2

GEOLOGIA REGIONAL E ESTRATIGRAFIA

2.1 Trabalhos Anteriores

O conhecimento geológico da Bacia do Parnaíba teve início na primeira década deste século.

Inicialmente, os trabalhos foram executados através do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, contando posteriormente com a participação do Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM. Datam dessa época, trabalhos de Lisboa (1914; *in* Lima & Leite, 1978), Moura (1936 e 1937), que têm enfoque regional. Seguem-se trabalhos da autoria de Plummer (1946; *in* Kegel, 1953), que sob os auspícios do Conselho Nacional de Petróleo realizou trabalhos nos estados do Piauí e Maranhão, visando o conhecimento lito e crono-estratigráfico da Bacia sedimentar do Parnaíba. De notável contribuição foi o estudo executado por Campbell *et al*. (1949), que, além de discorrer sobre o caráter da sedimentação paleozóica da bacia, considerou essas rochas como adequadas ao armazenamento de óleo.

Kegel (1953), baseando-se em estudos comparativos com as demais bacias intracratônicas brasileiras e sul-americanas, introduziu novos conceitos estratigráficos, principalmente os relacionados aos depósitos silurianos e devonianos.

Referências à coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba e de suas sub-bacias podem ser analisadas no trabalho de Mesner e Wooldridge (1962), que subdividiu as unidades estratigráficas em três seqüências sedimentares, caracterizando o esquema tectônico e os ambientes deposicionais respectivos. Trabalhos de mapeamentos sistemáticos de detalhe, gravimetria e levantamentos localizados de sísmica, foram executados por Molnar & Urdininea (1966) e Lange & Petri (1967), sendo o trabalho de Cunha (1968; *in* Aguiar, 1971), voltado para fotointerpretação da Bacia de São Luís.

Na década de 70 houve o incremento de mapeamentos geológicos de caráter regional, desenvolvidos por órgãos federais de pesquisa mineral e por pesquisadores independentes.

Beurlen (1971) fez uma análise das bacias sedimentares do “bloco brasileiro”; Aguiar (1971) apresentou, a partir de mapas de isópacas, a evolução estrutural da região. O Projeto RADAMBRASIL, em 1973, executou estudos geológicos caracterizando também os domínios geomorfológicos e pedológicos, envolvendo toda a área da bacia. Seguiram-se trabalhos de Soares *et al*. (1974) e Mabesoone *et al*. (1974). Fontes (1978), analisou os principais traços estruturais da bacia, e Caldasso (1978), desenvol-

vendo trabalho de pesquisa para a CPRM discorreu sobre as seqüências mesozóicas e seu relacionamento com os ciclos geomorfológicos que atuaram na bacia.

Através do Convênio DNPM/CPRM foram executados trabalhos de mapeamento geológico (Costa *et al*., 1977 e Lima & Leite, 1978), e de levantamento hidrogeológico (Soares Filho, 1979; Araújo & Miranda, 1979 e Araújo, 1979).

Inúmeros são os trabalhos das décadas seguintes, com destaque para as considerações de Caputo (1984), Cunha (1986), Zembruscky & Campos (1988) e Della Fávera (1990). Este último utilizou o conceito moderno de estratigrafia de seqüências para algumas unidades da bacia. Recentemente, Colares & Parente (1990) e Rodrigues *et al*. (1990) ampliaram o conhecimento geológico regional, desenvolvendo trabalhos de mapeamento e levantamento hidrogeológico na escala 1:250.000, que fazem parte do Programa Grande Carajás, em andamento.

A Bacia do Parnaíba conta atualmente com elevado nível de reconhecimento de semidetalhe. Contabiliza cerca de 8.360km de perfis gravimétricos, 157.000km de perfis aeromagnéticos, e 31 poços visando a exploração econômica.

2.2 Panorama Geotectônico Regional

Ocupando parte das regiões Nordeste, Norte e Centro-Oeste do Brasil, em uma área de aproximadamente 600.000km^2 encontra-se instalada na porção oriental da Plataforma Sul-Americana, a Província Estrutural do Parnaíba, definida por Almeida (1977). Possui forma elipsoidal, com diâmetro maior orientado segundo a direção nordeste-sudoeste, sendo estruturalmente assimétrica em direção ao eixo principal.

Classificada como do tipo intracratônico, tem arcabouço geométrico influenciado por feições estruturais do seu embasamento cristalino (Brito Neves *et al*., 1984). Bordejando as suas porções nordeste, leste, sudeste e sudoeste encontram-se rochas do Proterozóico e do Arqueano, constituindo maciços medianos. A oeste é separada do Cráton Amazônico pela Geossutura Tocantins-Araguaia; ao norte, da Bacia de Barreirinhas, pelo Arco Ferrer- Urbano Santos e, ao sul da Bacia de São Francisco pelo Arco de São Francisco. Esses arcos são constituídos de metamorfitos de baixo a médio grau, compondo faixas de dobramentos do Proterozóico Médio-Superior.

Segundo Cordani *et al*. (1984), o início da história evolutiva da Bacia do Parnaíba foi estabelecido possivelmente como resposta aos efeitos de adensamento da litosfera após a expansão térmica devido à Orogênese Brasiliana. Foi implantada sobre crosta do tipo continental, constituída de mosaicos de blocos de composição e idade diferentes. Está ligada a um megassistema de fraturas que foram importantes, não somente na implantação, como também no seu desenvolvimento tectono-sedimentar, até o Eo-Carbonífero, quando passaram a prevalecer reativações episódicas, que se estenderam até o Cretáceo (Góes, 1994). Todo o conjunto apresenta espessura da ordem de 3.400m.

Na reconstrução do embasamento da Bacia do Parnaíba são destacadas duas faixas principais, dispostas diagonal e transversalmente: uma no sentido nordeste-sudoeste, representada por falhas normais, transcorrentes, e por *grabens* com eixos paralelos às falhas, correspondentes ao Lineamento Transbrasiliano (Cordani, *op. cit*.); e outra que, segundo Cunha (*op. cit*.), secciona a bacia no sentido nordeste-sudeste, refletindo na morfologia contemporânea uma série de alinhamentos, que corresponde ao Lineamento Picos-Santa Inês.

Outro lineamento que controla o padrão deposicional, de direção norte-sul, segundo Carozzi *et al*. (1975), origina-se na porção sul, diminuindo de importância para o centro da bacia. Em estudo comparativo do controle tectônico sin-sedimentar entre as bacias do médio Amazonas e do Parnaíba, pode-se observar a continuidade desse lineamento. As direções noroeste-sudeste (correspondente ao *trend* das Guianas) e nordeste-sudoeste (correspondente ao *trend* do Guaporé), são indicativos de que no Paleozóico as bacias pertenciam à mesma massa cratônica. A abertura sul, aparentemente ligando a Bacia do Paraná, ocorria através de estreita faixa ocupada pelo rio Araguaia, onde há resíduos de sedimentos devonianos (figura 2.1).

A dinâmica brasiliana referida por Fortes (1992), responsável por sua matriz estrutural envolve uma mobilização sinistral que gerou a formação de *grabens* sigmoidais na Bacia do Parnaíba.

A coluna sedimentar da bacia pode ser dividida em cinco seqüências deposicionais (quadro 2.1) denominadas de seqüências siluriana, devoniana, permo-carbonífera, jurássica e cretácica, separadas por discordâncias regionais e correlacionáveis a eventos de natureza global (Góes, 1994). A figura 2.2 mostra a distribuição e disposição das seqüências deposicionais.

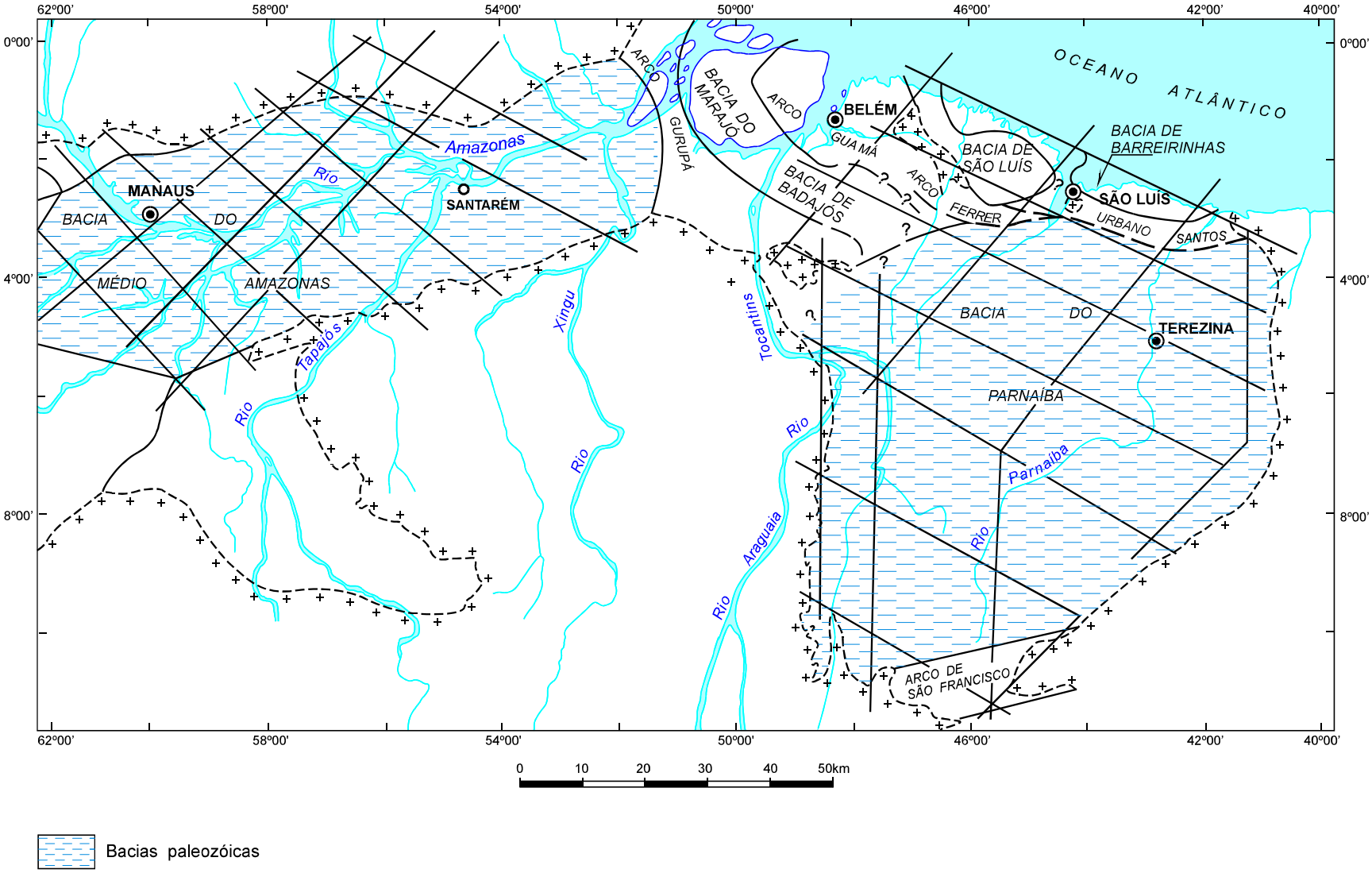
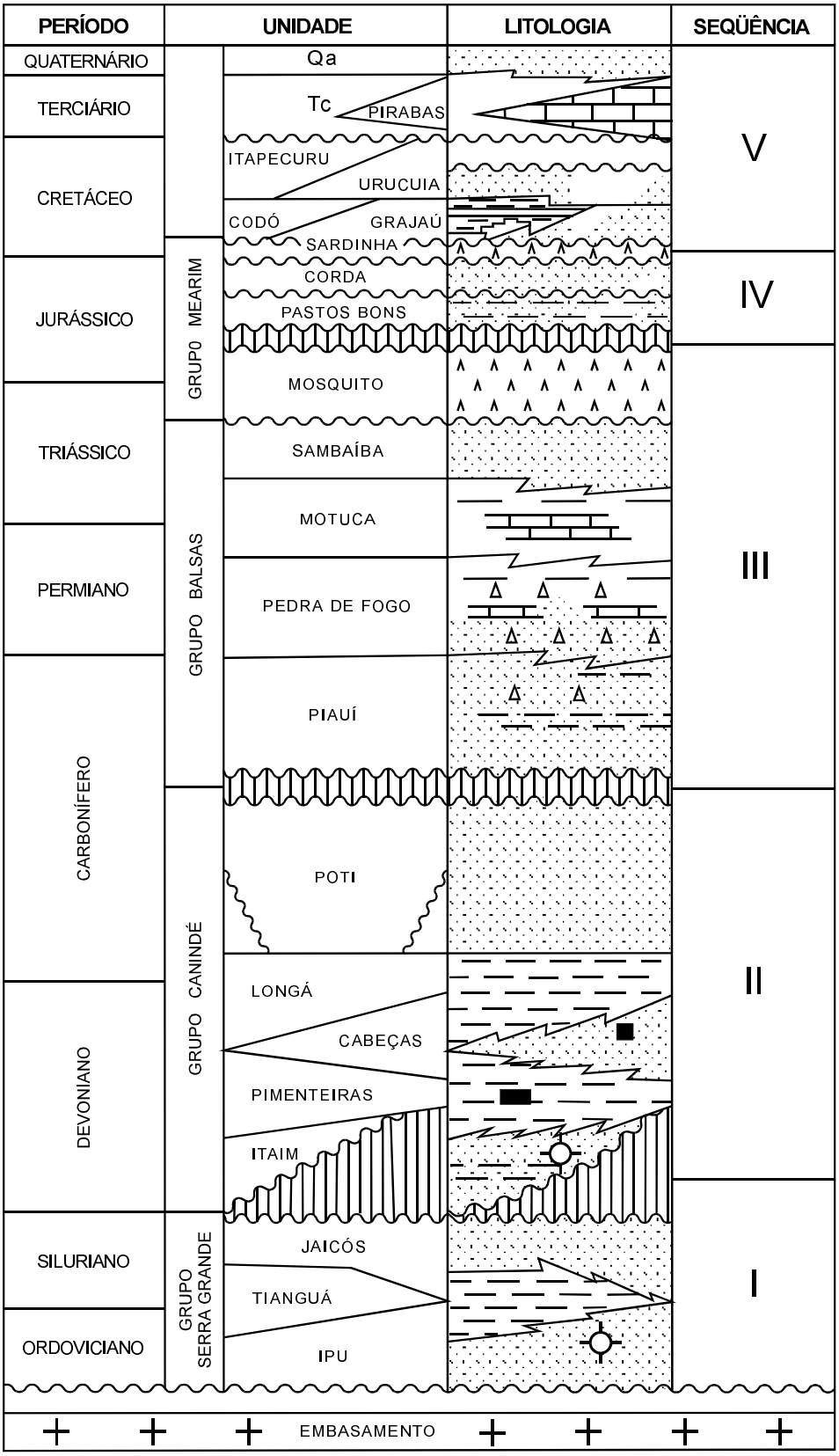


Figura 2.1 – Relacionamento de lineamentos (NE-SW e NW-SE) entre as bacias do médias Amazonas e do Parnaíba (segundo Carozzi, 1974, modificado).

Quadro 2.1 – Coluna estratigráfica generalizada da Bacia do Parnaíba, modificada de Góes (1994).



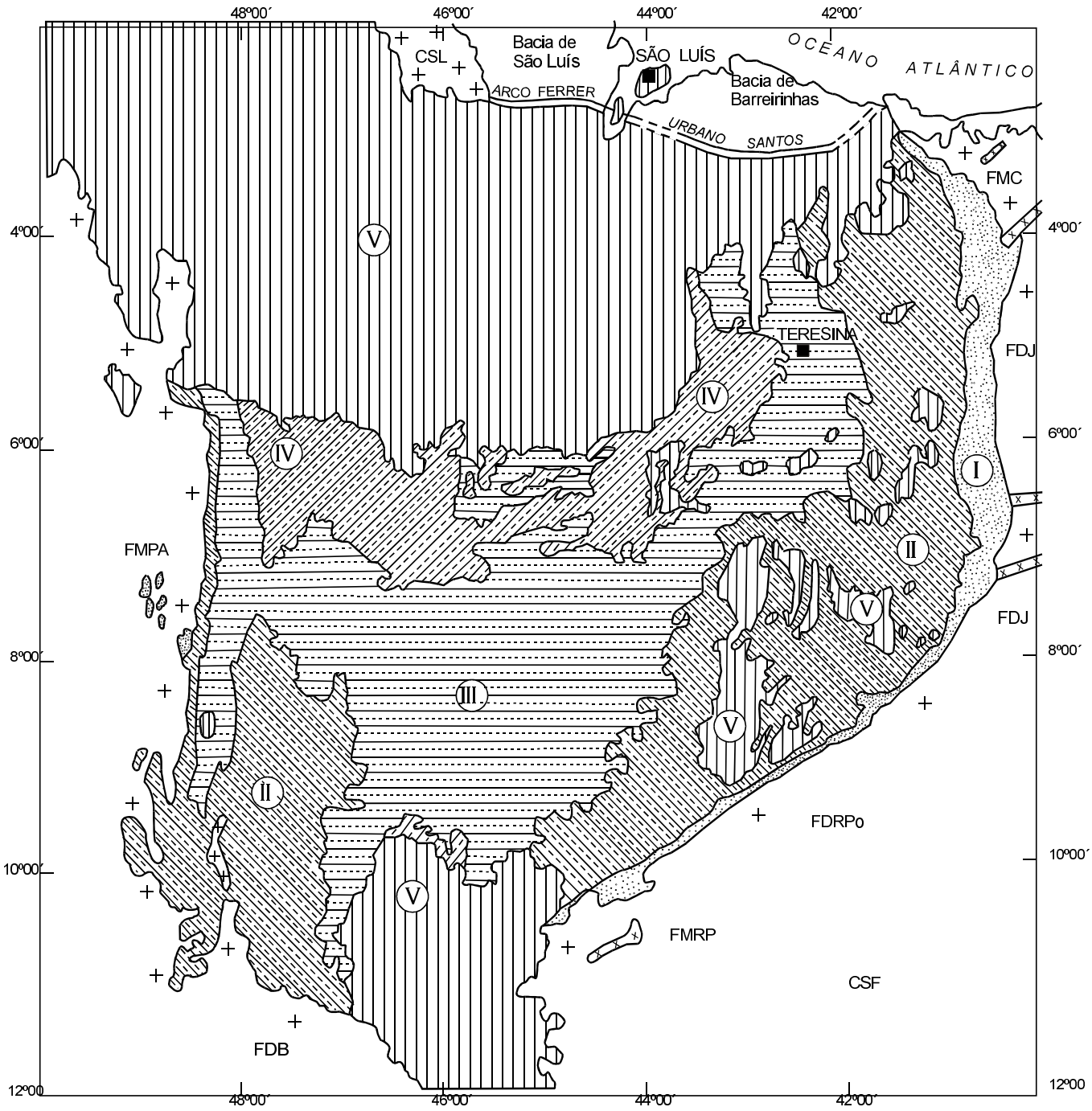


Figura 2.2 – Bacia do Parnaíba – Mapa geológico simplificado em função das seqüências deposicionais (I a V). (composto a partir de Schobbenhaus et al., 1981 e Goes et al., 1994).

Segundo Cunha (*op. cit*.), os clásticos do Grupo Serra Grande (formações Ipu, Tianguá e Jaicós), depositados sob condições fluviodeltaicas a marinha rasa, marcou o início da deposição na bacia. O final da deposição deste grupo é marcado por uma discordância erosiva, ocasionada pelo soerguimento da região, causada pela Orogênese Caledoniana, provavelmente entre o Siluriano e o Devoniano.

A deposição do Grupo Canindé (formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti) foi o evento seguinte, e indica nova fase de subsidência, tendo se desenvolvido pela alternância de episódios transgressivos e regressivos, refletindo as oscilações do nível do mar.

A distribuição dos constituintes dessas seqüências evidenciam a influência de feições preexistentes (*grabens* e lineamentos) no processo deposicional. No final do Mississipiano, a região passou por novo soerguimento epirogenético, que, associado a mudanças climáticas profundas, onde imperavam climas quente e úmido, expôs totalmente a bacia, originando uma ampla discordância de caráter regional e a perda da identidade marinha.

No Carbonífero Médio, a bacia sofreu fraca inversão, depositando-se os clásticos do Grupo Balsas (formações Piauí, Pedra de Fogo, Motuca e Sambaíba).

A carga centrípeta do início dessa segunda fase de sedimentação está também condicionada aos lineamentos Transbrasiliano e Picos-Santa Inês. Os evaporitos e pacotes carbonáticos que foram gerados nesse ciclo resultaram da formação de um mar remanescente interior, que tornou-se progressivamente mais restrito, à medida que as condições de aridez iam se tornando mais intensas, alcançando um domínio francamente continental.

No Triássico, os padrões de evolução sofreram novamente mudanças no comportamento deposicional. No Jurássico, a bacia foi submetida à atuação de um eixo extensional ENE-WSW, que foi responsável pelo desenvolvimento do oceano Atlântico Equatorial, (Costa *et al.*, 1986) e reativou as descontinuidades existentes ao longo desse segmento.

A primeira manifestação vulcânica, de caráter extrusivo, possivelmente relacionada com a abertura do oceano Atlântico Norte (Lima & Leite, *op. cit*.) ocorreu através de uma distensão, ao longo da estrutura norte-sul, compreendida entre o Triássico e o Jurássico. As fases de vulcanismo não foram contínuas, mas periódicas, cabendo à última manifestação, no Eo-Cretáceo, de caráter intrusivo, a geração de complexos alcalinos e *pipe*, profusamente distribuídos na região leste. Os diques e soleiras de diabásios intromissos relativos a essa fase cortam os estratos paleozóicos, atingindo até a Formação Corda, no Mesozóico, estando relacionados, com a abertura do oceano Atlântico Sul.

Seguindo um período de intensa erosão, depositaram-se as formações Pastos Bons (fluvioacustre), Corda (fluvial, com contribuição eólica) Grajaú (eólico), e Itapecuru/Urucuia (fluvial e planície de maré), encerrando a sedimentação da Bacia do Parnaíba.

Após um período de estabilidade tectônica, processou-se na região, em condições climáticas propícias (quente e úmido), o desenvolvimento de perfis lateríticos sobre as unidades aflorantes. No intervalo compreendido entre o final do Cretáceo e o início do Terciário deve ter havido nova manifestação tectônica, resultando na movimentação do relevo que, associado à mudança para um clima árido, afetou a vegetação e favoreceu o desmantelamento dos níveis lateríticos, estabelecendo a deposição das coberturas detríticas/lateríticas.

As feições atuais resultaram, em parte, da atuação de processos que se manifestaram na superfície aplainada do Ciclo Sul-Americano que correspondem à instalação da atual rede de drenagem, seguindo-se da implantação de nova superfície aplainada e na deposição de terraços aluviais.

2.3 Estratigrafia

2.3.1 Comentários Gerais

Os trabalhos desenvolvidos na Folha Caxias permitiram individualizar nove unidades estratigráficas do Fanerozóico, além de coberturas terciárias e depósitos aluvionares recentes, do Quaternário (quadro 2.2).

A coluna estratigráfica proposta para a área compreende rochas do Paleozóico, constituídas pelas formações Cabeças, Longá, Poti, Piauí, Pedra de Fogo e Motuca, que envolvem sedimentos correspondentes a ciclos transgressivo-regressivos, com depósitos de origem continental, transicional e marinha, e sedimentos de origem lagunar associados a bacias restritas, evaporíticas; rochas mesozóicas, integradas pelas formações Corda e Itapecuru, constituídas de sedimentos de origem continental; rochas intrusivas básicas, originadas de eventos magmáticos, do Eo-Cretáceo; coberturas terciárias e depósitos aluvionares quaternários.

Os trabalhos de mapeamento geológico foram conduzidos no sentido de conciliar a estratigrafia convencional, com os sistemas deposicionais de

Quadro 2.2 – Coluna Estratigráfica.

Cronoestratigrafia				Unidade Estratigráfica		Descrição Litológica/ Estruturas Sedimentares	Interpretação	Potencial Mineral
Eon	Era	Período	Época					
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	Quaternário	Holoceno	Aluviões (QHa)		Sedimentos de origem clástica (areias, silte, argilas).	Sistema fluvial meandrante	Areia, cascalho e argila para construção civila
		Terciário	Plio-Pleisto-ceno	Coberturas (Tc)		Sedimentos inconsolidados, de constituição areno-argilosa; concreções lateríticas. Lateritos imaturos.	Cobertura residual e/ou transportada. Alteração superfi-cial.	Piçarra para construção civil, argila e areia.
	BACIA SEDIMENTAR DO PARNAÍBA							
	MESOZÓICO	Cretáceo	Superior	Formação Itapecuru (Ki)		Arenitos bordôs e arroxeados com intercalações sílticas; concreções lateríticas.	Leques aluviais; alteração química.	Areia e argila para construção civil.
			Inferior	Grupo Mearim	Formação Sardinha (Ks)	Rochas intrusivas básicas, ocorrem em forma de diques e soleiras.	Intrusão	Material para construção civil.
		Jurássico	Superior		Formação Corda (Jc)	Arenitos bem selecionados, bimodais, matriz caulínica. Estratificação cruzada de grande porte, níveis argilosos e icnofósseis.	Sedimentos eólicos e lacustrinos.	Areia para construção civil.
	PALEOZÓICO	Permiano	Superior	Grupo Balsas	Formação Motuca (Pm)	Folhelhos e siltitos vermelhos, com intercalações de arenitos, argilitos e calcários. Estratificações plano-paralela e cruzada acanalada; icnofósseis.	Depósitos de tração e suspensão associados. Pulsos litorâneos.	Caulim e argilas. Calcário para construção civil, metalurgia e indústria química.
			Médio		Formação Pedra de Fogo (Ppf)	Intercalações de arenitos róseos, sigmoidais, com folhelhos, argilitos e níveis de sílex. Estratificações plano-paralela e cruzada de baixo ângulo. Estruturas *flaser, wavy e linsen*	Planície de maré e sistema deltaico associados.	–
		Carbonífero	Superior		Formação Piauí (Cpi)	Co-seqüências de arenitos bimodais com estratificação, cruzada, plano-paralela e sigmoidal. Siltitos, argilitos e calcários fossilíferos intercalados. Estruturas de fluidização, *herring bone* e *climbing*.	Dunas e interdunas; plataforma de águas rasas e agitadas.	Calcários para corretivo de solo.
			Inferior	Grupo Canindé	Formação Poti (Cpo)	Arenitos sigmoidais amalgamados; arenitos quartzosos sob forma de lobos de suspensão, com marcas onduladas, *ladderback ripples*, *swaley cross stratification*, *wavy*, *linsen*.	Frente deltaica; litoral dominado por ondas.	Material para construção civil e gemas (ametista).
		Devoniano	Superior		Formação Longá (Dcl)	Arenitos finos silicificados; argilosos, micáceos. Laminação cruzada, de baixo ângulo, laminação plano-paralela e marcas onduladas.	Turbiditos distais	Gemas (ametista) e quartzo hialino; material para construção civil.
					Formação Cabeças (Dc)	Arenitos creme-avermelhados, silicificados, sigmoidais, limitados por planos de estratificação.	Zona costeira submetida ao movimento de marés.	–

cada unidade litoestratigráfica. Para a distinção desses sistemas foram estudados detalhadamente os afloramentos de cada unidade, caracterizados através da figura 2.3. As unidades envolvem geralmente mais de um sistema deposisional, e estão a seguir descritas individualmente.

2.3.2 Paleozóico

2.3.2.1 Grupo Canindé

O Grupo Canindé compreende as formações Cabeças e Longá, (Devoniano) e Poti (Carbonífero). É limitado na base por uma discordância que o separa do Grupo Serra Grande; o contato superior, com o Grupo Balsas, é normal (Góes *et al.*, *op. cit.*).

2.3.2.1.1 Formação Cabeças – Dc

Definição

Esta unidade estratigráfica foi definida inicialmente por Plummer (1946; *in* Santos *et al.*, 1984), para denominar uma seqüência predominantemente arenosa que se desenvolve nas proximida-

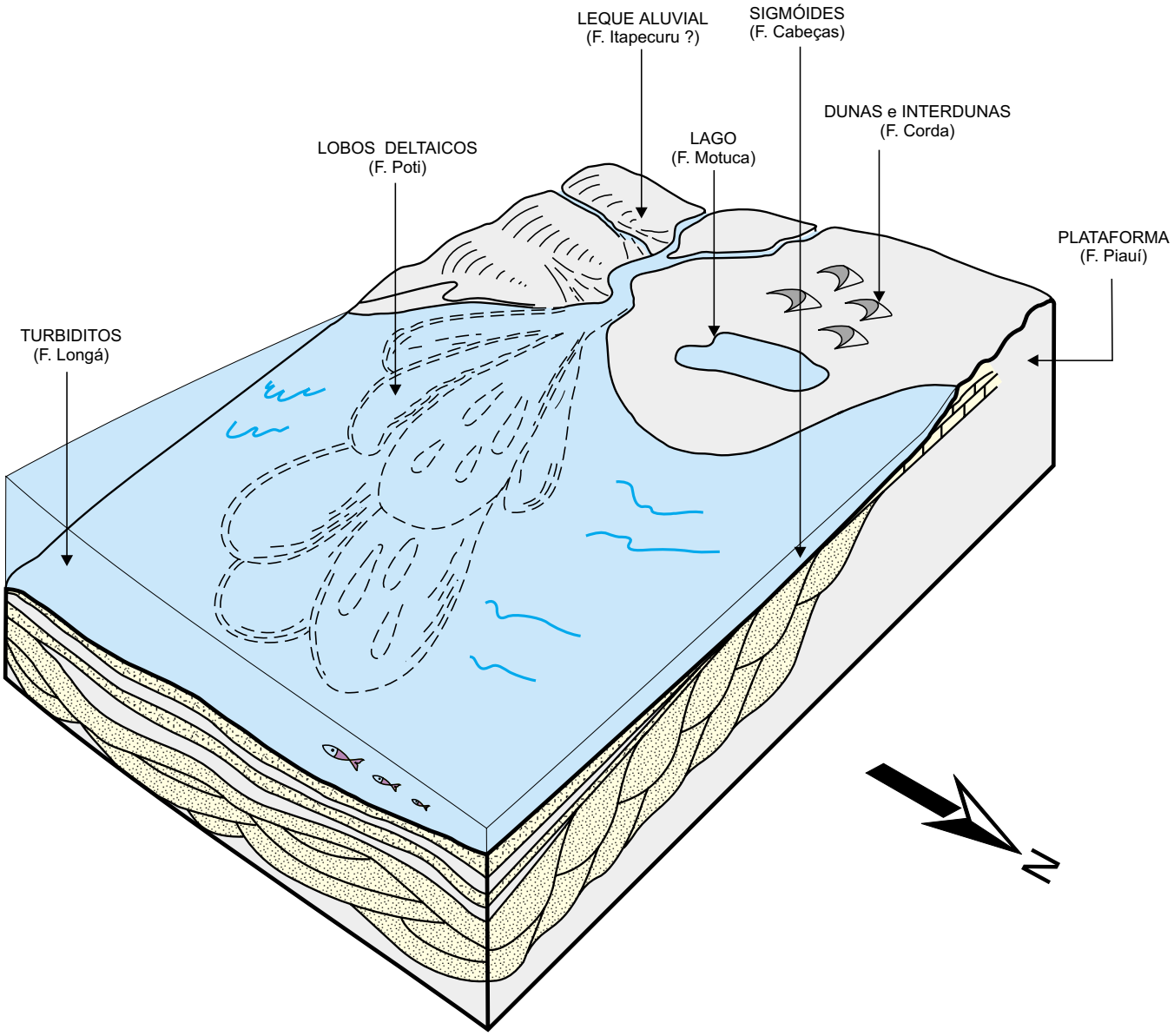


Figura 2.3 – Representação esquemática dos ambientes de sedimentação da Folha Caxias.

des da vila de Cabeças, a norte de Picos. Plummer (*op. cit.*) a subdividiu em três membros: Passagem, Oeiras e Ipiranga.

Kegel (*op.cit.*), em estudo detalhado do membro Passagem, considerou-o correlato ao membro Oitis da Formação Pimenteiras. Plummer (*op. cit.*) sugere o desuso do membro Oitis para aquela formação.

Blakennagel (1952), acreditando que a Formação Cabecas não comportava tal divisão porque os três membros descritos por Plummer afloravam apenas nas proximidades de Picos, preferiu não subdividí-la, denominando-a apenas de Formação Cabeças. Esta denominação foi aceita por Lima & Leite (*po. cit.*), e adotada neste trabalho.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Relações de Contato

A Formação Cabeças ocorre em áreas descontínuas e restritas no extremo oriental da Folha Caxias, alcançando até 18km de largura. Grande parte dos domínios dessa unidade, foi cartografada através da interpretação de fotografias aéreas e de imagens de satélite. Aflora no domínio morfoestrutural do Pediplano Central do Maranhão, englobando faixas de transição entre planaltos e depressões. Abrange cerca de 3,2% da superfície da folha, com espessura média em torno de 300m.

A Formação Pimenteiras, sotoposta, não aflora na área estudada. As relações de contato com a Formação Longá, sobreposta, são materializadas pela mudança brusca da litologia e dos processos deposicionais.

Litologia e Estruturas Sedimentares

A sudeste de Batalha, no limite nordeste da folha, a Formação Cabeças consiste em arenitos creme-avermelhados com grãos subarredondados, silicificados. Na saída de Batalha, em direção a Piracuruca, aflora sob a forma de blocos isolados de aspecto ruiniforme, contendo grânulos e seixos de quartzo, retrabalhados. A análise petrográfica da amostra JA-58 revelou a presença de quartzo, grãos de zircão, rutilo e palhetas de sericita. O cimento é silicoso e limonítico.

Ao longo dos perfis executados foram observadas camadas de pelitos cinza-arroxeados, aparentemente maciços, intercalados com camadas de arenito cinza a avermelhado.

No afloramento situado no limite oriental da folha, nas proximidades de Lajes, os arenitos têm aspecto corrugado, semelhantes a marcas onduladas linguóides. Internamente apresentam estratificação cruzada sigmoidal com ondulações no topo dos estratos. As estratificações cruzadas mostram paleocorrente para SSE (N140°). Próximo a Batalha, os arenitos têm aspecto ruiniforme, exibindo externamente disjunções poligonais. Internamente a estratificação é plano-paralela.

Nas seqüências pelito-arenosas, a base das camadas de arenito está deformada por marcas de carga exibindo marcas onduladas no topo.

Ambiente de Deposição

As formas sigmoidais amalgamadas, limitadas por planos de estratificação, são indicativas de ação marinha, ou pelo menos de uma zona costeira submetida a processos de maré. Essas estruturas possivelmente foram geradas pela migração de formas de fundo de corpos arenosos, submersos, em uma plataforma regressiva. As marcas de carga na base das camadas arenosas devem-se à sua deposição sobre argilas não litificadas.

Idade e Correlações

Brito & Santos (1965), a partir da descrição de microfósseis do gênero *Pseudolunulídia* posicionaram a Formação Cabeças no Devoniano Médio. Posteriormente esse posicionamento foi complementado por Lima & Leite (*op. cit.*) com base na associação de palinomorfos do Struniano e Fameniano, atribuindo idade meso a neodevoniana à unidade.

A Formação Cabeças é correlacionada com os intervalos médio e superior da Formação Curuá, com o intervalo superior da Formação Oriximiná, da Bacia Amazônica; e com a Formação Ibimirim, da Bacia do Jatobá, no Nordeste do Brasil. Crow (1952) e Bar & Riegel (1974; *in* Caputo, *op. cit.*), correlacionaram a Formação Cabeças com camadas de arenito da parte superior da Série Accraian e com as camadas de arenitos vermelhos Takoradi, da Série Sekondian, da Bacia Accra (Gana).

2.3.2.1.2 Formação Longá – DCl

Definição

Foi descrita inicialmente por Albuquerque & Dequech (1946) para caracterizar folhelhos cinza-escuros que afloram nas proximidades de Campo Maior, no vale do rio Longá.

Campbell (*op. cit.*), chamou de Formação Longá, as camadas de folhelhos com intercalações de

siltitos e equivalentes estratigráficos com as camadas Itaueiras de Plummer (1946).

Mesner & Wooldridge (*op. cit.*) descrevem a Formação Longá como uma unidade constituída de folhelhos cinza-escuros, finamente laminados, betuminosos, e siltitos micáceos, com leitos contorcidos e tubos de vermes.

Mabesoone (1977) descreveu os sedimentos Longá como constituintes de uma fácies especial de ambiente de marés, em fase regressiva, do Devoniano Superior.

Lima & Leite (*op. cit.*), em trabalhos de mapeamento regional, concordaram com Campbell (1949), intercalando, entretanto, na parte intermediária das camadas de folhelhos, arenitos e siltitos cinza-claro a esbranquiçados, laminados; proposição que é adotada neste texto.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Relações de Contato

A Formação Longá ocupa área significativa na Folha Caxias, distribuída em uma faixa alongada, aproximadamente de direção norte-sul. Estende-se da cidade de Campo Maior até o município de Batalha, na porção nordeste da folha, perfazendo cerca de 13,7% da área mapeada.

Os melhores afloramentos localizam-se nas proximidades de Batalha (foto 1), na cidade de Campo Maior (foto 2), nas margens dos rios Surubim, Longá e seus afluentes, e no rio Jenipapo.

O contato inferior com a Formação Cabeças dá-se através de brusca mudança litológica. As relações de contato com a unidade superior apresentam variação litológica entre os siltitos Longá e os arenitos da Formação Poti.

Litologia e Estruturas Sedimentares

Nas áreas de exposição, a Formação Longá consiste na superposição de delgadas camadas de arenitos de granulometria fina a muito fina, às vezes silicificados, com níveis argilosos avermelhados e roxos, micáceos.

Análises petrográficas de cinco amostras (JA-94, JA-95, JA-97, JA-209 e JA-233) identificaram, além de quartzo, feldspato e mica, lamelas de sericita e grãos de turmalina; associados a processos de albitização e substituição por argilominerais.

A análise microestrutural dessas amostras identificou dois planos de foliação, gerados possivelmente por tectonismo local superposto. Frações argilosas analisadas por difração de raios-X realizados nas amostras JA-206, JA-207, JA-210 e JA-227, revelaram altas percentagens de minerais do grupo da caulinita, apresentando pequenos valores de minerais do grupo da illita e da esmectita.

Os arenitos geralmente apresentam laminações cruzadas e horizontais e marcas onduladas. Em Campo Maior, na parte inferior de algumas camadas, observam-se estrias e marcas de objetos com sentido geral de escoamento para sudoeste. Em uma extração de lajes nesse município (bairro Santa Rita), as camadas rítmicas apresentam uma rede de fraturas que são preenchidas por sulfeto de ferro (pirita), com intensa bioturbação e icnofósseis; as camadas mais espessas indicam deformações de sobrecarga e estrutura em almofadas.

Ambiente de Deposição

De acordo com Selley (1988; *in* Pedreira, 1991), a existência de argila dentro de unidades sedimentares implica na deposição abaixo da *mudline* que pode variar de produndidade de acordo com a configuração da costa e amplitude das marés. Em profundidade, corpos arenosos só são encontrados quando transportados por fluxos gravitacionais ou tempestades. Não foram encontradas estruturas indicativas de água rasa na maioria dos afloramentos estudados, evidenciando deposição em ambiente profundo; por outro lado, camadas depositadas distalmente, tendem a assumir geometria horizontal, arranjadas seqüencialmente, indicando deposição por correntes densas de sedimentos, como no caso em discussão.

Todo o conjunto, depositado em regime de fluxo inferior, com processos de tração e suspensão associados, é interpretado como turbiditos distais. Os ciclos de folhelhos superpostos que ocorrem nas proximidades de Batalha, evidenciam fases de progradação, que deve ter ocorrido dentro de um canal, com transporte por gravidade.

Medidas de plaeocorrentes em estratificações plano-paralelas e cruzadas revelaram resultante para noroeste.

Idade e Correlações

Kegel (1953), estudando a fauna da Bacia do Parnaíba, registra na borda leste da serra de Campo Maior, uma fauna de lamelibrânquios, característica da parte inferior do Devoniano Superior.

Cruz *et al*. (*op. cit.*), baseados em estudos bioestratigráficos regionais, indicam que as divisões estratigráficas estabelecidas pela palinologia nas uni-

dades Poti e Longá estendem esta última como do Devoniano Superior até o Andar Viseano, do Carbonífero Inferior. Assinalam, ainda, que, enquanto na região sudeste da bacia (no tempo Viseano) a sedimentação processava-se em planície de maré, em outras regiões a deposição dava-se em planícies fluviais, com restos de plantas nos sedimentos da parte superior da unidade Poti.

Análises paleontológicas executadas pela CPRM identificaram, em componentes microfaunísticos e macrofaunísticos, associações representativas de um mesmo intervalo de tempo para a sedimentação Longá nos flancos leste e sudoeste da bacia, sendo datados no Neodevoniano/Eocarbonífero.

A Formação Longá é correlacionada às seções superiores das formações Ponta Grossa e Curuá, das bacias do Paraná e do Amazonas, respectivamente.

2.3.2.1.3 Formação Poti – Cpo

Definição

A proposta inicial dessa unidade foi feita por Lisboa em 1914 (*in* Santos, 1984), para designar folhelhos carbonáceos que afloram no vale do rio Poti. Posteriormente, no estudo do poço para água subterrânea executado na região de Teresina, Paiva (1937), Oliveira & Leonardos (1943; *in* Lima & Leite, *op. cit.*) e Campbell (*op. cit.*), confirmaram a designação inicial, posicionando-a estratigraficamente entre as formações Longá e Piauí.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Relações de Contato

A Formação Poti abrange grandes áreas na Folha Caxias, com um *trend* de direção aproximadamente N-S. Ocupa grande faixa da porção oriental, estando também distribuída na porção centro-norte, em domínios da unidade morfoestrutural denominada Pediplano Central do Maranhão. Distribui-se em dois tipos de modelados que resultam em áreas de cotas mais elevadas, caracterizando feições dissecadas, com relevo ruiniforme, refletindo fraturamentos verticais e subverticais, em patamares sucessivos, como nas serras de Campo Maior e Bugarim, e em superfícies arrasadas e planas. Acha-se entrecortada por rios de baixo gradiente, obedecendo o padrão dendrítico a semidendrítico regional.

Apesar de preferencialmente ocorrer em largas faixas, os estratos Poti afloram também de maneira descontínua, justapostos com sedimentos da unidade Longá com a qual faz contato gradacional.

Na região de Barras compreende parte dos cursos dos rios Maratoã, Longá e seus afluentes; a NE de Miguel Alves e em uma faixa compreendida entre José de Freitas e Campo Maior é de difícil delimitação com os estratos Piauí, uma vez que nesses locais apresenta identidade litológica. Deve levar-se em consideração que a interpretação de imagens de satélites, a qual nem sempre expressa seguramente a individualização dos intervalos mapeados, foi um dos critérios utilizados na separação dessa unidade.

Análises petrográficas em três amostras (JA-05, JA-138 e JA-163) identificaram grãos de quartzo, feldspatos, raras lamelas de biotita, turmalina detrítica e zircão. Ocorrem também cristais de calcita com cimento areno-argiloso e finas placas de illita. Alguns grãos de feldspatos mostram-se substituídos por argilominerais, indicando processo de disssolução. Análises semiquantitativas para argila registraram elevadas percentagens de caulinita e reduzidos valores de illita e esmectita. Na amostra JA-186 ocorre somente a associação caulinita + esmectita.

O estrato carbonoso aplicado às amostras JA-186, JA-224 e JA-226, submetidas à análise organopalinológica indicou tratar-se de material equivalente ao estágio da hulha, correspondente a uma paleotemperatura de 100-130°, enquadrando-se na faixa da diagênese.

A Formação Poti ocupa 15,4% da área mapeada, tendo uma espessura de 221m (furo 1UN-04-PI - CPRM).

Cruz *et al.* (1973) admitem que essa formação, entre Buriti Bravo e Caxias, alcança mais de 350m de espessura.

Litologia, Estruturas Sedimentares e Interpretação

Foram analisadas três seções geológicas: José de Freitas - Barras - Rio Longá; Campo Maior - Serra do Bugarim e Campo Maior - Riacho da Raposa. Os afloramentos visitados permitiram individualizar quatro fácies: (I) arenitos bimodais; (II) arenitos com marcas onduladas; (III) arenitos sigmoidais e (IV) arenitos eólicos, (quadro 2.3).

A fácies I (arenitos bimodais) foi examinada principalmente ao longo dos cursos dos rios Longá e Maratasan. Essa fácies é constituída de arenitos de granulometria fina a média, bimodais, com estratificação cruzada acanalada de grande porte, às quais tendem a ser tangenciais na base. Ocorre laminação milimétrica formada pela alternância de grãos de diferente granulometria. São comuns es-

Quadro 2.3 – Caracterização e interpretação das fácies sedimentares da Formação Poti.

Unidade de Fácies	Paleocorrente	Litologia/Textura	Estruturas Sedimentares	Geometria	Espessura *Sets* (m)	Processos/ Interpretação
IV		arenitos finos a médios, bimodais	estratificação cruzada de grande porte, granocrescência	lenticular	2,0	dunas eólicas retrabalhadas
III		arenitos bimodais com intercalação de pelitos	estratificação cruzada de grande porte, *wavy*, *linsen*	lobos sigmoidais lenticular	0,5	frente deltaica, deposição em ambiente litorâneo retrabalhado por ondas
II		arenitos com granulação fina/ grossa, feldspáticos micáceos	estratificação plano-paralela, *ladderback*, *linsen*, *wavy ripples*	horizontal/ lenticular	0,5	planície de maré
I		arenitos quartzosos, granulação fina/média, bimodais	estratificações cruzada acanalada, plano-paralela; fluidização	lenticular, lobos de suspensão	0,5	migração de dunas eólicas retrabalhadas por invasões marinhas

IV – arenitos eólicos
III – arenitos sigmoidais
II – arenitos com marcas onduladas
I – arenitos bimodais

truturas de escape de fluidos como convoluções e pilares de fluidização, estas provocadas pelo impacto de ondas no substrato arenoso, que, por não estar ainda compactado, possui altas pressões nos poros (foto 3).

Perfeitamente destacáveis desses sedimentos, ocorrem, na margem direita do rio Maratoã, no mesmo afloramento, blocos sob forma de lobos de suspensão, constituídos de arenitos quartzosos, cinza-esbranquiçados, com grãos subarredondados, retrabalhados por ondas; exibem estratos cruzados tabulares de pequeno porte e ondulações cavalgantes. No rio Longá, as estratificações cruzadas acanaladas são de grande porte. Grande parte dos estratos nesse local apresentam morfologia do tipo Xi, Allen (1963; *in* Pedreira, *op. cit.*), formando dunas do tipo *seif* (longitudinais). Em corte transversal, a morfologia dessas estruturas assemelha-se a dobras em *chevron* (foto 4).

No riacho da Raposa, sudoeste de Campo Maior, os arenitos apresentam granulometria fina, com cruzadas acanaladas truncadas, de baixo ângulo. Praticamente todo esse afloramento encontra-se com suas estruturas obliteradas por efeito dos fenômenos de fluidização que originaram dobras convolutas e camadas maciças, com feições de escorregamento; são encontradas também, no topo dos arenitos, marcas onduladas de cristas paralelas superpostas por lobos amalgamados.

Essa fácies compreende efeitos combinados de processos de deposição gerados por água e por vento, podendo se interpretar o seguinte:

a) As estratificações cruzadas de grande porte e tabulares representam a migração de dunas eólicas, caracterizando transporte por saltação e/ou arraste superficial;

b) As superfícies horizontais e suborizontais que truncam *sets* estratificados cruzadamente foram originadas, possivelmente, pela deflação da areia que estaria posicionada acima de um nível freático;

c) Os arenitos do rio Maratasan e do riacho da Raposa, que apresentam estruturas de escape de

fluido, são fortes indícios de que os constituintes liquefaziam-se, produzindo deformações nos estratos pelo conseqüente escape de água;

d) Os lobos de areia com retrabalhamento por ondas representam fluxo de sedimento resultante do retrabalhamento de dunas por ocasião de eventuais invasões marinhas. Exemplo similar é encontrado em uma fácies da Seqüência dos Lagos (Eo-Cretáceo) da Bacia do Recôncavo, onde sedimentos deltaicos da Formação Candeias, que caracterizam linhas de costa de lobos depositados sob condições subaéreas por fluxos gravitacionais, encontram-se associados a depósitos eólicos.

A fácies II, arenitos com marcas onduladas, ocorre em uma faixa localizada a NE de José de Freitas, na estrada para Barras. Consiste em arenitos cinza-esbranquiçados, de granulometria fina a grossa, quartzosos, feldspáticos, micáceos. Apresentam estratificações plano-paralelas e cruzada de baixo ângulo. No topo dos arenitos, há evidências de retrabalhamento por ondas formando pequenas "bacias" com diâmetros de aproximadamente 20cm, *linsen*, marcas onduladas e *ladderback ripples*, típicas de planície de marés.

Na mesma faixa, essa unidade de fácies consiste em finas camadas de arenitos de granulação grossa, formando *sets* de base plana e topo ondulado, intercaladas com camadas de siltitos e folhelhos cinza. Exibem estratos cruzados com truncamentos e *coarse grained ripples* com *drapes* de lama. 2,8km a NE de Cabeceiras (proximidades da fazenda Douro), as camadas de arenito diminuem de espessura, havendo maior incremento dos constituintes lamosos. Estruturas características dessa unidade de fácies são encontradas também em Nossa Senhora dos Remédios, fora dos limites norte da folha, onde ocorrem camadas de arenitos vermelhos e brancos e siltitos brancos interacamadados, dispostos em camadas cruzadas, com *herring bone*. Nesse local, na superfície de uma camada de arenito, foi indentificado um icnofóssil, que se trata possivelmente de um traço meandriforme de Helminthóida.

As intercalações de camadas de arenitos com folhelhos e siltitos e estruturas sedimentares associadas examinadas, indicam que seus constituintes litológicos estão situados na parte inferior, em uma zona de planície de maré.

A morfologia, base plana e topo ondulado, encontrada nos arenitos e siltitos a NE de José de Freitas, caracterizam processos de tração + suspensão, combinando fluxo unidirecional com componente oscilatório. Indicam pulsos de tempestades. As *ripples* de granulação grosseira formadas por ondas e identificadas na fazenda Douro, que formam intervalos com areia grossa, com cristas pouco espaçadas e arrasadas, de pequenas amplitudes, são indicativas de eventos de tempestades.

A fácies III (arenitos sigmoidais) foi analisada na serra de Campo Maior e ocorre associada com a fácies IV no quadrante sudeste da folha. Constituem sedimentos arenosos de granulometria fina a média, com intercalações de pelitos. Apresentam na base, geometria em forma de lobos sigmoidais superpostos, admitindo-se que podem ter sido formados abaixo do nível de base, de forma rápida (foto 5). Geralmente apresentam o topo plano, com deformação na base, exibindo internamente estratificações plano-paralela e cruzada de baixo ângulo. Entre as sigmóides ocorrem finas intercalações de pelitos, com estratificação ondulada e lenticular. Poucos metros a sul desse intervalo ocorrem arenitos retrabalhados por ondas com *wavy*, *linsen* e truncamentos (foto 6).

O intervalo superior dessa seqüência é predominantemente arenoso. Desenvolve estratificações cruzadas de grande porte, as quais tendem a ser tangenciais na base. Internamente, as lâminas apresentam grãos bem selecionados e foscos. Como feições subordinadas, exibem linhas com concentração de pequenos seixos de quartzo, consideradas como superfícies de deflação, devido à retirada dos grãos mais finos pelo vento, granocrescência e estruturas que caracterizam queda e fluxo de grãos. Na porção média desses intervalos ocorrem camadas argilo-arenosas, laminadas, com cerca de 0,70m de espessura.

A base desse conjunto integra sedimentos transicionais de frente deltaica, depositados em um ambiente litorâneo dominado por ondas. O topo corresponde a sedimentos originados da ação dos ventos, que desenvolveram dunas eólicas, retrabalhadas. As camadas argilosas que ocorrem na porção média, representam áreas de interdunas (figura 2.4).

Idade e Correlações

Aguiar (*op. cit.*), fazendo referência a Muller, que encontrou pólens na zona N, e baseado em análises de macro e microfósseis, data a Formação Poti no Carbonífero Inferior (Mississipiano).

Baseado na similaridade litológica e palinológica, a Formação Poti é correlacionada com a Formação Faro, da Bacia Amazônica, e com a Formação Moxotó, da Bacia Tucano-Jatobá.

ESP.	LITOLOGIA TEXTURA E ESTRUTURA SEDIMENTAR	L I T O L O G I A	I N T E R P R E T A Ç Ã O
	ARGILA / SILTE / ARENITO FINO / ARENITO MÉDIO / ARENITO GROSSO / CONGLOMERADO		
± 20m		- Arenitos finos a médios, cinza avermelhados, bimodais, micáceos, com estratificação cruzada acanalada de grande porte. Internamente os *sets* deposicionais exibem granocrescência, com queda e fluxo de grãos.	- Dunas eólicas
± 10m		- Arenitos finos, bimodais, com estratos cruzados, multidirecionais de grande porte.	
± 3m		- Arenitos finos, argilosos, micáceos, com truncamentos. Ocorrem níveis com laminação plano-paralela, *linsen, drapes* de argia e *swaley cross strantification.*	- Interduna
± 15m		- Arenitos médios a grossos sob forma de lobos sigmoidais amalgamados, com base plana e tapo ondulado. Níveis de síltitos com marcas de ondas.	- Frente deltaica

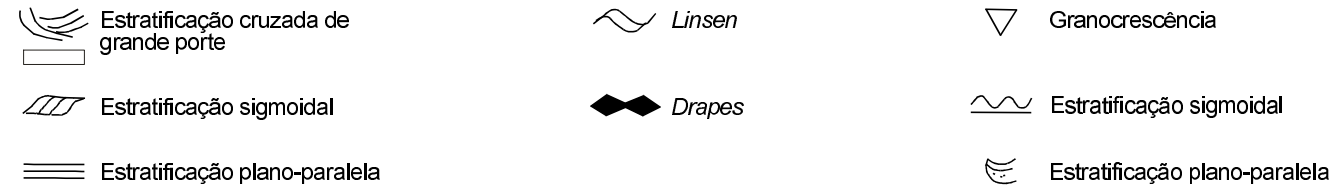


Figura 2.4 – Seção geológica esquemática Serra do Campo Maior/Serra do Bugarim (afloramentos JA-20 e JA-21) – Formação Poti.

2.3.2.2 Grupo Balsas

Na Folha Caxias esse grupo ocupa o intervalo compreendido entre o Carbonífero Superior e o Permiano Superior. Na Bacia do Parnaíba, alcança até o Triássico Inferior, com a Formação Sambaíba, que não aflora na folha (Góes *et al.*, *op. cit.).*

2.3.2.2.1 Formação Piauí – Cpi

Definição

Esta unidade estratigráfica foi definida inicialmente por Small (1914; *in* Santos *et al.*, 1984), que utilizou o termo "série Piauí" para designar a seqüência paleozóica completa da Bacia do Parnaíba. Posteriormente, estudos regionais de Duarte (1936) e de Oliveira & Leonardos (1934; *in* Santos *et al.*, *op. cit.*), restrigiram o termo "série" para representar somente as camadas carboníferas do Pensilvaniano.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Relações de Contato

A Formação Piauí ocupa a segunda maior extensão em relação às demais unidades, cobrindo cerca de 16,9% da área cartografada.

Ocorre na porção central da folha, margeando o rio Parnaíba em áreas aplainadas, ou em pequenas elevações, que encaixam cursos fluviais. Os melhores afloramentos localizam-se entre Coelho Neto e Miguel Alves e entre Teresina, José de Freitas e União, no vale do rio Parnaíba.

Localmente o contato superior com os sedimentos Pedra de Fogo é transicional. Próximo ao entrocamento da estrada União - José de Freitas, a transição entre essas unidades envolve um contexto deltaico, com evidentes processos de retrabalhamento por ondas. Apesar de posicionada estratigraficamente acima da Formação Poti, é evidente a similaridade litológica entre esta e a Formação Piauí.

Litologia, Estruturas Sedimentares e Interpretação

Nesta unidade foram identificadas quatro fácies, denominadas: (I) arenitos com estratificação cruzada acanalada; (II) arenitos e siltitos com marcas onduladas; (III) arenitos com estratificação sigmoidal; e (IV) calcários fossilíferos, (quadro 2.4).

A fácies arenitos com estratificação cruzada acanalada (I) aflora a norte de Teresina, na região de José de Freitas, e a sul de União.

Em Santa Teresa, a 27km a norte de Teresina, os sedimentos são constituídos de arenitos bimodais que se alternam em camadas com estratificação plano-paralela e cruzadas de grande porte. Em um dos níveis próximo à base ocorre uma barcana com topo cortado por camadas horizontais, interpretada como interdunas. Essas feições, assemelham-se às estruturas de *blow out*, descritas por Gradzinski (1989; *in* Pedreira, 1991) e são produzidas por fluxo helicoidal do vento. Na extremidade norte ocorre uma estrutura em forma de canal, indicando atividade episódica de corte e preenchimento, mostrando superfícies limitantes de 1ª e 2ª ordem (foto 7). Em Santarém e José de Freitas essa litofácies consiste em arenitos com evidências de fluidização e "lentes" de argila, com icnofósseis, estas com perfurações emparelhadas.

Na rodovia PI-112, foram encontrados arenitos com estratificação cruzada sigmoidal e do tipo Xi, com laminação por queda e fluxo de grãos; estão associados a "linhas" de deflação formadas por partículas maiores e mais resistentes ao escoamento. São interpretados como depósitos de dunas e interdunas, devendo corresponder a um ambiente desértico, relacionado à descida do nível baixo do mar que atuava à época da deposição.

A fácies de arenitos e siltitos com marcas onduladas (II), ocorre também na rodovia PI-112, entre Miguel Alves e União. Consiste em sedimentos arenosos de granulometria fina a média, com matriz caulínica, siltitos e folhelhos. Apresentam geometria tabular com baixa lenticularidade, mostrando grande persistência lateral. Nos arenitos predominam estratificações plano-paralelas e cruzadas de baixo ângulo, do tipo *herring bone*; nos siltitos ocorrem marcas onduladas com topo plano. Esse conjunto indica deposição em zona litorânea, em regime de fluxo superior associado a depósitos de planície de maré.

A fácies correspondente a arenitos com estratificação sigmoidal (III) cobre pequena faixa da área, podendo ser analisada no afloramento localizado 14km a sul de União. Constitui corpos de arenitos finos, caulinizados, com estratificações cruzadas sigmoidais amalgamadas. Encontram-se dispostas entre camadas de argilas com estratificação plano-paralela (foto 8). Para o norte esse conjunto passa lateralmente para arenitos com truncamentos por ondas e *coarse grained ripples*, com níveis de folhelho. Corresponde a depósitos de frente deltaica, associados a barras de plataforma retrabalhadas por tempestades.

A fácies calcários fossilíferos (IV) foi definida na fazenda Mocambo, a sul de José de Freitas. Está carac-

Quadro 2.4 – Caracterização e interpretação das fácies sedimentares da Formação Piauí.

Unidade de Fácies	Paleocorrente	Litologia/Textura	Estruturas Sedimentares	Geometria	Espessura *Sets* (m)	Interpretação
IV		arenitos finos calcíferos e calcários fossificados	*climbing ripples*, *birds eyes*, *wavy*, *linsen*	plano-paralela	1,0	plataforma de águas rasas e agitadas em zona de submaré
III		arenitos finos com níveis de argila	estratos sigmoidais amalgamados	sigmoidal	3,0	frente deltaica,
II		arenitos com matriz caulínica, siltitos e folhelhos	cruzadas tabulares e *hering bone*	tabular	0,5	depósitos litorâneos associados a depósitos de planície de maré
I		arenitos finos/ médios, bimodais, com lentes de argila	*blow out*; estratificação cruzada; linhas de deflação	barcana, lenticular	1,5	depósitos de duna/ínterduna

IV – calcários fossilíferos
III – arenitos com estratificação sigmoidal
II – arenitos e siltitos com marcas onduladas
I – arenitos com estratificação cruzada acanalada

terizada da base para o topo pela sucessão de camadas de arenitos calcíferos, sucessão de camadas de arenitos calcíferos, laminados, com estrutura *climbing* e cruzadas de baixo ângulo, calcários fossilíferos marinhos com *birds eyes*, siltitos e argilitos intercalados. Apresentam geometria plano-paralela, com marcas onduladas, *wave* e *linsen* (figura 2.5). Sugere deposição em ambiente de plataforma de águas rasas e agitadas, em zona de submaré (foto 9).

Nos afloramentos localizados a oeste de José de Freitas, os bancos de calcários, estratiformes, alcançam mais de 1m de espessura. Nesses locais são identificados calcarenitos de geometria tabular com grande persistência lateral e *mudcracks*, associados a truncamentos por ondas. Secundariamente, são encontrados arenitos de geometria sigmoidal com intercalações de argilitos e siltitos vermelhos, sugerindo deposição sob influência de marés e processos litorâneos.

Os calcários dessa formação apresentam em sua composição química, valores médios de 26% de CaO e de 18% de MgO, podendo comportar variações desses teores. A amostra JA-08, apresentou um percentual de 2,9 de resíduo insolúvel.

Idade e Correlações

Campanha & Rocha Campos (1979), através do estudo da microfauna de conodontes, datam a Formação Piauí como pertencente ao Pensilvaniano Inferior e Médio.

Anelli (1993), estudando os pelecípodes dessa formação, admite que a assembléia encontrada foi formada no Neo-Paleozóico, com distribuição geológica correspondente a todo o Pensilvaniano.

A porção inferior é correlacionada com a Formação Monte Alegre e a parte superior com a Formação Itaituba, da Bacia Amazônica. É também corre-

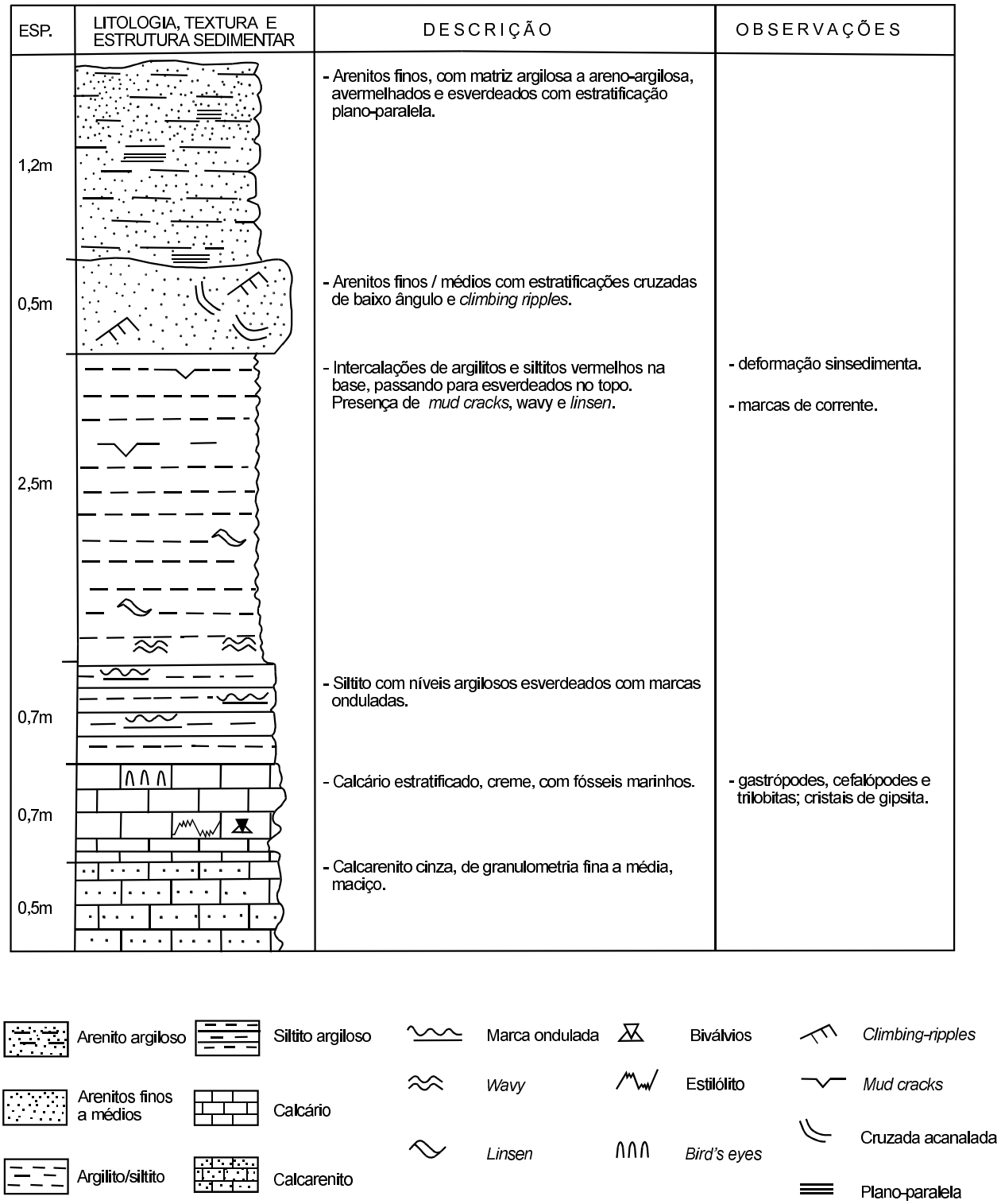


Figura 2.5 – Seção geológica esquemática do calcário da fazenda Mocambo (Formação Piauí).

lacionada com o Grupo Aquidauana, noroeste da Bacia do Paraná.

2.3.2.2.2 Formação Pedra de Fogo – Ppf

Definição

Posicionada estratigraficamente entre as formações Piauí e Motuca, a Formação Pedra de Fogo foi definida por Plummer (1949; *in* Lima & Leite, *op. cit.*), para caracterizar camadas ricas em *chert* e fósseis vegetais que afloram no rio Pedra de Fogo entre Pastos Bons e Nova Iorque.

Aguiar (*op. cit.*) reconheceu, no município de Balsas, o caráter cíclico dessa unidade, identificando uma sucessão litológica, constituída de arenitos amarelados, siltitos e folhelhos esverdeados, com restos de madeira fossilizada e calcários oolíticos. A ocorrência de espessas camadas de sílex, que ocorrem nessa formação, fazem distingui-la das demais unidades da bacia. Adotou-se neste texto a definição de Plummer, anteriormente citado.

A maior espessura conhecida, de acordo com Caputo (*op. cit.*), é de 240m aproximadamente.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Relações de Contato

Aflora de forma descontínua na porção ocidental da folha, em relevo bem individualizado, constituindo a parte superior de alguns afloramentos que têm como base sedimentos da Formação Piauí. Com essa unidade, o contato inferior freqüentemente processa-se através de lenta gradação, o que dificulta seu limite. O contato superior com a Formação Motuca é gradacional, passando dos silexitos e siltitos esverdeados da Formação Pedra de Fogo para siltitos e folhelhos vermelho-tijolo, da Formação Motuca. Ocupa cerca de 8,4% da área mapeada, com distribuição irregular.

As melhores exposições localizam-se a oeste e a sul de Coelho Neto e entre Teresina e União. A formação constitui excelente horizonte de referência, devido a presença de sílex.

Na região de Caxias sua espessura em subsuperfície alcança cerca de 173m.

Litologia e Estruturas Sedimentares

O afloramento mais representativo desta formação na área está localizado a 10km ao sul de Coelho Neto, na rodovia entre essa cidade e a BR-316 (figura 2.6) e na saída de Coelho Neto para Duque Bacelar. Consiste em camadas de silexitos, folhelhos e argilitos com níveis de arenitos. Os folhelhos e argilitos mostram estruturas que se assemelham a ondulações cavalgantes e estratificação do tipo *wavy* e *linsen*, e os arenitos, estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo, sugestivo de deposição em ambiente litorâneo.

Na saída de Coelho Neto, as camadas de silexitos provenientes da silicificação de camadas de calcários, encontram-se arqueadas, com superfícies de carga e concreções (foto 10). Em Harve de Graça (foto 11), proximidades de União, vêem-se lobos de arenitos retrabalhados, associados com bancos de areia de geometria lenticular e siltitos cinza, gradando para arenitos sigmoidais, com truncamentos, estruturas *flaser* e *linsen* “famintas”, centimétricas.

Admite-se para a Formação Pedra de Fogo na Folha Caxias um contexto deposicional que envolve uma zona intermediária de planície de maré associado a um sistema deltaico dominante por processos marinhos.

Medidas de paleocorrentes revelaram resultante para sul.

Idade e Correlações

Baseados na presença de restos de peixes e ostracóides e de anfíbio labirintodonte, Mesner & *Wooldridge* (*op. cit.*) admitem idade eo-permiana para esta formação. Estes autores identificaram nesta unidade *Psaronius*, bulbos e troncos de madeira silicificada.

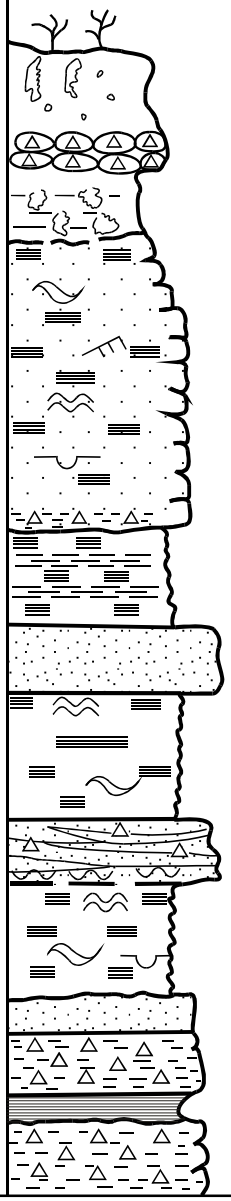
Cruz *et al*. (1973), através de estudos palinológicos, identificaram micrósporos alados, indicativos de uma flora desenvolvida e variada de gimnospermas, pteridófitas e esfenófitas, que sugere idade Permiano Inferior.

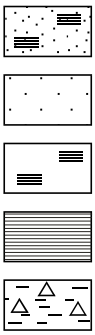
É correlacionada com as formações Batinga (membro Boacica) e Aracaré, da Bacia Sergipe-Alagoas e com a seção Palermo-Irati-Teresina, da borda noreste da Bacia do Paraná.

2.3.2.2.3 Formação Motuca – Pm

Definição

A Formação Motuca foi definida inicialmente por Plummer (1946; *in* Kegel, *op. cit.*), para designar uma seqüência constituída de folhelhos de cor vervelho-tijolo, com leitos de gipsita e anidrita, sobrejacentes à Formação Pedra de Fogo, encontrados na fazenda Motuca, entre São Domingos e Benedito

ESP.	LITOLOGIA, TEXTURA E ESTRUTURA SEDIMENTAR	D E S C R I Ç Ã O	OBSERVAÇÕES
6m aproximadamente		- Cobertura argilo-arenosa incoesa, marrom-amarelada a vermelha, com concreções ferruginosas. - Nível de silexito, descontínuo (”bolachas”). - Argilosos, avermelhados, mosqueados, pigmentado por óxido de ferro. - Intercalações de folhelhos e siltitos avermelhados com níveis de silexito. - Folhelhos avermelhados, finamente laminados com níveis argilosos. - Arenitos finos a médios, bem selecionados, massivos. - Folhelho cinza-arroxeado, com laminação plano-paralela. - Arenito fino a médio, arroxeado a amarelado com lentes de sílex. - Folhelho cinza-arroxeados, finamente laminado. - Camadas alternadas de silexito bem laminado, de coloração cinza-avermelhada, e níveis de siltitos e arenitos.	- Níveis contendo internamente drusas de calcita. - *Slumping*, *climbing ripples*, *linsen* e *wavy.* - *Wavy* e *linsen.* - Caulinizado, cruzada de baixo ângulo. - *Linsen*, *wavy* e *slumping.* - Percolação de óxido de ferro.


Folhelho síltico

Arenito

Folhelho

Siltito

Silexito

Linsen

Bolachas de silexito

Marca ondulada

Wavy

Climbing ripples

Slumping

Restos de organismos, concreções

Plano-paralela

Figura 2.6 – Seção geológica esquemática do afloramento localizado aproximadamente 10km a sul de Coelho Neto – Formação Pedra de Fogo.

Leite (MA), considerados como pertencentes ao Triássico.

Campbell (*op. cit.*) englobou nesta formação as camadas Pastos Bons e Caxias. Assinala que as camadas Motuca parecem indicar a parte central da bacia, ocorrendo por toda a região de Teresina e Caxias.

Northfleet & Melo (1967) definiram como Motuca o intervalo estratigráfico compreeendido entre as formações Pedra de Fogo e Sambaíba.

Aguiar (*op. cit.*), em estudos correlativos das unidades permo-triássicas da Bacia do Parnaíba, divide a Formação Motuca em três membros: o inferior e o superior, de constituição arenosa, e o médio, com predominância de folhelhos, calcários e anidritas.

Lima & Leite (*op. cit.*) registraram conglomerados e clásticos de *chert* na base dessa formação, posicionando-a, no Permiano Superior.

O furo 2MG-1-MA perfurado pela Petrobras alcançou 296m de espessura para essa formação.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Relações de Contato

A Formação Motuca encontra-se bem individualizada na Folha Caxias, caracterizando sobremaneira o ambiente restrito e de severa aridez em que a mesma foi depositada. Ocorre na porção sudoeste da área, ocupando parte da unidade morfoestrutural pertencente ao Pediplano Central do Maranhão, cobrindo cerca de 8,4%¨da área mapeada. Apresenta relevo suave, sobressaindo-se somente nas regiões de Caxias e Aldeias Altas com elevações acima de 25m.

O contato da Formação Motuca com a unidade sotoposta é de natureza concordante transicional; as relações do contato superior com a Formação Corda não estão bem definidas, devido a amplas faixas de coberturas terciárias que se sobrepõem sobre a unidade analisada e aos elevados processos de alteração supergênica que foram submetidos seus constituintes litológicos.

Algumas áreas de seu domínio podem ser definidas como aloformações, pois correspondem a corpos estratiformes mapeáveis de rochas sedimentares, definidos e identificados com base em suas descontinuidades limitantes (Código Norte-Americano de Nomenclatura Estratigráfica). Como na rodovia Timon-Caxias-Peritoró, onde afloram areias inconsolidadas com evidências inconfundíveis de estratificação. Além dessas, ocorrem ainda áreas laterizadas, principalmente nos arredores de Aldeias Altas (figura 2.7).

Litologia e Estruturas Sedimentares

A Formação Motuca, na Folha Caxias, consiste em pelitos de cor vermelho-tijolo com estratificação plano-paralela, apresentando bancos tabulares de arenitos cinza-esbranquiçados e calcários com nódulos de gipsita fibrosa, de aspecto mosqueado. A noroeste de Caxias, em corte da BR-316 (foto 12) e a noroeste de Aldeias Altas, consiste em ciclos de folhelhos vermelhos com finos níveis sílticos, capeados por lateritos (foto 13). Internamente têm aspecto maciço com grande persistência lateral e evidências de exposição subaérea (foto 14). Pode-se observar camadas alternadas de arenito e argilito, com cruzadas acanaladas, exibindo aspecto de *tidal bundles*. Nesse local ocorrem níveis argilosos com abundantes perfurações de icnofósseis.

Em Aarão Reis (figura 2.8, foto 15), e em Cambuquinha foram identificadas camadas de calcários silicificados com cerca de 2m de espessura, cinza-esbranquiçadas, ou avermelhadas e esverdeadas, apresentando estruturas de colapso. Encontram-se intercaladas com siltitos argilosos, folhelhos e arenitos calcíferos. Amostras analisadas nesses locais, inclusive na localidade Caieira do Braga, revelaram diferentes percentagens de MgO variando entre 0,1% e 21,3%.

Medidas de paleocorrentes extraídas de estratificações acanaladas e plano-paralelas tiveram resultante para noroeste.

Ambiente de Deposição

Os constituintes litológicos da Formação Motuca – pela ausência de estruturas indicativas de águas rasas e agitadas – podem ser interpretados como depósitos de tração e suspensão, lacustrinos, associados a raros pulsos litorâneos em um sistema desértico. A fase evaporítica continental condicionou a geração dos calcários Motuca, correspondente a pulsos regressivos. O clima na época da deposição deve ter sido fortemente oxidante, tendo em vista a predominância de sedimentos vermelhos ferruginosos.

Idade e Correlações

Mesner e Wooldridge (*op. cit.*), a partir da identificação de gastrópodo *Pleurotomaria sp* (Permiano do Peru) e formas de peixes semelhantes a *Paleoniscus sp* e *Elonichty sp* (Permiano), admitem para a Formação Motuca idade permiana superior. Caputo (*op. cit.*) admite um intervalo de deposição que compreende o Permiano tardio e Triássico antigo.

É correlacionada com a Formação Rio do Rastro, da Bacia do Paraná; com a Formação Andirá, da Ba- cia do Amazonas e com o arenito Secondi Inferior, da Bacia de Accra.

2.3.3 Mesozóico

2.3.3.1 Grupo Mearim

Este grupo é representado na Folha Caxias apenas pelas formações Corda, do Jurássico Superior, e Sardinha, do CretáceoInferior.

2.3.3.1.1 Formação Corda – Jc

Definição

Lisboa (1914; *in* Lima & Leite, *op. cit*.) usou o termo Corda para caracterizar camadas de arenitos vermelhos intercalados com derrames basálticos que ocorrem no curso superior do rio Mearim. Ao conjunto arenitos-basaltos chamou de "Série Mearim|" (Triássico) e aos folhelhos da base da Formação Codó, chamou de "Série Grajaú", de idade cretácea.

Campbell (*op. cit*.), concluiu que Grajaú e Corda eram o mesmo arenito e os denominou de camadas Grajaú. Trabalhos posteriores levaram esse autor a designar de Formação Corda os arenitos localizados acima dos derrames basálticos e abaixo dos folhelhos Codó, distinguindo três membros: Itaguatins, Macapá e Curador.

Moore (1961) identificou um segundo derrame basáltico acima dos arenitos Corda, considerando-o de idade cretácea.

Northfleet & Melo (*op. cit*.) incluiram na Formação Corda os derrames basálticos com duas intercalações sedimentares, denominando-os membros Macapá e Fortaleza.

Aguiar (*op. cit.*) considera como Formação Corda a seção de sedimentos constituída de arenitos com intercalações de folhelhos e leitos de sílex, assentada concordantemente sobre a Formação Pastos Bons; recoberta pelos basaltos Sardinha. Inferiu uma espessura superior a 150m para essa unidade.

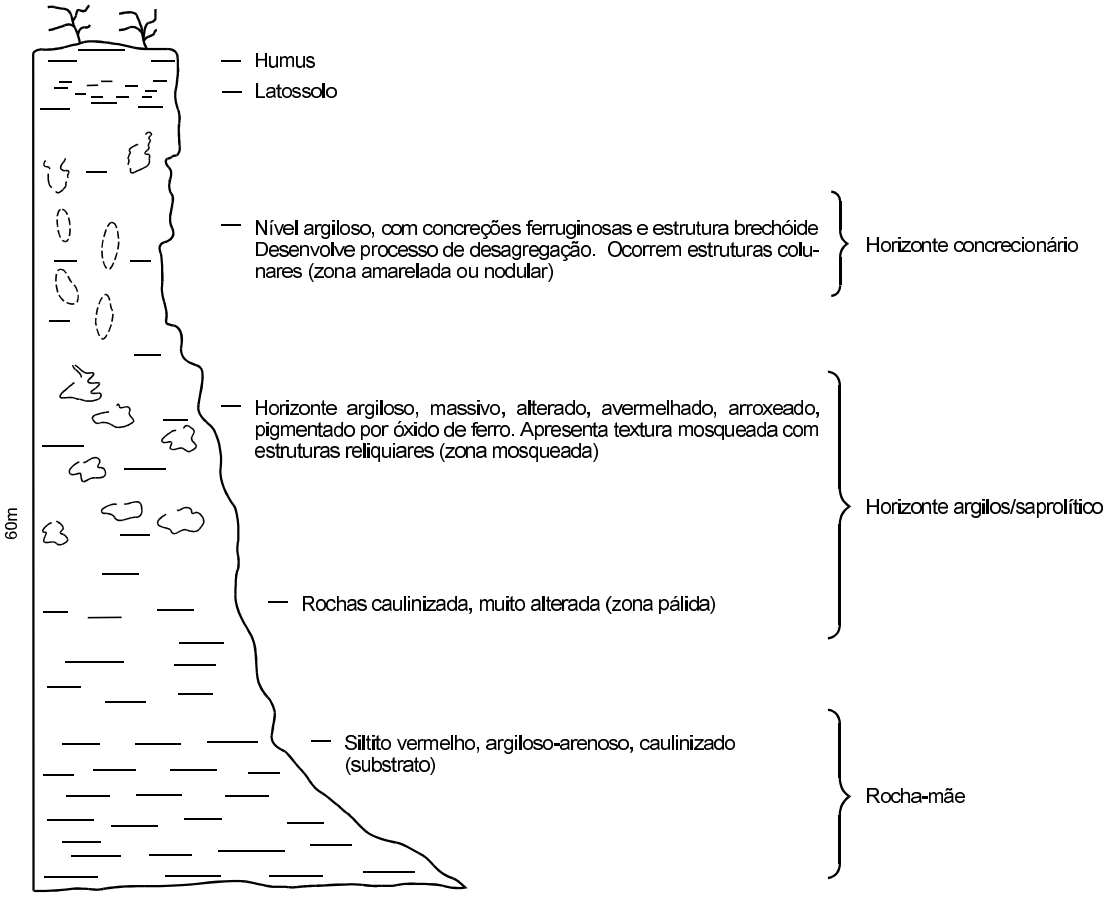


Figura 2.7 – Seção esquemática do perfil laterítico desenvolvido sobre sedimentos da Formação Motuca. Aldeias Altas, Morro da Torre.

ESP.	LITOLOGIA,TEXTURA	D E S C R I Ç Ã O	OBSERVAÇÕES
9,3m aproximados		- Intercalação de siltitos argilosos, arenitos finos calcíferos e lentes de silexito de cores variegadas (vermelho,cinza, branco). Localmente apresentam aspecto maciço, ocorrendo níveis laminados, de geometria plano-paralela.	Alteração diagenética. Presença de veios anastomosados preenchidos por soluções silicosas.
		- Calcarenito cinza-esbranquiçado, tabular.	
		- Argilito vermelho, maciço.	
		- Calcarenito cinza-esbranquiçado, laminado.	
		- Siltito argiloso, maciço, avermelhado, apresentando níveis irregulares de sílica.	- Filamento de algas esverdeadas.
		- Calcarenito cinza a esbranquiçado com lentes de silexito interestratificado.	
		- Siltito areno-argiloso com níveis calcíferos.	
		- Calcarenito fino, cinza a esbranquiçado, tabular, laminação plano-paralela.	
		- Siltito argiloso, avermelhado com níveis carbonáticos, com intercalações de calcissiltito.	
		- Calcário fino, esbranquiçado a avermelhado, silicificado, muito consistente, de geometria tabular, com marcas de ondas e *dish*.	- Laminação convoluta. Dobramento adiastrófico.

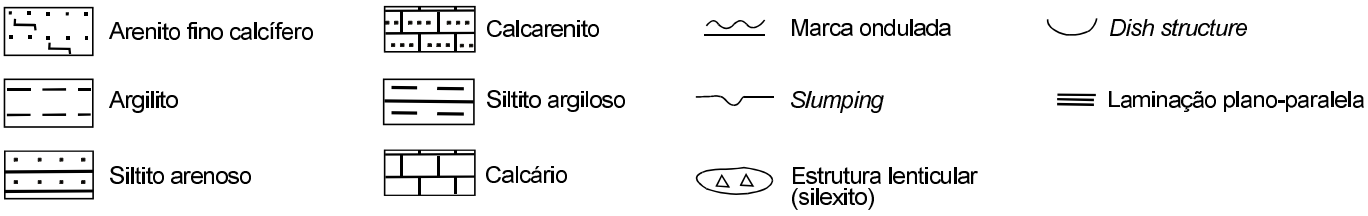


Figura 2.8 – Seção geológica esquemática do afloramento localizado em Aarão Reis, da Formação Motuca, entre Caxias e Timon.

Lima & Leite (*op. cit.*) consideraram como Formação Corda a seqüência de arenitos creme, róseos, amarronzados e cinza-arroxeados, com estratificação cruzada laminar em níveis de sílex, que se sobrepõem discordantemente sobre os basaltos Mosquito e concordantemente sobre os arenitos Pastos Bons.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Relações de Contato

A Formação Corda ocorre na porção sudoeste da folha mapeada, cobrindo cerca de 1,9% da área total. As melhores exposições situam-se a norte de Caxias, no cruzamento da estrada de ferro com a rodovia MA-034, entre a BR-316 e Coelho Neto, nas proximidades de Aldeias Altas e na rodovia Caxias-Peritoró.

Em alguns locais os constituintes dessa unidade formam corpos de areias brancas, granulometria fina a média, predominantemente quartzosas, com grãos subarredondados e esféricos, denominadas de cobertura de arenização, que devem estar associados a processos de desertificação atuantes na bacia.

A natureza do contato inferior com a Formação Motuca e superior com a Formação Itapecuru não é visível. Na BR-316 encontra-se sobreposta por coberturas terciárias constituídas de arenitos e argilitos avermelhados laterizados.

Litologia e Estruturas Sedimentares

Os afloramentos visitados consistem predominantemente em arenitos, com grãos arredondados e bem selecionados, e matriz caulínica. No riacho das Mulatas, as camadas de arenitos avermelhados apresentam geometria plano-paralela e cruzada tabular e são formadas por níveis com variação granulométrica. Os níveis argilosos estão perfurados por icnofósseis, evidenciados por pares de orifícios (foto 16).

A noroeste de Aldeias Altas, os arenitos apresentam bimodalidade, com grãos de quartzo, foscos, médios, subarrendondados a arredondados e bem selecionados. Os planos de estratificação alcançam cerca de 5cm de espessura e formam cruzadas acanaladas de grande porte. Entre esses planos ocorrem perfurações regularmente espaçadas.

Medidas de paleocorrentes nas estratificações cruzadas tiveram resultantes para sudeste.

Ambiente de Deposição

Os depósitos da Formação Corda na Folha Caixas são interpretados como de natureza eólica (ambiente desértico) com episódios de água-vento associados.

Idade e Correlações

Lima & Leite (*op. cit.*) identificaram, na Formação Corda, organismos lacustrinos, conchostráceos do gênero *Lioestheria* e *Macrolimnadiopsis*, além de ostracodes do gênero Candona. Admitem o relacionamento concordante e identidade cronológica com a Formação Pastos Bons, posicionando-a no Jurássico Superior.

A Formação Corda é correlacionada com a Formação Sergi, da Bacia do Recôncavo; com a Formação Serraria da Bacia Sergipe-Alagoas e com a Formação Botucatu, da Bacia do Paraná. Apesar do clima variar de árido a semi-árido, na época da deposição o ambiente deposicional da Formação Corda não conduziu a deposição e/ou preservação de evaporitos.

2.3.3.1.2 Formação Sardinha (Rochas Intrusivas Básicas) – Ks

Descrição

As rochas intrusivas básicas ocorrentes na Bacia do Parnaíba são classificadas petrograficamente, segundo projetos de mapeamentos regionais, como diabásios. Na área correspondem ao vulcanismo Sardinha, datados do Cretáceo Inferior.

A Formação Sardinha foi denominada por Aguiar (*op. cit.*), para definir os basaltos que afloram próximo à aldeia Sardinha, a sudoeste da cidade de Barra do Corda e mapeados anteriormente por Moore (1961). Esse autor posicionou estratigraficamente essa unidade acima da Formação Corda e abaixo da Formação Itapecuru, baseando-se na relação concordante Grajaú-Codó-Itapecuru, uma vez que as relações de contato dos basaltos com sedimentos não foram observadas no campo.

Cunha & Carneiro (1972) posicionam os basaltos Sardinha acima da Formação Grajaú e abaixo da Formação Codó. Correlacionaram em linha de tempo, às soleiras de diabásio intromissas nas unidades Pastos Bons e Grajaú, na região de Colinas-Mirador.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Relações de Contato

A área de ocorrência é muito restrita, englobando pequenas faixas das formações Longá e Cabeças, na extremidade nordeste da folha, alcançando apenas 0,1% da área mapeada. Não foram observadas relações definidas de contato, verificando-se sua delimitação através da interpretação de imagens de

satélite e de fotografias aéreas. Entre José de Freitas e Campo Maior foram identificadas, através de imagens de radar, linhas escuras, bem acentuadas, que caracterizam esses corpos sob forma de diques, de direção NW-SE.

Litologia e Estruturas Sedimentares

Na Folha Caxias, em afloramentos das formações Cabeças e Longá, onde os sedimentos estão em contato com essas massas ígneas, os arenitos apresentam-se muito consistentes e fraturados.

Na análise petrográfica da amostra referente ao afloramento JA-233 (que parece tratar-se de uma encaixante digestiva), identificou-se um mosaico granuloblástico, constituído essencialmente por grãos anédricos de quartzo e opaco (óxido de ferro), além de impurezas argilosas, de forma intersticial; os níveis oxidados concentram-se principalmente ao longo dos planos de fraturas e de foliação.

Ambiente de Deposição

As rochas intrusivas básicas são formadas na Bacia do Parnaíba sob condições subaéreas (extravasamento fissural) e têm comportamento semelhante às rochas constituintes da Formação Mosquito, definida também por Aguiar (*op. cit.*), às quais atribui-se idade jurássica e neo-triássica. Essas rochas testemunham atividades tectônicas que atuaram na plataforma brasileira, com fragmentação em blocos, ao longo de antigas fraturas ou de superfícies neoformadas. Esse fenômeno é de natureza episódica e está associado ao amplo magmatismo básico que se estendeu por todo o continente de Gondwana.

Apresentam-se como importantes agentes termais, condicionando mineralizações de opala, quartzo, ametista e, provavelmente, de galena, magnetita e pirita.

2.3.3.1.3 Formação Itapecuru – Ki

Definição

Campbell (*op. cit.*) foi quem primeiro descreveu esta unidade, denominando-a de Formação Serra Negra. Posteriormente, passou a usar o termo Itapecuru, atribuindo-lhe idade cretácea, posicionando-a em discordância local sobre a Formação Codó.

Mesner & Wooldridge (*op. cit.*) consideraram a Formação Itapecuru como de idade albiana, correlacionando-a com a Formação Tutóia da Bacia de Barreirinhas.

Molnar & Urdininéa (*op. cit.*) mapearam na área do baixo Gurupi sedimentos equivalentes à Formação Itapecuru, diretamente assentados sobre o embasamento.

Lima & Leite (*op. cit.*) adotaram o exposto por Campbell (*op. cit.*), para caracterizar um conjunto de arenitos variegados com intercalações de siltitos e folhelhos avermelhados que recobrem concordantemente a Formação Codó.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Relações de Contato

A Formação Itapecuru ocorre na porção noroeste da folha. Abrange áreas do município de Afonso Cunha e do distrito de Novo Belém, além de faixas localizadas a noroeste de Coelho Neto, perfazendo 9,6% da área mapeada. Apresenta pequenas exposições aflorantes, geralmente associadas a baixadas fluviais com relevo plano-ondulado, em faixas de domínio da unidade morfoestrutural Pediplano Central do Maranhão.

Não foi verificado em nenhum local a natureza do contato inferior da Formação Itapecuru com a Formação Corda, que lhe sotopõe. A noroeste de Duque Bacelar, sedimentos atribuídos à Formação Itapecuru, bastante laterizados, encontram-se em contato com sedimentos também de elevado grau de laterização das formações Piauí e Pedra de Fogo. O contato superior é marcado com extensas coberturas arenosas e/ou lateríticas terciárias.

Litologia e Estruturas Sedimentares

A maior parte dos sedimentos da Formação Itapecuru, na área, foi submetida a intenso processo de alteração supergência, ligado a ciclos de peneplanização que, sob condições climáticas favoráveis, condicionou o desenvolvimento de perfis lateríticos imaturos.

Nas localidades de Queimada de Cima (município de Coelho Neto) e fazenda Buritirama (município de A. Cunha), os perfis lateríticos apresentam, na base, o horizonte mosqueado saprolítico (onde desenvolvem-se materiais de alteração do intemperismo) com níveis argilosos, de coloração esbranquiçada, cinza-clara e amarelo-avermelhada ou roxa. Da porção mediana em direção ao topo evoluem para o horizonte concrecionário ou ferruginoso – (zona colunar). Os últimos intervalos apresentam-se geralmente sob forma de crostas ferruginosas, de coloração avermelhada ou amarronzada e, apesar de serem mais compactos e densos em relação ao intervalo inferior, são

bastante propensos aos processos de desagregação e transporte em meio aquoso (foto 17).

Segundo Costa (1990), as rochas lateríticas são geralmente mais leves que a maioria das outras rochas devido à abundância de vazios gerados pela lixiviação e pelo domínio de minerais leves em sua composição mineralógica.

Ambiente de Deposição

Dados de campo são insuficientes para emitir-se conclusão definitiva quanto ao ambiente deposicional da Formação Itapecuru na Folha Caxias. Os efeitos do elevado grau de intemperismo que afetou esta unidde, pelo menos nos locais visitados, e a grande massa de material desagregado que provém das encostas das pequenas elevações, impedem a delimitação das relações de contato entre esta e as demais unidades aflorantes.

Os critérios estabelecidos para sua individualização basearam-se em grande parte na análise de imagens de satélite. Há a considerar, entretanto que, nas proximidades de Afonso Cunha, onde existem claras evidências também de processos lateríticos, ocorrem seixos, blocos e níveis de conglomerados, imersos em uma matriz arenosa, de granulometria grossa, em forma de cunha. Essas feições sugerem depósitos de leques aluviais.

Idade e Correlações

Lima & Leite (*op. cit*.), baseados em fósseis encontrados em calcários da parte superior da seção Itapecuru (Formação Alcântara), atribuem idade albiano-cenomaniana.

Colares & Araújo (1990) descreveram na Formação Itapecuru fósseis de foraminíferos, crustáceos e chordatos, posicionando-os no Cretáceo.

A Formação Itapecuru é correlacionada com intervalos das formações Preguiças e Bonfim, da Bacia de Barreirinhas, e com a Formação Alter do Chão, da Bacia do Amazonas. É equivalente à Formação Urucuia, que ocorre ao sul da Bacia do Parnaíba.

2.3.4 Cenozóico

2.3.4.1 Coberturas Detríticas e/ou Lateríticas Terciárias – Tc

Braun (1971) utilizou o termo “depósitos neógenos indiferenciados” para caracterizar todoas as coberturas de constituição arenosa, argilosa, laterítica e/ou produtos de eluviação que mascaram o substrato e capeiam os remanescentes das superfícies de aplainamento do Ciclo Sul-Americano referido por King (1956), posicionando-as no Terciário.

O Projeto RADAMBRASIL (*op. cit.*) descreveu esses sedimentos incluindo clásticos mal selecionados que variam de siltitos a conglomerados, como pertencentes à Formação Barreiras, de idade terciária.

Lima & Leite (*op. cit.*) referem-se a esses sedimentos como coberturas detrítico-lateríticas que recobrem indistintamente todas as unidades da Bacia do Parnaíba, posicionando-as no Terciário-Quaternário.

Neste trabalho utiliza-se a designação genérica de Cobertura Detrítica e/ou Laterítica, de idade terciária, de acordo com Braun (*op. cit.*), para os depósitos detríticos semiconsolidados a incoerentes, com matriz areno-argilosa com seixos de quartzo, caulim e concreções ferruginosas dispersas, de cor amarelada a avermelhada que recobrem todas as unidades mais antigas da folha. Ocupa aproximadamente cerca de 20,9% da área total mapeada.

Na porção oriental e em áreas localizadas na parte central da folha, essas coberturas desenvolvem-se principalmente sobre os arenitos das formações Poti e Piauí e, em menor proporção, sobre os clásticos da Formação Longá. Têm distribuição irregular, em diferentes níveis topográficos, cobrindo extensas porções localizadas a noroeste e a sudoeste de Barras, ocorrendo sob forma de espesso manto arenoso inconsolidado, às vezes sob forma de canga ferruginosa. A oeste e a noroeste de Cabeceiras, a fração arenosa excede a fração argila, aparecendo de forma restrita e descontínua, comumente ferrificada e endurecida, aparentemente de pouca espessura.

Em alguns locais da porção ocidental são de notável expressão, cobrindo partes das formações Motuca e Itapecuru. Ocorrem em uma larga faixa nas cercanias de Caxias, que vai da BR-316 em direção N-S, até as proximidades de Baixa Grande.

Entre Timon e Caxias, e em Aldeias Altas, foram encontradas áreas com elevado processo de laterização onde são identificados, além da rocha-mãe, os horizontes pálido e mosqueado (plintitos), e esferulítico, concrecionário e colunar (petroplintitos) do perfil laterítico.

Segundo Costa (*op. cit.*), lateritos apresentam-se geralmente em horizontes bem estruturados, dispostos em uma seqüência única e individualizados através de suas propriedades como cor, textura-estrutura, mineralogia, composição química e espessura, podendo representar mais de um grupo de rochas, com registro geológico mapeável.

A oeste de Caxias as coberturas terciárias estão bem marcadas por linhas de seixos sobre sedimentos da Formação Corda. Localmente a base dessas linhas contém seixos ovalados, grãos e matacões de canga ferruginosa, constituindo uma espécie de couraça (foto 18).

As coberturas terciárias sugerem ambientes de sedimentação de natureza continental, com alternância de climas semi-árido a úmido associados a processos aquosos, responsáveis pelo transporte do material.

2.3.4.2 Aluviões – QHa

As aluviões constituem sedimentos clásticos de origens variadas. São transportados e depositados em rios, riachos, planícies de inundações e em pequenas calhas de drenagem. Esses depósitos contêm principalmente areias, argilas, siltes, cascalhos, seixos de quartzo, caulim e lateritos dispersos. Apresentam-se semiconsolidados a incoerentes, mal selecionados, contendo matriz areno-argilosa.

Foram cartografadas, apenas as aluviões de maior exposição - 1,5% da área, aflorantes ao longo dos rios Parnaíba e Itapecuru, principais cursos d'água da região.

O rio Parnaíba, de maior expressividade regional, corta a folha no sentido N-S, chegando a ter aproximadamente 3km de largura, em Miguel Alves, alcançando pacote aluvionar com cerca de 4m de espessura. O rio Itapecuru corta a folha no quadrante SW atingindo uma largura máxima de 1 a 1,5km a NNW de Caxias. Os demais cursos d'água (rio Longá, Maratoã e Surubim) possuem pacote aluvionar pouco espesso.

A ausência de qualquer tipo de fósseis na unidade impossibilita uma datação real, admitindo-se idade holocênica para esses sedimentos.

O contato com as rochas sedimentares geralmente apresenta níveis de material grosseiro, por vezes conglomerático, com seixos dispersos.