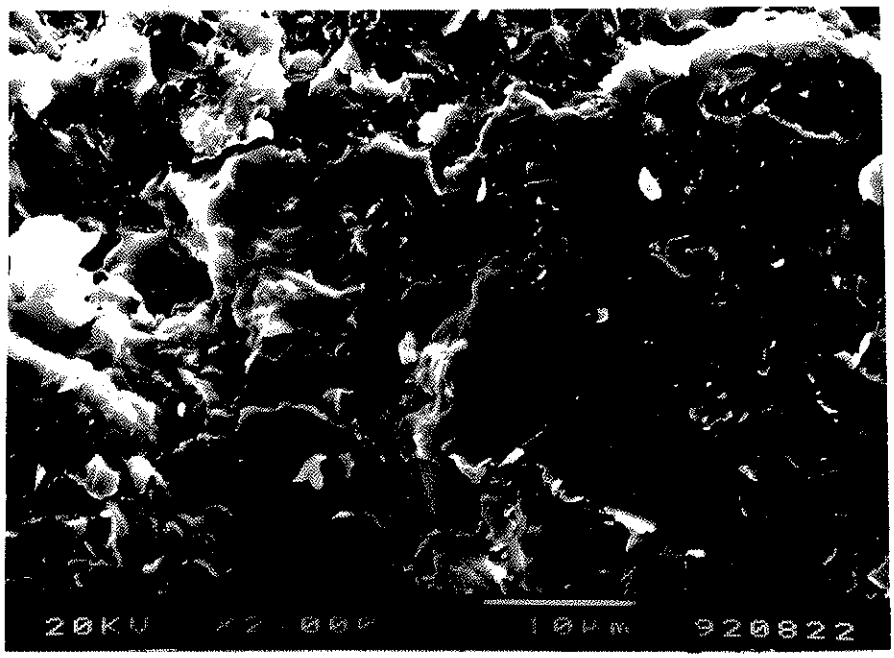
As fácies dos folhelhos (Fp, FAb, FAp, FAw e FSb) e dos siltitos (S, Sb, Sg, Sp, Sr, Sz, SAp, SAw, SCp) são pouco comuns em superfície. Os resultados de análises composicionais destes litotipos, obtidos por difratogramas de raios X e microscopia eletrônica em amostras coletadas nos poços BG, IZ, MS, NG e TB (Anexo 4), indicam grande homogeneidade mineralógica com presença de caulinita, illita, clorita e esmectita (Fotomigrocrafia 3).



Fotomicr. 1: Arenitos sublíticos/micáceos, granulação muito fina e deformação de micas por compactação mecânica. Litofácies *Ah/Ax*. Seção delgada de amostra do testemunho 325; poço 2-IZ-1-MA; profundidade de 1375m; polarizadores paralelos.



Fotomicr. 2: Arenitos pelíticos, granulação fina a média, mal selecionados, sustentado por matriz, com grãos angulosos a subarredondados. Litofácies *APm*. Seção delgada de amostra do testemunho 314; poço 2-IZ-1-MA; profundidade de 1340m; polarizadores paralelos.



Fotomicr.3: Esmectita detrítica em folhelhos. Litofácies *Fp*. MEV de amostra do testemunho 302; poço 1-IZ-1-MA; profundidade de 1315m.

4.2 Diagênese

4.2.1 Introdução

Os precursores dos estudos diagenéticos foram os pesquisadores alemães no século XIX. A palavra diagênese foi criada por Von Gümbel (1866 *apud* Segonzac 1968), o primeiro a imaginar um conjunto de modificações (independente do metamorfismo) que transformam o sedimento em rocha compacta. Walther (1894 *apud* Segonzac 1968), considerado o verdadeiro fundador do conceito de diagênese, reconheceu sua importância, natureza e problemas de limites com outros fenômenos geológicos.

O conceito de diagênese evoluiu bastante nos últimos 30 anos, incluindo, sob esta designação, todos os processos que afetam os sedimentos a partir da deposição e antes do metamorfismo, exceto o intemperismo. A diagênese corresponde a um grande número de transformações físicas e químicas que ocorrem em diferentes condições de pressão e temperatura, durante milhões de anos. O campo de atuação da diagênese (Blatt 1979) abrange amplo intervalo de condições de temperatura (20° a 200° C), pressão (1 a 200 atm), profundidade (desde a superfície até 10 km) e composição de águas intersticiais, variando de doces a hipersalinas.

Choquete & Pray (1970), estudando rochas carbonáticas, dividiram o campo da diagênese em três estágios, posteriormente adaptados para rochas siliciclásticas por Schmidt & McDonald (1979):

- **eodiagênese** - caracterizada por processos atuantes próximo à superfície deposicional, onde o quimismo dos fluidos intersticiais é fortemente controlado pelo ambiente deposicional;
- **mesodiagênese** - alterações em subsuperfície durante o efetivo soterramento dos sedimentos, desde profundidades capazes de isolar a rocha da influência superficial até a transição com o campo do metamorfismo;
- **telodiagênese** - processos próximos à superfície ou à paleossuperfície de erosão de rochas sedimentares, previamente submetidas a soterramento efetivo, associados às discordâncias.

Estes estágios de evolução diagenética compreendem conjuntos de processos que imprimem determinadas características nas rochas, de tal sorte que, ao final observa-se uma sobreposição de processos identificáveis através de análise microscópica comum e da microscopia eletrônica de varredura (MEV).

A evolução diagenética de arenitos está ligada, entre outros fatores, à composição e à textura dos sedimentos, que governam as reações minerais e as taxas de fluxo dos fluidos através das rochas geradas (De Ros & Moraes 1984).

4.2.2 Produtos diagenéticos

4.2.2.1 Feldspatos

Somente a partir de meados deste século, em estudos de Reynolds (1929 *apud* Coimbra 1983), Van Straaten (1948), Baskin (1956), entre outros, os pesquisadores passaram a considerar possível a autigênese ou o crescimento secundário de feldspato em sedimentos como fruto de processos diagenéticos.

Kastner & Siever (1979) consideraram que os feldspatos mistos Na-Ca e K-Na são produtos de altas temperaturas, enquanto que os de baixa temperatura, que podem ser diagenéticos, possuem composição praticamente pura.

Segundo De Ros (1985), feldspatos autigênicos em arcóseos e subarcóseos são, comumente, potássicos, enquanto que as albitas predominam em arenitos vulcânicos e grauvacas.

Autigênese em feldspatos ocorre tanto em fases precoces da diagênese (Coimbra 1983) como em estágios tardios (De Ros 1985, Rossetti & Truckenbrodt 1992). Assim, advoga De Ros (1985) que a temperatura não parece ser o principal controlador da presença de feldspatos autigênicos, mas sim, o quimismo das soluções intraestratais (suprimento de sílica e álcalis) que pode ocorrer em profundidades variáveis. No caso de eodiagênese, diversos autores (Füchtbauer 1974, 1983; Nagategaal 1978; Coimbra 1983) supõem que fluidos intersticiais de alta salinidade são herdados de ambiente deposicional de baixa pluviosidade ou, até mesmo, de bacias evaporíticas.

Em amostras da Formação Poti, verificou-se crescimento secundário em feldspatos potássicos, principalmente ortoclásios e, raramente, microclíneos. As partes neoformadas tendem a reconstruir formas euhedrais límpidas, destacadas dos núcleos detríticos parcialmente alterados. A cronologia do evento situa-se nos estágios iniciais da eodiagênese (Quadro 5), antes dos processos da compactação mecânica (fotomicrografias 4 e 5).

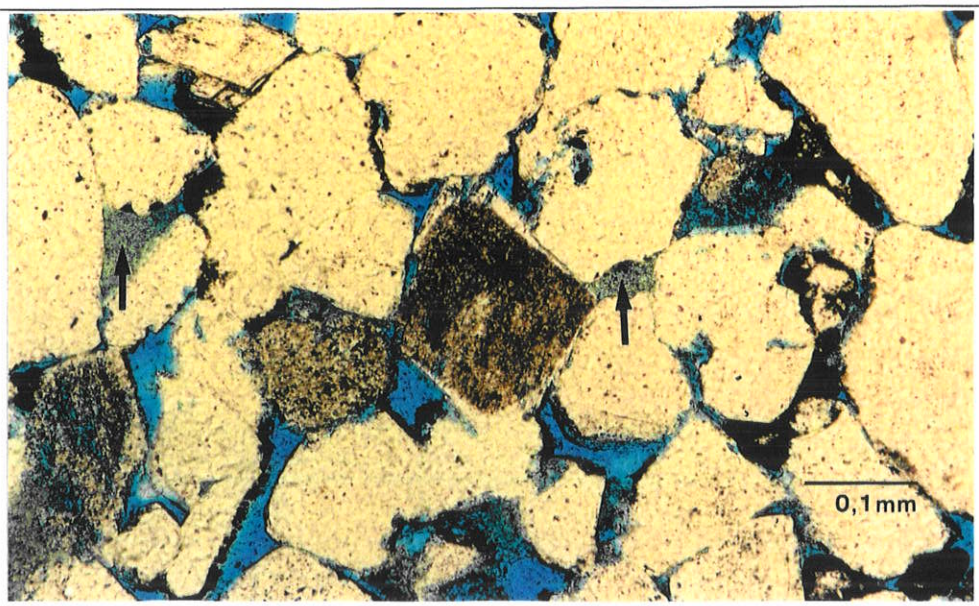
4.2.2.2 Quartzo

Desde Sorby (1880, *apud* Pittman 1972), o crescimento secundário em quartzo é conhecido como produto de processos diagenéticos. O reconhecimento só é possível em seções delgadas, principalmente pela presença de linhas de descontinuidade marcadas por argilas ou óxidos de ferro entre os núcleos clásticos e as partes autigênicas, assim como pela presença de faces externas idiomórficas. Sippel (1968), através de uso de catodoluminescência, demonstrou que muitos dos contatos retilíneos, descritos na petrografia convencional, são gerados pelo encontro de crescimentos secundários de quartzo.

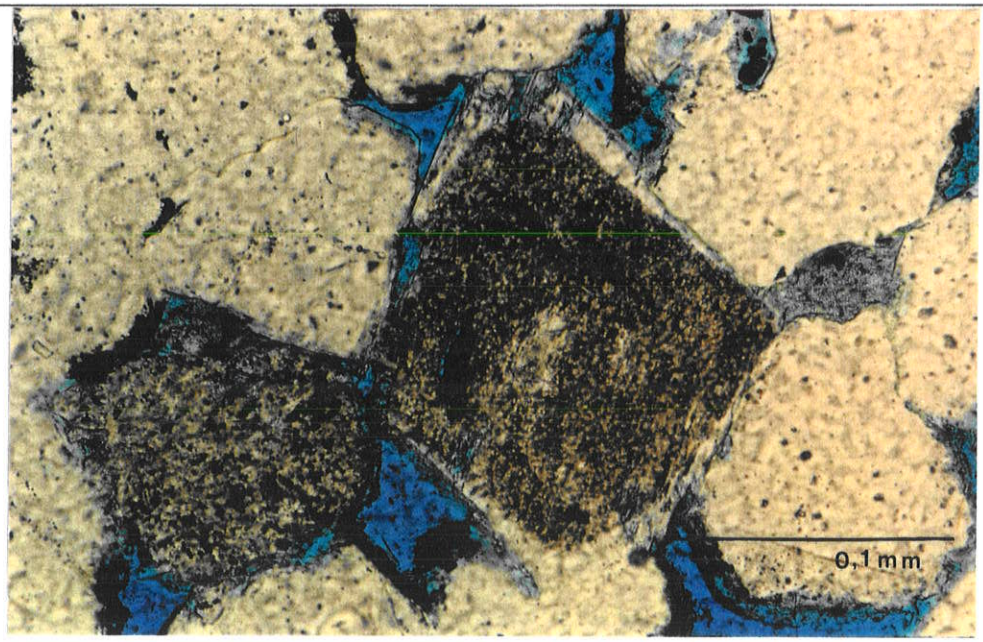
Pittman (1972) verificou que a precipitação inicia-se com pequenos crescimentos de faces cristalinas ou com crescimentos maiores isolados, caso haja espaço suficiente. As partes crescidas aumentam, coalescem, envolvem os núcleos detríticos e produzem faces cristalinas desenvolvidas. Grandes quantidades de impurezas (argilas ou óxidos/hidróxidos de ferro) podem inibir o crescimento, porque os grãos ficam isolados do contato com os fluidos intersticiais (Pittman & Lumsden 1968, Heald & Larese 1974).

Quadro 5: Aspectos da evolução diagenética da Formação Poti na borda oeste da Bacia do Parnaíba

		EODIAGÊNESE	MESODIAGÊNESE	PROCESSOS
sob influência do ambiente deposicional	bioturbação	---		modificação do arcabouço por introdução de argila por bioturbação
	crescimento secundário de feldspato	---		precipitação sintaxial de feldspato potássico em torno de núcleos feldspáticos previamente caulinizados
	silicificação	---		silicificação de gipsita ("rosa do deserto") e preenchimento de cavidades com zoneamento calcedônia/quartzina
compactação	mecânica	---		rearranjo textural por rotação com esmagamento de intraclastos argilosos
	química	--		dissolução por pressão nos contatos intergranulares
cimentação / dissolução	crescimento secundário de quartzo	--		cimentação quartzosa sintaxial sobre núcleos quartzosos no espaço poroso remanescente
	dissolução de feldspato	---		dissolução parcial e total de grãos feldspáticos gerando porosidade secundária
	esmectita	---		obliteração de parte da porosidade por precipitação de incrustações de agregados de esmectita sobre grãos.
	precipitação de barita e corrosão	---		barita poiquilotópica e corrosão de grãos
	dissolução	--		parcial de barita
	precipitação de calcita e corrosão	--		precipitação de calcita e corrosão de grãos
	dissolução	--		parcial de calcita
	caulinita	--		obliteração de parte da porosidade secundária por precipitação de caulinita vermicular.
	precipitação de dolomita e corrosão	--		precipitação de dolomita ferrosa e corrosão de grãos
	dissolução	--		parcial de dolomita



Fotomicr. 4: Arenitos subarcoseanos destacando grão de feldspato potássico com crescimento secundário. Na parte central da foto, observar a presença de pseudomatriz (setas). Litofácies *AMt*. Seção delgada de amostra do testemunho 10; poço 1-TB-1-MA; profundidade de 561m; polarizadores paralelos.



Fotomicr. 5: Detalhe da fotomicrografia anterior. A parte neoformada do feldspato potássico faz contato com os demais grãos, atestando que a autigênese foi anterior à compactação. Seção delgada de amostra do testemunho 10; poço 1-TB-1-MA; profundidade de 561m; polarizadores paralelos.

Segundo De Ros & Moraes (1984), entre as várias fontes para a sílica, a mais citada é a dissolução de grãos por pressão intergranular. As demais são: dissolução de esqueletos silicosos ou material vulcânico, alteração de feldspatos e silicatos ferromagnesianos para argilominerais, abrasão eólica e dissolução de quartzo (silte) em folhelhos. Estes autores e outros (Walker 1960, Schmidt & McDonald 1979) acreditam, no entanto, que a principal fonte de sílica diagenética ocorre durante a fase de carbonatação com a substituição de silicatos.

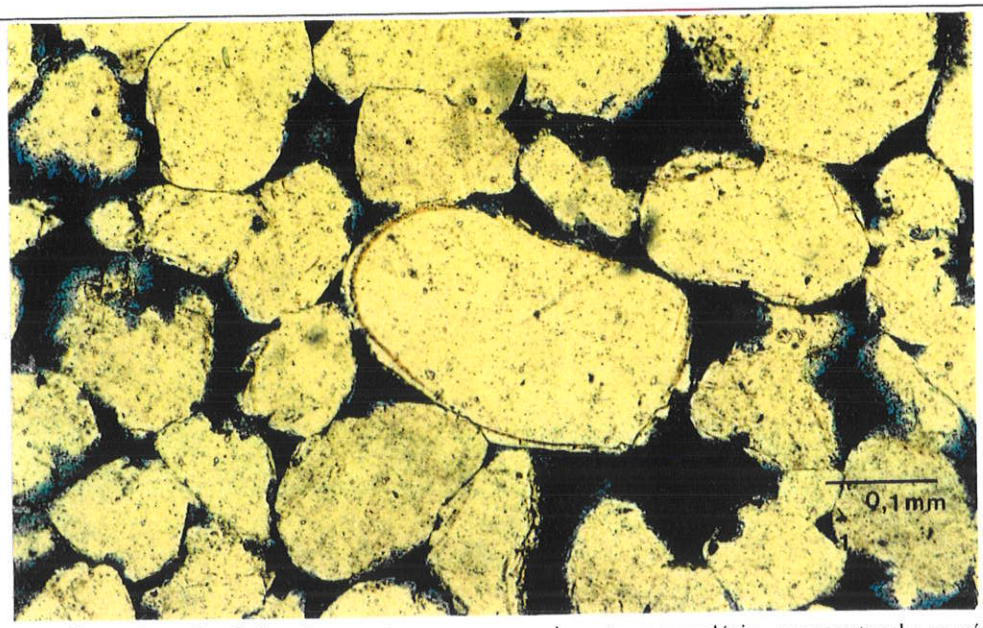
Processos intensos de silicificação podem ter sua origem ligada a processos de hidrotermalismo. Fernandes *et al.* (1993) advogam esta hipótese para os arenitos silicificados das formações Rio Paraná, Santo Anastácio e Adamantina da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). As evidências apresentadas dizem respeito a: ausência de controle estratigráfico, caráter pontual da silicificação, presença de *palygorskita* em zonas brechadas dos basaltos subjacentes e carbonato-fluorapatita nos arenitos.

Na Formação Poti, são freqüentes os crescimentos secundários de quartzo em arenitos quartzosos e subarcoseanos, facilmente reconhecidos pela presença de películas de óxido de ferro que realçam o limite entre o núcleo detrítico e a parte neoformada (fotomicrografias 6 e 7). De modo geral, esses crescimentos quartzosos são pouco desenvolvidos e estão bastante corroídos por cimentações posteriores. O sobrecrescimento quartzoso reveste os grãos de arcabouço com textura sintaxial. Na Fotomicrografia 12, observam-se as faces idiomórficas dos crescimentos secundários de grãos de quartzo. Note-se que as faces bipiramidais crescem em detrimento das prismáticas, dando uma falsa aparência de quartzo beta.

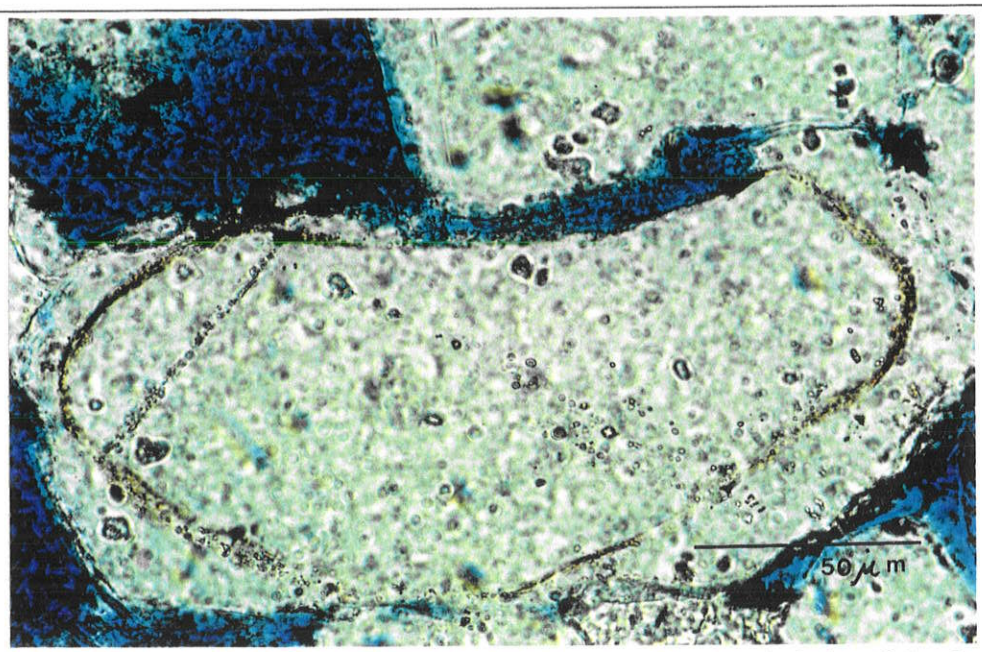
Nas litofácies Rw e Sr (associações sW1 e sW2, topo da Formação Poti), foram observados casos de intensa silicificação. Porções da rocha original foram substituídas por sílica com textura sacaroidal e cavidades de dissolução foram preenchidas por zoneamentos de calcedônia fibrosa ou de quartzina.

4.2.2.3 Barita

A gênese de barita autigênica em rochas sedimentares, segundo De Ros (1985), ainda é assunto polêmico em relação à fonte de bário. A razão Ba/Ca necessária para que



Fotomicr. 6: Grão de quartzo com crescimento secundário apresentando auréola ferruginosa limitando a parte neoformada e o núcleo original arredondado. Litofácies *Ah/Ax*. Seção delgada de amostra do testemunho 324; poço 2-IZ-1-MA; profundidade de 1370m; polarizadores paralelos.



Fotomicr. 7: Grão de quartzo com crescimento secundário. Litofácies *Ah/Ax*. Seção delgada de amostra do testemunho 325; poço 2-IZ-1-MA; profundidade de 1375m; polarizadores paralelos.

haja precipitação de barita e não de sulfato de cálcio (gipsita/anidrita) deve ser bastante alta, o que raramente ocorre em águas naturais.

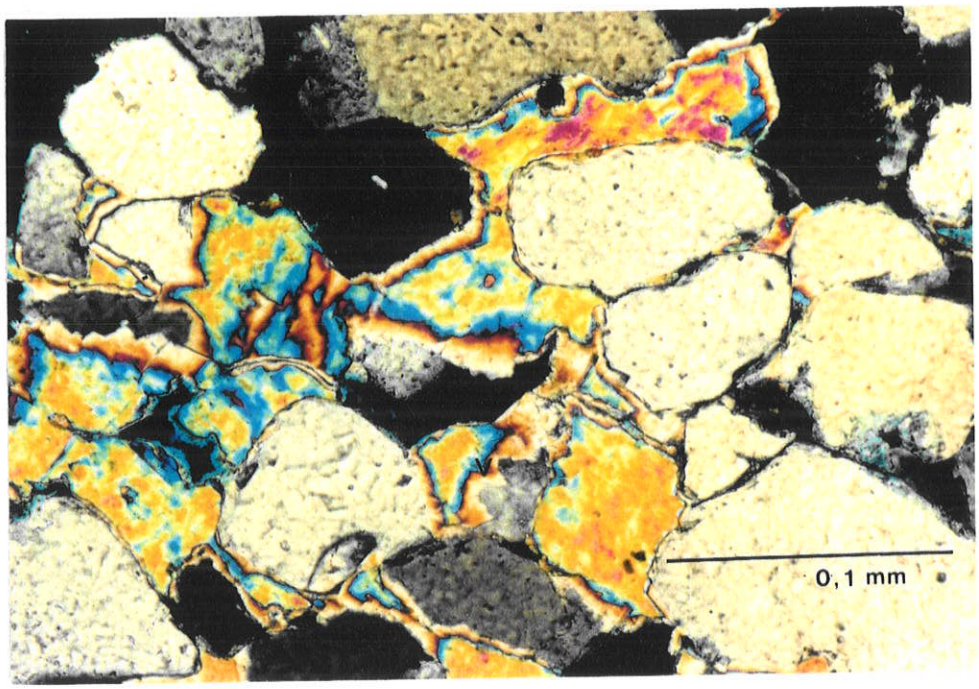
A controvérsia dos autores está na oposição entre a origem ligada a processos metassomáticos em depósitos evaporíticos (Netto 1977, Riccomini *et al.* 1988), com a origem ligada a liberação seletiva de bário pela dissolução de feldspatos potássicos (Dardenne & Campos 1984, De Ros 1985, Coimbra & Riccomini 1984).

Vários autores citam a ocorrência de barita sedimentar associada a depósitos evaporíticos (Lima & Leite 1978, Coimbra 1983).

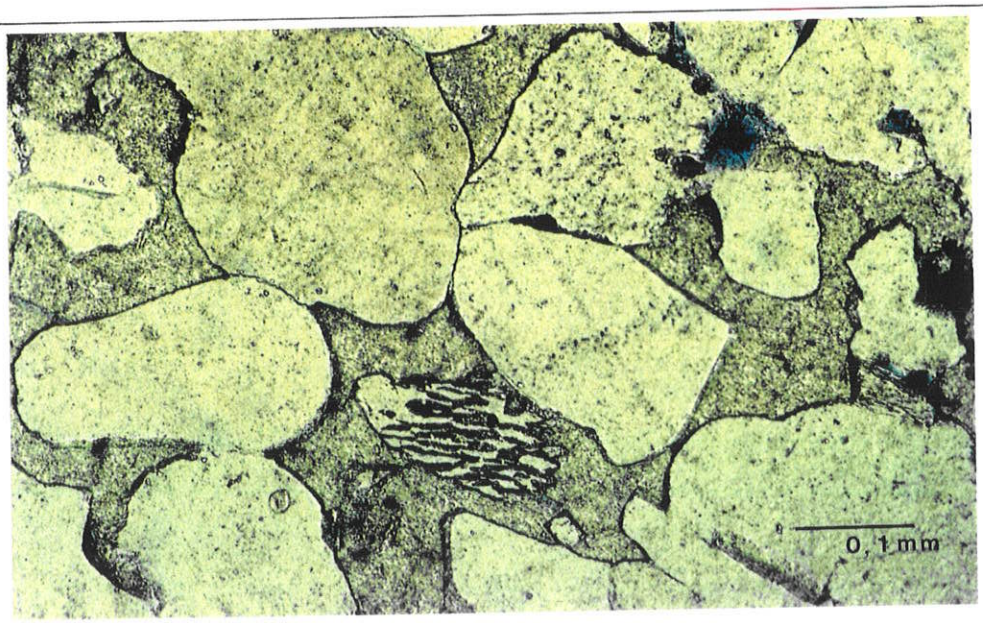
Na Formação Poti, a ocorrência de cimento poiquilotópico de barita é bastante localizada e escassa. A barita é muito corrosiva em relação aos grãos e crescimentos secundários de silicatos, o que dificulta a definição precisa da relação temporal desse evento. Certamente ocorreu após a compactação mecânica (Fotomicrografia 8), e provavelmente antes da cimentação calcítica (Quadro 5).

Segundo De Ros & Moraes (1984), a fase de carbonatação é extremamente disseminada em arenitos, geralmente ocorrendo como calcita de baixo teor de magnésio e ferro, sob forma de mosaicos em disposição poiquilotópica com grandes e límpidos cristais com maclas polissintéticas. De Ros (1985) chama a atenção para o erro em se considerar tal morfologia como resultante de cimentação freática meteórica eodiagenética, acertadamente explicada por Folk (1974) como produzida por salmouras diagenéticas empobrecidas em Mg.

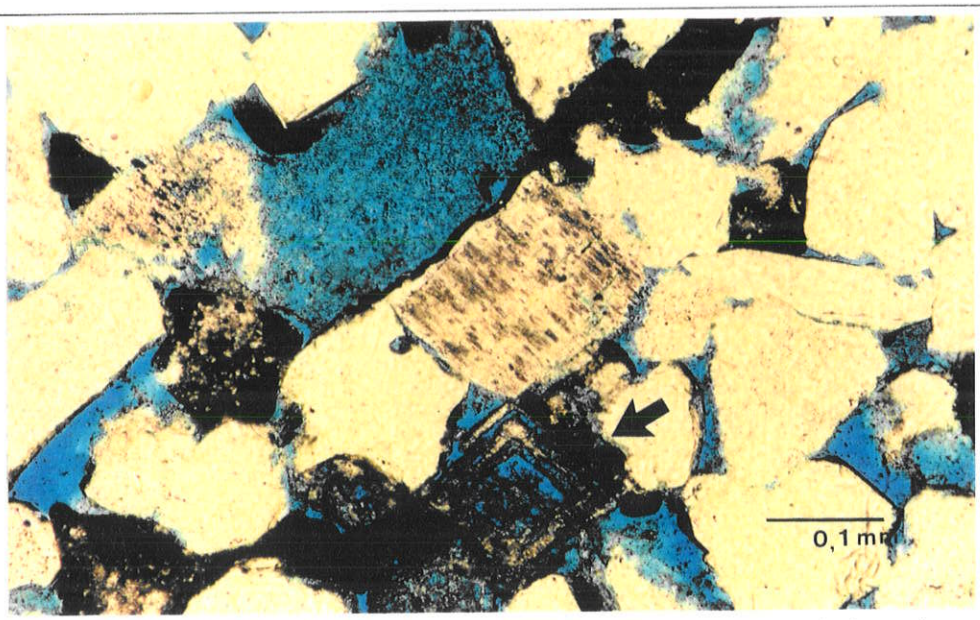
Na Formação Poti, a fase de carbonatação foi intensa e associada à corrosão de grãos (Fotomicrografia 9) e de seus crescimentos, devido à alcalinidade dos fluidos percolantes. Durante a fase tardia, ocorre precipitação de dolomita ferrosa na forma de romboedros (Fotomicrografia 10) que preenchem parcialmente os poros inter e intragranulares. Esta cimentação tardia avança sobre a calcítica anterior e sobre a pseudomatriz. O registro destas fases ficou prejudicado pelos diversos processos de dissolução superpostos, que criaram muita porosidade secundária.



Fotomicr. 8: Cimento poiquilotópico de barita preenchendo porosidade secundária. Os contatos côncavo-convexos entre os grãos indicam que a barita precipitou-se após a compactação mecânica. Notar dissolução de grãos instáveis do arcabouço pela interação com o cimento. Litofácies *Ah/Ax*. Seção delgada de amostra do testemunho 33; poço 2-NG-1-MA, profundidade de 1412m; polarizadores cruzados.



Fotomicr. 9: Arenito subarcoseano apresentando grãos do arcabouço em contato côncavo-convexo e cimentação calcítica. Notar a corrosão dos grãos pela interação com o cimento. Litofácies *AMt*. Seção delgada de amostra do testemunho 324; poço 2-IZ-1-MA; profundidade de 1400m; polarizadores paralelos.



Fotomicr. 10: Arenito subarcoseano apresentando porosidade secundária resultante de processos de dissolução de grãos do arcabouço (poros gigantes) e de cimentos. Notar romboedros de dolomita ferrosa (seta) preenchendo porosidade secundária. Litofácies *AMt*. Seção delgada de amostra do testemunho 10; poço 1-TB-1-MA; profundidade de 561m; polarizadores paralelos.

4.2.2.4 Porosidade secundária

Os processos de precipitação/corrosão podem diminuir a porosidade primária/secundária ou gerar novos vazios. Estes processos estão relacionados, segundo Surdam *et al.* 1984, ao delicado equilíbrio químico das soluções intraestratais, que é função das variações do pH, controladas pelas reações orgânicas e inorgânicas, processadas em folhelhos adjacentes. Estes fatores determinam ou a precipitação de cimento, ou a dissolução de grãos instáveis do sedimento.

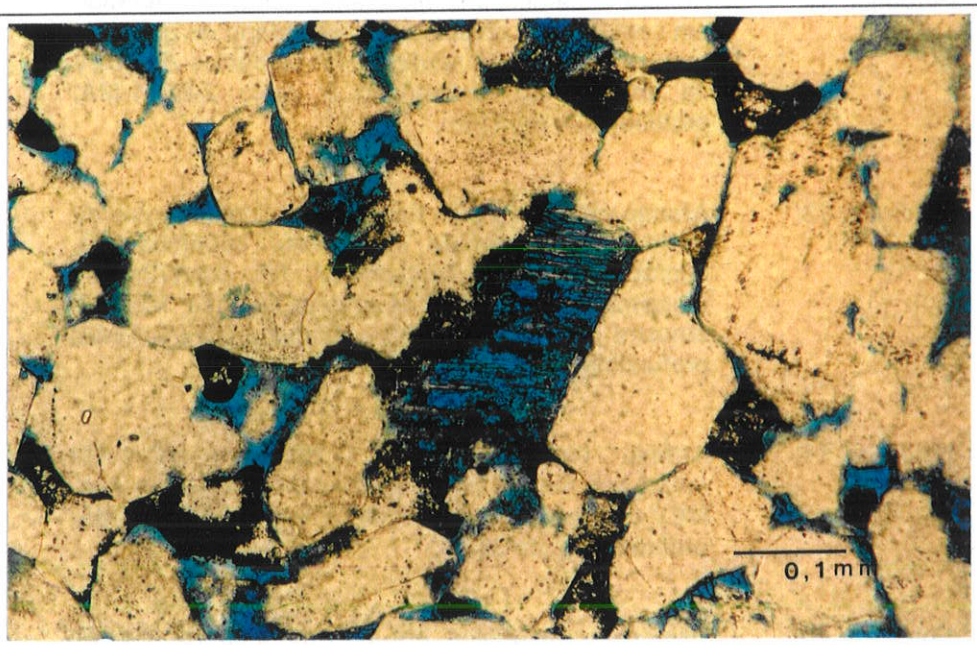
Na Formação Poti, a porosidade das rochas é secundária e decorrente de várias gerações de processos de cimentação e dissolução de grãos do arcabouço e de cimentos (fotomicrografias 10 e 11). A perda da maior parte da porosidade primária foi causada mais pelos processos de cimentação, do que pelos processos de compactação.

4.2.2.5 Argilas

Argilas autigênicas podem ocorrer, segundo Wilson & Pittman (1977), sob forma de franjas de lamelas perpendiculares à superfície dos grãos, ou de agregados aleatórios preenchendo poros. Para estes autores, a origem autigênica pode ser estabelecida com base na composição dos argilominerais, estrutura, morfologia e distribuição em relação ao arcabouço da rocha. O principal critério é a delicadeza da morfologia dos agregados cristalinos, que não resistiriam às agruras do transporte sedimentar. A mineralogia mais comum é constituída por caulinita, esmectita, illita, clorita e interestratificados (illita-esmectita e clorita-esmectita), cada grupo com sua morfologia característica.

A mineralogia dos argilominerais autigênicos da Formação Poti é constituída por esmectitas (fotomicrografias de 12 a 17) e caulinitas vermicular e hexagonal (fotomicrografias 18), preenchendo porosidade secundária ou recobrindo feldspatos alterados.

A autigênese da esmectita ocorreu após o crescimento secundário do quartzo e dissolução do feldspato, cronologia inferida a partir das relações mostradas nas fotomicrografias 12, 13 e 15. Notar que a neoformação de esmectita foi promovida graças a alteração dos grãos de feldspatos, conforme mostram as fotomicrografias 12 e 17.



Fotomicr. 11: Arenito subarcoseano mostrando aspecto alveolar de grão de feldspato resultante de sua dissolução parcial. Litofácies *AMt*. Seção delgada de amostra do testemunho 10; poço 1-TB-1-MA; profundidade de 561m; polarizadores paralelos.

Legenda de fotomicrografias

Fotomicr. 12: Arenito subarcoseano *mostrando* feldspato alterado em contato com crescimento secundário de grãos de quartzo e esmectita neoformada. Litofácies *Ac.* MEV da amostra do testemunho 6; poço 2-BG-1-MA; profundidade de 319m.

Fotomicr. 13: Arranjo esponjoso com finas e retorcidas lamelas de esmectita neoformada em arenito subarcoseano. Litofácies *AMt.* A autigênese foi posterior ao crescimento secundário de grão de quartzo. MEV de amostra do testemunho 5; poço 2-BG-1-MA; profundidade de 277m.

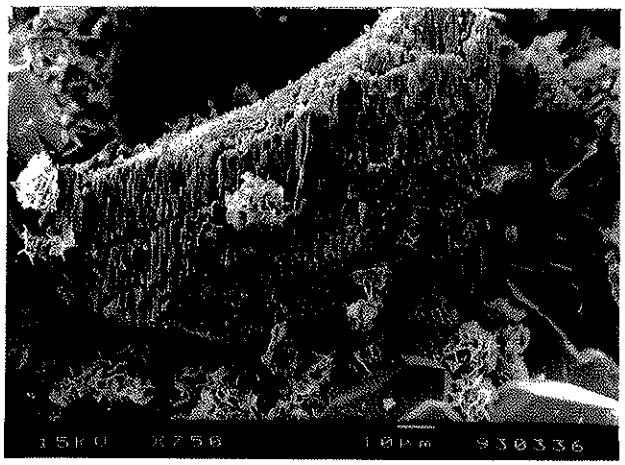
Fotomicr. 14: Arranjo esponjoso com flocos de esmectita autigênica em arenito subarcoseano. Litofácies *AMt.* MEV de amostra do testemunho 7; poço 2-BG-1-MA; profundidade de 368m.

Fotomicr. 15: Esmectita autigênica em espaço intergranular de feldspato e quartzo com crescimento secundário em arenito subarcoseano. Litofácies *As.* MEV de amostra do testemunho 6; poço 2-BG-1-MA; profundidade de 320m.

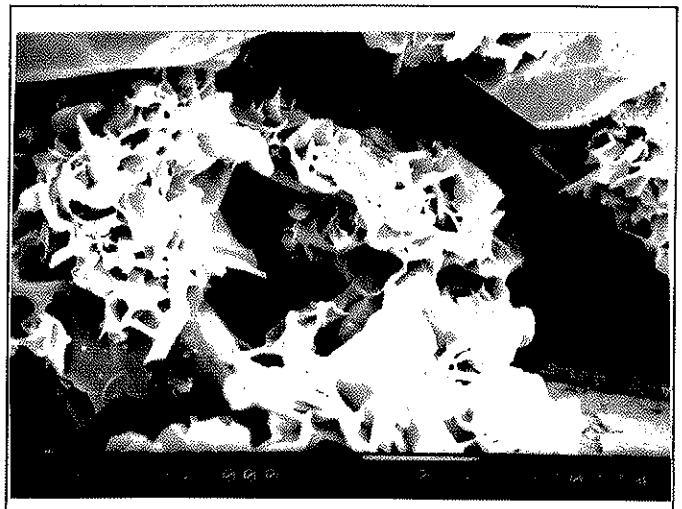
Fotomicr. 16: Esmectita neoformada mostrando arranjo esponjoso com lamelas finas e delicadamente retorcidas em arenito subarcoseano. Litofácies *Ac.* MEV de amostra do testemunho 6; poço 2-BG-1-MA; profundidade de 319m.

Fotomicr. 17: Grão de feldspato alterando-se para esmectita em arenitos subarcoseanos. Litofácies *Ac.* MEV de amostra do testemunho 6; poço 2-BG-1-MA; profundidade de 319m.

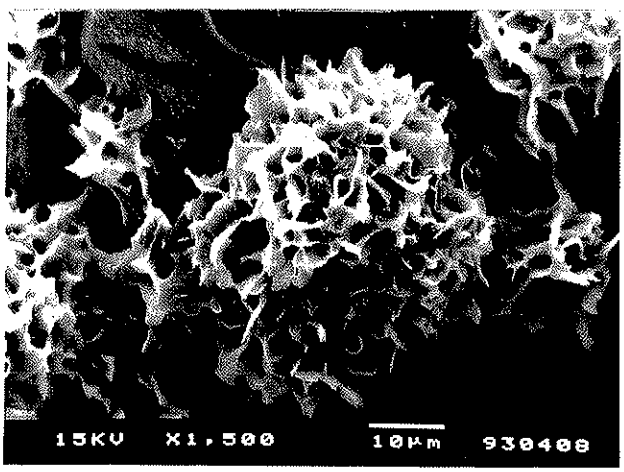
MEV



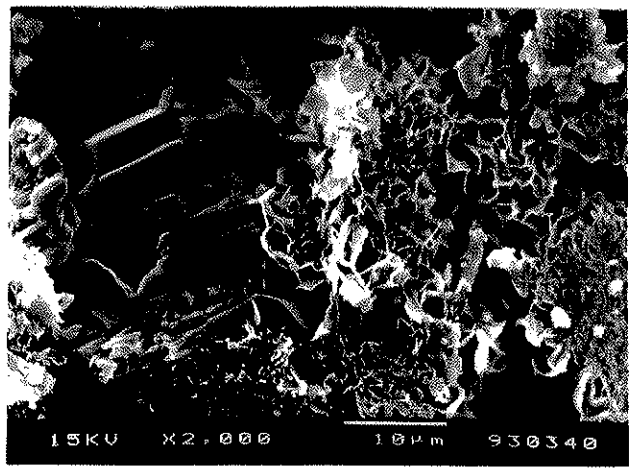
Fotomicr.12



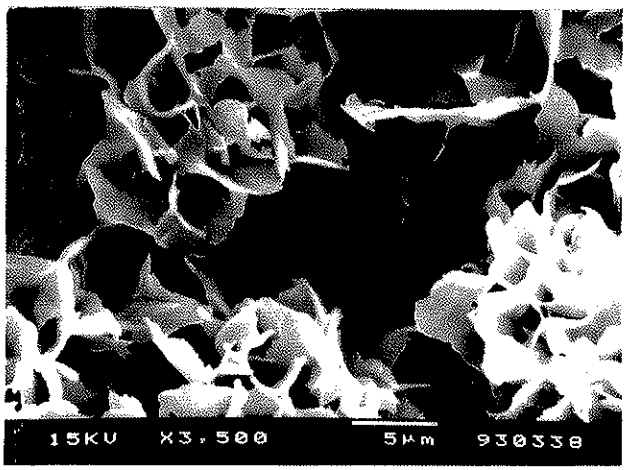
Fotomicr.13



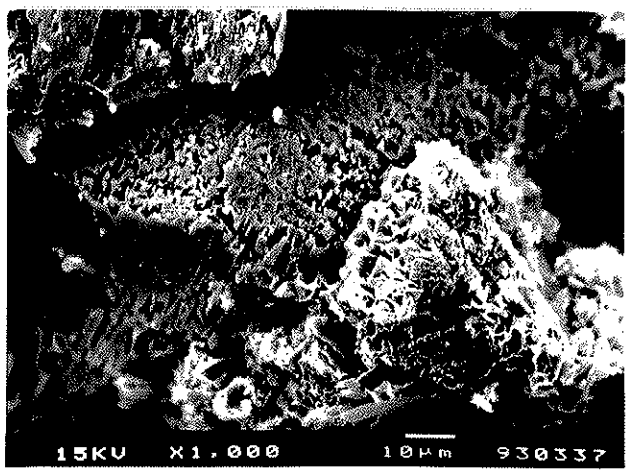
Fotomicr.14



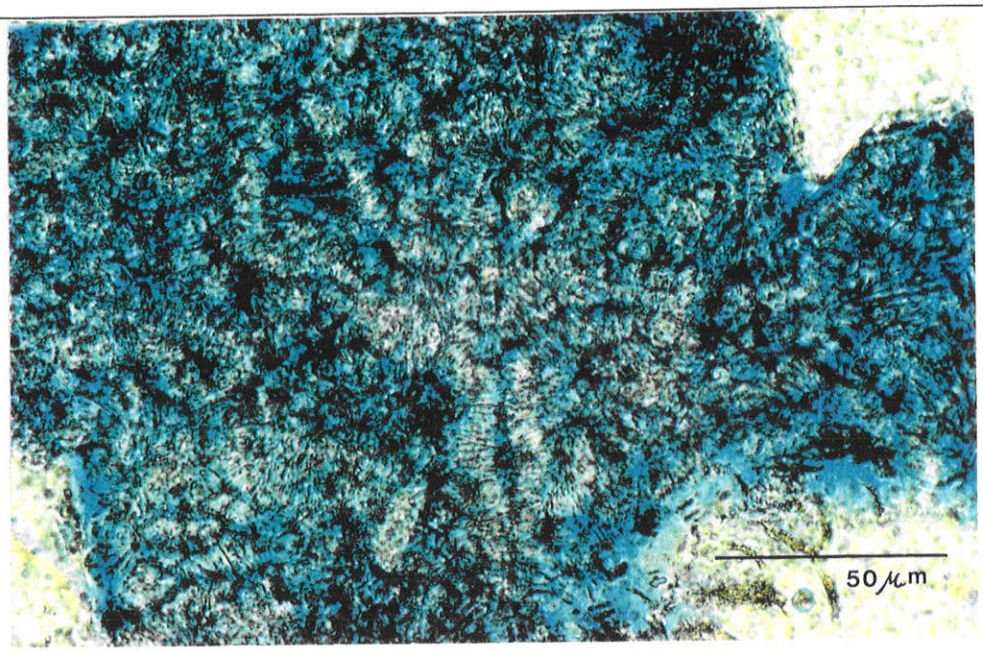
Fotomicr.15



Fotomicr.16



Fotomicr.17



Fotomicr. 18: Caulinita vermicular preenchendo porosidade secundária em arenito subarcoseano. Litofácies *Ah/Ax*. Seção delgada de amostra do testemunho 325; poço 2-IZ-1-MA, profundidade de 1403m; polarizadores paralelos.

A caulinita preenche porosidade secundária gerada após dissolução de cimentação calcítica, sendo, provavelmente, posterior à geração de esmectitas.

4.2.3 Evolução diagenética

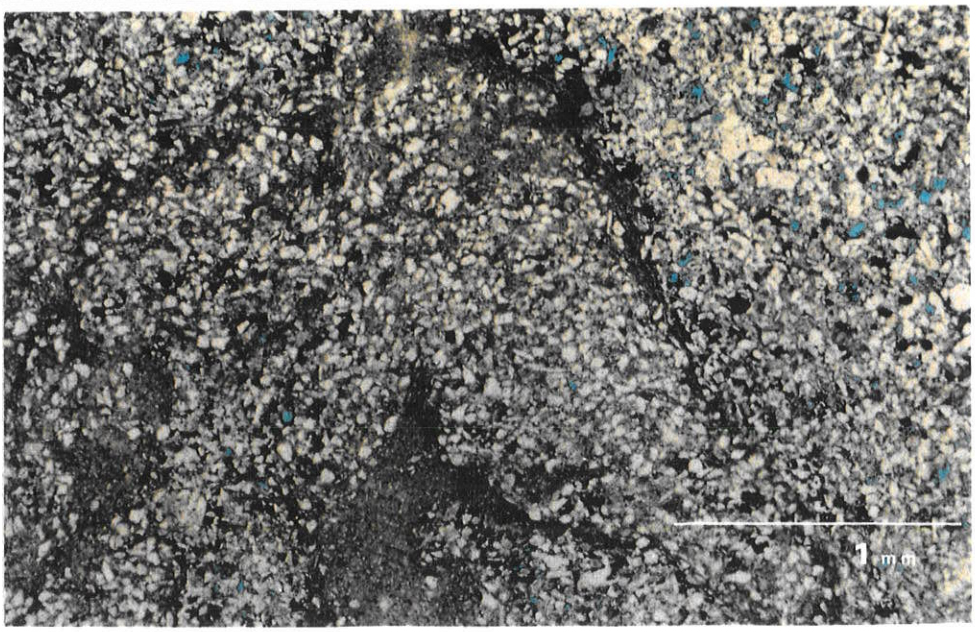
A análise das relações texturais entre os componentes da rocha (minerais autigênicos, tipos de contato entre grãos e as várias gerações de porosidade) permitiu a proposição da seguinte ordenação temporal dos processos diagenéticos (Quadro 5):

- sob influência do ambiente deposicional (modificação do arcabouço pela adição de argila por bioturbação, crescimento secundário de feldspato e localmente intensa silicificação);
- compactação (mecânica e química);
- dissolução e cimentação (crescimento secundário de quartzo, dissolução de grãos de arcabouço, neoformação de esmectita, precipitação e corrosão de barita, precipitação e corrosão de calcita, neoformação de caulinita, precipitação e corrosão de dolomita).

A evolução diagenética completa ocorre nos litotipos arenitos subarcoseanos e se encontra inibida nos arenitos pelíticos. Alguns processos diagenéticos são exclusivos de determinadas fácies.

A fase mais precoce de diagênese é a adição de argila através de processos de bioturbação (Fotomicrografia 19), que obliteraram a textura original de arenitos, chegando, até mesmo, a provocar um mosqueamento dos mesmos.

Sob influência do ambiente deposicional em arenitos com pouca matriz ou argila de infiltração, houve crescimento secundário de feldspatos potássicos sobre núcleo clástico já em parte caulinizado (fotomicrografias 4 e 5) por processos intempéricos na fonte. Assim, durante a eodiagênese, soluções silicosas ricas em álcalis e alumínio propiciaram o crescimento secundário de feldspatos. Tais condições mostram uma ambiência de alta salinidade, comum em regiões semi-áridas ou mesmo em bacias evaporíticas (Füchtbauer 1974, 1983; Nagategaal 1978; Coimbra 1983). Este crescimento



Fotomicr. 19: Feições de bioturbação com adição de argila. Litofácies *Ab*. Seção delgada de amóstra do testemunho 27; poço 1-CL-1-MA; profundidade de 552m; polarizadores paralelos.

ocorre antes da compactação mecânica, atestado por contatos côncavo-convexos entre o crescimento feldspático e os grãos do arcabouço (Fotomicrografia 5).

Ainda na diagênese precoce, foi incluído o processo de intensa silicificação das fácies Rw e Sr das associações sW1 e 2 (topo da Formação Poti). Supõe-se que níveis evaporíticos ou *bird-eyes* em carbonatos (rocha original) tenham sido substituídos por sílica com textura sacaroidal ou preenchidos por zoneamento de calcedônia fibrosa ou de quartzina, respectivamente. Estas texturas de precipitação de sílica são sugestivas de alta concentração de fluidos silicosos com alta velocidade de precipitação (Revuelta 1976 e Mussa & Coimbra 1984).

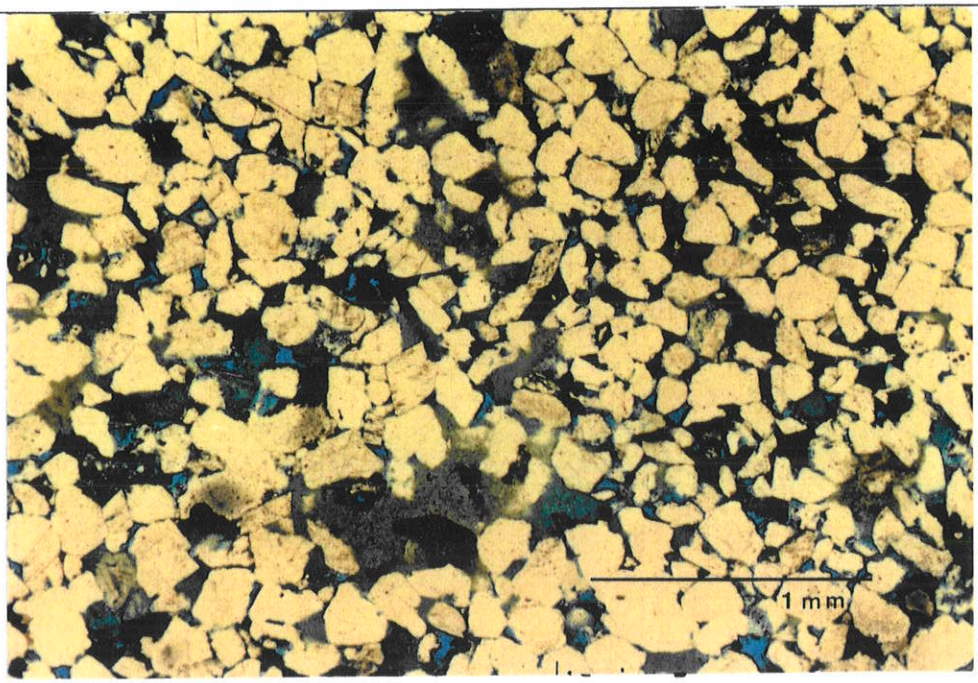
A redução de parte da porosidade inicial por compactação mecânica ocorre em condições eodiagenéticas ou início da mesodiagênese, indicada pela predominância de contatos côncavo-convexos e raros contatos suturados. Os processos incluem desde deformação de grãos dúcteis (Fotomicrografia 21) até a formação de pseudomatriz a partir de intraclastos de folhelhos (Fotomicrografia 20) em arenitos líticos com pouca matriz. Nas litofácies SAp e SAw, pode-se observar lenticularização de níveis arenosos por efeito de *boudinage* (Fotomicrografia 22). A evolução deste processo pode criar uma falsa textura de grãos flutuantes na matriz, induzindo, erroneamente, a uma interpretação de processos deposicionais a partir de fluxos densos (Fotomicrografia 23).

Ao final da eodiagênese/início da mesodiagênese, a porosidade primária foi reduzida através do crescimento sintaxial de quartzo. Este processo foi pouco proeminente, devido, provavelmente, ao pouco espaço disponível e à escassa quantidade de fluidos ricos em sílica, função da compactação química insuficiente. Estas texturas são consideradas indicativas de baixa concentração e baixa velocidade de precipitação da sílica (Revuelta 1976 e Mussa & Coimbra 1984).

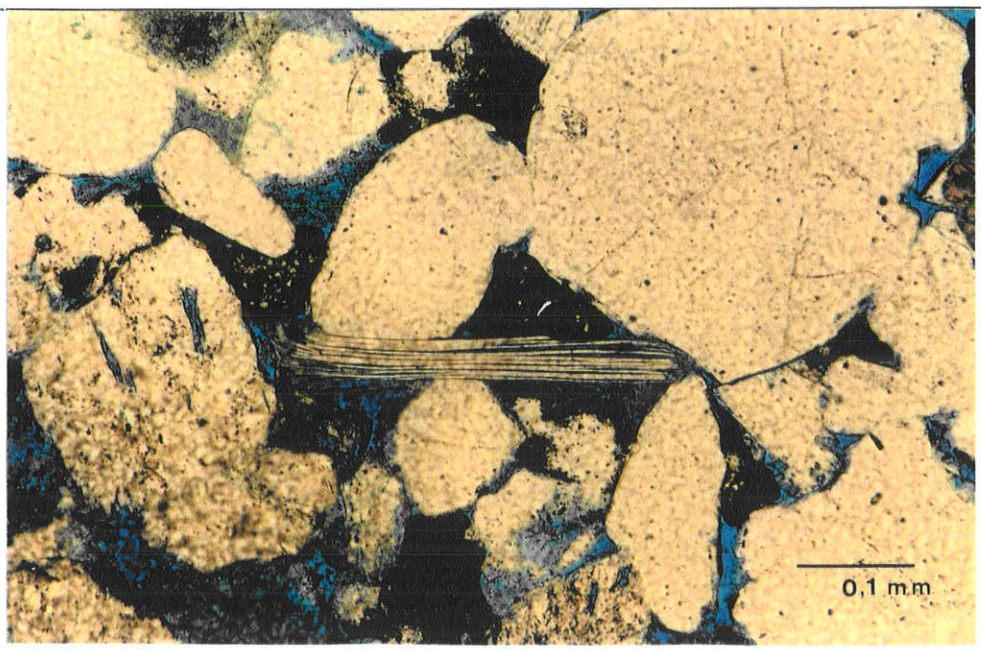
Posteriormente, deu-se intensa dissolução de feldspatos, evidenciada pela presença de grãos parcialmente corroídos (grãos alveolados), poros agigantados e grãos falsamente flutuantes (fotomicrografias 10 e 11).

Após a dissolução, ocorreu a obliteração de parte da porosidade secundária pela autigênese de barita, com intensa corrosão marginal dos grãos de arcabouço e dos seus

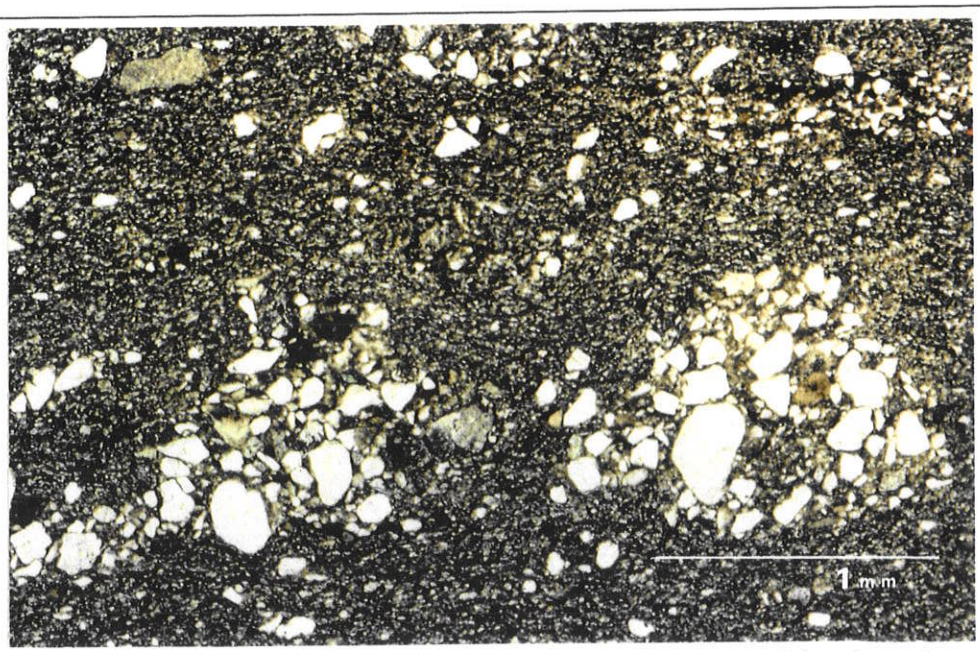
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
BIBLIOTECA



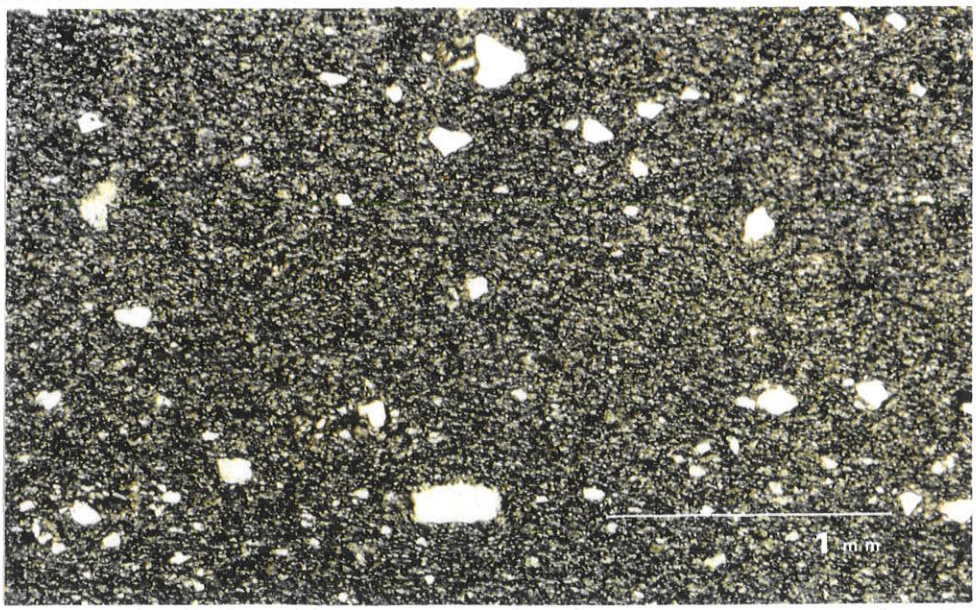
Fotomicr. 20: Arenito subarcoseano com heterogeneidade na distribuição da matriz (coloração esverdeada) denotando origem secundária por esmagamento de grãos dúcteis na compactação (pseudomatriz). Litofácies *AMt*. Seção delgada de amostra do testemunho 10; poço 1-TB-1-MA; profundidade de 561m; polarizadores paralelos.



Fotomicr. 21: Evidências de compactação mecânica: pseudomatriz, mica deformada e contatos côncavo-convexos. Litofácies *AMt*. Seção delgada de amostra do testemunho 10; poço 1-TB-1-MA; profundidade de 561m; polarizadores paralelos.



Fotomicr. 22: Lenticularização de níveis arenosos por efeito de sobrecarga (*boudinage*). Notar rotação de grãos no rearranjo textural do arcabouço original. Litofácies *SAp*. Seção delgada de amostra do testemunho 11; poço 1-TB-1-MA; profundidade de 507m; polarizadores paralelos.



Fotomicr. 23: Grãos falsamente sustentados pela matriz, em textura proveniente de processos de sobrecarga. Litofácies *SAp*. Seção delgada de amostra do testemunho 11; poço 1-TB-1-MA; profundidade de 507m; polarizadores paralelos.

crescimentos secundários (Fotomicrografia 8). A autigênese de esmectita foi posicionada antes da precipitação de barita, porém não existem evidências conclusivas.

A fase de carbonatação (calcítica) talvez tenha se desenvolvido ainda na fase inicial da mesodiagênese, inibindo, assim, os efeitos da compactação química.

Após, ocorreu nova etapa de dissolução com corrosão de grande parte da calcita, gerando porosidade secundária, seguida de autigênese de caulinitas, de precipitação tardia de dolomita ferrosa e nova dissolução (Fotomicrografia 10).

5. ANÁLISE PALEOGEOGRÁFICA E TECTÔNICA DA FORMAÇÃO POTI E UNIDADES LIMÍTROFES

5.1 Análise de mapas estratigráficos

A análise do mapa de isópacas da Formação Poti (Figura 12) evidencia dois eixos deposicionais principais:

- o de orientação NE-SW, paralelo com a Falha Sobral - Pedro II (Lineamento Transbrasiliano), que propiciava a comunicação com as bacias do *Craton* Oeste-Africano;
- o de orientação E-W, coincidente com o Lineamento Marajó-Parnaíba, que permitia a franca conexão marinha através da Bacia do Amazonas (Formação Faro).

A avaliação das isópacas das formações Longá e Piauí (figuras 11 e 13, respectivamente) mostra que os eixos deposicionais dominantes para ambas unidades eram similares e tinham orientação diversa (NW-SE) da Formação Poti com o centro deposicional deslocado para norte.

De modo geral, a maior parte dos depósitos da Formação Poti situados a norte da Estrutura de Xambioá estão preservados sob as coberturas mesozóicas. O poço PAF-1 e outros da Bacia de Barreirinhas apresentam unidades correlatas à Formação Poti, atestando que os limites norte e nordeste atuais são erosivos.

5.2 Paleofisiografia

A configuração dos mapas de isópacas das formações Longá, Poti e Piauí indica que as porções sul-sudeste (Lineamento Senador Pompeu) e a ocidental (Lineamento Tocantins-Araguaia) foram bordas de sedimentação.

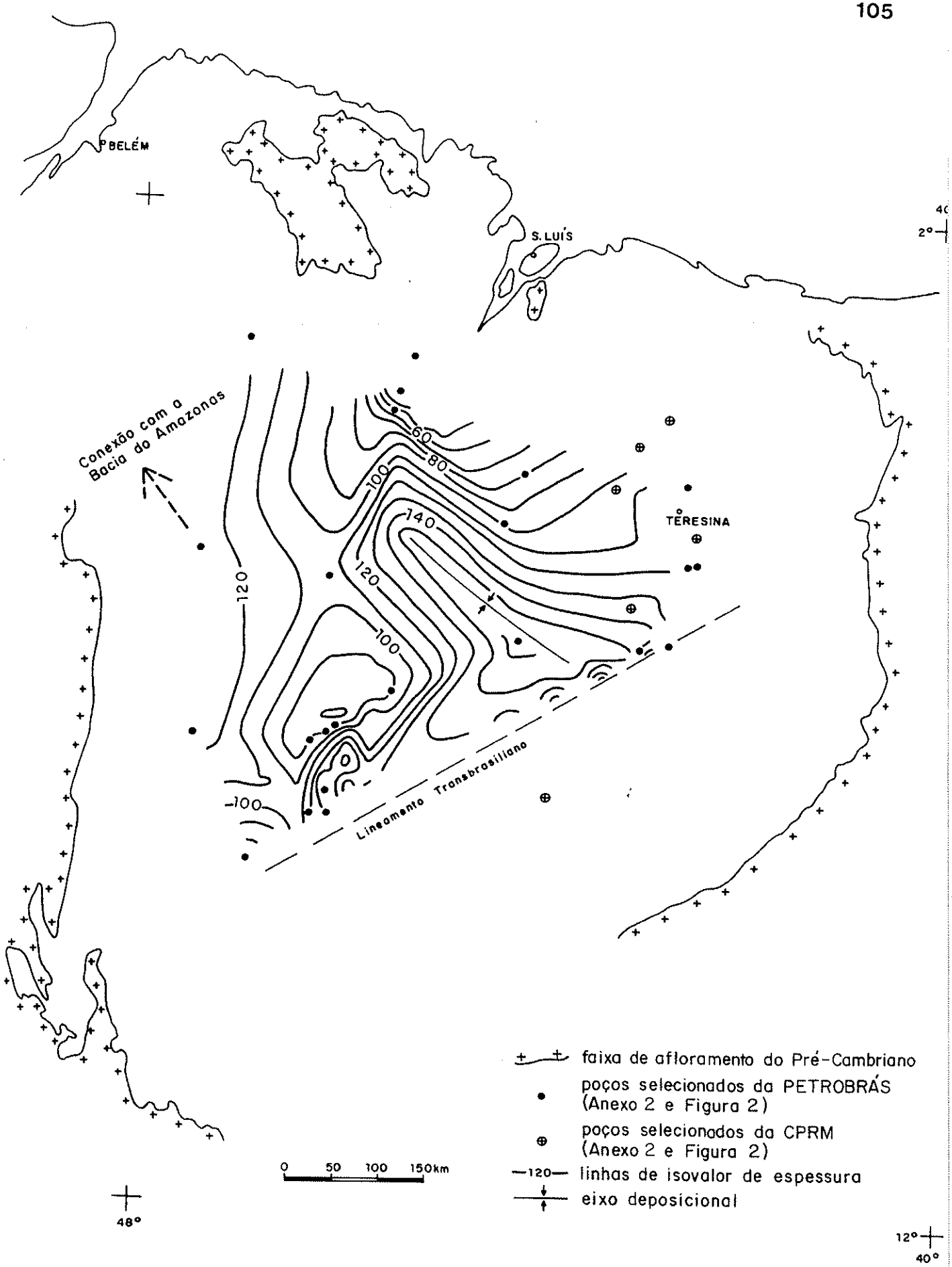


Figura 11 - Isópacas da Formação Longá

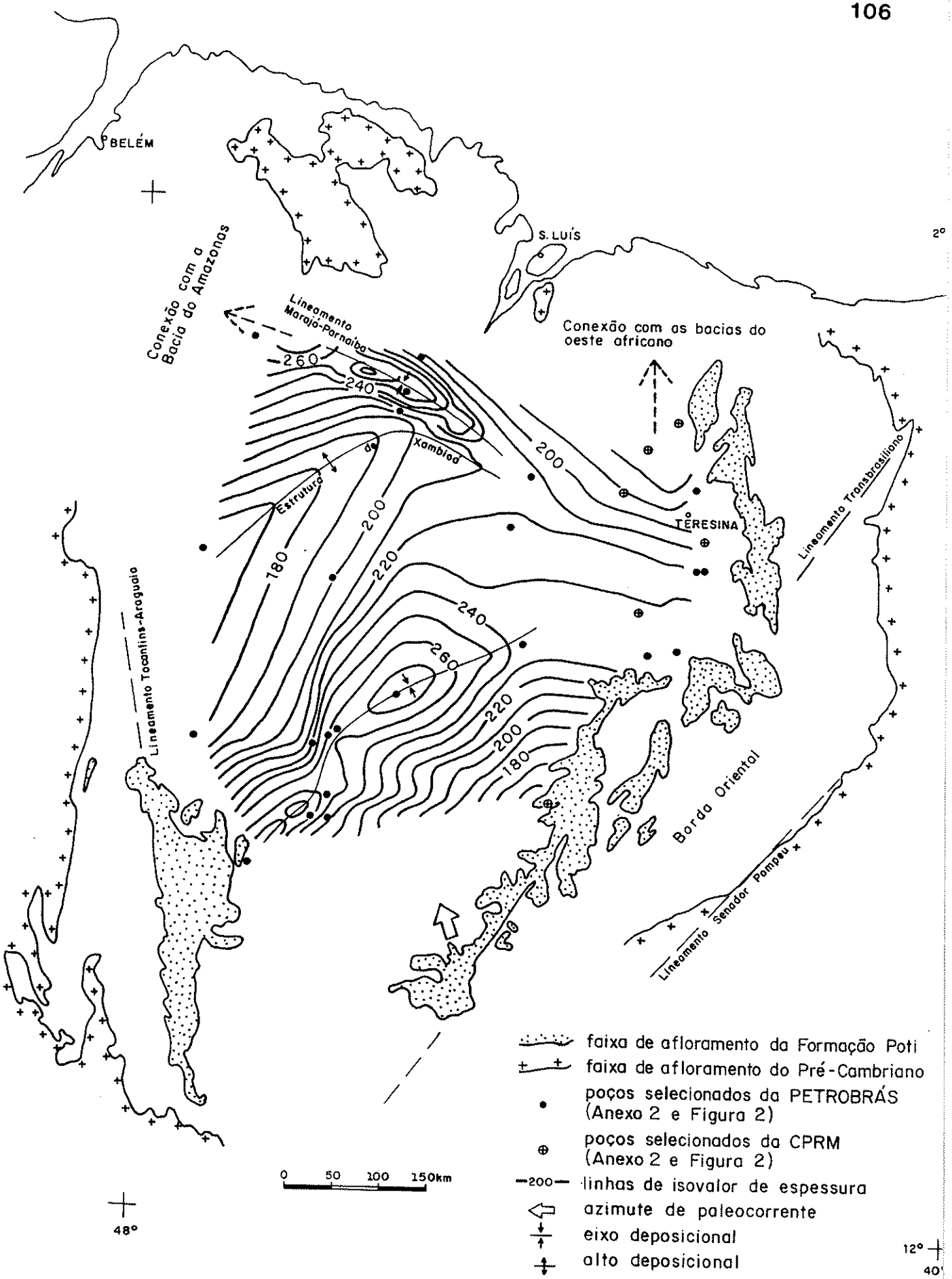


Figura 12 - Isópacas da Formação Poti

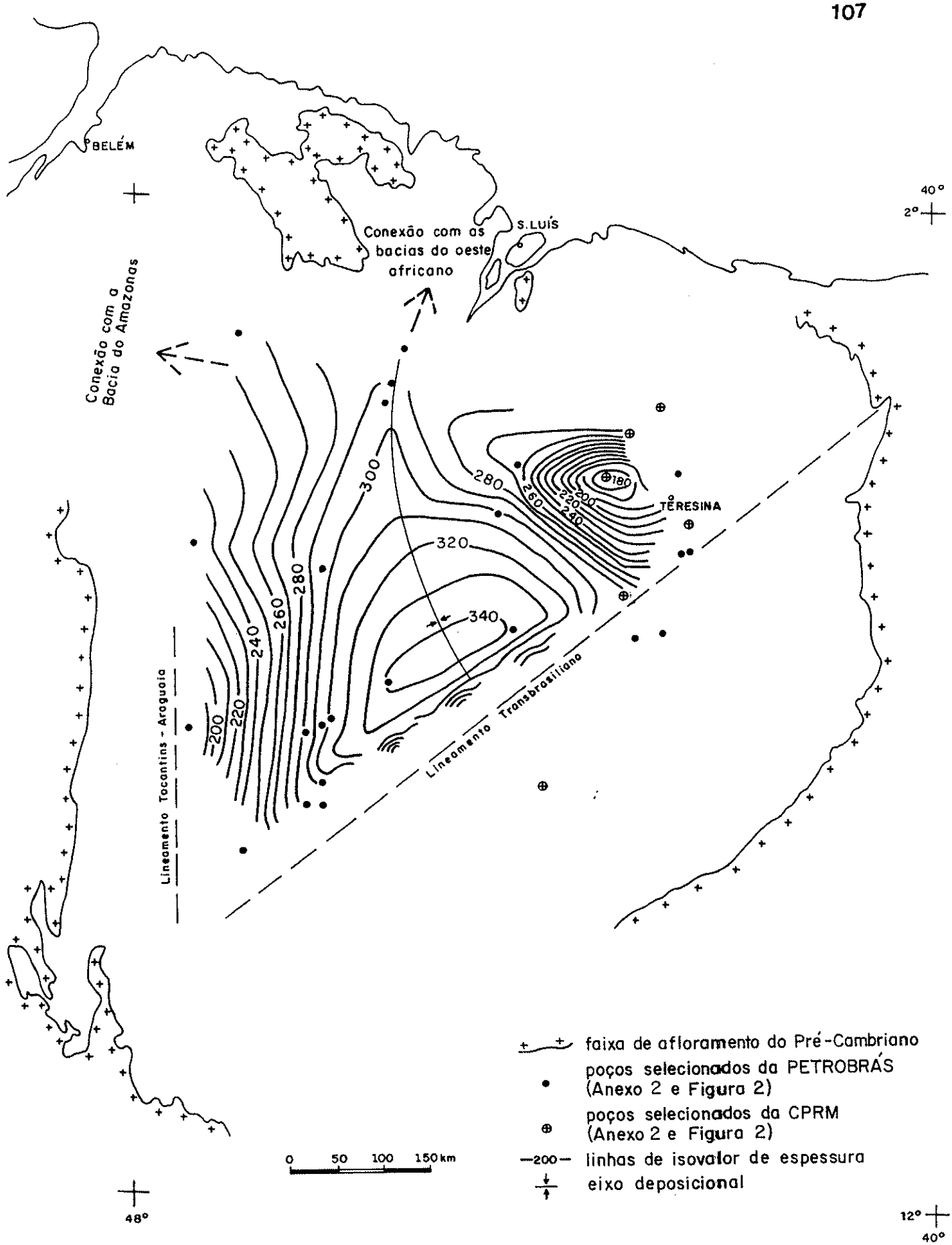


Figura 13 - Isópacas da Formação Piauí

A comparação dos mapas deste intervalo estratigráfico com os de unidades anteriores (Cunha 1986) evidencia que a região sul-sudeste comportou-se, durante todo o Paleozóico, como alto estrutural. No Carbonífero Superior, esta região sofreu forte tendência ascendente, evidenciada pela configuração de isópacas mais adensadas da Formação Piauí (Figura 13), presença de depósitos fluxos de detritos e de prováveis sismitos próximos à Redenção da Gurguéia (PI).

Os mapas estratigráficos de Carozzi *et al* (1975) e o mapeamento geológico regional apresentado por Lima & Leite (1978) revelam que a área sul-sudeste sempre foi fonte de suprimento de clásticos grossos, enquanto que a região do Lineamento Tocantins-Araguaia foi área-fonte, pelo menos, a partir do Emsiano.

A comparação da distribuição faciológica da Formação Poti, na borda leste, com o seu mapa de isópacas (Figura 12) mostra que as associações fluviais representam acumulações mais proximais, encontradas nas bordas sul e sudoeste, corroborando que o aporte de terrígenos ocorreu de sul para norte. Além disso, as paleocorrentes obtidas no sistema fluvial (associação sE5) têm azimute para NNW, confirmando que as áreas-fonte situavam-se na borda sul-sudeste, de onde supriam com siliciclásticos o paleolitoral no tempo Poti. Esses dados coadunam-se com os obtidos nos corpos sigmoidais da associação sE9 que apresentam paleocorrentes com azimutes para NNE, confirmando que o transporte dos sedimentos ocorria a partir de áreas localizadas a sul-sudeste.

5.3 Proveniência

A composição e textura originais das litofácies da Formação Poti sofreram significativas modificações através de processos diagenéticos, sendo imprescindível o exame através de seções delgadas para se recompor o arcabouço original dos litotipos.

Os arenitos subarcoseanos, um dos litotipos mais freqüentes na Formação Poti, devem ter sido originalmente mais feldspáticos. Este fato é evidenciado pela presença de feições de dissolução parcial de feldspatos e de poros agigantados (lixiviação total do feldspato). Feldspatos detríticos atestam proveniência de rochas granitóides em condições climáticas pouco propícias ao intemperismo químico.

Os raros litotipos de arenitos com componentes rudáceos (testemunho 33, poço 1-NG-1-MA, profundidade 1412m) apresentam abundância de fragmentos de quartzitos e xistos. Tais rochas metamórficas serviram como fontes relacionadas às faixas de dobramento que bordejam a Bacia do Parnaíba (Gurupi, Tocantins-Araguaia, Brasília, Rio Preto, Riacho do Pontal) e foram responsáveis, ainda, pelo suprimento das micas presentes nos litotipos arenitos líticos finos.

Os dados sobre o grau de arredondamento, como parâmetro referente à distância das áreas-fonte ou como índice de retrabalhamento de sedimentos preexistentes, não puderam ser usados. Os efeitos de dissolução dos grãos, crescimentos secundários e corrosão por interação com cimentos alteraram, sobremaneira, o contorno original dos grãos (ver fotomicrocrafias 4 a 11).

5.4 Paleoclima

Em termos de clima, considera-se que já no final da deposição Poti, existiriam condições de alta taxa de evaporação com clima mais seco ainda, porém razoavelmente frio, atestado pela ausência de carbonatos, o que demonstra um certo distanciamento do equador.

Esta hipótese é corroborada pelos registros paleomagnéticos em rochas das formações Longá, Poti e Piauí analisados por Alencar & Pacca (1981), Alencar (1984 e 1986) e Alencar *et al.*(1995) que mostram progressiva mudança de latitude do depocentro da Bacia do Parnaíba, tendendo ao equador no Permiano. As latitudes dos paleopolos obtidas para estas unidades correspondem, respectivamente, a 48.17°S, 60.16°S e 81.95°S.

Evidências sobre paleoclima temperado durante o tempo Poti também são encontradas nos dados paleobotânicos e palinológicos levantados por Iannuzzi (1994) e pelo geólogo Roberto Daemon (informações verbais 1993).

Os dados obtidos sobre a Formação Faro (Bacia do Amazonas) são sugestivos de tendência de clima seco (Amadou & Truckenbrodt 1992), durante a fase final de sua deposição. As condições climáticas se tornaram cada vez mais rigorosas, até francamente semiáridas durante o tempo Piauí (Bacia do Parnaíba) / Monte Alegre (Bacia do Amazonas).

Deve-se ressaltar que, durante o presente estudo, não foram identificadas evidências de quaisquer influências glaciais ou periglaciais durante a sedimentação Poti. Embora, Caputo & Crowell (1985) admitam que a origem glacial para os sedimentos eocarboníferos é ainda uma questão controvertida, citam a presença de diamictitos e diques de areia, interpretados por eles como produtos glaciais, da mesma forma como o fizeram Della Fávera & Uliana (1979), que identificaram a presença de clasto caído (*rafted quartzite stone*).

As observações feitas neste trabalho atestam a total ausência de diamictitos na Formação Poti, tanto em superfície (borda leste) quanto em subsuperfície, pelo menos nos poços testemunhados pela PETROBRÁS. Neste caso, foram identificados arenitos pelíticos e pelitos arenosos, cujas características evidenciam fluxos de detritos e, não obrigatoriamente, por influência glacial. Por outro lado, como as observações em superfície no lado oeste da Bacia do Parnaíba foram muito escassas, não é possível descartar totalmente a possibilidade ainda defendida por Caputo (1995).

O único clasto caído (*rafted quartzite stone*) do afloramento citado por Della Fávera & Uliana (1979) foi eliminado em meados dos anos 80, não sendo possível a sua análise para este trabalho.

A comparação de uma antiga foto (Foto 33) com aquelas que mostram o contato entre as associações sE9 e sE11 (fotos 34 e 35) revela que as irregularidades do contato poderiam isolar porções como pseudoclastos. A hipótese de feições deformacionais coaduna-se com a presença de estruturas de convolução e de pequenos diques de injeção abundantes (fotos 36 e 37), nas fácies Ao e Sp da associação sE11. Notar que as deformações estão confinadas no contato entre as duas associações, em função da mudança marcante para litotipos de granulação mais fina (sE11). Estas estruturas são sugestivas de processos de sismos sinsedimentares, mas análises estruturais detalhadas são necessárias para corroborar este raciocínio.

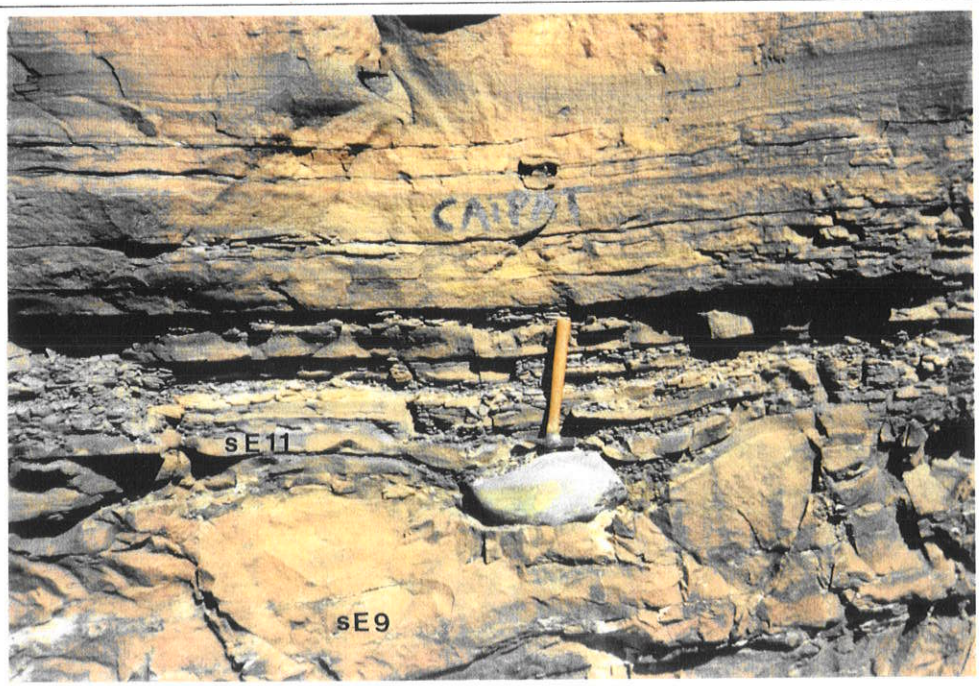


Foto 33: Contato irregular entre as associações *sE9* e *sE11*. Destaque para o "clasto caído" descrito por Della Fávera & Uliana (1979). Rodovia BR343; km 576. Foto: Jorge Hachiro (1981).

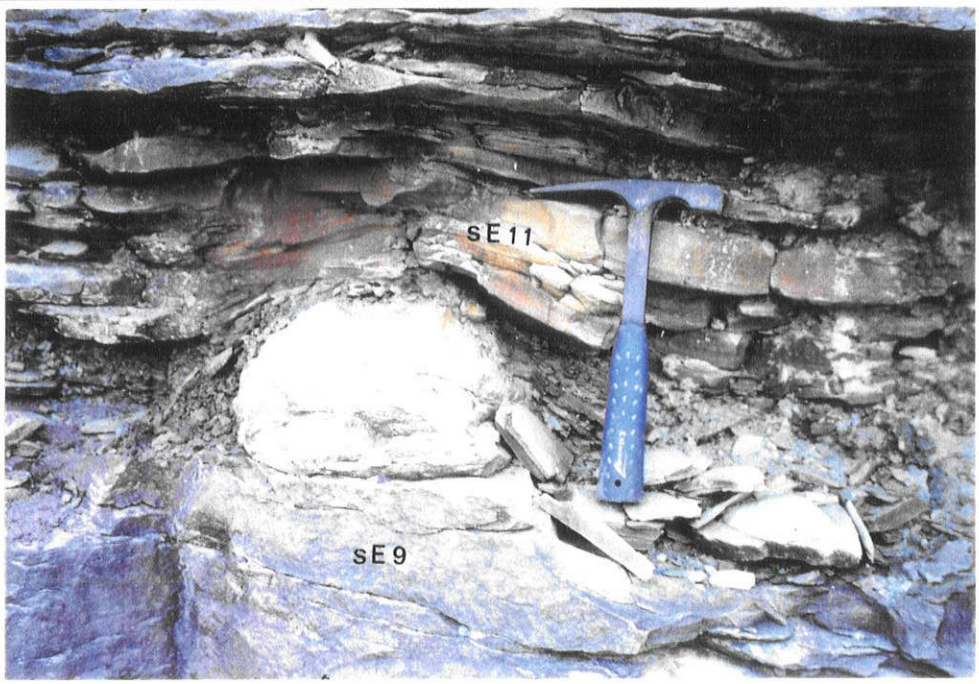


Foto 34: Contato irregular entre as associações *sE9* e *sE11* mostrando porções isoladas como blocos. Notar que os "blocos" ainda mantém ligação com a rocha circundante. Rodovia BR343; km 575,5.

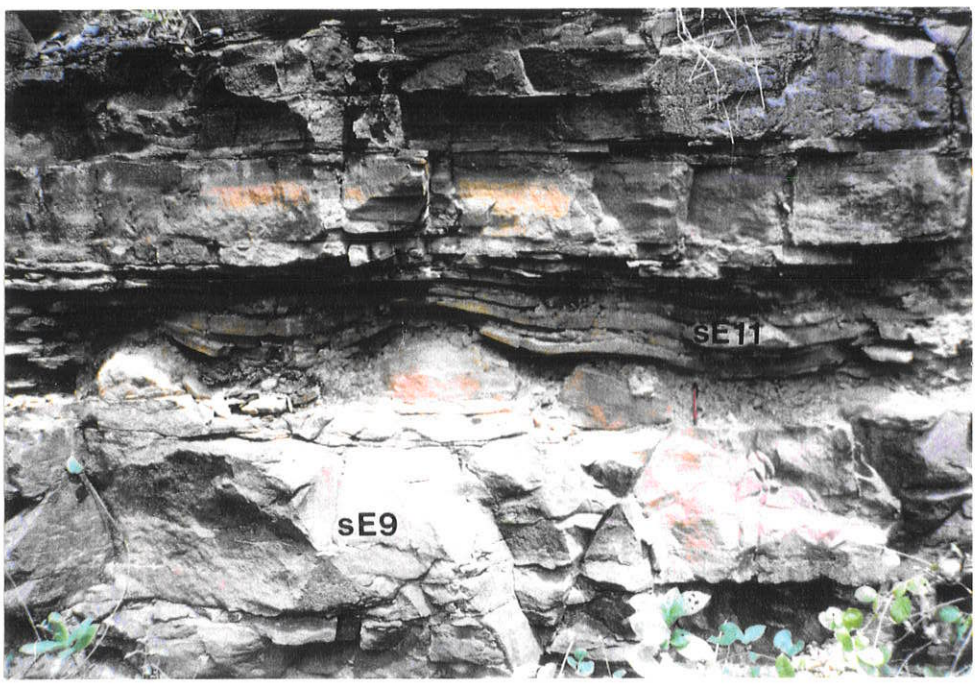


Foto 35: Vista geral de contato irregular entre as associações *sE9* e *sE11*, mostrando porções isoladas como blocos. Rodovia BR343; km 575,5.

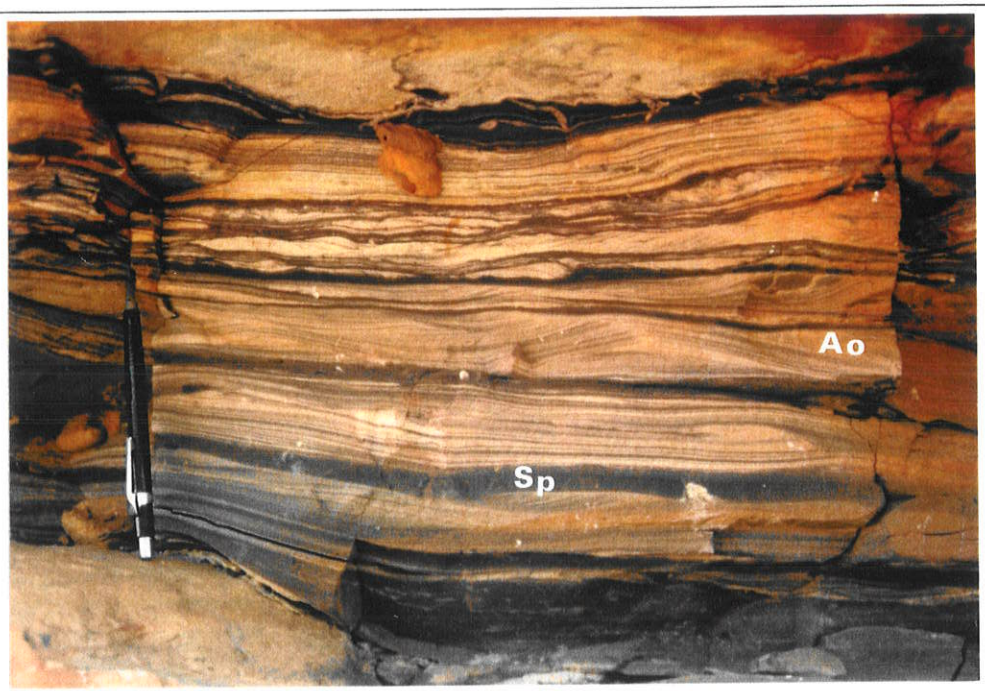


Foto 36: *Arenitos com laminação truncada por onda (Ao)* intercalados com *siltitos (Sp)* da associação *sE11*. A seta aponta pequenos diques de injeção situados logo acima de nível rico em estruturas de sobrecarga. Rodovia BR343; km 576.

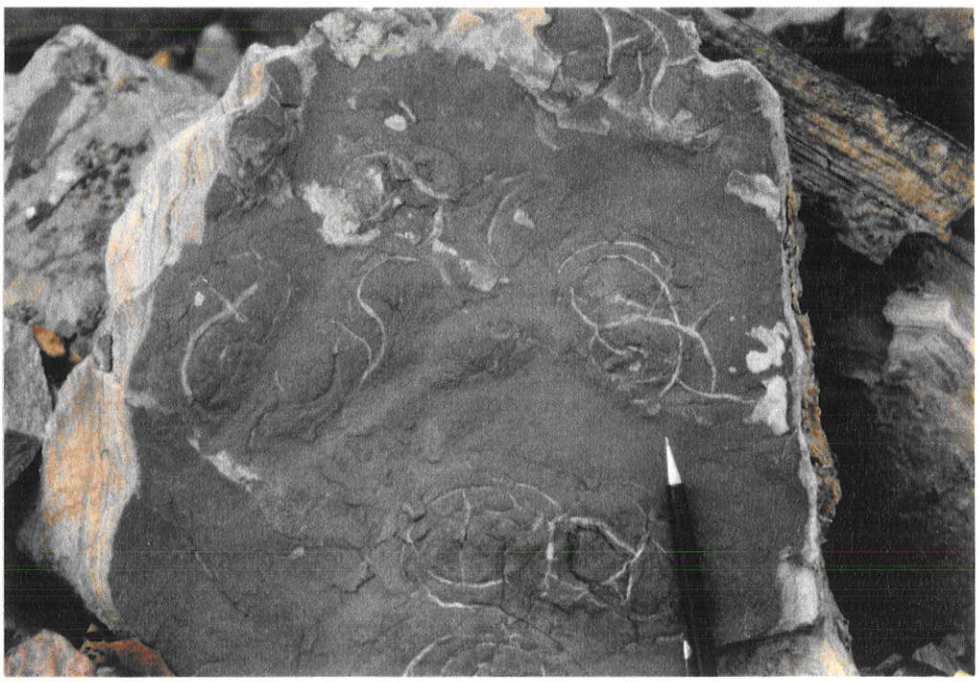


Foto 37: Vista em planta dos pequenos diques de injeção exibidos na foto anterior. Rodovia BR343; km 576.

5.5 Eustasia

A geração do espaço deposicional da Bacia do Parnaíba foi controlada, de forma predominante, pela variação do nível do mar, através dos fenômenos de transgressão e regressão. A deposição do topo da Formação Longá e base da Formação Poti ocorreu num seqüência regressiva.

Pressupõe-se a existência de um mar epicontinental localizado entre os limites das bacias do Parnaíba e do Amazonas com as bacias do *Craton* Oeste-Africano. Della Fávera (1990) considerou a presença de um mar interior (*seaway*) que estaria ligado ao paleo-oceano Tétis. As evidências fossilíferas marinhas encontram-se na Formação Longá (Petri & Fúlfaro 1983) e base da Formação Poti (Kegel 1954).

A análise das seções estratigráficas (figuras 7, 8 e 9) permite identificar que o intervalo dos sedimentos Poti/topo do Longá pode ser subdividido, de modo geral, em quatro conjuntos de parasseqüências. No poço 2-IZ-1-MA (Figura 10), através da análise faciológica, pode-se interpretar que:

- a primeira seqüência, de natureza transgressiva, relaciona-se com a plataforma marinha Longá;
- a segunda seqüência, de natureza regressiva, envolveu uma progradação inicial dos sistemas deltaicos Poti, em relação a plataforma marinha Longá;
- a terceira seqüência, de natureza transgressiva, foi produto de abandono deltaico com retrabalhamento marinho;
- a quarta seqüência, de natureza regressiva, representou a progradação final do sistema deltaico.

Observou-se que, em alguns casos (Fazenda Barra da Vereda, associações sE5 e sE8), no topo da Formação Poti pode ocorrer uma situação de afogamento de drenagem. Infere-se por comparação visual, a partir do padrão dos raios gama dos poços MA, VB, CA e FO (figuras 7, 8 e 9), que os ciclos transgressivos possam também ter encerrado a deposição Poti, conforme o concluído por Della Fávera (1990). A ausência de testemunhagem nesses poços, no intervalo da Formação Poti, mostra a necessidade de avaliação sistematicamente nos afloramentos da parte superior desta unidade.

5.6 Idade

O controle cronoestratigráfico em algumas amostras dos testemunhos do poço 2-IZ-1-MA (Figura 10), através da análise palinológica, foi realizado pelo geólogo Roberto Daemon. Ela revelou que o material proveniente deste estudo pertence ao intervalo XII (Tournaisiano Superior a Viseano Inferior), confirmando os resultados de Andrade & Daemon (1974).

Por outro lado, dados mais recentes da PETROBRÁS (Góes & Feijó 1994), resultantes de reavaliação dos intervalos cronoestratigráficos da Bacia do Parnaíba, consideram que a Formação Poti é exclusivamente de idade tournaisiana.

5.7 Tectônica

Um tectonismo mais ativo sinsedimentar é sugerido durante a deposição da parte superior da Formação Poti. Evidências deste processo podem ser interpretadas nos afloramentos do sul do Estado do Piauí, próximo à Fazenda Barra Vereda (50 km ao sudoeste de Redenção da Gurgéia) e no afloramento do km 576 da BR343, este último já discutido no item 5.4.

No afloramento das proximidades da Fazenda Barra da Vereda, o topo da Formação Poti mostra uma associação de fácies de canais fluviais entrelaçados diretamente em contato com associação de fácies de planícies de maré, atestando paleodrenagem afogada. O afogamento da paleodrenagem foi muito rápido, fruto da interação entre fenômenos eustáticos e tectônicos, com predominância deste último. O soerguimento da borda oriental (Lineamento Senador Pompeu) propiciou a geração de fácies de granulações mais grossas na Formação Poti (associação sE5), nesta região.

Com a acentuação do tectonismo e desertificação do clima, iniciou-se a deposição da Formação Piauí. Na região estudada, a sedimentação Piauí progradou na forma de leques aluviais (associação sE3), *wadis* (associação sE1) e restritamente dunas eólicas (associação sE2).

Tectonismo sinsedimentar também pode ser interpretado nos litotipos da base da Formação Piauí, apresentando predomínio de conglomerados e arenitos conglomeráticos de fluxos de detritos (associações sE1 a 3) e de sismitos interpretados a partir de camadas

deformadas e estruturas de fluidificação (proximidades de Redenção da Gurguéia - fotos 38 a 41). Sismitos, gerados por atividades sísmicas durante a sedimentação, têm sido levantados por diversos autores no Brasil (Riccomini 1990, Raja Gabaglia 1991, Coimbra *et al.* 1992, Kattah 1992b), nestes últimos anos. Doe & Dott Jr. (1980) mostraram como este tipo de processo pode gerar estratificações retorcidas, falhas e brechas.

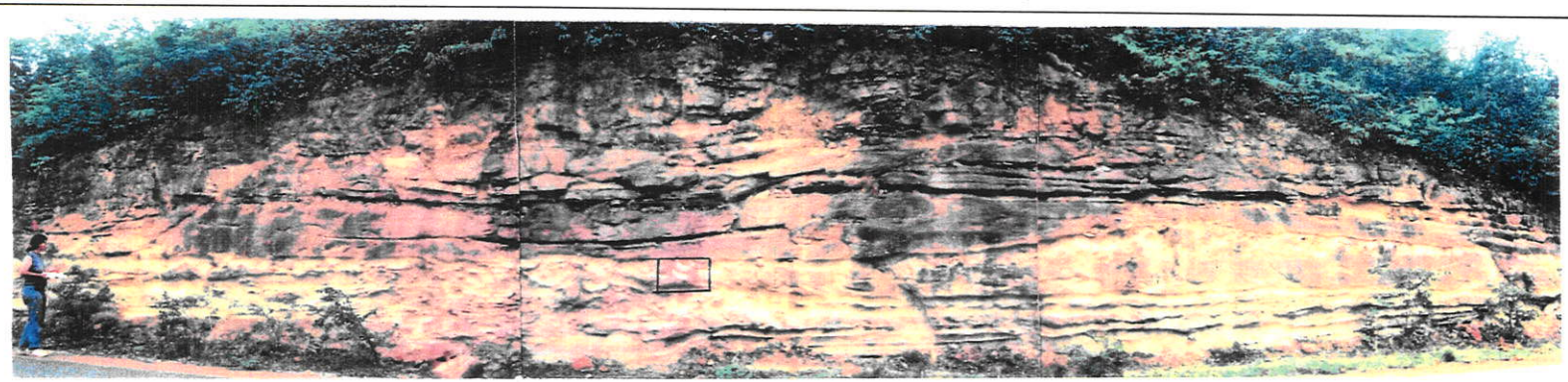


Foto 38: Arenitos e conglomerados da Formação Piauí com deformações causadas, possivelmente, por atividades sísmicas penecontemporâneas à sedimentação. O retângulo indica a área de detalhe apresentada na foto seguinte. Rodovia BR135; 20km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (PI).

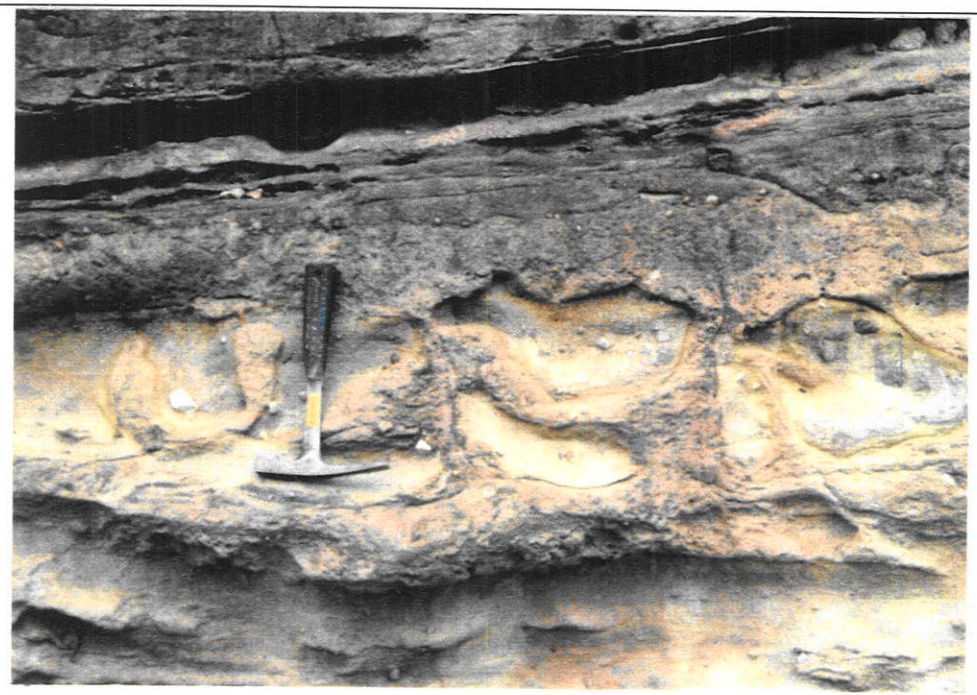


Foto 39: Detalhe da foto anterior: *conglomerados sustentados por matriz (Cm)* com pseudoclastos, em decorrência de atividades sísmicas, penecontemporâneas à sedimentação.

Foto 40: Arenitos da associação sE1 da Formação Piauí, destacando-se acamamento convolucionado gerado, provavelmente, por sismos durante a deposição. Rodovia BR135; 20km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (PI).

Foto 41: Arenitos apresentando acamamento deformado por fluidificação em decorrência, provavelmente, de atividade sísmica sinsedimentar. Rodovia BR135; 20km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (PI).

6. EVOLUÇÃO DA PROVÍNCIA SEDIMENTAR DO MEIO-NORTE

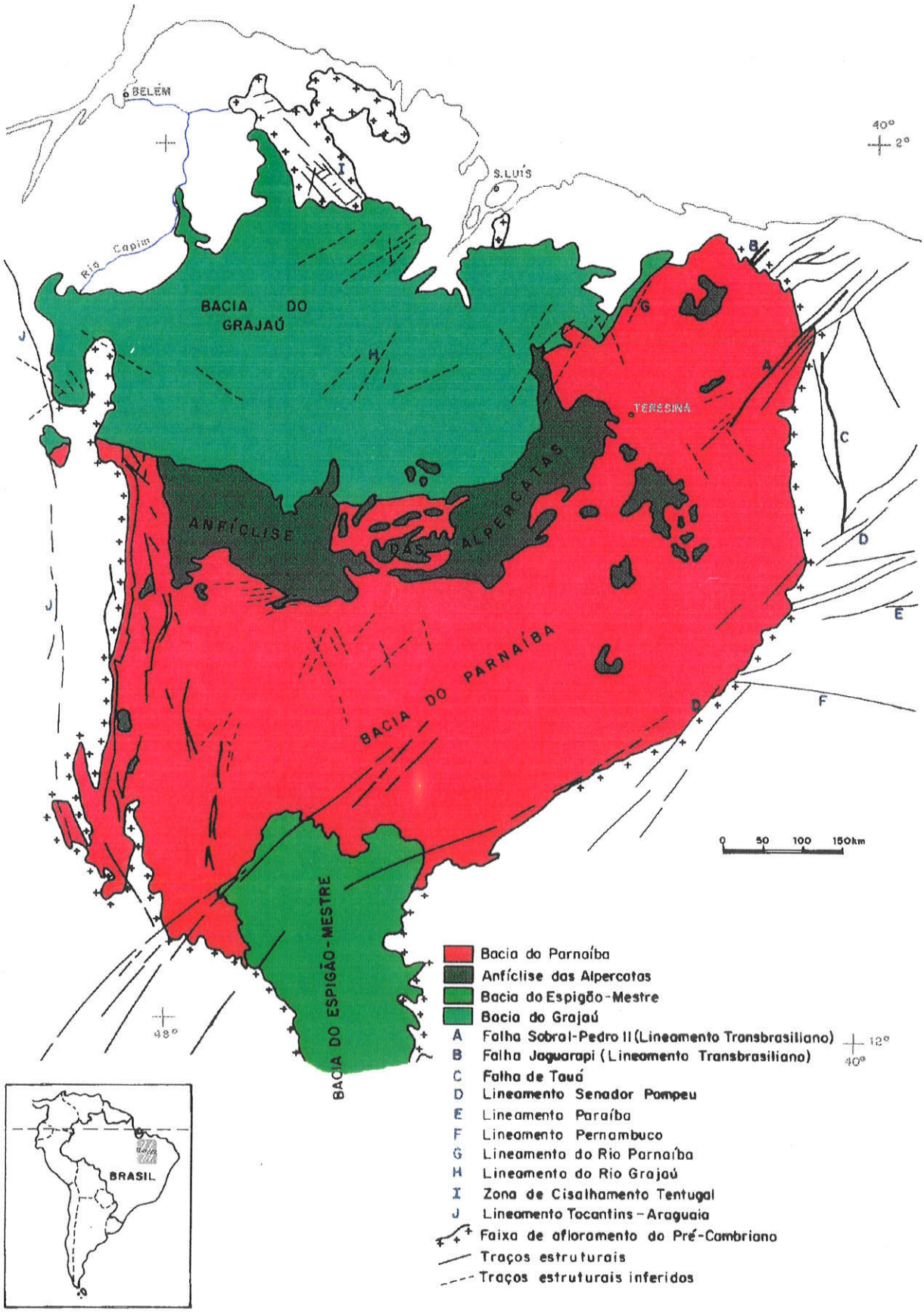
6.1 Província Sedimentar do Meio-Norte

6.1.1 Arcabouço estrutural

A Província Sedimentar do Meio-Norte é uma redefinição da área sedimentar aflorante considerada, pelos autores anteriores, como pertencente à Bacia do Parnaíba. Ela abrange uma área poligonal de 600.000 km^2 (figuras 14 e 15 e Quadro 6), limitada pelas seguintes feições estruturais:

- o Lineamento Tocantins-Araguaia (Kegel 1966) - direção N-S - lado oeste;
- a Falha de Tauá (Santos *et al.* 1984) - direção N-S - lado leste;
- o Lineamento Senador Pompeu (Cordani *et al.* 1984) - direção NE-SW - lado sudeste;
- o Arco São Vicente Ferrer-Urbano Santos-Guamá (Rezende & Pamplona 1970, Cordani *et al.* 1984) - direção E-W - lado norte;
- o Arco Capim - direção NE-SW - lado noroeste.

O Arco Capim, termo introduzido neste trabalho, foi denominado anteriormente como Arco Tocantins (Mesner & Wooldridge 1964), feição limítrofe entre as bacias de Marajó e a do Parnaíba. Considera-se que a denominação Tocantins deve se restringir ao soerguimento associado ao conjunto de lineamentos estruturais com direções N-S e NW-SE pertencentes à faixa orogênica Tocantins-Araguaia.



NOTA: Base geológica de Schobbenhaus *et al.* 1981.

Figura 14 - Unidades geotectônicas da Província Sedimentar do Meio-Norte.

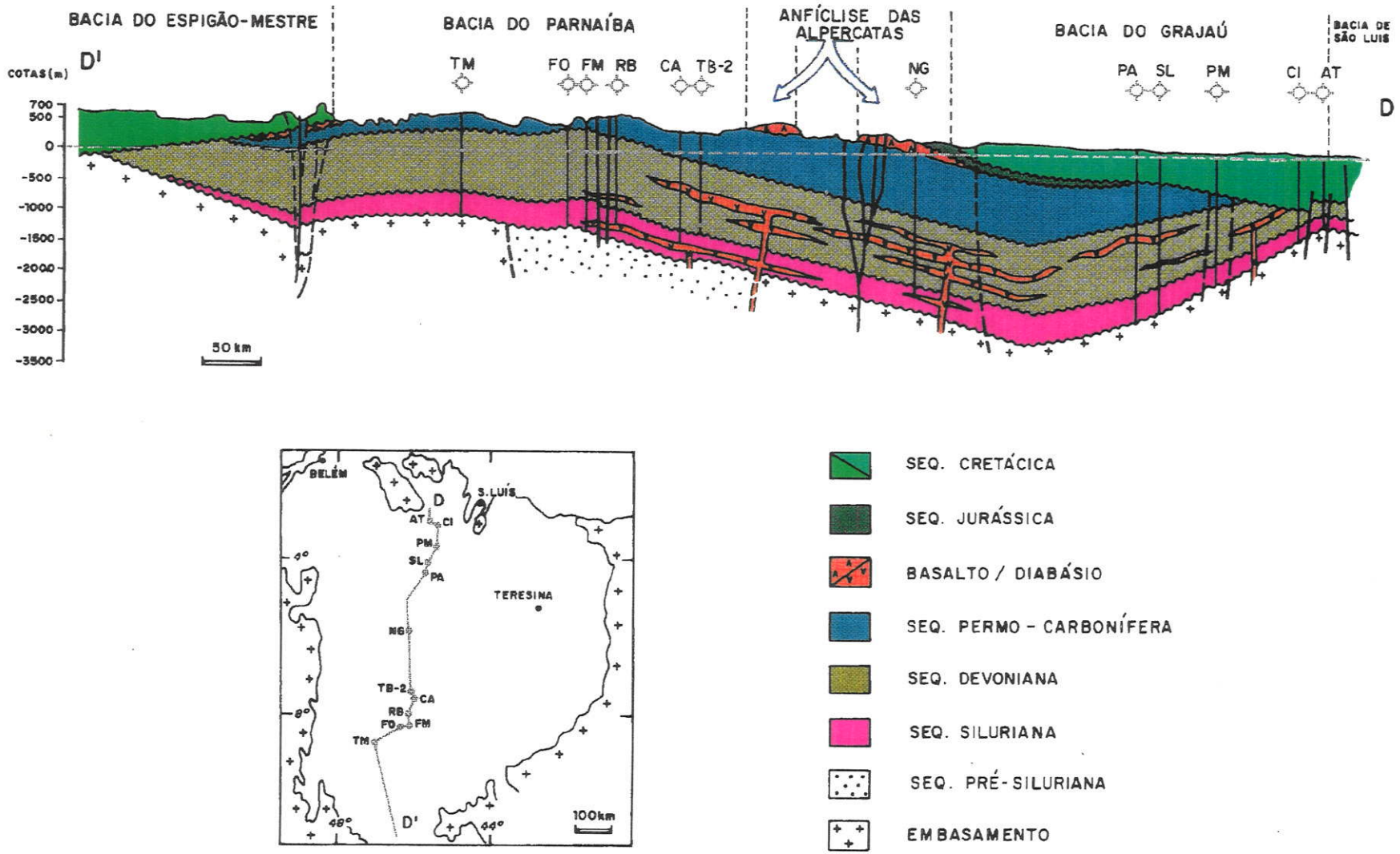


Figura 15 - Seção geológica D-D' da Província Sedimentar do Meio-Norte. Modificado de Góes *et al.* (1992).

Quadro 6 : Síntese tectono-sedimentar das bacias da Província Sedimentar do Meio-Norte

FASES TECTÔNICAS	IDADES	BACIAS/UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS								
subidência térmica	Senoniano						ESPIGÃO-MESTRE	Urucuia	GRAJAÚ	Itapecuru
	Albiano									
	Aptiano							Areado*		Codó/Grajau
rifts interiores	Neocomiano			ALPERCATAS	Sardinha					
	Jurássico				Corda					
					Pastos Bons					
					Mosquito					
pré-*rift*	Triássico	PARNAÍBA	Sambaíba							
			Motuca							
			Pedra de Fogo							
			Piauí							
			Poti							
			Longá							
			Cabeças							
			Pimenteira							
			Itaim							
			Jaicós							
			Tianguá							
	Siluriano		Ipu							

* excluindo o Grupo Areado, as demais unidades litoestratigráficas são formações.

Os principais elementos estruturais que compartimentam a Província Sedimentar do Meio-Norte são a Estrutura de Xambioá, o Arqueamento do Alto Parnaíba (Coimbra 1983, Castelo Branco & Coimbra 1984), o Lineamento Transbrasiliano (falhas de Sobral-Pedro II e Jaguarapi - Cordani *et al.* 1984) , o Lineamento do Rio Parnaíba (Cordani *et al.* 1984), o Lineamento do Rio Grajaú (Cordani *et al.* 1984) e o sistema de lineamentos orientados segundo a direção NW-SE.

A estrutura de Xambioá e o Arqueamento do Alto Parnaíba apresentam orientação principal E-W e parecem ter continuidade nos lineamentos Pernambuco e Paraíba, que ocorrem a leste desta província. A estrutura de Xambioá comportou-se como alto interno para a Bacia do Parnaíba e como eixo deposicional para a Anfíclise das Alpercatas, enquanto que o Arqueamento do Alto Parnaíba manteve comportamento ascensional.

O conjunto das estruturas NE-SW (Lineamento Transbrasiliano - falhas Sobral-Pedro II e Jaguarapi, Lineamento do Rio Parnaíba e Lineamento do Rio Grajaú - Cordani *et al.* 1984) está bem marcado nos terrenos pré-cambrianos do embasamento cristalino e nas extremidades nordeste e sudoeste da Província Sedimentar do Meio-Norte. Esta estruturação condicionou fortemente a sedimentação na área da Província Sedimentar do Meio-Norte.

O sistema de lineamentos NW-SE deve ter sido controlado, segundo Cordani *et. al* (1984) e Costa *et al.* (1991a), pelas estruturas do Cinturão Orogênico Gurupi (Zona de Cisalhamento Tentugal - Hasui *et al.* 1984). Ele parece ter continuidade nas coberturas sedimentares mesozóicas e cenozóicas da Província Sedimentar do Meio-Norte, sugerindo reativações.

6.2 Individualização das bacias

A pesquisa realizada neste trabalho resultou numa ampla redefinição da Bacia do Parnaíba, considerada até então como composta por sedimentos cambrianos (?) até mesozóicos, como atestam diversas publicações (Cunha 1986, Góes *et al.* 1990, Neves *et. al.* 1990, Della Fávera 1990; Feitosa & Mabesoone 1994; Góes & Feijó 1994).

A dificuldade da compreensão do quadro tectono-sedimentar e a evolução policíclica da região da Província Sedimentar do Meio-Norte permitem sua compartimentação em diferentes bacias com gêneses, estilos tectônicos, preenchimentos sedimentares e idades distintas (figuras 14 e 15).

Analisando-se a carta estratigrafia e o mapa geológico da região propõe-se que:

1. as formações Mirador, Monte do Carmo e Riachão, correlatas ao Grupo Jaibaras, que preenchem *grabens* orientados segundo NE-SW e N-S, sejam excluídas da coluna sedimentar da Bacia do Parnaíba e consideradas como parte do substrato da mesma. Estas unidades foram geradas nos pulsos terminais do Ciclo Brasiliano (Góes *et al.* 1989 e Abreu *et al.* 1993) e são o epílogo do desenvolvimento dos terrenos proterozóicos superiores (Basei & Brito Neves 1986), pertencendo, portanto, a um ciclo tectônico anterior à formação da bacia em tela.
2. os sedimentos das formações Pastos Bons e Corda, associados às rochas básicas das formações Mosquito e Sardinha, embutidos em *grabens* alinhados sobre a antiga área do Arco de Xambioá, sejam considerados como o preenchimento da Anfíclise das Alpercatas, denominação sugerida no presente trabalho.
3. as formações cretáceas Grajaú, Codó e Itapecuru, que recobrem a porção noroeste da Província Sedimentar do Meio-Norte, compõem o preenchimento de uma nova unidade tectônica, a Bacia de Grajaú. Como já salientaram Petri & Fúlfaro (1983), as isópacas das formações cretáceas demonstram a inexistência da Bacia do Parnaíba como unidade geotectônica, nesta época.
4. as formações cretáceas do sul da Província Sedimentar do Meio-Norte, fato já enfatizado pelo Brasil/DNPM (1972) e por Lima & Leite (1975), constituem o preenchimento de uma outra bacia denominada neste trabalho de Espigão-Mestre.

6.2.1 Bacia do Parnaíba

6.2.1.1 Considerações gerais

A Bacia do Parnaíba, denominação originalmente proposta por Derby (1884), desde os trabalhos pioneiros de Small (1913 e 1914) e Lisboa (1914), tem sido impropriamente designada de Maranhão, Meio-Norte e Piauí-Maranhão (Coimbra 1991).

A Bacia do Parnaíba situa-se na porção nordeste ocidental brasileira, compreendendo terrenos dos estados do Maranhão, Piauí, Tocantins e, restritamente, do Ceará. Sua área remanente é de cerca de 400.000 km^2, apresentando formato poligonal alongado na direção NE-SW, com limites atuais erosivos que refletem as reativações tectônicas das estruturas do seu substrato. Este embasamento é constituído pela colagem dos crátons (São Luís-Oeste Africano, Amazônico e do São Francisco) e pelas faixas de dobramento (Tocantins-Araguaia, Gurupi e Rio Preto), estabilizadas na passagem Proterozóico Superior/Paleozóico Inferior.

Indiscutivelmente, os limites atuais da Bacia do Parnaíba demarcam remanescentes de outrora extensa área de sedimentação afro-brasileira paleozóica, posteriormente fragmentada e parcialmente erodida. Os argumentos que corroboram esta hipótese são:

- padrão assimétrico das isópacas com pronunciado espessamento da seqüência paleozóica inferior em direção ao lado leste da bacia (Mesner & Wooldridge 1964);
- ocorrência de sedimentação paleozóica correlata nas bacias de Sergipe-Alagoas, Recôncavo, Tucano-Jatobá e Araripe (Mesner & Wooldridge 1964, Mabesoone 1977, Brito Neves 1983, Petri & Fúlfaro 1983, Caputo & Lima 1984, Cunha 1986, Della Fávera 1990);
- possibilidade dos depósitos devonianos a carboníferos inferiores da região costeira de Gana serem prolongamentos diretos da Bacia do Parnaíba, em função da similaridade das características litoestratigráficas e paleontológicas destes depósitos (Bar & Riegel 1974 *apud* Cunha 1986); ainda, sob este aspecto, afirmam Bigarella (1973) e Della Fávera

(1990) que estes sedimentos têm mesma proveniência, conforme indicam as paleocorrentes.

6.2.1.2 Unidade tectônica Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba está inserida na Plataforma Sul-Americana, sendo classificada como intracratônica típica (Brito Neves 1983) ou bacia cratônica tipo I ou de interior simples platiforme (Asmus & Porto 1973 *apud* Leite *et al.* 1975) ou ainda intracratônica de interior remoto (Szatmari & Porto 1982). De acordo com a terminologia de Kingston *et al.* (1983), Figueiredo & Raja Gabaglia (1986) classificam-na, inicialmente, como fratura interior continental passando para sinéclise interior continental.

A bacia em questão refere-se exclusivamente à deposição dos grupos Serra Grande, Canindé e Balsas. É preenchida por sedimentos predominantemente siliciclásticos de idade paleozóica, totalizando 3.000m de espessura máxima. Os depósitos mesozóicos (Formação Sambaíba) que a recobrem parcialmente, marcam o coroamento da sedimentação.

A Bacia do Parnaíba inicia-se com a sedimentação da Formação Ipu, considerada afossilífera, do Grupo Serra Grande. Sobreposta, tem-se a Formação Tianguá, considerada siluro-devoniana a partir de estudos palinológicos (Müller 1962 *apud* Mesner & Wooldridge 1964, Brito & Santos 1965, Brito 1967, Caputo & Lima 1984 e Gray *et al.* 1992).

Apesar da ausência dos fósseis índices do Siluriano (graptozoas e quitinozoas) e o fato das espécies encontradas na Formação Tianguá serem consideradas endêmicas, a presença destas no Grupo Trombetas da Bacia do Amazonas, onde ocorrem os graptozoas, tem permitido aos autores anteriormente citados admitir o início da sedimentação Tianguá no Siluriano.

O comportamento das isópacas das formações Tianguá e Pitinga (Grupo Trombetas da Bacia do Amazonas) vem reforçar a hipótese da correlação entre estas unidades, corroborando a interligação entre as bacias do Parnaíba e Amazonas no Siluriano Médio. No final do Permiano, esta ligação foi interrompida com o soerguimento da Antéclise

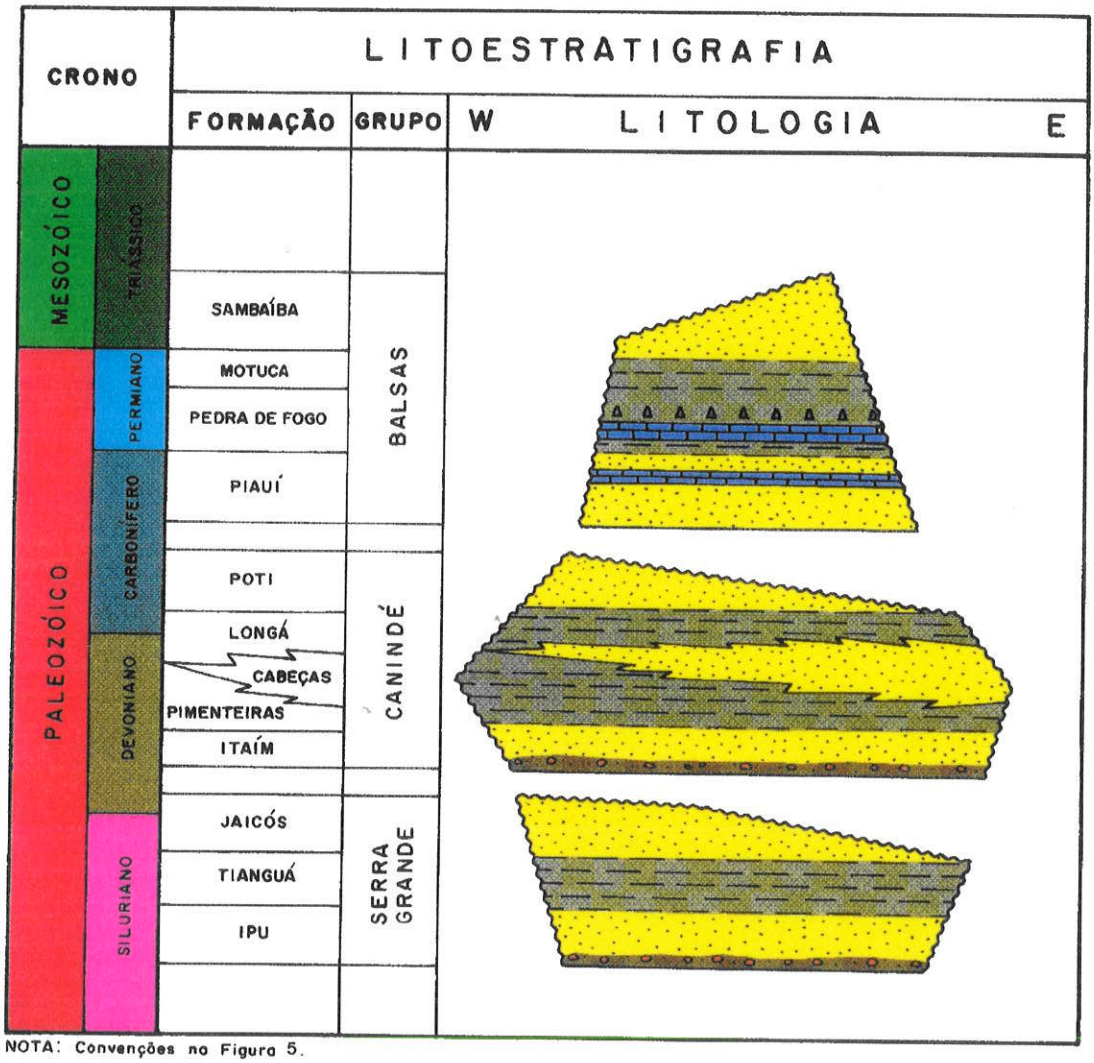
Tocantins-Araguaia, marcando o término da sedimentação na Bacia do Amazonas e a restrição da área deposicional da Bacia do Parnaíba. Na região amazônica, a deposição (Formação Alter do Chão) só foi retomada a partir do Albiano, em outra unidade geotectônica.

6.2.1.3 Ciclos tectono-sedimentares

A coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba, aqui redefinida (Figura 16), pode ser dividida em três grandes seqüências deposicionais baseadas em Sloss (1963 e 1988), Mesner & Wooldridge (1964), Soares *et al.* (1974), Coimbra (1983), Cunha (1986) e Góes & Feijó (1994).

A sucessão talassocrática (Almeida 1969) inferior corresponde à seqüência BETA de Soares *et al.* (1974), consistindo de sedimentos clásticos silurianos do Grupo Serra Grande, conforme redefinição de Caputo & Lima (1984). A sedimentação inicia-se com os conglomerados e os arenitos continentais com possível influência glacial da Formação Ipu que, por sua vez, gradam para os arenitos e folhelhos marinhos da Formação Tianguá. O ciclo encerra-se com a sedimentação regressiva constituída por arenitos e conglomerados da Formação Jaicós.

A seqüência média, finalização da fase talassocrática, corresponde à seqüência GAMA de Soares *et al.* (1974), sendo composta pelos sedimentos marinhos da Formação Itaim, que representam evento transgressivo, cujo auge foi atingido durante a deposição da Formação Pimenteiras. Seguem-se os diamictitos e os arenitos deltaicos da Formação Cabeças, que gradam para os folhelhos transgressivos da Formação Longá. O ciclo se encerra com os arenitos regressivos da Formação Poti.



NOTA: Convenções na Figura 5.

Figura 16 - Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba modificada de Góes *et al.* (1989).

A seqüência superior, de natureza geocrática (Almeida 1969), consiste, à semelhança do proposto por Soares *et al.* (1974), em dois subconjuntos:

- o primeiro corresponde à seqüência DELTA que se inicia com sedimentação predominantemente continental eólica, com breves incursões marinhas representadas pelos arenitos, calcários e anidritas da Formação Piauí; seguem-se, para o topo, arenitos, folhelhos e calcários marinhos rasos da Formação Pedra de Fogo; finalizando com folhelhos e anidritas depositados nos mares remanescentes da Formação Motuca.
- o segundo subconjunto, correspondente à seqüência DELTA-A, depositou-se a partir do Triássico, com o soerguimento generalizado das áreas cratônicas e de cinturões orogênicos no final do ciclo Herciniano, quando ocorreu a desertificação total da bacia, refletida pelos arenitos eólicos da Formação Sambaíba, representantes do final da acumulação de sedimentos na Bacia do Parnaíba.

6.2.2 Anfíclise das Alpercatas

6.2.2.1 Considerações gerais

A Anfíclise das Alpercatas teve sua denominação proposta com base na expressão geomorfológica da Serra das Alpercatas, com orientação ENE-WSW, no Estado do Maranhão. A utilização do termo anfíclise de Muratov (1977) tem como objetivo destacar a singularidade desta unidade geotectônica, devido ao forte alçamento de suas bordas e seu preenchimento vulcano-sedimentar.

6.2.2.2 Unidade Anfíclise das Alpercatas

A Anfíclise das Alpercatas apresenta uma área aproximada de 70.000km^2 e corresponde a um sistema de *rifts* predominantemente orientado segundo as direções ENE-WSW e NNE-SSW.

Seu preenchimento é composto por 200m de espessura de sedimentos siliciclásticos das formações Corda e Pastos Bons, cujo eixo deposicional está relacionado com a Estrutura de Xambioá. Estes depósitos são interpretados como lagos de desertos associados a *wadis*. O seu conteúdo fossilífero (Santos 1945 *apud* Goes & Feijó 1994; Pinto & Puper, 1974) permite posicionar esta sedimentação no intervalo Jurássico Médio-Cretáceo Inferior.

Diversos pulsos magmáticos são conhecidos nesta bacia, as principais manifestações são consideradas de idades Jurássico Inferior e Cretáceo Inferior (formações Mosquito e Sardinha).

6.2.3 Bacia do Espigão-Mestre

6.2.3.1 Considerações gerais

A Bacia do Espigão-Mestre extrapola a área da Província Sedimentar do Meio-Norte, individualizada, neste trabalho, como unidade tectônica distinta da Bacia Alto Sanfranciscana, distinguindo-se através de sua geometria e arquitetura tectônica (Figura 17).

A escolha deste nome está fundamentada na expressão geomorfológica da Serra do Espigão-Mestre, que envolve toda área da bacia em questão, de orientação N-S, limitando os estados de Tocantins e Goiás com o Estado da Bahia.

Poucos são os trabalhos específicos sobre esta região, destacando-se Braun (1971) e Borges *et al.* (1992). Apenas o DNPM realizou pesquisas na área da referida bacia, através dos projetos Brasília (1970) e principalmente o de Gilbués (1972).

6.2.3.2 A unidade tectônica Bacia do Espigão-Mestre

A Bacia do Espigão-Mestre refere-se a um amplo sistema extensional com área aproximada de 170.000km^2 e , segundo Borges *et al.* (1992), com orientação principal dada por falhas principais N-S e de compartimentação NNE-SSW. Por outro lado, segundo Hasui & Haralyi (1991), a sua congênere Bacia Alto Sanfranciscana apresenta

geometria descontínua, definida por porções alongadas segundo a direção NE-SW. Postula-se, neste trabalho, que estas bacias estiveram separadas geograficamente por arqueamentos, a sul, na região do Rio Urucuia e a leste, na região do Rio São Francisco (Figura 17).

Seu preenchimento sedimentar é formado por depósitos interpretados como gerados em sistema desértico (BRASIL/DNPM 1969 e 1972, Borges *et al.* 1992), perfazendo, pelo menos, 400m de espessura. Por correlação com as bacias do Grajaú e Alto-Sanfranciscana, supõe-se que seus sedimentos tenham idade aptiana- senoniana

Controvérsias têm surgido devido a possibilidade de alguma contribuição marinha (Kattah & Koutsoukos 1992, Kattah 1992a e b) na sua congênere Bacia Alto-Sanfranciscana, porém a natureza essencialmente continental foi confirmada através de palinomorfos e ostracodes por Arai *et al.* (1995).

6.2.4 Bacia do Grajaú

A Bacia do Grajaú é apresentada neste trabalho como unidade geotectônica independente, cuja denominação se associa à bacia hidrográfica do Rio Grajaú.

A Bacia do Grajaú tem uma área de 130.000 km^2, apresentando falhas mestras relacionadas ao Lineamento do Rio Parnaíba e à Estrutura de Xambioá. Seu eixo distensivo, segundo o que se depreende de Costa *et al.* (1991c), tem direção NNE-SSW, com falhas de compartimentação associadas aos lineamentos Transbrasiliano e do Rio Grajaú.

O preenchimento sedimentar (800m de espessura) iniciou-se com os depósitos eólicos e lagunares das formações Grajaú e Codó (Aptiano), finalizando com a sedimentação fluvial da Formação Itapecuru (Albiano-Senoniano?). O mapa de Bouguer de Rezende e Pamplona (1970) mostra que as maiores espessuras concentram-se no chamado Baixo do Grajaú (na região da Serra de Tiracambu), cujo eixo deposicional é paralelo o Lineamento do Rio Grajaú.

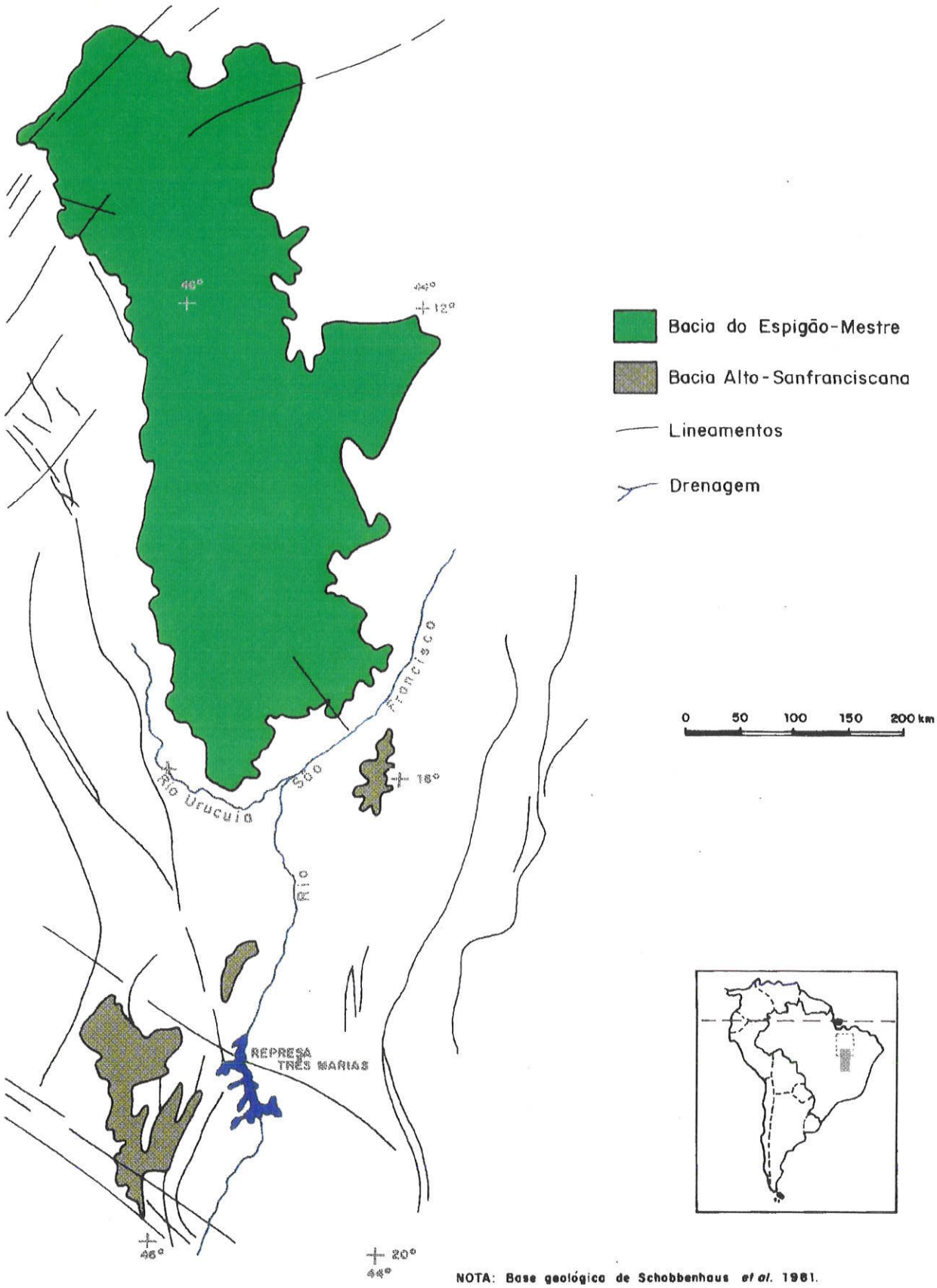


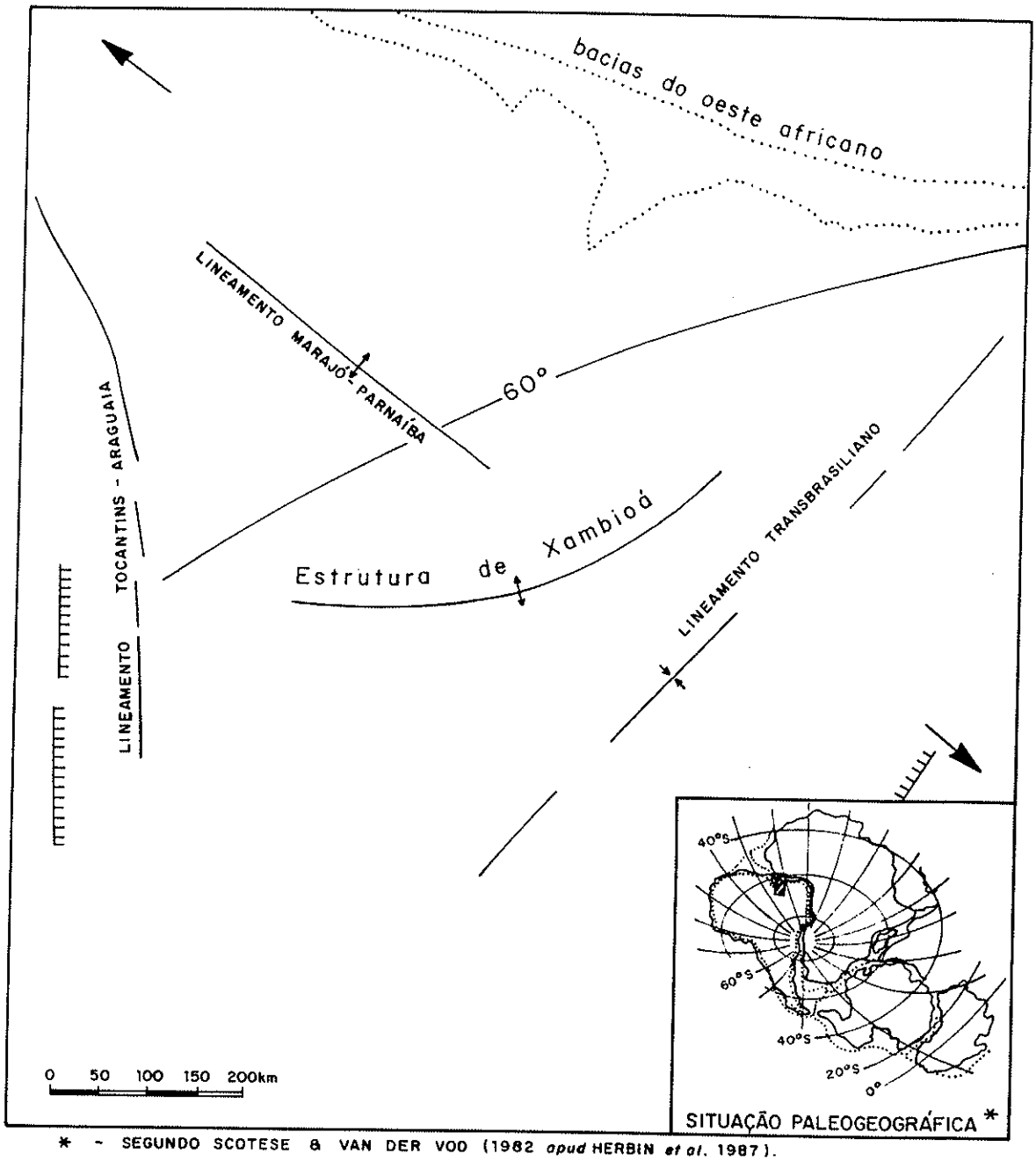
Figura 17 - Bacias do Espigão-Mestre (orientação NNW-SSE) e Alto-Sanfranciscana (orientação NE-SW).

6.3 Evolução tectono-sedimentar

A evolução tectono-sedimentar das coberturas paleozóico-mesozóicas da Província Sedimentar do Meio-Norte marca íntima relação com a composição e a trama estrutural de seu substrato pré-cambriano, em resposta aos esforços resultantes da deriva continental. Estas bacias evoluíram a partir de fases tectônicas com estilos e idades distintas e suas situações paleogeográficas estão baseadas nas reconstituições feitas por Scotese e Van Der Voo (1982 *apud* Herbin *et al.* 1987).

No Paleozóico Inferior (Figura 18), a partir do estágio de estabilização da Plataforma Sul-Americana (Almeida 1969), instalou-se a Bacia do Parnaíba, a norte do paleocontinente *Gondwana*. Os registros sedimentares glaciais siluro-ordovicianos do deserto do Saara e os da Bacia do Parnaíba (Formação Cabeças) sugerem que o *Gondwana* tenha migrado 40^0 em direção ao pólo (Wincader & Monroe 1989). Nesta fase, os lineamentos Transbrasiliano e Parnaíba-Marajó foram eixos deposicionais da Bacia do Parnaíba, que a conectavam com a Bacia do Amazonas e com as bacias do oeste africano (Aguiar 1971, Cordani *et al.* 1984, Cunha 1986, Campos & Lima 1987, Lima 1991 e Fortes 1992). Estas áreas mais subsidentes eram separadas pela Estrutura de Xambioá, que subdividia a Bacia do Parnaíba em dois compartimentos distintos.

A partir do Permiano (Figura 19), com a agregação do supercontinente Pangea (Dietz & Holden 1970, Wincader & Monroe 1989), um dos seus reflexos se refere ao intumescimento de parte da região da Província Sedimentar do Meio-Norte. Este fenômeno é manifestado através do levantamento da Antéclise Tocantins-Araguaia (lado oeste) e do Arco Capim (lado noroeste). Estes levantamentos encerraram o ciclo deposicional da Bacia do Amazonas, esta anteriormente ligada à Bacia do Parnaíba. A evolução do processo se deu com o soerguimento do Lineamento Senador Pompeu, com conseqüente alçamento e erosão da borda sudeste da Bacia do Parnaíba. Durante esta etapa, o Arqueamento do Alto do Parnaíba (Coimbra 1983 e Castelo Branco & Coimbra 1984) sofreu também marcados soerguimento e erosão, modificando a configuração das isópacas das formações Pedra de Fogo e Motuca, conforme o que se observa nos mapas apresentados por Cunha (1986). A continuidade destes fenômenos provocou, no fim do



* - SEGUNDO SCOTESE & VAN DER VOO (1982 *apud* HERBIN *et al.* 1987).

ALTO ESTRUTURAL

FALHAS NORMAIS INFERIDAS

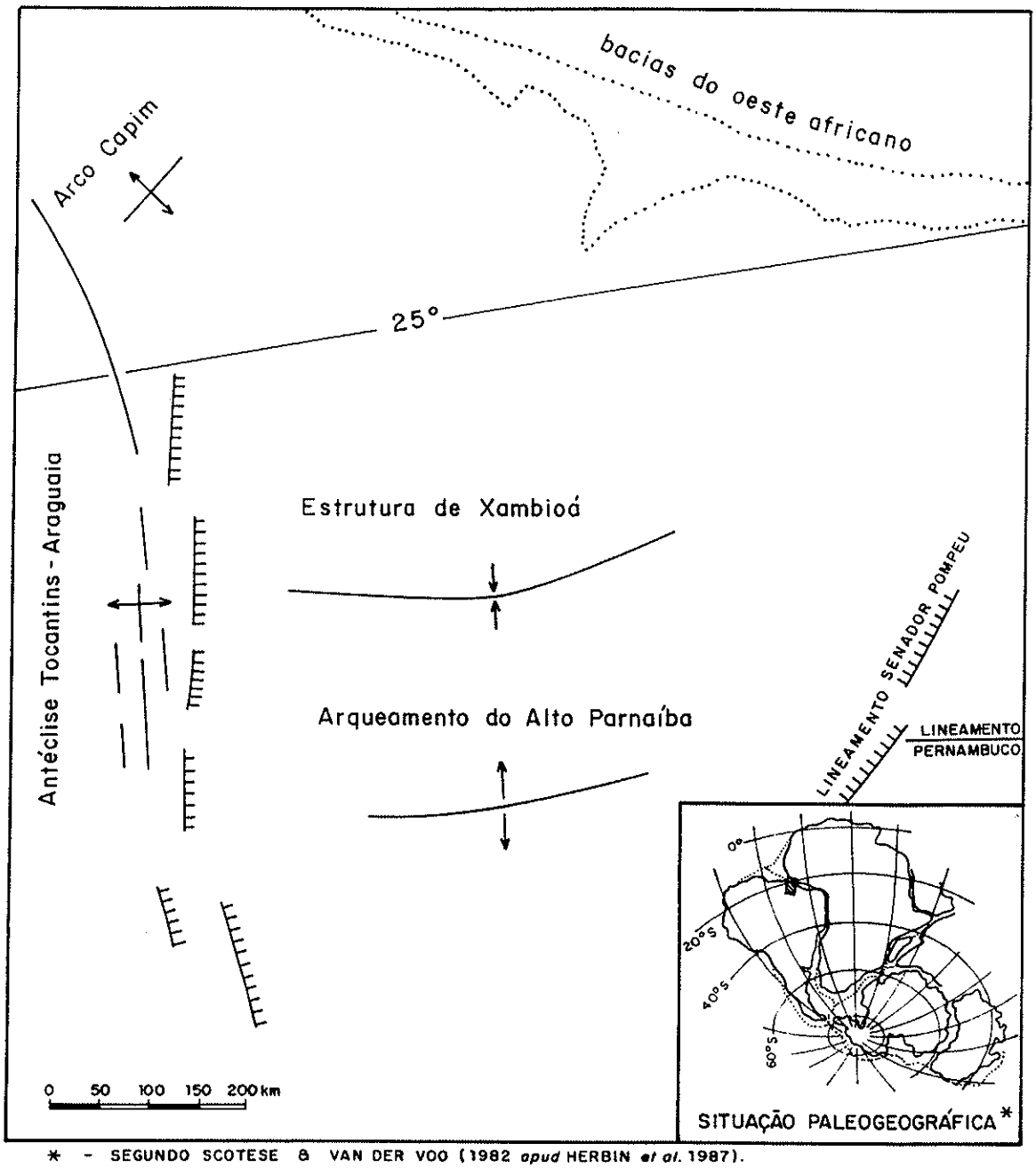
—60°— PALEOLATITUDE

EIXO DEPOSICIONAL

LINEAMENTOS

EIXO DISTENSIVO

Figura 18 - Mapa paleotectônico da Província Sedimentar do Meio-Norte. Paleozóico Inferior



* - SEGUNDO SCOTESE & VAN DER VOO (1982 *apud* HERBIN *et al.* 1987).

ALTO ESTRUTURAL

FALHAS NORMAIS INFERIDAS

—25°— PALEOLATITUDE

EIXO DEPOSICIONAL

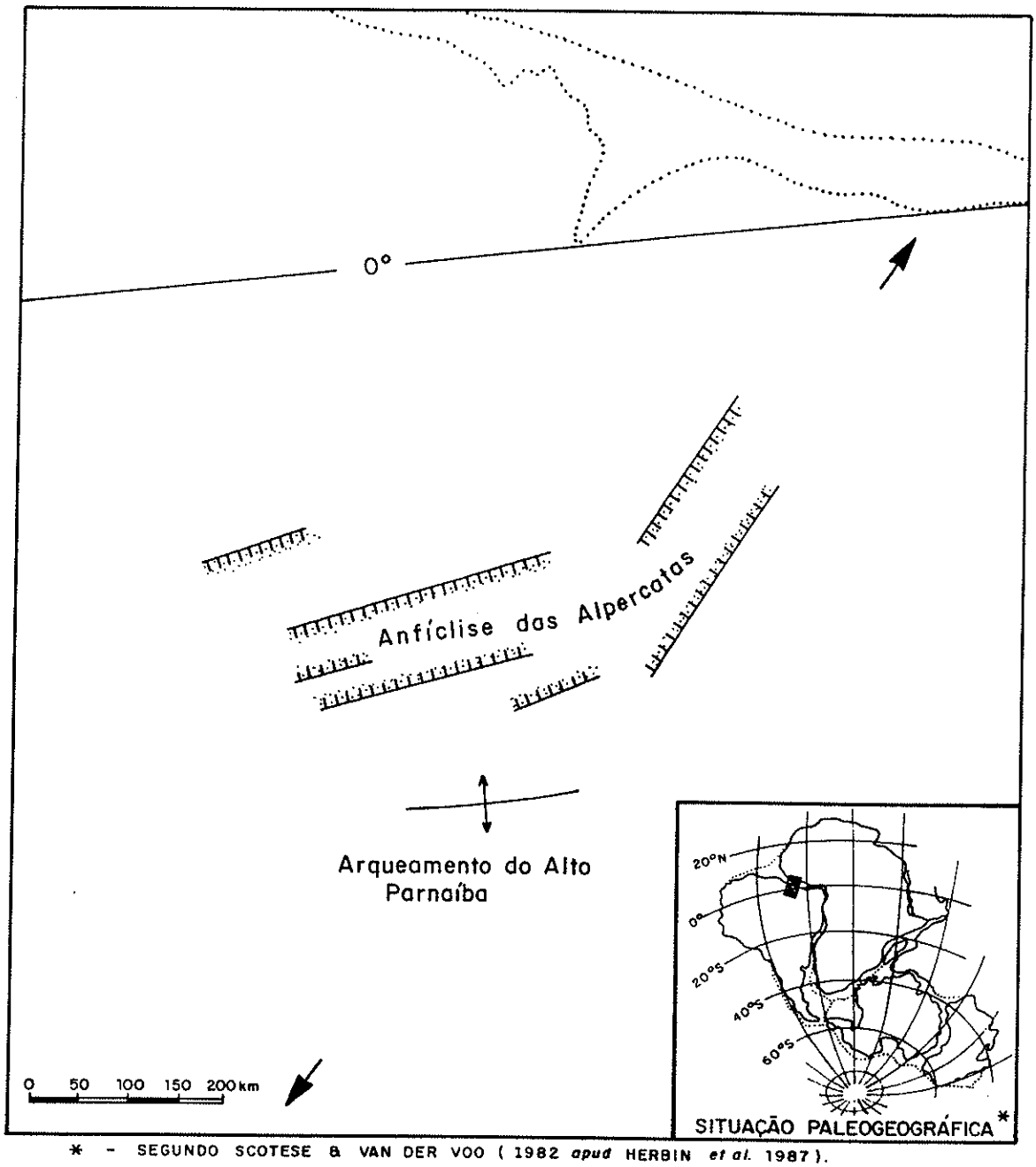
LINEAMENTOS

Figura 19 - Mapa paleotectônico da Província Sedimentar do Meio-Norte Permo-Triássico

Triássico, a retração e a continentalização da área deposicional para a região central da Província Sedimentar do Meio-Norte, finalizando o ciclo deposicional da Bacia do Parnaíba (formações Motuca e Sambaíba). Durante a deposição da Formação Pedra de Fogo, o lineamento Marajó - Parnaíba deixou de atuar como eixo deposicional (Campos & Lima 1987). A partir do Permo-Triássico (formações Motuca e Sambaíba), a mudança da configuração da bacia refletiu-se na inversão tectônica do antigo Arco de Xambioá, que passou a se comportar como eixo deposicional.

Durante o Jurássico-Neocomiano (Figura 20), os eventos precursores à desagregação do *Gondwana* propiciaram o abatimento da região central da Província Sedimentar do Meio-Norte, com a formação de um sistema de *rifts* interiores, constituindo a Anfíclise das Alpercatas. A implantação destes *rifts* ocorreu, principalmente, sobre a área da estrutura de Xambioá, que se comportou como eixo deposicional desta nova sedimentação. Este estiramento foi gerado por uma distensão NE-SW (Hasui *et al.* 1991 e Costa *et al.*1991a), que gerou *rifts* de direções ENE-WSW e NNE-SSW marcadas pelos magmatismos Mosquito e Sardinha.

No Aptiano-Albiano (Figura 21), o deslocamento dos pólos da deriva continental para nordeste da costa brasileira propiciou o amplo soerguimento de toda área central da Província do Meio-Norte, onde o Arqueamento do Alto do Parnaíba e o Arco de Xambioá comportaram-se como uma antéclise e, concomitantemente, deu-se, a norte, a formação da Bacia do Grajaú e a sul, a do Espigão-Mestre. Nesta fase, a sedimentação da Bacia do Grajaú não ultrapassava os limites da Antéclise de Xambioá-Alto Parnaíba, que funcionava como um divisor de sedimentação entre esta bacia e a do Espigão-Mestre. A separação entre as duas bacias já havia sido salientada por Coimbra (1983) e Costa *et. al* (1991b). Da mesma forma, é improvável que os sedimentos da Bacia Espigão-Mestre tenham tido qualquer conexão com os equivalentes da Bacia do Alto-Sanfranciscana, em função do soerguimento do Alto de Urucuia. As incursões marinhas da Formação Codó, vindas de noroeste da Bacia do Grajaú, estão relacionadas com porções ainda não totalmente soerguidas do Arco São Vicente Ferrer-Urbano Santos-Guamá, conforme se



* - SEGUNDO SCOTESE & VAN DER VOO (1982 *apud* HERBIN *et al.* 1987).

ALTO ESTRUTURAL

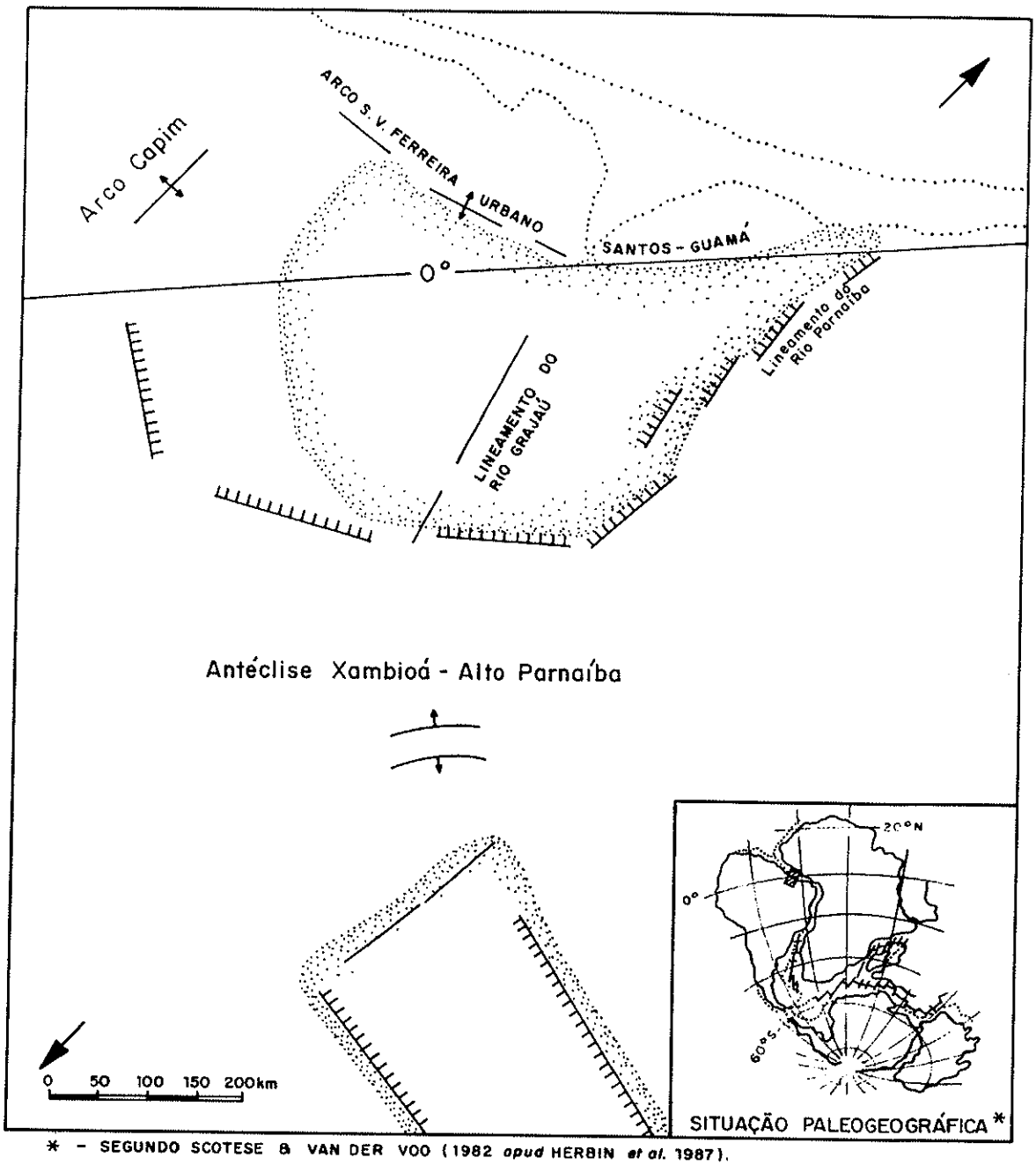
FALHAS NORMAIS INFERIDAS

—0°— PALEOLATITUDE

ABRANGÊNCIA DE SEDIMENTAÇÃO

EIXO DISTENSIVO

Figura 20 - Mapa paleotectônico da Província Sedimentar do Meio-Norte. Jurássico - Neocomiano



* - SEGUNDO SCOTESE & VAN DER VOO (1982 *apud* HERBIN *et al.* 1987).

ALTO ESTRUTURAL

FALHAS NORMAIS INFERIDAS

—0°— PALEOLATITUDE

ABRANGÊNCIA DE SEDIMENTAÇÃO

LINEAMENTOS

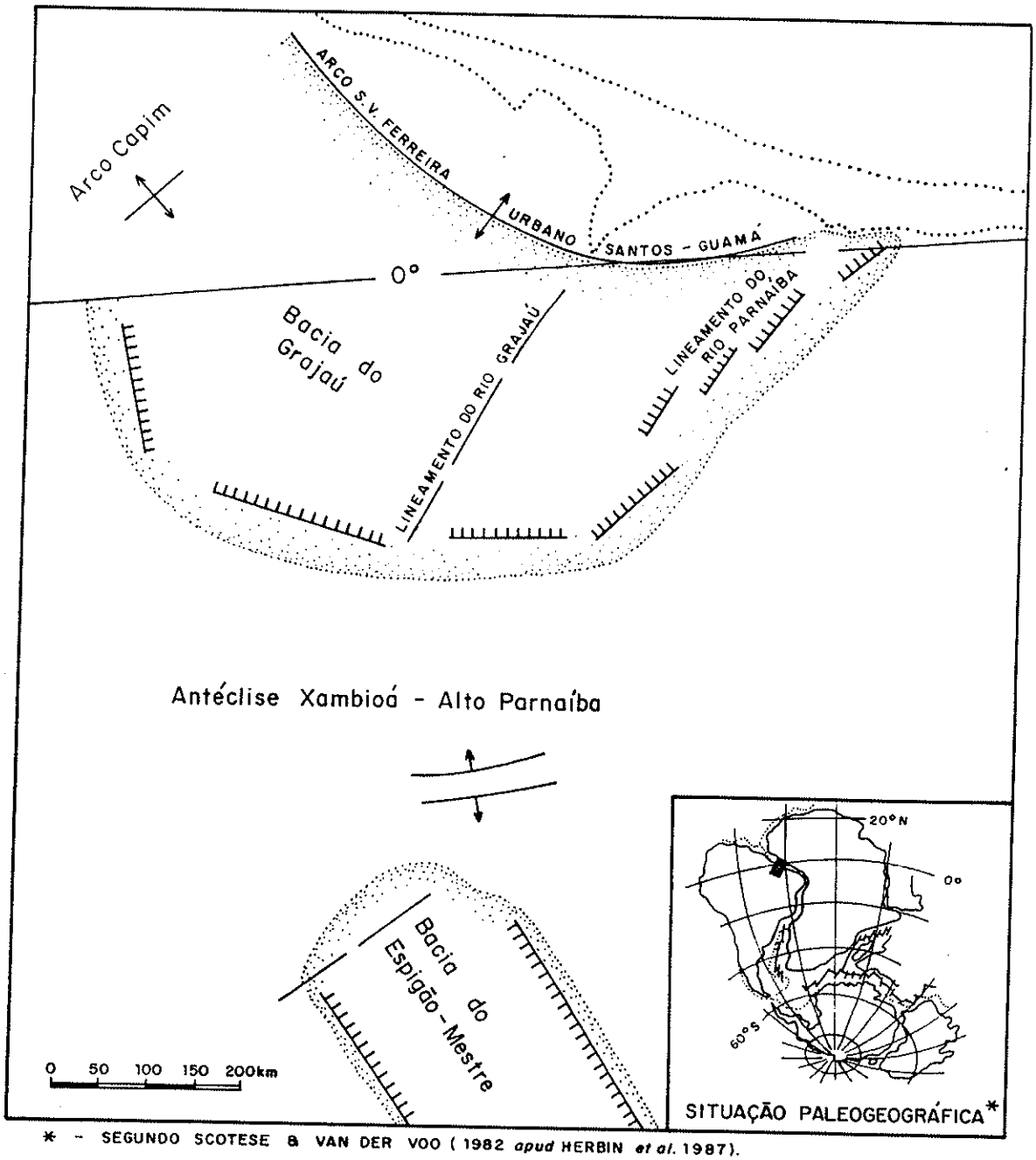
EIXO DISTENSIVO

Figura 21 - Mapa paleotectônico da Província Sedimentar do Meio-Norte. Aptiano - Albiano

observa nos mapas geológicos e de isópacas de Rezende & Pamplona (1970) e Cunha (1986).

A partir do Albiano (Figura 22), ocorreu o ápice do levantamento do Arco São Vicente Ferrer-Urbano Santos-Guamá. Posteriormente, a norte deste arco, foi gerado um sistema de *rifts* costeiros (Bragança-Viseu, São Luís, Ilha Nova e Barreirinhas) relacionados à ruptura definitiva do *Gondwana.* Estes *rifts* evoluiram para sítios deposicionais isolados da Província Sedimentar do Meio-Norte. Sincronicamente, no contexto desta província, após cessada a fase de maior estiramento, ocorreu uma expansão das áreas deposicionais das formações Urucuia (Bacia do Espigão-Mestre) e Itapecuru (Bacia do Grajaú) resultante de uma subsidência térmica, do tipo "cabeça de boi" (Watts *et al.* 1982 *apud* Chang *et al.* 1987). A Formação Urucuia, na Bacia Sanfranciscana, é considerada de idade turoniana-senoniana, devido a sua contemporaneidade com o vulcanismo Mata da Corda, datado em 80 milhões de anos por Hasui & Cordani (1968). Do mesmo modo, a correlação entre os sedimentos Humberto de Campos (Bacia de Barreirinhas) e a parte superior da Formação Itapecuru (Petri & Fúlfaro 1983) sugere que a deposição na Bacia do Grajaú persistiu até, provavelmente, o Senoniano. Possivelmente, a sedimentação da Formação Itapecuru apresentava-se isolada do *Graben* do Marajó através do Arco Capim, conforme atestam as anomalias do mapa de Bouguer apresentado por Rezende & Pamplona (1970) e o mapa paleogeológico do Aptiano de Campos & Lima (1987).

Provavelmente, a partir do Paleógeno, toda a área da Província Sedimentar do Meio-Norte sofreu soerguimento, e a sedimentação deslocou-se totalmente para as bacias costeiras e para a Plataforma Bragantina.



* - SEGUNDO SCOTESE & VAN DER VOO (1982 *apud* HERBIN *et al.* 1987).

ALTO ESTRUTURAL

FALHAS NORMAIS INFERIDAS

—0°— PALEOLATITUDE

ABRANGÊNCIA DE SEDIMENTAÇÃO

LINEAMENTOS

Figura 22 - Mapa paleotectônico da Província Sedimentar do Meio-Norte. Albiano - Senoniano

7. CONCLUSÕES

Este trabalho refere-se a análise faciológica das rochas siliciclásticas da Formação Poti (Carbonífero Inferior) e das unidades limítrofes (formações Longá e Piauí), tomando-se como base dados de superfície e de subsuperfície coletados, respectivamente, na borda leste e oeste (Poço 2-IZ-1-MA) da Bacia do Parnaíba. Os resultados deste estudo levaram ao reconhecimento de duas seqüências deposicionais distintas, separadas por discordância. A primeira seqüência inclui depósitos do topo da Formação Longá e base da Formação Poti (Grupo Canindé). A segunda seqüência contém depósitos das porções basais da Formação Piauí (Grupo Balsas).

Apartir das evidências encontradas, pode-se concluir que formações Poti (base) e Longá (topo) representam uma mesma seqüência deposicional, compondo uma sucessão progradante deltaica/estuarina com depósitos plataformais, litorâneos e fluviais.

Os depósitos plataformais são constituídos por pelitos laminados, interpretados como lama de *offshore* e arenitos finos com estratificação cruzada *hummocky,* laminação truncada por onda e laminação plano-paralela relacionados a processos desencadeados por tempestades.

Os depósitos litorâneos consistem de arenitos finos a médios com estratificação *swaley*, considerados como tempestitos de *shoreface*; arenitos finos a médios com estratificação cruzada sigmoidal interpretados como *tidal sand ridges*; ritmitos com acamamento *flaser, wavy* e *linsen* relacionados a planícies de maré; arenitos finos com laminação plano-paralela, fitobioturbados e com prováveis lineações de corrrente interpretados como barras de *foreshore*; siltitos com laminação plano-paralela e intercalações arenitos/siltitos com laminação plano-paralela associado a fluxos hiperpicnais em lagunas. Os depósitos fluviais são compostos de arenitos grossos a conglomeráticos com estratificações cruzadas tabular e acanalada, relacionados a depósitos de barras e dunas subaquosas em sistema entrelaçado.

As associações faciológicas, a mudança brusca dos litotipos, a presença de contatos erosivos e a análise das eletrofácies nas seções estratigráficas evidenciam discordância entre as formações Poti e Piauí, isto é, que estas unidades pertencem a seqüências deposicionais distintas. Na região estudada, a base da Formação Piauí é

constituída por arenitos grossos a médios com estratificações cruzadas tabular e acanalada interpretadas como migrações de barras de *wadis*; arenitos finos bem selecionados com estratificação cruzada tabular de grande porte e laminação cavalgante subcrítica de depósitos de dunas eólicas; conglomerados matriz sustentados, maciços, com acamamento convolucionado interpretados como depósitos distais de leques aluviais. Estes depósitos constituem um sistema desértico e estão relacionados ao Grupo Balsas da Bacia do Parnaíba.

A análise petrográfica, como um apoio à análise faciológica, mostrou que os estudos texturais e mineralógicas das litofácies da Formação Poti só podem ser feitas através de seções delgadas para se recompor o arcabouço original, em função das significativas modificações sofridas através de processos diagenéticos.

Os principais litotipos presentes na Formação Poti são os arenitos médios a muito finos, de composição subarcoseana e lítica. Raras são as ocorrências de arenitos pelíticos, conglomerados e rochas pelíticas. Os principais processos diagenéticos identificados nos arenitos foram a modificação do arcabouço pela adição de argila por bioturbação; o crescimento secundário de feldspato; a compactação (mecânica e química); dissolução e cimentação (crescimento secundário de quartzo, dissolução de grãos de arcabouço, neoformação de esmectita, precipitação e corrosão de barita, precipitação e corrosão de calcita, neoformação de caulinita, precipitação e corrosão de dolomita). A evolução diagenética desenvolveu-se plenamente nos litotipos arenitos subarcoseanos e se encontra mais inibida nos arenitos pelíticos e líticos.

Em termos de clima, considera-se que no final da deposição Poti, existiriam condições de alta taxa de evaporação com clima mais seco ainda, porém razoavelmente frio, atestado pela ausência de carbonatos, o que demonstra um certo distanciamento do equador, provavelmente paleoclima temperado. Porém, não foram identificadas evidências de quaisquer influências glaciais ou periglaciais durante a sedimentação Poti na borda leste da Bacia do Parnaíba, tanto em superfície, quanto em subsuperfície. Por outro lado, como as observações em superfície no lado oeste da Bacia do Parnaíba foram muito escassas, não é possível descartar totalmente esta possibilidade.

Houve progressiva mudança de latitude do depocentro da Bacia do Parnaíba, tendendo ao equador no Permiano. A sedimentação Piauí ((Bacia do Parnaíba) foi desenvolvida em um cenário de progressiva de mudança de paleolatitudes, tendendo a bacia a condições climáticas cada vez mais quentes e áridas, mantendo-se assim durante a sedimentação das unidades das outras bacias jurássica e cretáceas da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil.

Os estudos realizados permitem concluir que as porções basais da Formação Piauí do Grupo Balsas compõem um trato de sistemas deposicionais distinto, constituído por depósitos de dunas eólicas, leques aluviais e de *wadis* de um sistema desértico.

Tectonismo sinsedimentar é sugerido nos litotipos da base da Formação Piauí, que apresentam predomínio de conglomerados e arenitos conglomeráticos de fluxos de detritos e de sismitos nos afloramentos das proximidades de Redenção da Gurguéia e Canto do Buriti.

A evolução sedimentar da Formação Poti e das unidades limítrofes só pode ser compreendida a partir do estabelecimento do quadro geotectônico da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil. Esta província, anteriormente considerada como unidade geotectônica única (Bacia do Parnaíba), apresenta evolução policíclica, o que permite compartimentá-la em diferentes bacias com gêneses e idades distintas (bacias do Parnaíba, das Alpercatas, do Grajaú e do Espigão-Mestre).

A Bacia do Parnaíba, com área de 400.000km^2 e 3.000m de espessura, é porção remanente de extensa sedimentação intracratônica afro-brasileira, constituída por rochas formadas em três grandes ciclos transgressivos-regressivos desde o Siluriano até a continentalização da bacia no Triássico (grupos Serra Grande, Canindé e Balsas).

No Jurássico, em decorrência dos eventos relacionados com a desagregação do Paleocontinente *Gondwana*, ocorreu um abatimento da região central da Província Sedimentar do Meio-Norte, gerando um sistema de *rifts* denominado de Anfíclise das Alpercatas, com área de 70.000km^2 e 200m de espessura de sedimentos fluvio-lacustres (formações Pastos Bons e Corda) e rochas vulcânicas associadas, de idades jurássica a eocretácea (formações Mosquito e Sardinha).

No Cretáceo, com a abertura do Atlântico, a sedimentação foi deslocada para novos sítios deposicionais. Ao norte, o início da deposição ocorreu durante a fase de subsidência térmica da Bacia do Grajaú, acumulando espessura de 800m de sedimentos eólico-lagunares das formações Codó, Grajaú e Itapecuru, com área de 130.000km^2. Ao sul, para o interior do continente, tem-se a Bacia do Espigão-Mestre, cuja extremidade norte está contida na Província Sedimentar do Meio-Norte, com área de 170.000km^2 e 400m de depósitos predominantemente fluvio-eólicos do Grupo Areado e formação Urucuia.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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.

ALENCAR, B.V. - 1984 - **Aspectos fundamentais das medidas e interpretação de registros paleomagnéticos de rochas sedimentares da Formação Longá - Bacia do Parnaíba.** Belém, 137p. (Dissertação de Mestrado - Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas/UFPa).

ALENCAR, B.V. - 1986 - Estudo paleomagnético de rochas carboníferas da Formação Poti, Bacia do Parnaíba. In: REUNIÃO ANUAL DA SBPC, 38., Curitiba, 1986. **Resumos**. Curitiba, SBPC, p.752.

ALENCAR, B.V.; PACCA, I.I.G. - 1981 - Paleomagnetismo da Formação Piauí da Bacia do Parnaíba: influência de rochas vulcânicas na região de Floriano. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 10., Recife, 1981. **Atas**. Recife, SBG-Núcleo Nordeste. p.213-231.

ALENCAR, B.V.; BORGES, M.S.; GÓES, A.M. - 1995 - Avaliação paleomagnética e tectono-sedimentar das formações Poti e Pastos Bons, na região de Floriano e Nazaré do Piauí. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE DE GEOFÍSICA 4., Rio de Janeiro, 1995. **Resumos Expandidos**. Rio de Janeiro, SBGf. (no prelo).

ALLEN, G.P. - 1991 - Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary - A recent model for macrotidal estuarine systems. ZAITLIN, B.A.; RAHMANI, R.A. (eds.) **Clastic Tidal Sedimentology**. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, p.29-39 (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 16).

ALLEN, J.R.L. - 1993 - An introduction to estuarine lihosomes and their controls. **Sedimentology Review**, v.1, p.123-138.

ALMEIDA, F.F.M. de - 1969 - Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., Salvador, 1969. **Anais.** Salvador, SBG. p.29-46.

AMADOU, B.I.; TRUCKENBRODT, W. - 1992 - Aspectos faciológicos e diagenéticos dos arenitos da Formação Faro (Eo-Carbonífero), Bacia do Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1969. **Anais**. São Paulo, SBG. v.2, p.454-455.

ANDRADE, S.M. - 1972 - Geologia do sudeste de Itacajá, Bacia do Parnaíba (Estado de Goiás). São Carlos, 87p. (Tese de doutoramento - Escola de Engenharia de São Carlos/USP).

ANDRADE, S.M.; DAEMON, R.F. - 1974 - Litoestratigrafia e bioestratigrafia do flanco sudoeste 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.

ARAI, M.; DINO, R.; MILHOMEM, P. da S.; SGARBI, G. N. - 1995 - Micropaleontologia da Formação Areado, Cretáceo da Bacia Sanfranciscana: estudos de ostracodes e palinologia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 14., Uberaba, 1995. **Resumos**. Uberaba, SBP.(no prelo).

ARANHA, L.G. de F.; LIMA, H.P.; SOUZA, J.M.P. de; MAKINO R.K. - 1990 - Origem e evolução das bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. In: De RAJA GABAGLIA, G.P.; MILANI, E. J. (eds.) **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro, Petrobrás. p.221-233.

ARNOTT, R. W.; SOUTHARD, J. B. - 1990 - Exploratory flowduct experiments on combined flow bed configurations and some implications for interpreting storm-event stratification. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.60, p.211-219.

BASEI, M.A.S.; BRITO NEVES, B.B. - 1992 - Características geológicas da transição Proterozóico-Fanerozóico no Brasil. In: GUTIERREZ-MARCO, J.C.; SAAVEDRA, J.; RÁBANO, I. (eds) **Paleozoico Inferior de Ibero-América**. Madrid, Topacio, p.331-342.

BASKIN, Y. - 1956 - A study of authigenic feldspars. **Journal of Geology**, v.64, p.132-155.

BHATTACHARYA, J.P.; WALKER, R. - 1992 - Deltas. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (eds.) **Facies models - response to sea level change**. Toronto, Geological Association of Canada, p.157-177.

BIGARELLA, J.J. - 1973 - Paleocorrentes e deriva continental (comparação entre America do Sul e África). **Boletim Paranaense de Geociências**, v.31, p.141-224.

BIGARELLA, J.J.; MABESOONE, J.M.; LINS, C.J.;MOAT, F. - 1965 - Palaeogeographical features of the Serra Grande e Pimenteiras formations (Parnaíba Basin, Brazil). **Palaeogeography, Palaeoclimalogy, Palaeoecology**, v.1, p.259-296.

BLATT, H. - 1979 - Diagenetic processes in sandstones. In: SCHOLLE, P.A.; SCHLUGER, P.R. (eds.) **Aspects of diagenesis**. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. p.141-57. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 26).

BOERSMA, J.R.; TERWINDT, J.H.J. - 1981 - Neap-spring tide sequences of intertidal shoal deposits in a mesotidal estuary. **Sedimentology**, v.28, p.151-170.

BORGES, M.S.; IGREJA, H.L.S.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. - 1992 - Faciologia e tectônica da Formação Urucuia na região de Dianópolis, sudeste do Estado do Tocantins. **Geociências**, v.11, p.7-18.

BOYD, R.; DALRYMPLE, R.; ZAITLIN, B.A. - 1992 - Classification of clastic coastal depositional environments. **Sedimentary Geology**, v.80, p.139-150.

BOYLES, J.M.; SCOTT, A. J. - 1985 - A model for migrating shelf-bar sandstones in Upper Mancos Shale (Campanian), northwestern Colorado. **American Association Petroleum Geologists Bulletin**, v.66, p.491-508.

BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL - 1969 - **Projeto Brasília-Goiás**. Brasília, DNPM/CPRM/MME. v.1.

BRASIL. DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL - 1972 - **Projeto Gilbués - relatório final**. DNPM/CPRM/MME. v.1.

BRAUN, O.P.G. -1970 - Formação Areado e Formação Serra Negra. **Revista da Escola de Minas**, 28:100-106.

BRITO NEVES, B.B. - 1983 - **O mapa geológico do nordeste oriental do Brasil, escala 1:1.000.000.** São Paulo, 177p. (Tese de Livre Docência - Instituto de Geociências, USP).

BRITO NEVES, B.B. - 1992 - O fenômeno da herança nos processos tectônicos. **Boletim do Instituto de Geociências Publicação Especial**, v.12, p.25-26.

BRITO, I.M.; SANTOS, A.S. - 1965 - Contribuição ao conhecimento dos microfósseis silurianos e devonianos da Bacia do Maranhão. **Notas Preliminares e Estudos. Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM**, v.129, p.1-29.

BRITO, I.M. - 1967 - Silurian and Devonian Acritarcha from Maranhão Basin, Brazil. **Micropaleontology**, v.13, p.473-482.

BRITO, I.M. - 1979a.- Estratigrafia da Bacia do Parnaíba I: a seqüência sedimentar inferior. **Anais da Academia Brasileira de Ciências,** v.5, p.695-727.

BRITO, I.M. - 1979b - **As bacias sedimentares e formações pós-paleozóicas do Brasil.** Rio de Janeiro, Interciência. 180p.

BRITO, I.M. - 1981 - Estratigrafia da Bacia do Parnaíba II: as seqüências sedimentares superiores. **Anais da Academia Brasileira de Ciências,** v.53, p.529-549.

CALDASSO, A.L.S. de; HAMA, M. - 1978 - Posicionamento estratigráfico das rochas básicas da Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife. **Anais**. Recife, SBG. v.2, p.567-581.

CALDASSO, A.L.S. de - 1978 - A sedimentação mesozóica e seu relacionamento com a evolução geomorfológica na Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,30., Recife, 1978. **Anais**. Recife, SBG. v.2, p.784-792.

CAMPANHA, V.A.; ROCHA-CAMPOS, A.C. - 1979 - Alguns microfósseis da Formação Piauí (Neocarbonífero), Bacia do Parnaíba. **Boletim do Instituto de Geociências,** v.10, p.57-67.

CAMPBELL, D.F. - 1948 - Estados do Maranhão. **Relatório. Conselho Nacional do Petróleo,** 1948, p.68-74.

CAMPBELL, D.F. - 1949 - *Bacia do Maranhão.* **Relatório. Conselho Nacional do Petróleo,** 1949, p.81-83.

CAMPBELL, D.F.; ALMEIDA, L.A.; SILVA, S.O. - 1949 - Relatório preliminar sobre a geologia da Bacia do Maranhão. **Boletim do Conselho Nacional do Petróleo,** v.1, p.1-160

CAMPOS, J. E. G.; DARDENNE, M. A. - 1994 - A carta estratigráfica da Bacia Sanfranciscana. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos**. Camboriú, SBG. v.2, p.50-51.

CAMPOS, J.N.; LIMA, H.P. - 1987 - Evolução tectono-sedimentar dos arcos Ferrer-Urbano e Tocantins. SEMINÁRIO DE TECTÔNICA DA PETROBRÁS, 1., Rio de Janeiro, 1987. Rio de Janeiro, DEPEX/CENPES/PETROBRÁS. p:109-117.

CAPUTO, M.V. - 1984 - **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology, and paleogeography of northern basins of Brazil**. Santa Barbara, 583p. (Ph.D. dissertation, University of California)

CAPUTO, M.V. - 1984 - Glaciação neo-devoniana no continente Gondwana Ocidental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. v.2, p.725-739.

CAPUTO, M.V. - 1985 - Late Devonian glaciation in South America. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v..51, p.291-317.

CAPUTO, M.V. - 1995 - Anti-Greenhouse effect as glaciation and biotic crisis triggering agente: the late devonian and early carboniferous glacial cases. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**.(no prelo)

CAPUTO, M.V.; CROWELL, J.C. - 1985 - Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. **Geological Society of America Bulletin**, v.96, p.1020-1036.

CAPUTO, M.V.; LIMA, E.C. - 1984 - Serra Grande. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. v.2, p.740-753.

CAROZZI, A.V.; FALKENHEIN, F.U.M.; CARNEIRO, R.G.; ESTEVES, R.E.; CONTREIRAS, C.J.A. - 1975 - Análise ambiental e evolução tectônico-sedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. **Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração do Petróleo**, v.7, p.1-48

CASTELO BRANCO, R.M.G.; COIMBRA, A.M. - 1984 - Contribuição ao conhecimento tecto-magmático da borda sul da Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro, SBG. v.2, p.84.

CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O; BENDER, A. A.; MELLO, U.T. - 1990 - Origem e evolução termomecânica de bacias sedimentares. In: RAJA GABAGLIA, G.P.; MILANI, E. J. (eds.) **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro, Petrobrás, p.49-71.

CHEEL, R.J.; LECKIE, D.A. - 1993 - Hummocky cross-stratification. **Sedimentology Review**, v.1, p:103-122.

CHOQUETE, P.W.; PRAY, L.C. - 1970 - Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.54, p.207-250.

COIMBRA, A.M.; RICCOMINI, C. - 1984 - Considerações paleoambientais sobre as ocorrências de caliche nas Bacias de Curitiba (PR), Taubaté (SP) e Resende (RJ). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.57, p.517-518.

COIMBRA, A.M. - 1976 - **Arenitos da Formação Bauru: Estudo de áreas-fonte**. São Paulo, 2 v. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências - USP).

COIMBRA, A.M. - 1983 - **Estudo sedimentológico e geoquímico do permo-triássico da Bacia do Maranhão**. São Paulo, 2 v. (Tese de doutoramento - Instituto de Geociências - USP).

COIMBRA, A.M. - 1991 - **Sistematização crítica da obra**. São Paulo, 54p. (Tese de Livre-Docência - Instituto de Geociências - USP).

COIMBRA, A.M.; GÓES, A.M.; MATOS, S.L.F. - 1993 - Proposta de classificação de estruturas sedimentares. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA DO SUDESTE, Rio de Janeiro, 1993. **Atas**. Rio de Janeiro, SBG-Núcleos Rio de Janeiro/São Paulo. p.282-286.

COIMBRA, A.M.; GÓES, A.M.; HACHIRO, J.; SANT'ANNA, L.G.; HELLMEISTEIR JR., Z.; CABRAL JR., M.; MORAES, M.C. de, STEFANI, F.L.; VIEIRA, C.V. - 1992 - Proposta de classificação de rochas sedimentares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Anais**. São Paulo, SBG. v.2. p.419-420.

COLEMAN, J.M.; PRIOR, D.B. - 1980 - **Deltaic sand bodies**. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. 171p. (American Association of Petroleum Geologists Education Course Note Series 15).

COLLINSON, J.D.; THOMPSON, D.B. - 1982 - **Sedimentary structures**. London, George Allen Unwin. 194p.

COLLINSON, J.D. - 1969 - The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscourt Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.39, p.194-221.

CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. da -1984 - Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Ciência, Técnica, Petróleo. Seção Exploração do Petróleo**, v.15, p.20-27.

COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; IGREJA, H.L.S.; HASUI, Y. - 1991a - Borda Sul da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço pré-cambriano. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. **Boletim de Resumos**. Rio Claro, SBG-Núcleo São Paulo. p.93-95

COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; IGREJA, H.L.S.; HASUI, Y. - 1991b - Aspectos da evolução tectônica da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço pré-cambriano. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. **Boletim de Resumos**. Rio Claro, SBG-Núcleo São Paulo. p.96-98.

COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. - 1991c - A tectônica mesozóico-cenozóica da região norte do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. **Boletim de Resumos**. Rio Claro, SBG-Núcleo São Paulo. p.108-110.

COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. - 1991d - O quadro tectônico regional do Mesozóico na região norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Boletim de Resumos**. Belém, SBG-Núcleo Norte. p.166-178

CRUZ, W.B.; ABOARRAGE, A.M.; SANTOS, M.E.C.M. - 1973 - **Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba -Relatório de progresso das etapas II e III**. Recife, DNPM-CPRM. 2v.

CUNHA, F.M.; CARNEIRO, R.G. - 1973 - **Carta geológica da Bacia do Parnaíba - escala 1.250.000**. PETROBRÁS/DNPM.

CUNHA, F.M.B. - 1986 - **Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico**. Rio de Janeiro, 107p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/UFRJ).

DAEMON, R.F. - 1974 - Palinomorfos-guias do Devoniano Superior e Carbonífero Inferior das bacias do Amazonas e Parnaíba. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.46, p.549-587.

DAEMON, R.F. - 1976 - Correlação bioestratigráfica entre os sedimentos do Siluriano, Devoniano e Carbonífero Inferior das bacias do Amazonas, Parnaíba e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA,. 29., Belo Horizonte, 1976. **Anais**. Belo Horizonte, SBG. v.2, p.189-194.

DALRYMPLE, R.W. - 1992 - Tidal depositional systems. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (eds.) **Facies models - response to sea level change.** Toronto, Geological Association of Canada, p.195-217.

DALRYMPLE, R.W; KNIGHT, R.J.; LAMBIASE, J.J. - 1978 - Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. **Nature**, v.275, p.100-104.

DALRYMPLE, R.W; ZAITLIN, B.A.; BOYD, R. - 1992 - Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.62, p.1130-1146.

DARDENNE, M.A.; CAMPOS, E.G. - 1984 - Geologia e geoquímica do depósito de barita de Camamu - Bahia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. v.3, p.1144-1161.

DE RAAF, J.F.M.; BOERSMA, J.R.; VAN GELDER, A. - 1977 - Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboníferous, County Cork, Ireland. **Sedimentology**, v.24, p.451-483.

DE ROS, L.F.; MORAES, M.A.S. - 1984 - Seqüência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. v.2, p.894-904.

DE ROS, L.F. - 1985 - Petrologia e características de reservatório da Formação Sergi (Jurássico) no Campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil. **Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração do Petróleo**, v.19, p.1-107.

DELLA FÁVERA, J.C.; ULIANA, M.A. - 1979 - **Bacia do Maranhão - possibilidades para treinamento em fácies e ambientes sedimentares**. Rio de Janeiro, Petrobrás. v.1. (relatório interno).

DELLA FÁVERA, J.C. - 1980 - Reconhecimento de novas fácies e ambientes deposicionais da Bacia do Parnaíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Resumos**. Camboriú, SBG. p.357.

DELLA FÁVERA, J.C. -1982 - Devonian storm-and-tide-dominated shelf deposits, Parnaíba Basin, Brasil. **American Association Petroleum Geologists Bulletin**, v.66, p.562.

DELLA FÁVERA, 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.

DELLA FÁVERA, J.C. - 1990 - **Tempestitos da Bacia do Parnaíba**. Porto Alegre, 2 v. (Tese de Doutoramento - Instituto de Geociências/UFRS).

DERBY, O.A. - 1884 - Estructura geológica e mineraes. In: WASPPAEUS, J.E. **A geographia phísica do Brasil**, Rio de Janeiro, G. Lenzinger. p. 43-59.

DIETZ, R.S.; HOLDEN, J.C. - 1982 - Reconstruction of Pangea: breakup and dispersion of continents, Permian to Present. In: BIRD, J.B. (ed) **Plate tectonics**. 2.ed., Washington, American Geophisical Union. p: 207-221,

DOE, T.W.; DOTT JR., R.H. - 1980 - Genetic significance of deformed cross bedding - with examples from the Navajo and Weber Sandstones of Utah. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.50, p 793-812.

DOLIANITI, E. - 1954 - A flora do Carbonífero Inferior de Teresina, Piauí. **Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM**, v.148, p.1-56.

DUKE, W.L. - 1985 - Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. **Sedimentology**, v.32, p.167-194.

EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.) - 1991 - Cycles and events in stratigraphy - basic concepts and terms. In: EINSELE, G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. **Cycles and events in stratigraphy**. New York, Springer-Verlag. p:1-19.

ELLIOT, T. - 1986 - Siliciclastic shorelines. In: READING, H.G. (ed.) **Sedimentary environments and facies**. Oxford, Blackwell Scientific. p.155-188.

FERNANDES, L.A. -1992 - **A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá**. 129p. (Dissertação de mestrado - Instituto de Geociências/USP).

FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M.; BRANDT NETO, M. - 1993 - Silicificação hidrotermal neocretácea na porção meridional da Bacia Bauru. **Revista do IG**, v.14, p.19-26.

FIGUEIREDO, A.M.F. de - 1992 - Correlação estratigráfica do Cretáceo das bacias costeiras do Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCICAS BRASILEIRAS, 2., Rio Claro, 1992. **Resumos expandidos**. Rio de Janeiro, SBG. p.3-4.

FIGUEIREDO, M.F. de; RAJA GABAGLIA, G.P. - 1986 - Sistema classificatório aplicado às bacias brasileiras. **Revista Brasileira de Geociências**, v.16, p.351-369.

FISHER, W.L.; BROWN JR., L.F. - 1972 - **Clastic depositional systems: a genetic approach to facies analysis**. Austin, Bureau of Economic Geology. 211p.

FOLK, R.L. - 1974 - **Petrology of sedimentary rocks**. Austin, Hemphill. 186p.

FORTES, F.P. - 1992 - Os grabens sigmoidais da Bacia do Parnaíba e a Matriz Brasiliana. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., São Paulo, 1992. **Anais**. São Paulo, SBG. v.1, p.552-554.

FREITAS, R.W. de - 1994 - **Estratigrafia de seqüências em sedimentos terciários da Sub-bacia de Mundaú, Ceará**. Porto Alegre, 1 v. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/UFRS).

FÜCHTBAUER, H. - 1974 - **Sediments and sedimentary rocks 1**. New York, John Wiley & Sons. 464p.

FÜCHTBAUER, H. - 1983 - Facies controls on sandstones diagenesis. In: PARKER, A.; SELLWOOD, B.W. (eds.) **Sediment diagenesis**. Dordrecht, D. Reidel Publishing Company. p.269-288 (NATO ASI series. Series C, matematical physical sciences 115)

FÚLFARO, V.J.; SAAD, A.R.; ETCHEBEHERE, M.L. de C.; CIGUEL, J.H.G. - 1992 - Paleozóico Inferior do Brasil.In: GUTIÉRREZ-MARCO, J.C.; SAAVEDRA, J.; RÁBANO, I. (eds) **Paleozoico Inferior de Ibero-América**. Madrid, Topacio, p.317-330.

GALLOWAY, W.E; HOBDAY, D.K. - 1983 - **Terrigenous clastic depositional systems. Applications to petroleum.coal and uranium exploration**. New York, Springer-Verlag. 423p.

GÓES, A.M. de O.; FEIJÓ, F.J. - 1994 - Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da-Petrobrás**, v.8, p.57-67.

GÓES, A.M. de O; TRAVASSOS, W.A.S.; NUNES, K.C. - 1994 - Projeto Parnaíba - reavaliação da bacia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú, 1994. **Anais**. Camboriú, SBG. v.3, p.307-310.

GÓES, A.M. de O; TRAVASSOS, W.A.S.; NUNES, K.C. - 1993 - **Projeto Parnaíba - reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias**. Belém, Petrobrás. v.1 (relatório interno).

GÓES, A.M. de O.; SOUZA, J.M.P.; TEIXEIRA, L.B. - 1990 - Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.4, p.55-64.

GRAHN, Y.; CAPUTO, M.V. - 1992 - Early Silurian glaciations in Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.99, p.9-15.

GRAY, J.; BOUCOT, A.J.; HIMES, G. - 1992 - A new record of early Silurian land plant spores from the Paraná Basin, Paraguay (Malvinokaffric Realm). **Geological Magazine**, v.129, p.741-752.

HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; SPEARING, D.R.; WALKER, R.G. - 1975 - **Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences**. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 161p. (Society of Economic Tulsa, Paleontologists and Mineralogists Short Course 2).

HARMS, J.C.; SOUTHARD, J.B.; WALKER, R.G. - 1982 - **Structures and sequences in clastic rocks**. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists paginação irregular (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course 9).

HASUI, Y.; CORDANI, U.G. - 1968 - Idades potássio-argônio de rochas eruptivas mesozóicas do oeste mineiro e sul de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22., Belo Horizonte, 1968. **Anais**. Belo Horizonte, SBG. v.1, p.139-143.

HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E. - 1991 - Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Parnaíba. **Geociências**, v.10, p.57-77.

HASUI, Y.; ABREU, F. de A.M.; VILLAS, R.N.N. - 1984 - Província Parnaíba. In: ALMEIDA, F.M. de ; HASUI, Y. **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, EDUSP. p.36-45.

HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; BORGES, M. S.; ASSIS, J.F.P.; PINHEIRO, R. V.L.; BARTORELLI, A.; NETO. A.G. P.; MIOTO, J.A. - 1991 - A borda sul da Bacia do Parnaíba no Mesozóico. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. **Boletim de Resumos**. Rio Claro, SBG-Núcleo de São Paulo, p.93-95.

HEALD, M.T.; LARESE, R.E. - 1974 - Influence of coatings on quartz cementation. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.44, p.1269-1274.

HERBIN, J.P.; MULLER, C.; GRACIANSKY, P.C. de; JACQUIN, T.; MAGNIEZ-JANNIN, F.; UNTERNEHR, P. - 198 - Cretaceous anoxic events in the South Atlantic. **Revista Brasileira de Geociências**, v.17, p.92-99.

IANUZZI, R. - 1994 - **Reavaliação da flora carbonífera da Formação Poti, Bacia do Parnaíba**. São Paulo, 233p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).

JOPLING, A. V. - 1965 - Hydraulic factors controlling the shape of laminae in laboratory deltas. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.35, p.777-791.

KASTNER, M.; SIEVER, R. - 1979 - Low temperature feldspars in sedimentary rocks. **American Journal Science**, v.279, p.435-479.

KATTAH, S. da S. - 1992a - Novas considerações sobre o Aptiano-Albiano da Bacia Sanfranciscana. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCICAS BRASILEIRAS, 2., Rio Claro, 1992. **Resumos Expandidos**. Rio Claro, SBG-Núcleo São Paulo. p.118-119.

KATTAH, S. da S. - 1992b - A ocorrência de sismitos no Grupo Areado, Bacia Sanfranciscana. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCICAS BRASILEIRAS, 2., Rio Claro, 1992. **Resumos Expandidos**. Rio Claro, SBG-Núcleo São Paulo. p.120-121.

KATTAH, S. da S. ; KOUTSOUKOS, E.A.M. - 1992 - A ocorrência de radiolários em fácies sedimentares de origem marinha no Mesozóico da Bacia Sanfranciscana. **Revista Escola de Minas**, v.45, p.214.

KEGEL, W. - 1954 - Lamelibrânquios da Formação Poti (Carbonífero Inferior) do Piauí. **Notas Preliminares e Estudos. Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM**, v.88, p.1-14.

KEGEL, W. - 1956 - As inconformidades na Bacia do Parnaíba e zonas adjacentes. **Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM**, v.160, p.1-60.

KEGEL, W. - 1965 - A estrutura geológica do nordeste do Brasil. **Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM**, v.227, p.1-47.

KEGEL, W. - 1966 - Rastos do Devoniano da Bacia do Parnaíba. **Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM**, v.233, p.1-32.

KINGSTON, D.R.; DISHROON, C.P.; WILLIAMS, P.A. - 1983 - Global basin classification system. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, v.67, p.2175-2193.

KLEIN, G. de V.; WHALEY, M.L. - 1972 - Hydraulic parameters controlling bedform migration on an intertidal sand body. **Geological Society of America Bulletin**, v.83, p.3465-3470.

KREISA, R. D.; MOIOLA, R.J. - 1986 - Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of Curtis Formation, Utah. **Geological Society of America Bulletin**, v.97, v.381-387.

LADEIRA, E.A.; BRAUN, O.P.G.; CARDOSO, R.N.; HASUI, Y. - 1971 - O Cretáceo em Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1976. **Anais**. São Paulo, SBG. v.1, p.15-31.

LECKIE, D.A.; WALKER, R.G. - 1982 - Storm- and tide-dominated. shorelines in cretaceous Moosebar-Lower Gates interval - outocrops equivalents of deep basin gas trap in Western Canada. **American Association of Petroleum Bulletin**, v.66, p.138-157.

LEITE, J.F.; ABOARRAGE, A.M.; DAEMON, R.F. - 1975 - **Projeto carvão da Bacia do Parnaíba -Relatório final das etapas II e III**. Recife, DNPM/CPRM. 5v.

LIMA FILHO, F.P. - 1991 - **Fácies e ambientes deposicionais da Formação Piauí (Pensilvaniano), Bacia do Parnaíba**. São Paulo, 137p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).

LIMA, E. de A.M.; LEITE, J.F. - 1978 - **Projeto estudo global dos recursos minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba - integração geológica-metalogenética**. Recife, DNPM/CPRM. 2v.

LIMA, M.I.C. - 1991 - Análise morfoestrutural do sul da Bacia do Parnaíba, baseada em imagens de Radar (RVL). SIMPÓSIO DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Boletim de Resumos**. Belém, SBG-Núcleo Norte. p.220-231.

LIMA, M.R. de - 1983 - Paleoclimatic reconstruction of brazilian cretaceous based on palynological data. **Revista Brasileira de Geociências**, v.13, p.223-228..

LISBOA, M.A.R. - 1914 - The Permian geology of the northern Brasil. **American Journal of Sciences**, v.177, p.425-442.

LOBOZIAK, S.; STREEL, M.; CAPUTO, M.V.; MELO, J.H.G. de - 1992 - Middle Devonian to Lower Carboniferous miospore stratigraphy in the Central Parnaíba Basin (Brazil). **Annales de la Société Géologique de Belgique**, v.115, p.215-226.

LUDWIG, G. - 1965 - **A Formação Imperatriz, Devoniano Superior a Mississipiano.** Salvador, Petrobrás, 5p. (relatório interno).

MABESOONE, J.M. - 1977 - Paleozoic-Mesozoic of the Piauí-Maranhão sineclise (Brazil): geological history of a sedimentary basin. **Sedimentary Geology**, v.19, p.7-38.

MCKEE, E.D.; WEIR, G. W. - 1953 - Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. **Geological Society of America Bulletin**, v.64, p.381-390.

MENDES, J.C. - 1984 - **Elementos de Estratigrafia**. São Paulo, T.A. Queiroz. 566p.

MESNER, J.C.; WOOLDRIDGE, L.C. - 1964 - Maranhão Paleozoic Basin and Cretaceous coastal basins North Brazil. **Bulletin Association of Petroleum Geologists**, v.48,p.1476-1512.

MEULEN, V.V.D. - 1982 - The sedimentary facies and setting of eocene point bar deposits, Monllobat Formation, southern Pyrenees, Spain. **Geologie en Mijnbouw**, v.61, p.217-227.

MIALL, A. D. - 1977 - A review of braided-river depositional environment. **Earth Science Reviews**, v.13, v.1-62.

MITCHUM Jr., R.M.; VAIL, P.R.; THOMPSON III, S. - 1977 - Seismic stratigraphy and global e changes of sea level. Part two: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphy analysis. In: PAYTON, C. E. (ed.) **Seismic stratigraphy. Aplication to hidrocarbon exploration**. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. p:53-62. (American Association of Petroleum Geologists Memoir 26).

MURATOV, M.V. - 1977 - **The origin of continental and ocean basins**. Moscow, Mir publishers. 191p.

MUSSA, D.; COIMBRA, A.M. - 1984 - Método de estudo tafonômico aplicado a lignispécimes permianos da Bacia do Paraná. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.56, p.85-101.

NAGATEGAAL, P.J.C. - 1978 - Sandstone-framework, instability as a function of burial diagenesis. **Journal of Geological Society of London**, v.135, p.101-105.

NETTO, A.S.T. - 1977 - Barita de Camamu: considerações sobre a gênese. **Boletim Técnico da Petrobrás**, v.20, p.77-92.

NEVES, C.A.O.; SILVA, A.B.; GÓES, A.M. de O.; LIMA, M.P. - 1990 - **Projeto de exploração: Bacia do Parnaíba**. Belém, Petrobrás. 24p. (relatório interno).

NIO, S.D.; YANG, C.S. - 1991 - Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: SMITH, D.G.; REINSON, G.E.; ZAITLIN, B.A.; RAHMANI, R.A. (eds.) **Clastic Tidal Sedimentology**. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. p.3-28 (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 16).

NOTTVEDT, A.; KREISA, R.D. - 1987 - Model for the combined-flow origin of hummocky cross-stratification. **Geology**, v.15, p.357-361.

NUNES, K. C. - 1993 - Interpretação integrada da Bacia do Parnaíba com ênfase nos dados aeromagnéticos. CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE DE GEOFÍSICA 3., Rio de Janeiro, 1993. **Resumos Expandidos**. Rio de Janeiro, SBGf. p.152-157.

OLIVEIRA, A.I.; LEONARDOS, O.H. - 1943 - **Geologia do Brasil**. 2.ed. Rio de Janeiro, Ministério da Agricultura. 813p. (Série Didática n° 2)

OLIVEIRA, E. - 1934 - Ocorrência de plantas carboníferas da flora cosmopolita no Estado do Piauhy. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.6, p.113-118.

OLIVEIRA, J.C. de - 1976 - **Projeto fosfato de São Miguel do Tapuio -relatório final**. Recife, DNPM/CPRM. 175p.

OLIVEIRA, M.A.M. de - 1967 - Contribuição à geologia da parte sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes. **Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração** v.3, p.71-105.

PAIVA, G.; MIRANDA, J. - 1937 - Carvão mineral do Piauí. **Boletim. Departamento Nacional de Produção Mineral. DFPM**, v.20, p.1-16.

PAOLA, C.; HELLERT, P.L.; ANGEVINET, C.L. - 1992 - The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1 - theory. **Basin Research**, v.4, p.73-90.

PETRI, S.; FÚLFARO, V.J. - 1976 - Observações sobre o Siluriano do Brasil e sua bioestratigrafia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., Belo Horizonte, 1976. **Anais**. Belo Horizonte, SBG. v.2, p.75-88.

PETRI, S.; FÚLFARO, V.J. - 1983 - **Geologia do Brasil (Fanerozóico)**. São Paulo, EDUSP. 631p.

PETRI, S. - 1983 - Brazilian cretaceous paleoclimates: evidence from clay-minerals, sedimentary structures and palynomorphs. **Revista Brasileira de Geociências**, v.13, p.215-222.

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E,; SIEVER, R. - 1973 - **Sand and sandstones**. New York, Springer-Verlag. 618p.

PETTIJOHN, F.J.; POTTER, P.E,; SIEVER, R. - 1987 - **Sand and sandstones**. 2.ed. New York, Springer-Verlag. 553p.

PINTO, I.D.; PURPER, I. - 1974 - Observation on mesozoic conchostraca from the north of Brazil In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., Porto Alegre, 1974. **Anais**. SBG. Porto Alegre. v.2. p.305-316.

PITTMAN, E.D.; LUMSDEN, D.N. - 1968 - Relationship between chlorite coatings on quartz grains and porosity. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.38, p.668-670.

PITTMAN, E.D. - 1972 - Diagenesis of quartz in sandstones as revealed by scanning electron microscopy. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.42, p.507-519.

PLUMMER, F.B. - 1946 - Bacia do Parnaíba. **Relatório. Conselho Nacional do Petróleo 1946**, p.87-134.

POWERS, M.C. - 1953 - A new roundness scale for sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.23, p.117-119.

QUADROS, L.P.; MELO, J.H.G. de - 1987 - Método prático de preparação palinológica em sedimentos do Pré-Mesozóico. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.1, p.205-214.

QUADROS, L.P. - 1982 - Distribuição bioestratigráfica do Chitinozoa e Acritarchae na Bacia do Parnaíba. **Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração do Petróleo**, v.12, p.1-76.

RAJA GABAGLIA, G.P. - 1991 - Paleossismicidade e sedimentação evidenciadas no compartimento sul da Bacia do Recôncavo, Bahia. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.5, p.39-68.

READING, H.G. - 1986 - Facies. In: READING, H.G. **Sedimentary environments and facies**. Oxford, Blackwell Scientific Publications. p.4-19.

REINECK, H.E.; SINGH, I.B. - 1986 - **Depositional sedimentary environments**. 2.ed. New York, Springer-Verlag. 543p.

REVUELTA, M.A.B. - 1976 - Texturas de las rocas silíceas inorgánicas en ambiente continental y significado genético. **Estudios Geológicos**, v.32, p.371-383.

REZENDE, W.M.; PAMPLONA, H.R.P. - 1970 - Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano Santos. **Boletim Técnico da Petrobrás**, v.13, p.5-14.

REZENDE, W.M. - 1971 - O mecanismo de intrusões de diabásio nas bacias paleozóicas do Amazonas e Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. **Anais**. São Paulo, SBG. p.123-137.

RICCOMINI, C. - 1990 - **O *rift* continental do sudeste do Brasil**. 256p. (Tese de Doutoramento - Instituto de Geociências/USP).

RICCOMINI, C.; COUTINHO, J.M.V.; GUARANÁ, C.A.; COIMBRA, A.M.; HACHIRO, J.; ATÊNCIO, D.; YOMASA, W.S. - 1988 - Evidências de hidrotermalismo em sedimentos da Bacia de São Paulo: considerações genéticas. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.60, p.105-106.

RODRIGUES, R. - 1967 - **Estudo sedimentológico e estratigráfico dos depósitos silurianos e devonianos da Bacia do Parnaíba**. Belém, Petrobrás. 49p. (relatório interno).

ROE, S. - 1987 - Cross-strata and bedforms of probable transitional dune to upper-stage plane-bed origin from a Late Precambrian fluvial sandstone, northern Norway. **Sedimentology**, v.34, p.89-101.

ROSSETTI, D.F.; TRUCKENBRODT, W. - 1992 - Sedimentologia e diagênese dos arenitos da Formação Barro Duro (Albiano), área oeste da Bacia de Barreirinhas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.6, p.201-221.

SAMPAIO, A.V.; NORTHFLEET, A. - 1973 - Estratigrafia e correlação das bacias sedimentares brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., Aracaju, 1973. **Anais**. Aracaju, SBG. v.3, p.189-206.

SANTOS, E.J. dos; COUTINHO, M.G. da N.; COSTA, M.P. de; RAMALHO, R. - 1984- A região de dobramentos nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o Cráton de São Luís e as bacias marginais. In: SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (coords.) **Geologia do Brasil - texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais escala 1:2.500.000**. Brasília, DNPM. p:131-189.

SCHMIDT, V.; MCDONALD, D.A. - 1979 - The role of secondary porosity, in the course of sandstone diagenesis. In: SCHOLLE, P.A.; SCHLUGER, P.R. (eds.) **Aspects of diagenesis**. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. p.175-207 (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 26).

SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. (coords.) - 1981- **Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000**. Brasília, DNPM.

SEGONZAC, G.D. - 1968 - The birth and development of the concept of diagenesis (1866-1966). **Earth Sciences Review**, v.4, p.153-201.

SEILACHER, A. - 1991 - Events and their signatures - an overview. In: EINSELE,G.; RICKEN, W.; SEILACHER, A. (eds.) **Cycles and events in stratigraphy**. New York, Springer-Verlag. p.222-226.

SERRA, O. - 1985 - **Sedimentary environments from wireline logs**. Houston, Schlumberger. 211p.

SILVA, J.B.C.; ALENCAR, B.V. - 1988 - Método robusto para determinação de direção de magnetização. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v.4, p.1633-1640.

SIPPEL, R.F. - 1968 - Sandstone petrology, evidence from luminescence petrography. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.38, p.530-554.

SLOSS, L. L. - 1963 - Sequences in the cratonic interior of North America. **Geological Society of America Bulletin**, v.74, p.93-114.

SLOSS, L. L. - 1988 - Forty years of Sequence Stratigraphy. **Geological Society of America Bulletin**, v.100, p.1661-1665.

SMALL, H. - 1913 - Geologia e supprimento d'água subterrânea no Ceará e parte do Piauhy: Brasil. **Publicações. Inspetoria Federal de Obras Contra as secas, Série I, D.**, n.25, p.1-80.

SMALL, H. - 1914 - **Geologia e supprimento d'água subterrânea no Piauhy e parte do Ceará**. Mossoró, Escola Superior de Agricultura de Mossoró. 168p. (Coleção Mossoroense, 82).

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÚLFARO, 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.

SUGUIO, K.; BARCELOS, J.H. - 1983 - Paleoclimatic evidence from the Areado Formation, Cretaceous of São Francisco Basin, State of Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v.13, p.229-231.

SUNDARAM, D.; CARVALHO, R.G.; COIMBRA, A.M. - 1981 - Lower Carboniferous palynomorphs from Poti Formation, Parnaíba Basin, Brazil. **Boletim do Instituto de Geociências**, v.12, p.23-32.

SURDAM, R.C.; BOESE, S.W.; CROSSEY, L.J. - 1984 - The chemistry of secondary porosity. In: McDONALD. D.A.; SURDAM, R. C. (eds.) **Clastic diagenesis**, Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. p:127-150. (American Association of Petroleum Geologists Memoir 37).

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J.B.L.; ZANOTTO, O.; WOLFF, S. - 1987 - Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, v.17, p.180-188.

TERWINDT, J.H.J. - 1971 - Lithofacies of inshore estuarine and tidal inlet deposits. **Geologie en Mijnbouw**, v.50, p.515-526.

TESTER, L.C.; ATWATER, G.I. - 1934 - The occurrence of authigenic feldspar in sediments. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.4, p.23-31.

URDININEA, J.S.A. - 1975 - **Aspectos geoquímicos e ambientais dos calcários da Formação Pirabas - Estado do Pará**. Porto Alegre, 198p. (Tese de Doutoramento - Universidade Federal do Rio Grande do Sul).

VAN STRAATEN, L.M.J.U. - 1948 - Note on the occurrence of authigenic feldspars on non-metamorphic sediments. **American Journal of Sciences**, v.246, p.569-572.

VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H. W.; MITCHUL JR., R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTIT, T.S.; HARDENBOL, J. - 1988 - An overview of the fundamental of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C.K.; HASTINGS, B.S.; KENDAL, C.G.S.C.; POSAMENTIER, H.W; ROSS, C.A.; VAN WAGONER, J.C. (eds.) **Sea-level changes - an integratede approach**. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. p:40-45. (American Association of Petroleum Geologists Special Publication 42).

VISHER, G.S. - 1965 - Use of vertical profile in environmental reconstruction. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologists**, v.49, p.41-61.

VISSER, M.J. - 1980- Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. **Geology**, v.8, p.543-546.

WALKER, R. - 1992 - Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. (eds.) **Facies models - response to sea level change**. Toronto, Geological Association of Canada. p.1-14.

WALKER, T.R. - 1960 - Carbonate replacement of detrital crystalline silicate minerals as source of autigenic silic in sedimentary rocks. **Geological Society of America Bulletin**, v.71, p.145-152.

WENTHWORTH, C.K. - 1922 - A scale of grade and class terms for clastic sediments. **Journal of Geology**, v.30, p.377-392.

WICANDER, R; MONROE, J.S. - 1989 - **Historical Geology - Evolution of Earth and life through time**. Saint. Paul, West Publishing. 578p.

WILSON, M. d.; PITTMAN, E.D. - 1977 - Authigenic clays in sandstones: recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. **Journal Sedimentary Petrology**, v.47, p.3-31.

WRIGHT, L.D. - 1985 - River Deltas. In: DAVIS Jr., R.A. (ed.) **Coastal sedimentary environments**. 2.ed. New York, Springer-Verlag. p:1-75.

WRIGHT, M.D. - 1959 - The formation of cross-bedding by meandering of braided stream. **Journal Sedimentary Petrology**, v.29, p.610-615.

YAGISHITA, K.; ARAKAWA, S; TAIRA, A. - 1992 - Grain fabric of hummocky and swaley cross-stratification. **Sedimentary Geology**, v.78, p.181-189.

YAMAMOTO, J.K. - 1988 - Representações gráficas espaciais em geociências auxiliadas por computador. **Revista Brasileira de Geociências**, v.18, p.3-26.

ANEXOS

ANEXO 1

Localização dos principais afloramentos estudados

1. Localização dos principais afloramentos estudados

Ponto	Rodovia	Localidade	Formação
1	BR135	Fazenda Barra da Vereda; 50km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (PI)	Fm Poti (topo)
2	BR135	Povoado Paus; 20km a sudoeste de Redenção da Gurguéia (PI)	Fm Piauí (base)
3	BR324	36km a oeste de Canto do Buriti (PI)	Fm Piauí (base)
4	BR324	20km e 8 km a oeste do Canto de Buriti (PI)	Respectivamente, Fm Piauí (base) e contato entre as fms Piauí e Poti
5	PI140	18km a nordeste de Canto do Buriti (PI)	Fm Poti (base)
6	BR343	13km a sul de Jerumenha (PI)	Fm Poti (topo)
7	BR230	20km a oeste de Barão do Grajaú (MA)	Fm Poti (topo)
8	BR343	Km 576 e 576,5	Fm Poti (topo)
9	BR230	21km a leste de Nazaré do Piauí (PI)	Fm Poti (base)
10	BR316	Povoado Curral das Pedras; 60km a sul de Teresina (PI)	Fm Poti (topo)
11	BR316	Monsenhor Gil; 50km a sul de Teresina (PI)	Fm Poti (topo)
12	————	Serra de Campo Maior (PI)	Fm Poti (base)
13	PI115	35 km a noroeste de Castelo do Piauí (PI)	Fm Longá (topo)
14	BR153	40 km a sudoeste de Araguaína (TO)	Fm Poti (topo)
15	BR235	40 km a leste de Pedro Afonso (TO)	Fm Longá (topo)

ANEXO 2

Poços da Petrobrás utilizados para elaboração dos mapas estratigráficos

2. Poços da Petrobrás utilizados para elaboração dos mapas estratigráficos

Sigla	Poço	Localização
BAC	2-BAC-1-MA	Barra da Corda (MA)
BG	2-BG-1-MA	Barão de Grajaú (MA)
CA	1-CA-1-MA	Caraíbas (MA)
CL	1-CL-1-MA	Carolina (MA)
CP	2-CP-1-MA	Capinzal (MA)
FL	1-FL-1-PI	Floriano (PI)
FM	1-FM-1-MA	Fazenda Meios (MA)
FO	1-FO-1-MA	Fazenda Ouro (MA)
GI	1-GI-1-PA	Gurupi (PA)
IZ	2-IZ-1-MA	Imperatriz (MA)
MA2	1-MA-2-PI	Meruoca (PI)
MD	1-MD-1-MA	Mirador (MA)
MS	1-MS-1-MA	Mangabeiras (MA)
NG	2-NG-1-MA	Norte Grajaú (MA)
NL1	2-NL-1-PI	Natal (PI)
NL2	1-NL-2-PI	Natal (PI)
PA	1-PA-1-MA	Palestina (MA)
PD	2-PD-1-MA	Presidente Dutra (MA)
PM	2-PM-1-MA	Pindaré-Mirim (MA)
RB	1-RB-1-MA	Ribeirãozinho (MA)
SL	2-SL-1-MA	Santa Luzia (MA)
TB1	1-TB-1-MA	Testa Branca (MA)
TB2	1-TB-2-MA	Testa Branca (MA)
TM	1-TM-1-MA	Tem Medo (MA)
VB	2-VB-1-MA	Vereda Boa (MA)

ANEXO 3

Poços da CPRM utilizados para elaboração dos mapas estratigráficos

3. Poços da CPRM utilizados para elaboração dos mapas estratigráficos.

Sigla	Poço	Localização
UR3	UR-03-PI	Manoel Emídio (PI)
4	UN-04-PI	Miguel Alves (PI)
7	UN-07-PI	Garrote (MA)
10	UN-10-PI	Timon (MA)
18	UN-18-PI	Dermeval Lobão (PI)
19	UN-19-PI	Caxias (MA)
31	UN-31-PI	Novo Sítio (MA)

ANEXO 4

Poços amostrados na Formação Poti

(análises petrográficas, mineralógicas e palinológicas)

4. Poços amostrados na Formação Poti (análises petrográficas, mineralógicas e palinológicas).

Sigla	Poço	Localização
BG	2-BG-1-MA	Barão de Grajaú (MA)
CL	1-CL-1-MA	Carolina (MA)
FL	1-FL-1-PI	Floriano (PI)
IZ	2-IZ-1-MA	Imperatriz (MA)
MS	1-MS-1-MA	Mangabeiras (MA)
NG	2-NG-1-MA	Norte Grajaú (MA)
TB1	1-TB-1-MA	Testa Branca (MA)