2

GEOLOGIA

2.1 Contexto Geológico-Geotectônico Regional

Ao longo das últimas décadas, várias propostas de organizações e de entidades tectono-estruturais têm sido encaminhadas para o Brasil e em particular para a Amazônia. A maioria dessas propostas, por carência de sustentações multidisciplinares, vem sendo abandonada ao longo do tempo.

A vinculação da informação geológica à interpretação de dados geofísicos, em especial à gravimetria e magnetometria, permitiu que Hasui *et al.* (1984) e Hasui & Haralyi (1985) visualizassem a estruturação mais antiga da Região Amazônica, a partir da articulação de blocos crustais bordejados por cinturões. As bordas desses blocos são definidas por forte, generalizada e uniforme linearilidade dos conjuntos rochosos, anomalias gravimétricas positivas, e por zonas intensamente magnetizadas. Nos núcleos dos blocos ocorrem granitóides e seqüências vulcano-sedimentares tipo *greenstone belts* caracterizadas por domínios isentos de anomalias gravimétricas, com baixo relevo magnético e quase ausente padrão de linearidade nos segmentos rochosos.

O modelo acima proposto, adaptado à evolução do conhecimento geológico da região, permite vislumbrar para sul/sudeste do Pará um arcabouço estrutural/tectônico mais antigo, constituído pelos blocos Belém, Araguacema, Juruena e Porangatu, articulados entre si pelos cinturões Itacaiúnas, Araguaia e Alto Tapajós, este último ainda pouco conhecido (figura 2.1). Grandes áreas desses compartimentos tectônicos acham-se recobertas por unidades vulcano-sedimentares de idade proterozóica, e coberturas sedimentares fanerozóicas das bacias do Parnaíba e Foz do Amazonas.

A Folha Marabá, enfoque principal desta abordagem, abrange em seus limites porções dos cinturões Itacaiúnas e Araguaia, além de importante segmento da Bacia do Parnaíba (figura 2.2).

2.2 Arcabouço Estrutural / Tectônico da Folha Marabá

Para facilitar o entendimento do Arcabouço Estrutural e da Evolução Tectônica da folha, a abordagem deste capítulo é apresentada segundo dois enfoques principais. No primeiro, essencialmente descrito, são comentadas as principais feições observadas nos domínios de cada grande compartimento nas escalas macro, meso e micro (mapas, afloramentos e lâminas) e no segundo, são encaminhadas as interpretações mais compatíveis com as feições descritas.

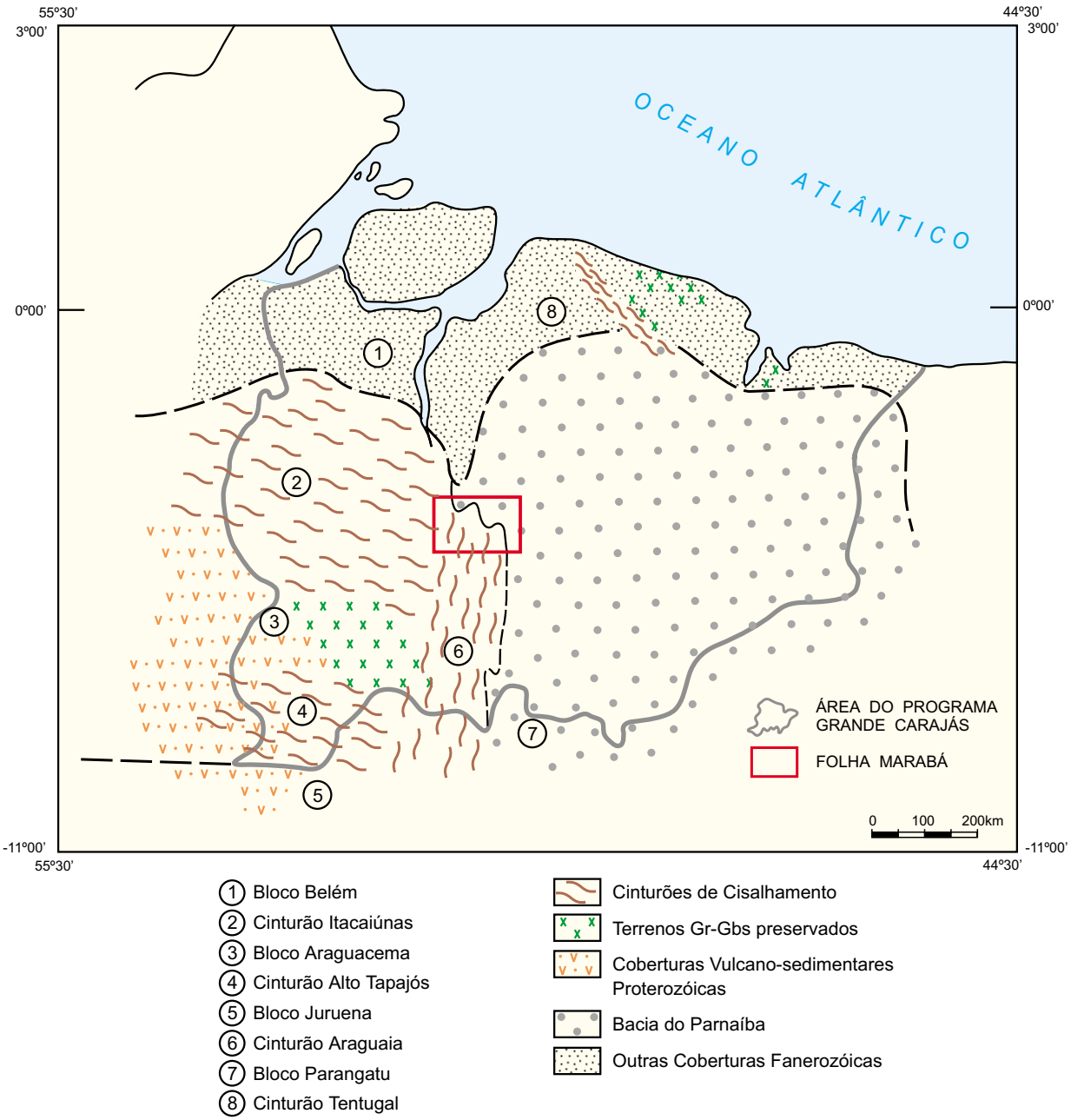


Figura 2.1 – Contexto geológico/geotectônico regional de parte da Amazônia Oriental (adaptado de Hasui et al., 1984 e Hasui e Haralyi, 1985).

2.2.1 Enfoque Descritivo

As análises de imagens (radar e satélite) e de geofísica aérea (gamaespectrometria e magnetometria) e terrestre (gravimetria) integrados aos dados coletados em campo, permitem a visualização de um cenário estrutural da Folha Marabá, marcado por significativos arranjos, padrões, formas, geometrias e *trends* dos elementos estruturais planares e/ou lineares.

Independendo da hierarquia desses elementos, chamam atenção alinhamentos ou feixes mais ou menos sinuosos ou retilíneos, dispostos segundo *trends* que variam tanto dentro como entre as unidades rochosas às quais se relacionam. Nesta visualização, nos vários sensores, são desenhados arranjos e tramas anastomosadas ou em mosaico, relacionados com os padrões mais sinuosos ou mais retilíneos. Estes padrões, levam a definir três grandes compartimentos com produtos litológicos

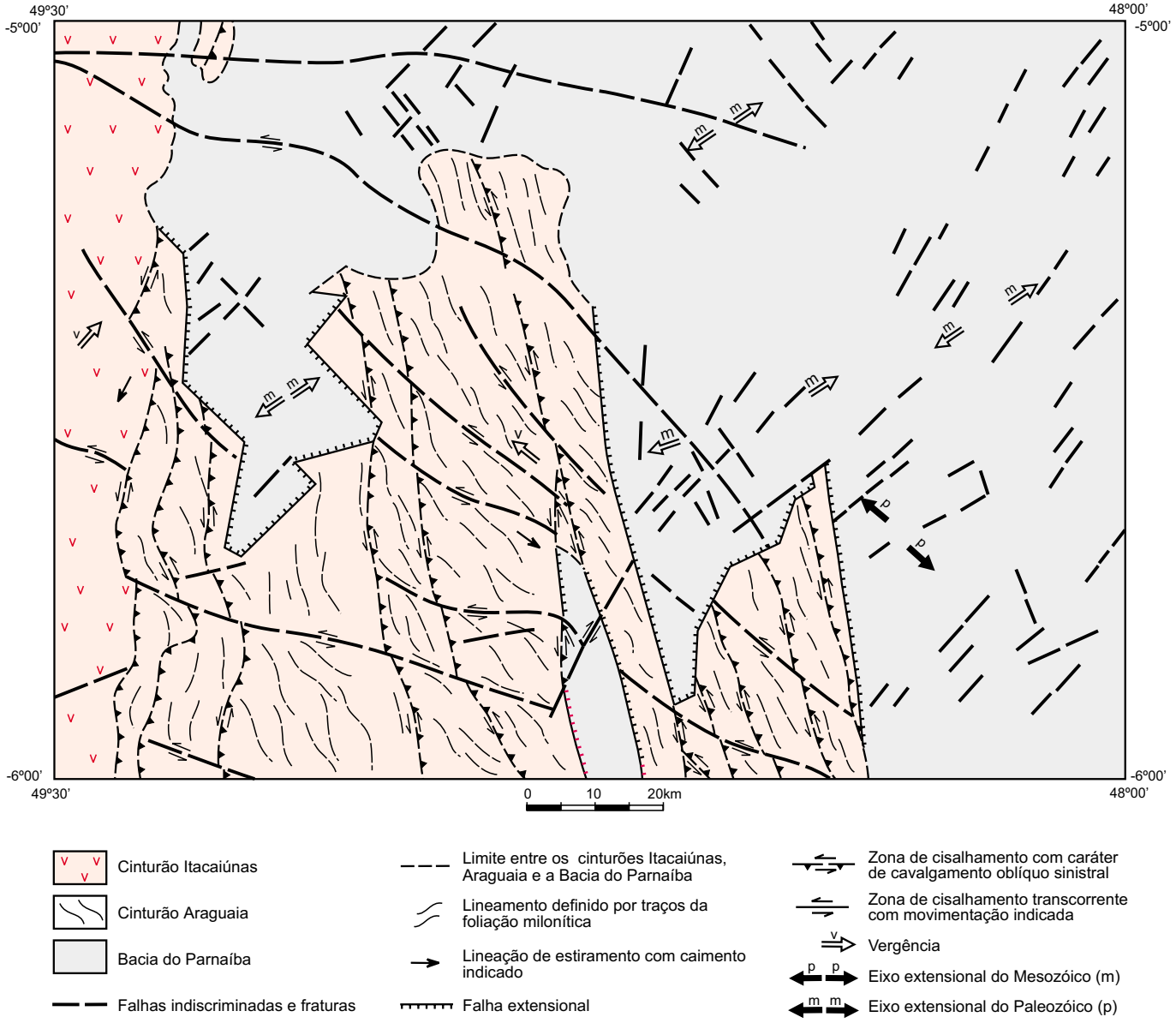


Figura 2.2 – Provínicias tectono-estruturais, domínios e sistemas associados.

e estruturais bem distintos: a faixa ocidental da folha; o conjunto centro-sul-sudeste; e porção centro-norte-nordeste (figura 2.2).

No que se refere ao comportamento das feições mais sinuosas (dúcteis) observa-se, na faixa mais ocidental da folha, um primeiro compartimento com largura aproximada de 12 a 15km. Neste, tanto na parte norte (representada pelo conjunto rochoso de alto grau metamórfico) como no setor sul (onde expõem-se as seqüências supracrustais com porções mesocrustais lenticularizadas), as feições da aerogeofísica são corroboradas por registros de campo que mostram *trends* de foliação milonítica, essencialmente subverticalizada, com orientação geral ENE-WSW no domínio sul e WNW-ESE no domínio norte.

Nesta porção da folha não foram registrados, em campo, elementos lineares.

Nos afloramentos do domínio norte deste compartimento, os tipos rochosos apresentam variedades granulométricas de muito finas a grossas, e variam de granitos a tonalitos em alto grau metamórfi-

co e em arranjos imbricados. A anisotropia estrutural é variada, mostrando em alguns locais frações isentas e em outros exibem bandamentos feldspáticos e biotíticos (PM-113), e bandas de cisalhamento centimétricas em arranjos anastomosados. Porções máficas apresentam-se em formas sigmoidais, com assimetria indicando rotação sinistral (figura 2.3).

Também em lâminas delgadas, a anisotropia estrutural do domínio é marcada com variedades de estágio protomilonítico a ultramilonítico (foto1). Os processos deformacionais provocam cominuição dos grãos minerais, e microbandas de cisalhamento. Estas tendem a se paralelizar, tornando a orientação preferencial dos minerais segundo a direção da foliação superposta. As relações entre as microbandas de cisalhamento, entre as foliações S e C, e as assimetrias de cristais, indicam movimentação essencialmente sinistral (foto 2).

As exposições rochosas do domínio sul são representadas fundamentalmente por supracrustais (metabasitos e metassedimentos) em variado grau de anisotropia estrutural (figura 2.4) e com freqüentes bandas e zonas de cisalhamento. No ponto PM-178, às margens do rio Sereno, identifica-se zona de cisalhamento subvertical, com direção N85°E. As assimetrias de dobras intrafoliais centimétricas indicam movimentação sinistral, e a intensidade deformacional chega a alcançar estágio ultramilonítico, como nos muscovita quartzitos da estação PM-182 (foto 3). Ao longo de alguns perfis podem ser observadas frações ou lascas de rochas graníticas gnaissificadas, representantes da mesocrosta.

Ao microscópio as rochas deste domínio apresentam variadas taxas de deformação, com presença de microdobras e microcrenulações nos tipos mais deformados. As relações entre as microestruturas observadas permitem determinar o sentido de movimentação essencialmente sinistral a que foram submetidas estas rochas.

Imediatamente a leste do segmento anterior, grosso modo, na porção centro-sul-sudeste da folha, expõe-se o segundo expressivo conjunto de rochas supracrustais, também desta feita caracterizado por domínios estruturais destintos. O principal deles apresenta *trend* geral de foliação com orientação submeridiana (variando de NNW-SSE a NNE-SSW) e o outro, corresponde a feixes discretos com orientação preferencial NW-SE. No geral, tanto um como outro exibem mergulhos variando de 50° a 20° para ENE a ESE no primeiro caso e para NE no segundo.

No primeiro domínio deste segundo compartimento litoestrutural, em especial nas porções rochosas menos pelíticas, é comum no plano da foliação, o registro de uma lineação mineral oblíqua, mergulhando preferencialmente para SE e com variações para ENE.

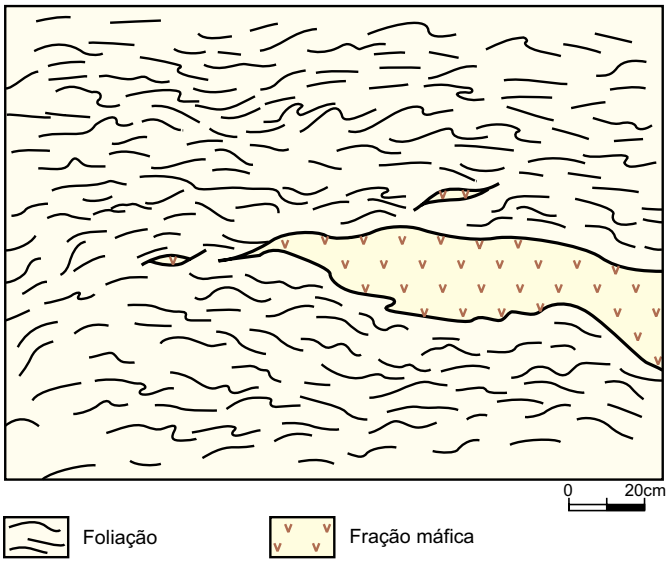


Figura 2.3 (PM-77) – Granoblastito granítico da Suíte Metamórfica Bacajaí, mostrando a anastomose da foliação e as porções máficas em formas sigmoidais com movimentação sinistral.

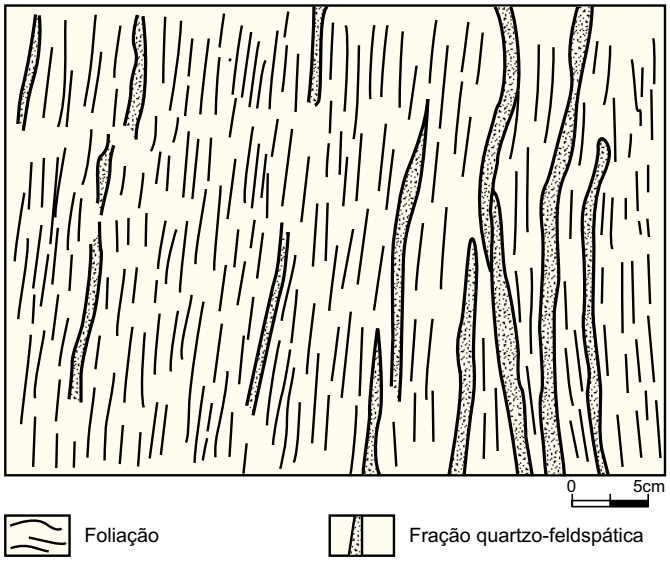


Figura 2.4 (PM-177) – Actinolita xistos (metabasaltos) do Grupo Rio Novo, com vista do plano XZ, observando-se as partes máficas finamente foliadas e as porções quartzo-feldspáticas concordantes com a foliação.

No segundo domínio, o elemento linear mostra-se, via de regra, suborizontalizado, com mergulhos da ordem de 5° a 8°, para SSE.

De uma maneira geral, as rochas apresentam uma xistosidade penetrativa, a qual pode assemelhar-se a uma foliação de transposição ou foliação milonítica. As feições de transposição e o arranjo anastomótico são diagnosticadas por: terminações em cunha e interseções de níveis minerais, constante presença de sigmóides quartzosas e/ou quartzo-feldspáticas envolvidas por porções micáceas e, *boudins* e lentes de leitos e massas minerais (figuras 2.5 e 2.6 e fotos 4 e 5). A transposição da xistosidade, por vezes, assume contornos pisciformes.

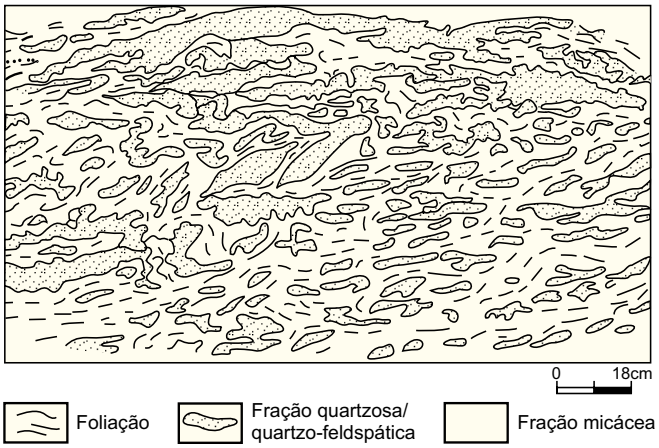


Figura 2.5 (RM-25) – Xistos da Formação Xambioá com frações quartzo-feldspáticas isoladas, dobradas isoclinalmente e envolvidas por lentes micáceas anastomosadas.

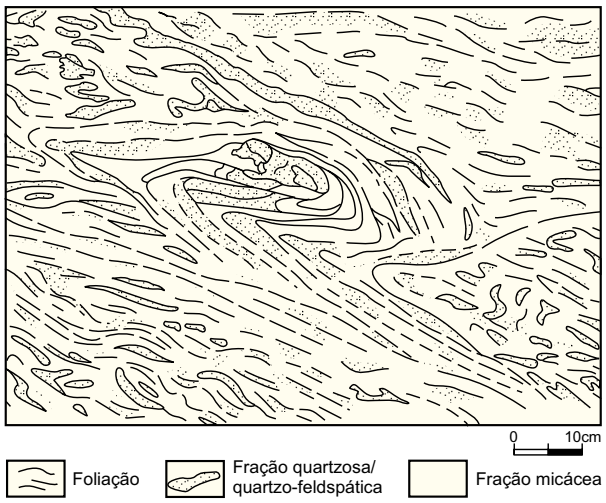


Figura 2.6 (RM-25) – Xistos da Formação Xambioá com feições de transposição, dobras similares "sem raízes", lenticularização, sigmóides quartzosas e anastomose da foliação. Movimentação sinistral.

A lineação de estiramento é representada principalmente pela elongação de minerais de quartzo e massas quartzo-fedspáticas, que tomam a forma de bastões estirados (fotos 6 e 7). Nos afloramentos estudados, a lineação tem direção preferencial NW-SE e mergulhos de 25° a 30° para SE, havendo mudanças locais relacionadas a rotações na progressão da deformação.

Localmente, em zonas de maior concentração de deformação, as micas encontram-se bem desenvolvidas (centimétricas, PM-133, 134 e 145), as massas quartzosas e/ou quartzo-feldspáticas sigmoidais apresentam-se sulfetadas, estando ainda presente fases pegmatóides. Tais fatos demonstram que estas zonas funcionaram como condutos favoráveis à percolação de fluidos. No afloramento PM-143, também em local de maior taxa de deformação, observa-se o encurvamento da lineação de estiramento e a conseqüente mudança de sua direção, ocasionado, em parte, pelo deslizamento dos planos da foliação milonítica, uns sobre os outros.

Quanto às feições menos sinuosas ou mais retilíneas (rúpteis), apesar da sua presença em todos os quadrantes da folha, as mesmas tornam-se mais significativas na porção centro-norte-nordeste, e em alguns locais fora deste contexto. Trata-se de fraturas e/ou falhas relacionadas geneticamente ao desenvolvimento de seqüências sedimentares do Fanerozóico, que constitui o terceiro grande compartimento litoestrutural da folha.

Os mapas exibem padrões em mosaico, refletindo os *trends* preferenciais medidos em campo. Nos afloramentos de várias unidades sedimentares da Bacia do Parnaíba, foram registrados feixes de fraturas e/ou falhas verticalizadas orientadas preferencialmente segundo a direção NE-SW e outros com orientação preferencial NNW-SSE. Essas últimas, exibem mergulhos fortes, quase sempre superiores a 80°, sistematicamente para ENE.

Nas falhas NE-SW há indicação de movimentação tanto sinistral como dextral. Por outro lado, nas falhas NNW-SSE, existem elementos indicadores de movimentação normal/oblíqua, caindo para NE; tais falhas, ocasionalmente, podem alojar diques básicos.

Os mergulhos das camadas são da ordem de 3° para ENE, mas em alguns pontos podem estar voltados para WSW. As medidas de paleocorrentes mostram-se coerentes com o comportamento geral das camadas, indicando um sentido geral de NW para SE, e subordinadamente de SE para NW.

2.2.2 Enfoque Interpretativo

O compartimento identificado na borda oeste da folha representa parte da projeção oriental do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, de idade arqueana, e melhor definido por Araújo *et al*. (1989 e 1991) na Folha Serra dos Carajás, e investigado também por Oliveira *et al*. (no prelo) na Folha Serra Pelada, adjacente no lado oeste da Folha Marabá.

Apesar da carência de informações em nível de detalhe na área estudada, esta província é bem identificada, tanto nos sensores fotográficos como nos mapas geofísicos, permitindo com razoável facilidade o estabelecimento de seu limite leste (figura 2.7). Os dados levantados, tanto de natureza litológica como estrutural, permitem corroborar a compartimentação deste segmento do Cinturão Itacaiúnas em dois domínios litoestruturais a partir da atuação de um regime colisional oblíquo, com transporte preferencial de massas rochosas de SW para NE (Araújo *et al*., *op. cit*.).

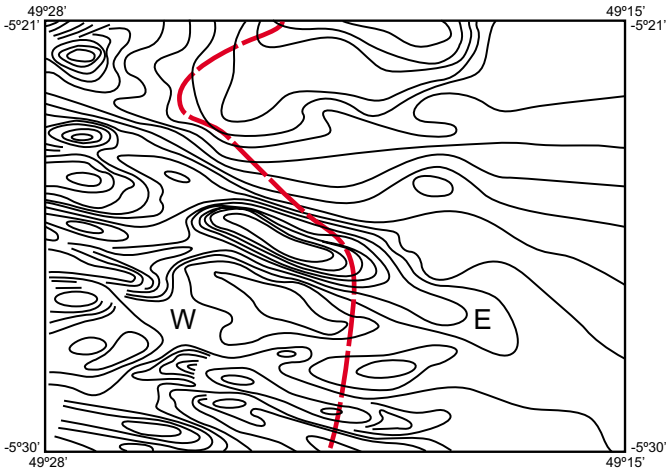


Figura 2.7 – Padrões aeromagnéticos característicos dos cinturões Itacaiúnas (W) e Araguaia (E).

Nesse contexto, as unidades rochosas supracrustais, ligadas ao domínio de sistemas transcorrentes da porção sul, são entendidas como geradas e evoluídas a partir da progressão da compressão oblíqua regional. Do mesmo modo, o conjunto granulítico identificado no domínio de imbricações da porção norte é interpretado como alçado tectonicamente durante a compressão, e posteriormente afetado pela propagação de sistemas transcorrentes, conforme denunciado pelos elementos estruturais que se superpõem às estruturas antigas.

O segundo compartimento, descrito na porção centro-sul-sudeste da folha, corresponde à projeção norte do Cinturão Araguaia, definido por Costa *et al*. (1988) e de idade atribuída ao Proterozóico Inferior a Médio. Os domínios estruturais identificados nesta folha, assim como a geometria das unidades e os arranjos dos elementos estruturais, são também observados em outras áreas, ao longo do cinturão.

Os arranjos lenticulares desenhados pela foliação, observados tanto em mapa (plano YZ), como em perfil (plano XZ – figura 2.8, foto 8), permitem deduzir que os corpos geológicos compõem sistemas imbricados em 3D.

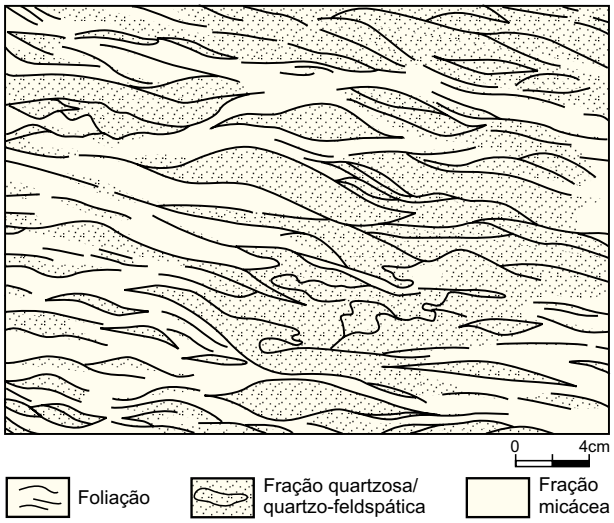


Figura 2.8 (RM-10) – Xistos da Formação Pequizeiro mostrando a foliação milonítica com padrão amendoado e anastomosado com lentes sigmoidais quartzo-feldspáticos. Movimentação dominantemente sinistral.

A análise integrada das foliações, lineações, bandas de cisalhamento, dobras assimétricas, e cristais assimétricos, permite vislumbrar a atuação de um regime compressivo oblíquo, com transporte preferencial de massas rochosas de SE para NW, gerando frentes de cavalgamento com orientações submeridianas (domínio 1). Na progressão da deformação, sistemas transcorrentes com orientação geral WNW-ESE são gerados (domínio 2) e podem ser interpretados como rampas laterais.

Nos dois domínios é marcante o aspecto ondulado dos *trends* de lineamentos. Tal comportamento permite que se visualize ao longo das frentes de cavalgamento a presença de segmentos transcorrentes, como aquele ao longo do limite entre os cinturões Araguaia e Itacaiúnas, onde relevos e padrões magnéticos relacionados ao Cinturão Itacaiúnas,

em profundidade, apresentam-se mais ou menos a leste do limite mapeado em superfície (figura 2.7). Este registro pode evidenciar uma franca variação de aloctonia na frente de cavalgamento principal, ocasionada tanto pela sinuosidade dos lineamentos, como por variações na direção do transporte de massas rochosas.

O terceiro e último grande compartimento corresponde às estruturas e rochas ligadas à Bacia do Parnaíba, que teve períodos evolutivos tanto no Paleozóico como no Mesozóico.

Os traços estruturais que controlam a sua arquitetura, gerados por fluxo cataclástico, mostram orientação geral NNW-SSE a NW-SE e NE-SW (figura 2.9).

Costa *et al.* (*op. cit.*) registram que o arcabouço estrutural da Bacia do Parnaíba foi fortemente controlado pela estruturação pré-cambriana do seu embasamento.

Um eixo extensional NW-SE, que atuou durante a abertura do Oceno Atlântico I (Wilson, 1966) no Paleozóico, foi o responsável pelo desenvolvimento de falhas normais e/ou oblíquas dextrais a partir da reativação dos lineamentos NNW-SSE que funcionaram como zonas compressionais oblíquas com componente *strike-slip* sinistral no Pré-Cambriano (Cinturão Araguaia). Por outro lado, as zonas transcorrentes NW-SE (rampas laterais) do Cinturão Araguaia voltam a funcionar como transcorrências compartimentais na evolução paleozóica da bacia. A área de exposição dos produtos ligados a essa evolução (formações Pimenteiras, Poti, Piauí, Pedra de Fogo e Motuca), não é expressiva, bem como reduzidos são os registros dos elemenetos estruturais. Pouco se sabe sobre a geometria das falhas desse período, pois os registros de mergulhos suaves das camadas, normalmente voltadas pra ENE, e a presença de falhas mergulhando fortemente para ENE, gerando sinclinais de teto, se ajustam mais à tectônica mesozóica superposta. Alguns valores de mergulhos voltados para WSW podem significar controle por falhas lístricas com mergulhos fracos, desenvolvendo anticlinais de teto (figura 2.10). A orientação preferencial das unidades, o mergulho geral das camadas, e o estudo das paleocorrentes corroboram esta interpretação evolutiva, sugerindo ainda abatimentos cíclicos, evidenciados pelas flutuações de entrada do mar, refletidos nos ambientes sedimentares que variam entre planícies de maré (Formação Pimenteiras), fluvial com ingressões marinhas (Formação Piauí), voltando a continental, planície de maré e lagunar (Formação Pedra de Fogo) e marinho/lagunar/continental/eólico (Formação Motuca).

A partir do Jurássico, com a separação dos continentes africano e sul-americano, a bacia passa a estar sujeita à atuação de um eixo extensional ENE-WSW, responsável pelo desenvolvimento do Oceano Atlântico Equatorial (Costa *et al.*, *op. cit.*). Nesse contexto, os lineamentos antigos NNW-SSE, que funcionaram como frentes de cavalgamentos oblíquos sinistrais no Pré-Cambriano e como zonas de falhas normais oblíquas dextrais no Paleozóico, passam a incorporar movimentações extensionais oblíquas sinistrais no Mesozóico, e controlam tanto a instalação das unidades sedimentares (formações Sambaíba, Pastos Bons, Corda, Codó e Itapecuru), como a colocação dos derrames e instrusões básicas das formações Mosquito e Sardinha, respectivamente.

Por outro lado, lineamentos NE-SW, que atuaram como zonas normais no Paleozóico, são reativados com movimentação direcional (falhas de transferência no sentido de Gibbs, 1984) no Mesozóico. As atitudes das camadas, as orientações e mergulhos de planos de falhas ou fraturas, além de inúmeros registros de paleocorrentes, indicam, além de um caimento geral para ENE, um sugestivo basculamento para SE, também corroborado pelos resultados do levantamento gravimétrico, mapa *Bouguer*.

Nesta evolução há predomínio de ambiências sedimetares continentais, com sistema deposicional desértico (Formação Sambaíba), fluvial a lacustre (Formação Pastos Bons) e fluvial/eólico/lacustre (Formação Corda). Já no Cretáceo Inferior, abatimentos mais significativos permitiram pequena entrada do mar com ambientes lagunares, infra-marinho e de lobos deltaicos (Formação Codó). No tempo Itapecuru restabelece-se a ambiência continental, com retorno de sistemas fluviais e eólicos.

No Período Cenozóico registra-se uma quiescência nas movimentações essencialmente extensionais, e a partir do Terciário Inferior, segundo Hasui (1990), passa a dominar no interior da Placa Sul-Americana o regime direcional, decorrente da atuação de um megabinário dextral de direção E-W, resultante do deslocamento da placa para W. Como em toda evolução direcional, segmentos transtrativos e transpressivos são previsíveis.

No contexto da Folha Marabá, chama atenção um singular controle tanto do relevo como das várias ordens de hierarquia da rede de drenagem. Observam-se sugestivos alinhamentos de drenagens e de coberturas lateríticas, bem como de diferentes níveis de paleoterraços com orientação geral N-S, em especial a norte do rio Tocantins, e sig-

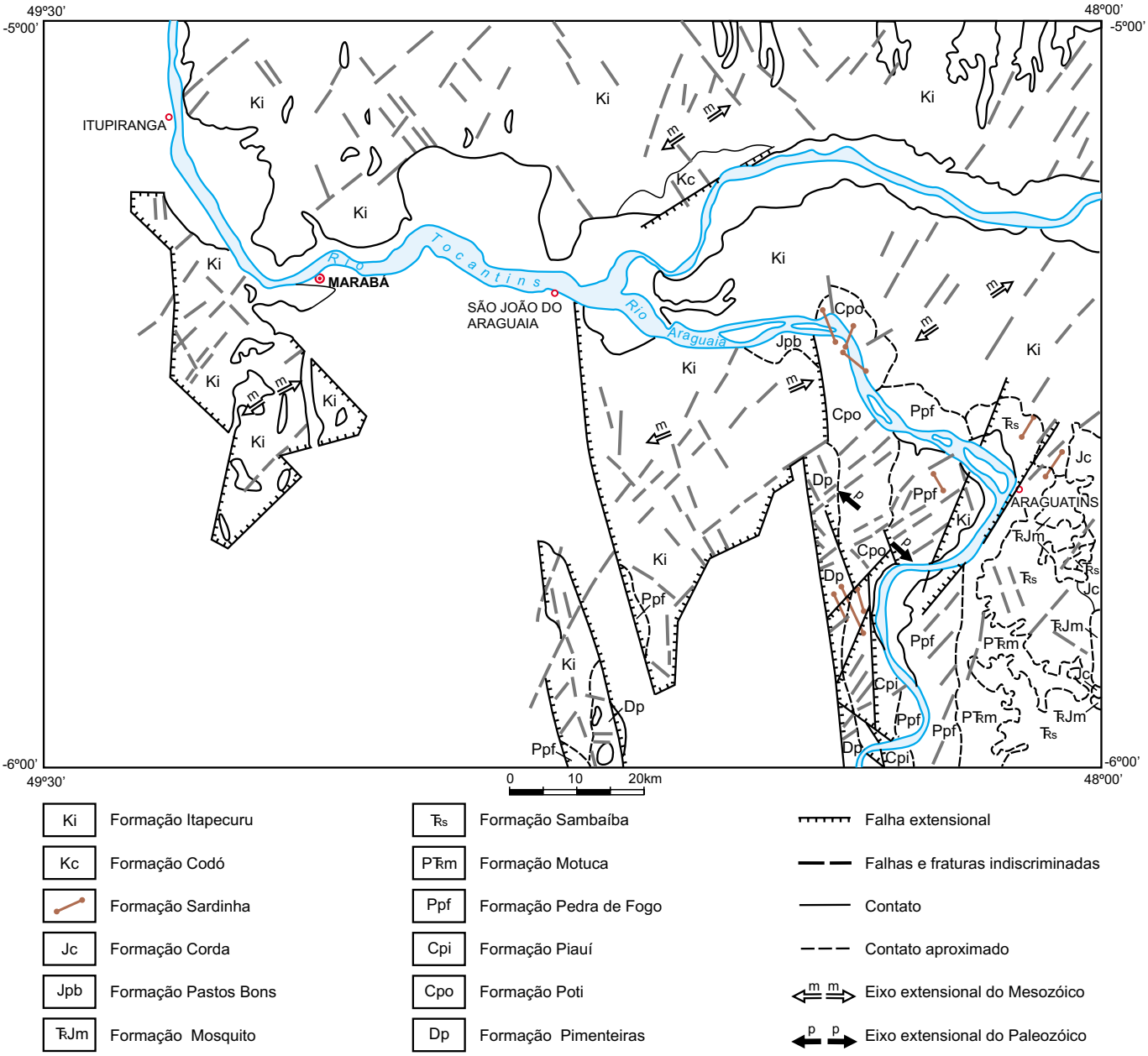


Figura 2.9 – Traços estruturais da Bacia do Parnaíba – Paleozóico e Mesozóico.

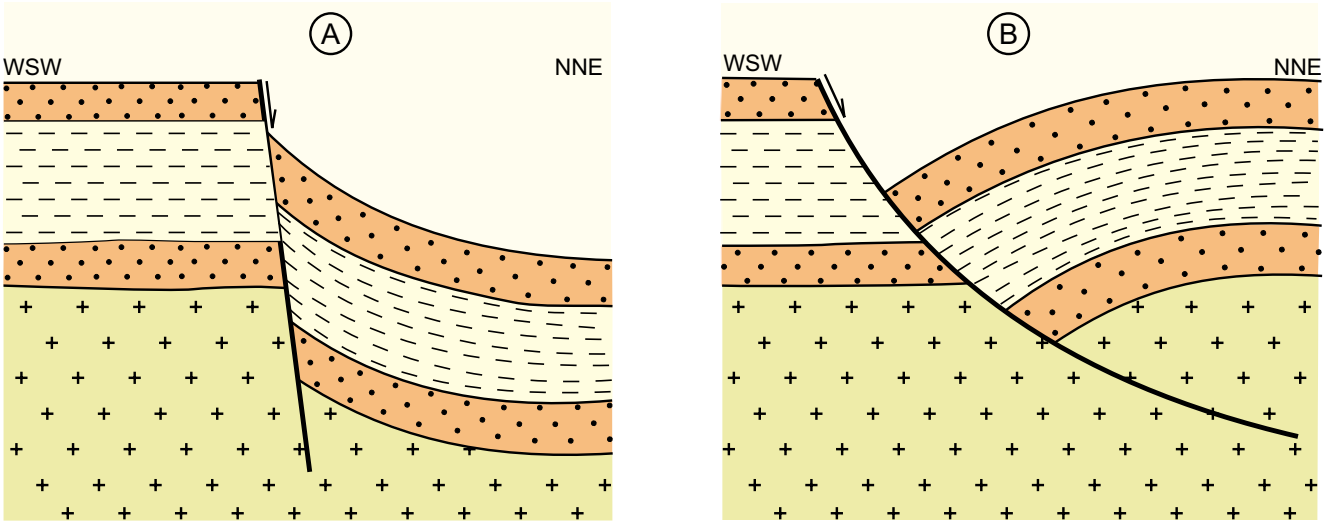


Figura 2.10 – Perfis esquemáticos mostrando o desenvolvimento de sinclinais de tela a partir de falhas normais com mergulho forte (A), e anticlinais de teto (roll over) a partir de falhas lístricas (B).

nificativas inflexões dos rios alternando a orientação geral dos seus cursos ora para N-S, ora para E-W (figura 2.11). Ao longo das drenagens maiores (rios Tocantins e Araguaia) merece destaque a alternância de trechos mais retos (E-W) e mais sinuosos (N-S), assim como as feições de estrangulamento tanto nas direções de estrangulamento tanto nas direções N-S como E-W. Sistematicamente à montante desses estrangulamentos há expressivo desenvolvimento de cobertura aluvionar, como a sul da cidade de Itupiranga e a oeste da cidade de São João do Araguaia (figura 2.11). Estes controles são claramente estruturais e revelam a movimentação recente de blocos ora alçados com grande exposição de terraços rochosos (entre São João do Araguaia e Marabá), ora abatidos com grande desenvolvimento de planícies aluvionares, por efeito de uma neotectônica, em grande parte de caráter ressurgente, notadamente no contexto dos lineamentos submeridianos que parecem ter atuado desde o Pré-Cambriano.

Em síntese, uma integração de todos os dados, assim como as interpretações de ferramentas auxiliares, permite a visualização de um perfil geológico esquemático integrado, como mostrado na figura 2.12. Observa-se que tanto a compartimentação maior, como o arranjo das unidades são perfeitamente coerentes e ajustados aos reflexos do levantamento gravimétrico. A oeste, onde expõe-se o Cinturão Itacaiúnas, o perfil *Bouguer* ajusta-se com valores positivos de até + 7mgal. Desse trecho até a estação do km100, onde surgem os sedimentos da Bacia do Parnaíba, a curva decai para -77mgal, indicando uma deficiência de massa causada pelo abatimento da crosta em cujo topo ajusta-se por sucessivos escalonamentos cobertos pelas supracrustais do Cinturão Araguaia. Na altura da estação do km135 (rio Araguaia), o alto gravimétrico presente pode ser interpretado pela injeção de uma massa densa na crosta (a 7,3km de profundidade). Corroboram essa interpretação as exposições de rochas gnáissicas e anfibolíticas nas folhas Xambioá e Conceição do Araguaia que constituem o braquianticlinal do Lontra e os domos de Guaraí e Colméia, respectivamente, exibindo altos gravimétricos causados pelo soerguimento dessas estruturas, Carvalho (1987).

2.3 Arranjo Estratigráfico / Caracterização das Unidades

As análises de padrões, formas e geometrias das unidades, integradas aos elementos estruturais descritos em várias hierarquias na seção anterior, permitem caracterizar na Folha Marabá uma compartimentação maior, onde o arranjo espacial, temporal e crustal dos conjuntos rochosos é entendido segundo um quadro com a seguinte organização (quadro 2.1):

Diante dessa organização, a caracterização detalhada de todas as unidades envolvidas em seus sistemas e domínios estruturais atrelados às suas respectivas províncias geológicas/geotectônicas é feita nos itens a seguir.

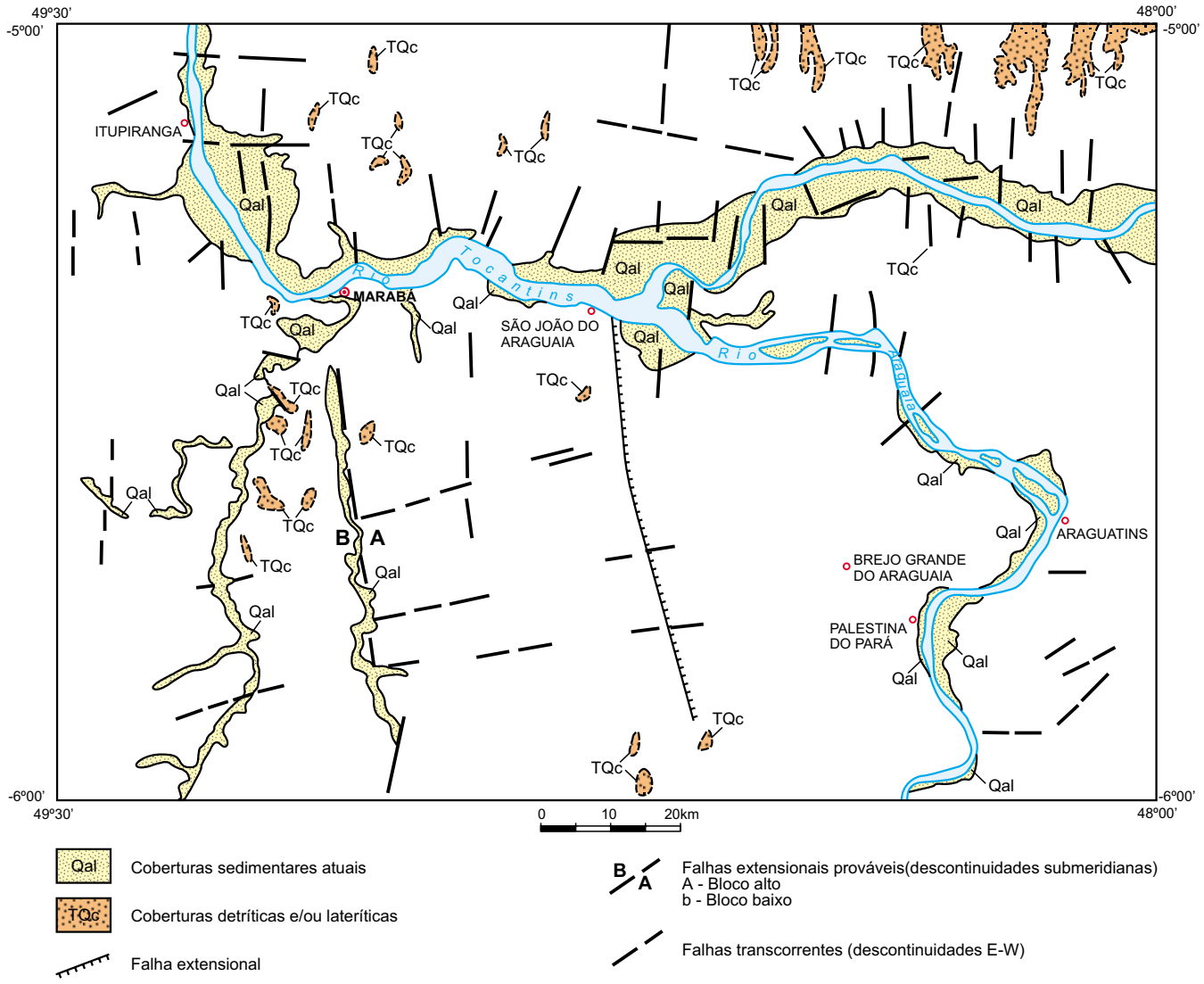


Figura 2.11 – Traços estruturais do Cenozóico.

2.3.1 Cinturão Itacaiúnas (Regime Compressivo Oblíquo)

Histórico

As unidades geológicas que compõem o arcabouço dessa Província Geotectônica foram objeto de estudos na década de 20, tais como os trabalhos de Oliveira (1928), que estudou os litótipos do Complexo Xingu ao longo dos rios Xingu e Fresco, e Guimarães (1928), que analisou petrograficamente as rochas coletadas por Oliveira (*op. cit.*).

Dessa época, até o início dos anos sessenta, houve apenas incursões esporádicas visando a descobertas de ouro e pedras preciosas na região. Somente a partir da segunda metade da década de sessenta é que surgiram, na região sudeste do Pará, os primeiros trabalhos que redundaram em grande impulso na evolução do conhecimento geológico regional e da pesquisa mineral do Cráton Amazônico.

Barbosa *et al.* (1966) chamaram de Complexo Basal, a unidade composta de rochas como dioritos, anfibolitos, granitos, migmatitos com paleossomas de metabasitos, quartzitos com veios e lentes de quartzo pegmatitos, gabros e anortositos. Também apresentaram o empilhamento estratigráfico e o tectonismo de vasta região entre os rios Xingu e Tocantins.

Almeida (1967), em Origem e Evolução da Plataforma Brasileira, entre outros assuntos, define o Cráton do Guaporé, onde a Folha Marabá situa-se na sua margem oriental.

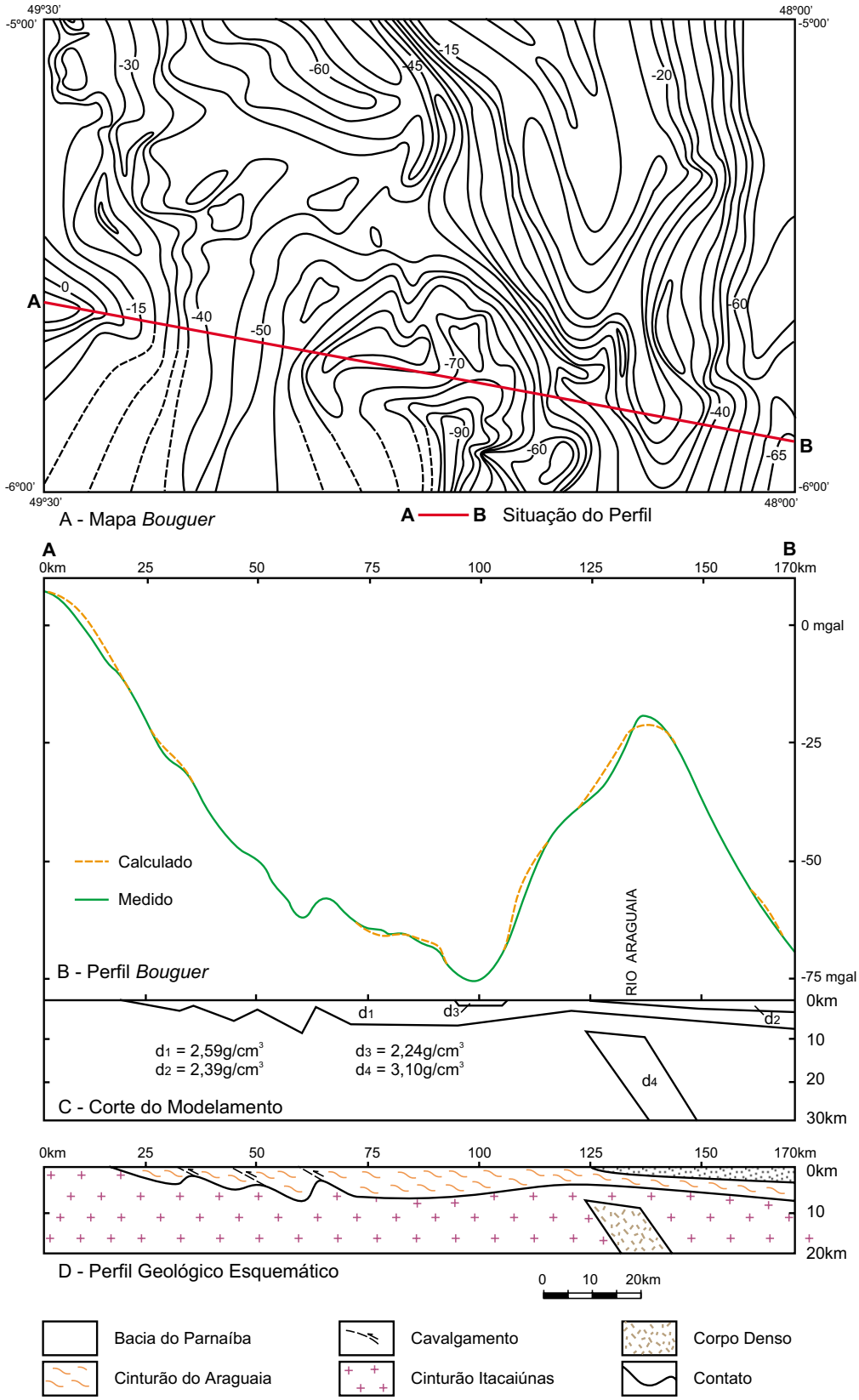
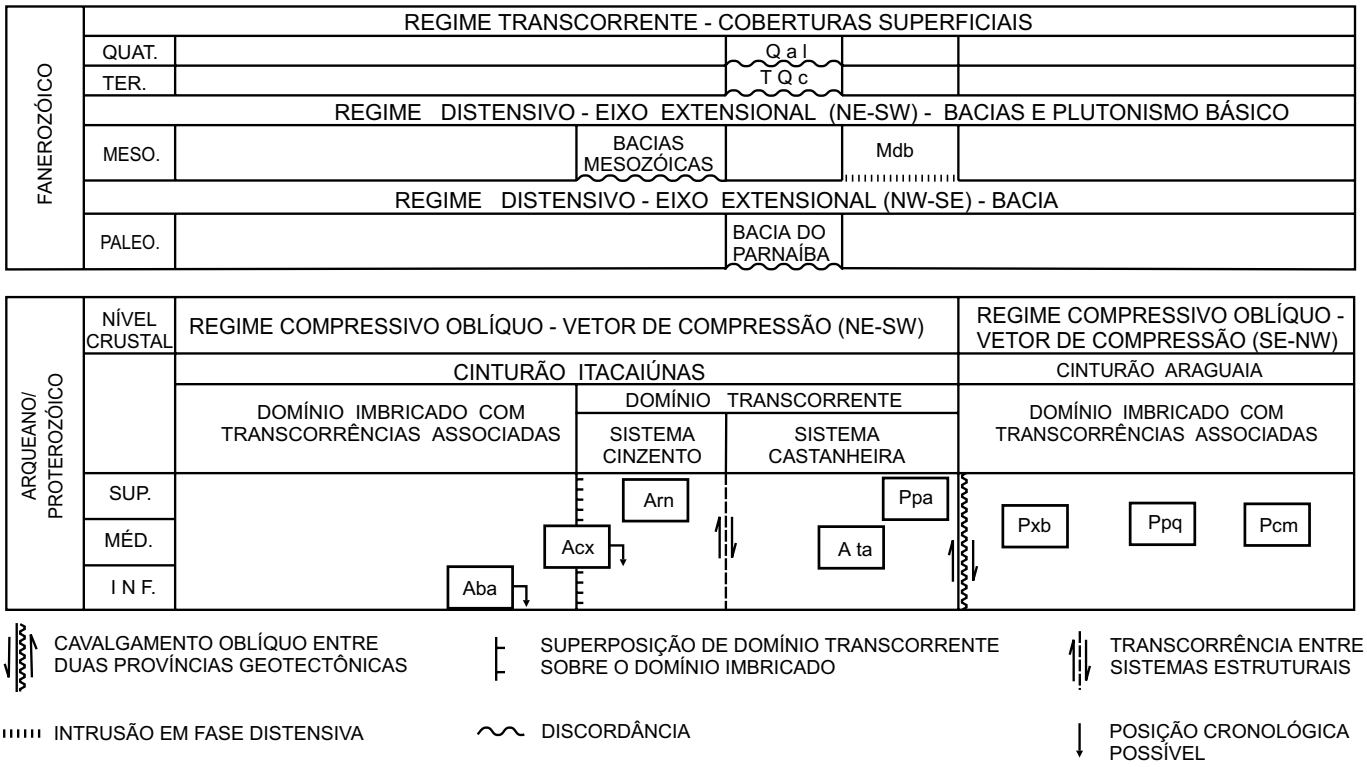


Figura 2.12 – Interpretação geofísica integrada.

Quadro 2.1 – Arranjo espacial/temporal/crustal das unidades.



Almaraz (1967) datou rochas do Pré-Cambriano Indiferenciado nas áreas dos rios Itacaiúnas, Parauapebas e Tocantins, pelo método K/Ar, obtendo uma idade média de 2.000Ma; Almeida (1968) obteve idade semelhante em anfibólio xistos e migmatitos do rio Parauapebas; e Amaral (1969), em amostras de gnaisses, anfibolitos e muscovita xistos do rio Itacaiúnas, fixou o último evento metamórfico em 2.000Ma. Também determinou a idade de um anfibolito da parte oeste da serra Tapirapé, em 3.280 ±113Ma, representando a rocha mais antiga do Brasil, até aquela data.

Na década de 70 intensificaram-se, na região sudeste do Pará, os trabalhos de pesquisa, revelando novos conhecimentos, tendo como base à geocronologia e o mapeamento geológico.

Puty *et al*. (1972), no Projeto Marabá, descreveram rochas da Suíte Metamórfica Bacajaí e do Complexo Xingu, como pertencentes ao então chamado Pré-Cambriano Indiferenciado.

Silva *et al*. (1974) denominaram como Complexo Xingu aos terrenos infracrustais do Cráton Amazônio. Apresentaram os grandes domínios litológicos, o empilhamento estratigráfico e o potencial metalogenético da região.

Amaral (1974), com base em análises geocronológicas e bibliográfica, propõe a denominação Grupo Serra dos Carajás em substituição ao Grupo Grão-Pará e faz uma síntese geológica do Pré-Cambriano da Amazônia, dividindo-o em províncias, denominadas de Pré-Cambriano Oriental, Central e Ocidental, separadas pela Bacia Sedimentar do Amazonas.

Martins & Araújo (1979) descreveram e separaram, do Complexo Xingu, unidades com predominância de rochas granulíticas.

Cordani *et al*. (1979) apresentaram com base em dados geocronológicos, uma evolução do Cráton Amazônico, a partir de faixas móveis denominadas de Maroni-Itacaiúnas, Rio Negro-Juruena e Rondoniana, marginais a uma província tectônica arqueana, denominada Amazônia Central.

Os trabalhos subseqüentes, a partir da década de oitenta, na Amazônia Oriental, notadamente na região da Serra dos Carajás, evoluiram no conhecimento geológico, apoiados em interpretações de imagens de radar e de satélite. Informes geológicos, geofísicos, geocronológicos e estruturais de conceituações mais modernas contribuiram para uma integração multidisciplinar, em auxílio a essa evolução.

Hirata *et al*. (1982) integraram os dados geológicos obtidos pelos trabalhos da DOCEGEO e apresentaram um mapa geológico e um empilhamento estratigráfico da Área Carajás. Denominaram aos *greenstone belts* de Seqüência Salobo-Pojuca, posicionando-a sobre o Complexo Xingu e abaixo do Grupo Grão-Pará.

Lima (1984) propôs a compartimentação do Cráton Amazônico em províncias geológicas, denominando-as de Amazônia Oriental, Central, Ocidental e Guiana Central, caracterizadas pelas similaridades da história geológica e das feições fisiográficas, petrográficas e estruturais.

Meireles *et al*. (1984) englobaram uma seqüência de rochas metavulcânicas, máficas e metamáficas, metassedimentares e sedimentos na Seqüência Rio Novo de Hirata *et al*. (*op.cit*.), ampliando a faixa de ocorrência dessa unidade.

Hasui *et al*. (*op. cit*.) e Hasui & Haralyi (*op. cit*.), na interpretação de dados gravimétricos e magnetométricos, visualizaram a estruturação antiga da Amazônia Oriental, compartimentada em blocos crustais denominados Belém, Araguacema, Juruena e Porangatu.

Dall'agnol *et al*. (1986), Jorge João *et al*. (1987) e Martins & Araújo (*op. cit*.), tentaram subdividir o Complexo Xingu de Silva *et al*. (*op. cit*.), propondo individualizações cartográficas para alguns granitóides, pertencentes a esse complexo.

Jorge João *et al*. (*op. cit*.) descreveram e individualizaram rochas granulíticas de composição charno-enderbíticas, com tipos básicos subordinados e as denominaram Granolitos Bacajaí, posicionando-as no Arqueano Médio.

A equipe da DOCEGEO (1987 e 1988) propôs uma revisão na coluna litoestratigráfica de Hirata (*op. cit*.), agrupando todos os *greenstone belts* do sul do Pará, no então denominado Supergrupo Andorinhas. Considerou ainda, o Complexo Xingu como produto metamórfico retrabalhado de terrenos graníticos arqueanos e as supracrustais como pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas e ao Grupo Igarapé Pojuca, com sua área de ocorrência restrita às feições morfológicas da serra do Tapirapé.

Araújo *et al*. (1988) sugerem um modelo alternativo para a megaestruturação arqueana da Folha Serra dos Carajás, com base na geometria dos elementos estruturais. Lembraram que tal estrutura é parte de um cinturão de cisalhamento dúctil, então denominado como Cinturão Itacaiúnas. Este, caracterizado a sul, por um sistema imbricado, resultante de uma tectônica compressiva e, a norte, por uma estrutura em flor positiva, ligada a um sistema direcional de caráter sinistral. Encaminham, ainda, algumas propostas para os principais problemas estratigráficos da área.

Costa & Siqueira (1990) comentaram a geometria e a cinemática do Sistema Transcorrente Cinzento, achando que o mesmo é formado por vários feixes de zonas de cisalhamento sinistrais. Reconheceram que esse sistema envolve duplexes compressivos, distensivos, distensivos e rabo-de-cavalo, que experimentaram deformações tipo transtração, transpressão e deslocamentos transcorrentes. A essas estruturas, denominaram de duplex distensivo Igarapé Solobo, duplex compressivo Cumaru e rabo-de-cavalo compressivo Serra Pelada. Finalmente, concluiram que tal lineamento é parte de uma pequena fração da evolução do Cinturão Itacaiúnas, no final do Arqueano.

Araújo *et al*. (*op. cit*.) apresentaram no mapeamento geológico da Folha Serra dos Carajás, um quadro Arqueano/Proterozóico Inferior, compartimentado em 3 unidades geotectônicas, denominando-as: Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará; Cinturão Itacaiúnas, subdividido em Domínio Imbricado e Domínio Transcorrente; e, Cinturão Araguaia. Ligado ao regime distensivo do Proterozóico Médio, identificaram granitos e corpos máficos e ultramáficos. Cartografaram uma expressiva seqüência de granulitos, a qual denominaram de Complexo Pium, aflorantes por alçamento tectônico em regime dúctil de baixo ângulo. Enquadraram a Seqüência Rio Novo definida por Hirata *et al*. (*op. cit*.), na categoria de Grupo, com uma distribuição geográfica mais ampla e como pertencente ao Sistema Transcorrente Carajás. Finalmente mostraram a importância econômica da Província Mineral Carajás e a potencialidade metalogenética da folha.

Lab & Costa (1992) estudaram a extremidade leste do Sistema Transcorrente Cinzento, observando pelo arranjo geométrico de suas estruturas, tratar-se de um duplex transpressivo simétrico, truncado a leste e a oeste pelo Cinturão Araguaia e Granito Cigano, respectivamente.

Macambira & Vale (no prelo), no mapeamento da Folha São Félix do Xingu, revelaram um quadro geológico compartimentado em Arqueano e Proterozóico. Ao Arqueano, associaram: o Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará, representado pelo Grupo Tucumã e Granodiorito Rio Maria; e, o Cinturão Itacaiúnas, Granito Plaquê e pelos grupos Sapucaia, Aquiri, São Sebastião e São Félix. No Proterozóico, enquadraram o Grupo Uatumã, a Formação Triunfo e os granitóides Parauari e Velho Guilherme.

Oliveira *et al*. (*op. cit*.), quanto ao mapeamento da Folha Serra Pelada, mantiveram a denominação

de Cinturão Itacaiúnas de Araújo *et al*. (*op. cit.*), dividido em domínios Imbricado e Transcorrente. Ao primeiro domínio associaram a Suíte Metamórfica Bacajaí, o Complexo Xingu e o Granito Plaquê. O segundo domínio subdividiram em: Sistema Cinzento, contendo os grupos Rio Novo, Salobo e Alto Bonito; Sistema Carajás, formado pelo Grupo Grão-Pará; Sistema Buritirama, envolvendo o Grupo Buritirama; e Sistema Josinópolis, formado pelo Grupo Misteriosa. Esses autores optaram pela denominação Suíte Metamórfica Bacajaí, ao conjunto de rochas granulíticas, outrora definidas como Complexo Pium por Araújo *et al*. (*op. cit.*), dividindo-a em Enderbito Cajazeiras e Piriclasito Rio Preto. Mantiveram as denominações Complexo Xingu e Grupo Rio Novo, como definido por Araújo *et al*. (*op. cit.*), acrescentando ao grupo, os metassedimentos da serra do Sereno, a Formação Serra Pelada de Jorge João *et al*. (1982) e o Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga. Propuseram a designação formal de Grupo Tapirapé (Sistema Castanheira), extraído do regionalizado Complexo Xingu, aos litótipos metamorfizados de fácies anfibolito a xisto-verde, com predominância de ortoanfibolito, com quartzitos e *cherts* subordinados. Estenderam seus limites para leste, além da serra homônima, adentrando na Folha Marabá. Finalmente, formalizaram a denominação de Grupo Paredão, aos sedimentos litoestratigráficos da serra homônima, estes também incluídos no Sistema Castanheira.

Na Folha Marabá estão presentes, de forma não bem representativa quanto na Folha Serra Pelada, algumas unidades que compõem o Cinturão Itacaiúnas. Por essa razão, a abordagem destas unidades nesta nota explicativa constitue um extrato, adaptado onde coube, do apresentado naquela folha. As unidades representadas na Folha Marabá são a Suíte Metamórfica Bacajaí, o Complexo Xingu e os grupos Rio Novo, Tapirapé e Paredão.

A figura 2.13 mostra a disposição das unidades litoestratigráficas e o arranjo estrutural simplificado do Cinturão Itacaiúnas, na Folha Marabá.

2.3.1.1 Suíte Metamórfica Bacajaí (Domínio Imbricado com Transcorrências Associadas) – Aba

Distribuição Geográfica, Morfologia e Relações de Contato

A Unidade Bacajaí ocupa a maior parte do flanco ocidental da folha, ocorrendo continuamente a partir das proximidades do rio Itacaiúnas para norte e oeste, adentrando nas folhas vizinhas (figura 2.13).

Suas melhores exposições foram encontradas no rio Itacaiúnas e no igarapé Lago Vermelho. Afloramentos de menores expressões, ocorrem na BR-230, PA-322 e ao longo de estradas carroçáveis ligadas a essas rodovias.

A expressão morfológica dessa unidade, apresenta-se com um relevo de configuração variada, que no geral representa morros e serras alternando-se com sítios peneplanizados.

As relações de contato entre esta e as demais unidades estratigráficas, não foram observadas em campo, mas somente fotointerpretadas. A sul, o contato dá-se com as rochas do Grupo Paredão, sendo, segundo Oliveira *et al*. (*op. cit.*), de natureza estrutural. A leste, o contato dessa unidade é por cavalgamento oblíquo e às vezes transcorrente com a Formação Couto Magalhães do Cinturão Araguaia e discordante com as rochas sedimentares da Formação Itapecuru e com os sedimentos aluvionares.

Caracterização Litológica e Petrográfica

Os estudos petrográficos dos representantes rochosos dessa unidade, identificaram uma variação de faciologia metamórfica, com paragêneses compatíveis com fácies anfibolito alto a granulito. A unidade na folha estudada é representada fundamentalmente por constituintes ácidos, muito embora localmente (PM-81,87 e 114) sejam identificados tipos de composição mais básica de impossível delimitação cartográfica. Na Folha Serra Pelada, vizinha da Folha Marabá do lado ocidental, estes dois conjuntos receberam as denominações de Enderbito Cajazeiras e Piriclasito Rio Preto.

A Unidade Bacajaí constitui uma seqüência de alto grau sendo representada fundamentalmente por granulitos enderbíticos, charno-enderbíticos e granoblastitos monzograníticos e sienograníticos.

De um modo geral, são rochas leucocráticas a mesotipo, faneríticas de granulação média a grossa, comumente eqüigranulares, exibindo variados graus de anisotropia estrutural.

Os granulitos enderbíticos (PM-82 e 115), charno-enderbíticos e charnockíticos (PM-73, 74, 76, 77, 78, 86, 116 e 118) apresentam uma textura granoblástica eqüigranular a ineqüigranular, exibindo freqüentemente taxas deformacionais crescentes, do tipo *flaser* com pronunciada foliação milonítica.

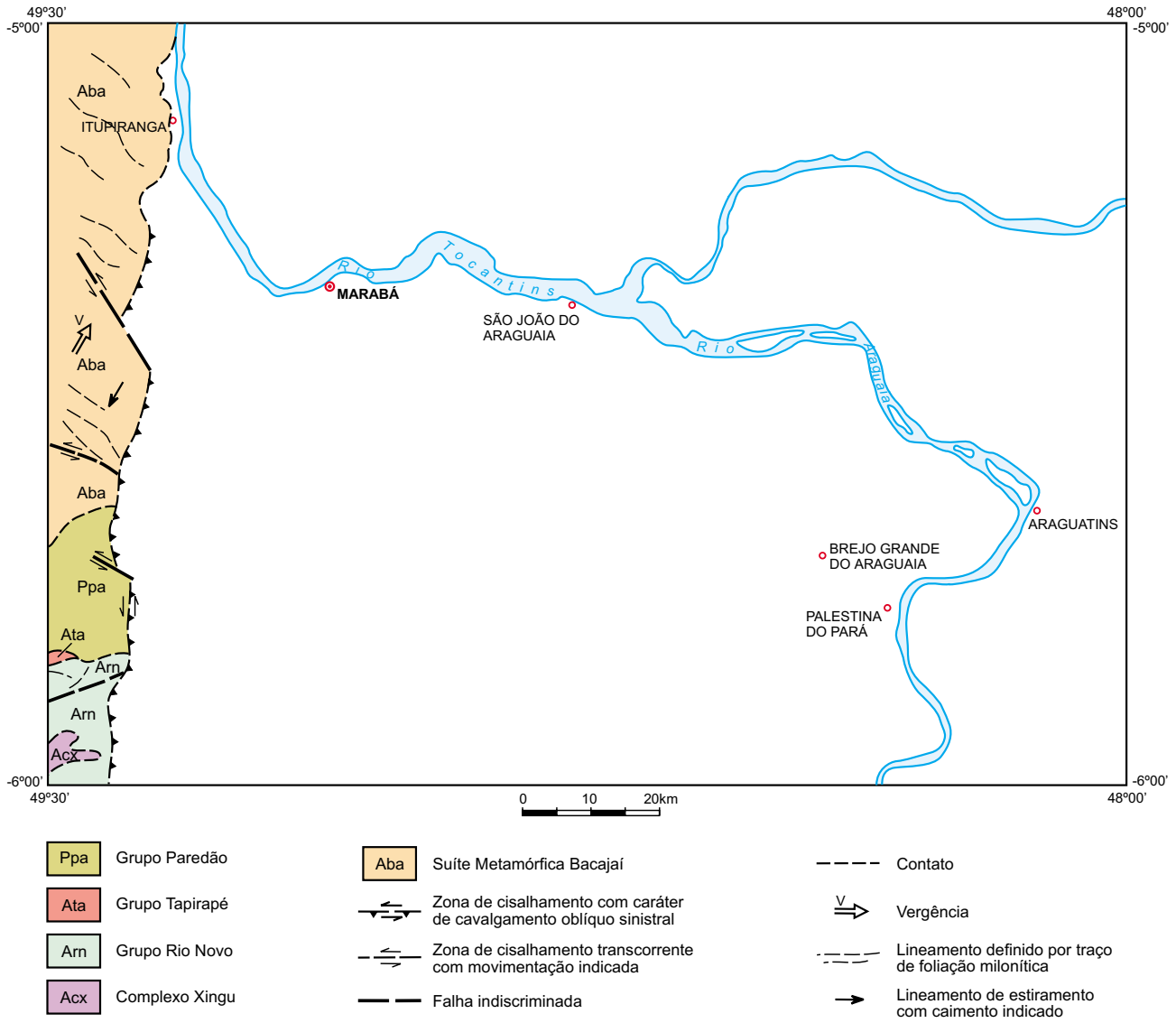


Figura 2.13 – Cinturão Itacaiúnas: unidades litoestratigráficas e arranjo estrutural simplificado.

A assembléia mineral é dominada por plagioclásio e quartzo nos tipos enderbíticos; plagioclásio, microclina e quartzo nas variedades charno-enderbíticas; e microclina, plagioclásio e quartzo nas variedades charnockíticas, obedecendo geralmente uma ordem decrescente em abundância, como fases minerais majoritárias. Ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e biotita são fases varietais que ocorrem em porcentagens volumétricas bastante variadas.

O plagioclásio ocorre como cristais tabulares hipidioblásticos, parcialmente sericitizados, de composição sódico-cálcica, em geral do tipo oligoclásio-andesina. Apresenta geminação do tipo Albita e/ou combinada Albita-Periclina, cujas lamelas em função da deformação, exibem um incipiente desenvolvimento para crescimento antipertítico.

O feldspato potássico, representado por grânulos hipidioblásticos de microclina, assume alguma significância volumétrica nos tipos charno-enderbíticos e passa a ser uma fase dominante nas variedades charnockíticas. Exibe típica geminação polissintética cruzada e desenvolve intercrescimentos mirmequíticos ao longo dos planos de contato com o plagioclásio.

O quartzo é uma fase essencial, ocorrendo em dimensões e formas variadas, geralmente xenoblástico, como grãos eqüidimensionais nas variedades fortemente recristalizadas, desenvolvendo,

porém, aspecto achatado e estirado, como grãos ribonados nos estágios deformacionais miloníticos. Nesses tipos, constituem, por vezes, níveis bem individualizados ou diferenciados, alternando-se com níveis feldspáticos. Nas variedades protomiloníticas, ocorrem como agregados cristalinos de aspecto sacaroidal, com efeitos de tensões internas algo pronunciados, denunciando processo de recuperação com formação de subgrãos e de recristalização com geração de novos grãos.

O ortopiroxênio, representado por hiperstênio, é o mineral índice marcador da faciologia metamórfica de alto grau. Ocorre sob a forma hipidioblástica, como cristais de diferentes formas e dimensões e em diferentes percentuais volumétricos. Comumente, mostra um íntima associação com hornblenda, titano-biotita e opacos, numa relação de desequilíbrio reacional, indicativa de uma generalizada ação retrometamórfica, ligada ao alçamento tectônico das rochas granulíticas, para níveis crustais compatíveis com a fácies anfibolito. Circunstancialmente, as palhetas de biotita mostram parcial transformação para hidrobiotita e /ou vermiculita e/ou prehnita, indicando condições metamórficas relativas à fácies xisto-verde.

De um modo geral, a associação piroxênio-anfibólio-biotita constitui aglomerados orientados e confinados a leitos que mostram relativa individualização e que são marcadores dos planos de cisalhamento.

Opacos, apatita, zircão e rara allanita constituem os acessórios observados no conjunto estudado, exibindo uma tendência à associação com essas fases minerais máficas varietais.

As propriedades óticas e as características mineralógicas das fases minerais que constituem essas assembléias são comuns, de modo generalizado, para as variedades enderbíticas, charno-enderbíticas e charnockíticas.

Em íntima associação ocorre uma seqüência de granoblastitos sienograníticos e monzograníticos, caracterizados, fundamentalmente, pela ausência das fases ortopiroxênicas, pelo marcante índice leucocrático e notadamente pela alta triclinicidade dos cristais de microclina, mostrando, por vezes, características mesopertíticas.

Os granoblastitos são quantitativamente subordinados, não pertencendo à zona hiperstênica regional e a sua assembléia mineral sugere um protólito com características distintas dos granulitos de natureza essencialmente alcalifeldspática granítica.

Os representantes básicos que ocorrem na Unidade Bacajaí são classificados como piriclasitos, e via de regra ocorrem em forma de lentes.

Estes ortoderivados básicos têm granulação média a fina, índice de coloração melanocrático generalizado, um dominante isotropismo estrutural e uma relação geométrica de eqüigranularidade freqüente.

Trata-se, em essência, de granulitos básicos, geralmente a dois piroxênios, de composição dominantemente gabróide, exibindo uma certa invariabilidade composicional e estrutural. O arranjo mútuo entre os grãos minerais é do tipo granoblástico, eqüigranular, exibindo circunstancialmente efeitos de recristalização poligonizada.Taxas deformacionais atingindo o estágio milonítico são freqüentes, modificando o arranjo granoblástico para um padrão com forte anisotropia, em que os grãos minerais se alinham preferencialmente, materializando uma foliação milonítica superposta.

A assembléia mineral é representada por plagioclásio-hiperstênio-diopsídio-titanobiotita-hornblenda, ± quartzo, ± granada, apatita e opacos, em ordem, aproximada, de decréscimo em abundância.

O plagioclásio é do tipo labradorita, ocorrendo de forma hipidioblástica, geralmente exibindo efeitos de tensões internas, como extinção ondulante e lamelas de geminação curvadas, parcialmente sericitizado. Nas variedades com mais intensa recristalização, os cristais tabulares de labradorita mostram ausência de efeitos de tensões internas e ao longo de seus contatos intergranulares desenvolvem padrão de poligonização.

O hiperstênio e o diopsídio são as duas fases piroxênicas, geralmente ocorrendo em quantidades aproximadamente iguais entre si e como grãos relativamente bem individualizados, ocasionalmente mostrando parcial alteração para bastita.

A hornblenda e a titanobiotita são duas fases minerais varietais, ocorrendo como cristais individualizados e/ou coroando cristais de hiperstênio, indicando reações em desequilíbrio, relacionadas ao metamorfismo retrógrado atuante.

Quartzo e granada são fases minerais ocasionais e, quando ocorrem, são em percentual volumétrico subordinado. Apatita e opacos são acessórios freqüentes e mostram uma tendência de íntima associação às palhetas de biotita.

Assinaturas Geofísica e Geoquímica

Nos mapas aerogeofísicos, essa unidade exibe características magnetométricas de relevo médio, com as isodinâmicas orientadas na direção E-W, e gamaespectrométricas acima de 400cps, correspondendo à predominância de rochas ácidas a intermediárias. A formação de baixos magnéticos

monopolares e radiação na faixa de 100 a 300cps, compreendem os encraves de rochas básicas da unidade. Na gravimetria há a formação de um pequeno baixo no extremo-norte e de um alto, com eixo E-W, na altura do rio Itacaiúnas, estendendo-se para a Folha Serra Pelada.

Trata-se de um conjunto bimodal de rochas arqueanas de alto grau, com predomínio dos termos enderbíticos, com piriclasitos intimamente associados sob a forma de lentes. Os estudos geoquímicos das rochas apresentadas no relatório da Folha Serra Pelada, por Souza (no prelo), indicam que os enderbitos variam de intermediários a ácidos com predomínio dos ácidos. Têm composição desde tonalíticas a graníticas, o mesmo acontecendo com os granoblastitos, estes, com maior freqüência de amostras de composição granítica. Os piriclasitos têm comportamento semelhante a rochas calcialcalinas de arco insular em ambiente de subducção, sendo provavelmente produtos de fusão parcial de material toleiítico de fundo oceânico.

2.3.1.2 Complexo Xingu (Domínio Imbricado com Transcorrências Associadas) – Acx

Distribuição Geográfica, Morfologia e Relações de Contato

O Complexo Xingu ocorre ocupando um pequeno espaço no extremo-sudoeste da folha (figura 2.13).

Suas exposições, quase sempre de rochas tonalíticas em forma de lajeiros, foram encontradas na estrada secundária que liga o garimpo da Cutia à estrada de ferro Ponta da Madeira-Carajás.

Via de regra exibe uma morfologia arrasada, com colinas e morros baixos de topos subarredondados, fugindo do contexto geral aplainado. Às vezes, morros isolados e serras alinhadas, denunciam feições estruturais ou mudanças nas litologias da unidade.

A relação de contato que faz com a Unidade Rio Novo foi interpretada como sendo concordante estruturalmente.

Caracterização Litológica e Petrográfica

As amostras analisadas compõem uma seqüência de rochas granitóides, cuja paragênese é compatível com as condições físico-químicas inerentes à fácies anfibolito.

A unidade é dominada por tonalitos e granodioritos e, subordinadamente, monzogranitos, que via de regra apresentam estágios deformacionais miloníticos (PM-185). Em conseqüência, o arranjo textural é extremamente variado, com padrões granoblásticos eqüidimensionais , eqüigranulares a miloníticos, exibindo porfiroclastos rotacionados, contrastando com a matriz cominuída.

De um modo geral, a assembléia mineral é representada por plagioclásio, quartzo, microclina, biotita, hornblenda, clorita, sericita, opacos, ± apatita, ± zircão, ± allanita, em ordem decrescente de abundância.

O plagioclásio é geralmente do tipo oligoclásio, parcialmente sericitizado, subédrico nos tipos não deformados e anédricos sob a forma de fenoblastos, nas variedades miloníticas, nas quais mostra, ainda, evidências de rotação e maclas de geminação curvadas.

O quartzo é outra fase mineral majoritária, ocorrendo como cristais subédricos nos estágios protomiloníticos, modificando sua configuração para tipos ribonados, extremamente achatados nos estágios mais avançados da deformação, com geração de milonitos.

A microclina ocorre em quantidades subordinadas nas variedades granodioríticas, mais comumente como neocristais, confinados à matriz cominuída e exibindo evidências de recristalização metamórfica dinâmica.

A biotita é a fase mineral varietal, encontrada com freqüência nos tonalitos e granodioritos da unidade. Ocorre como palhetas relativamente bem desenvolvidas e orientadas segundo uma direção preferencial, realçando a foliação milonítica, constituindo leitos ou níveis, por vezes bem definidos, e/ou contornando os fenoclastos de feldspatos.

A clorita é uma fase mineral secundária, circunstancialmente encontrada nos tonalitos e granodioritos intensamente deformados e cisalhados, denunciando processos diaftoréticos.

Apatita, opacos, allanita e raras titanitas mostram tendência à íntima associação com as fases máficas.

Os granitóides que compõem o Complexo Xingu mostram características litológicas de uma seqüência infracrustal metamorfizada e deformada em regime de cisalhamento dúcil, com alçamento tectônico a níveis crustais superiores. As reações minerais em desequilíbrio denunciam um retrometamorfismo atingindo a fácies xisto-verde alta. As observações petrográficas sugerem, em especial na Folha Serra Pelada, que parte dos granitóides analisados e atribuídos ao Complexo Xingu poderiam representar catametamorfitos da Suíte Metamórfica Bacajaí retrometamorfizados à fácies anfibolito.

Em íntima associação aos granitóides é freqüente a ocorrência de anfibolitos como mesoencraves, sob a forma de *boudins*, constituindo possíveis restitos de uma crosta anfibolítica.

Assinaturas Geofísica e Geoquímica

A assinatura magnetométrica dessa unidade é caracterizada por um adensamento das isolinhas, com orientação preferencial na direção E-W, refletindo um gradiente acentuado, que corresponde às rochas graníticas e granodioríticas. Quando ocorre a formação de anomalias alongadas, dipolares, e lenticularizadas, acompanhando a foliação regional, acham-se elas relacionadas aos encraves de rochas metabásicas do Complexo Xingu. Na gamaespectrometria são registrados valores quase sempre superiores a 500cps, podendo algumas vezes, decrescer para a faixa de 300 a 500cps. Na gravimetria não existe um padrão de destaque, situando-se na faixa do gradiente regional, com afundamento para leste.

Na Folha Serra Pelada as rochas foram classificadas em tonalitos e trondhjemitos, além de granodioritos e granitos, tendo natureza calcialcalina. Os diversos aspectos químicos permitiram ainda caracterizar que o conjunto de rochas foi submetido a regime tectônico de margem continental ativa com fenômenos de colisão meso a supracrustal, com transição de ambientes, que poderia ser resultante de mistura de materiais por imbricamento tectônico.

2.3.1.3 Grupo Rio Novo (Domínio Transcorrente com Cavalgamentos Associados) – Arn

Distribuição Geográfica, Morfologia e Relações de Contato

O Grupo Rio Novo situa-se no extremo-sudoeste da folha, com seus limites sul e oeste ultrapassando para as folhas vizinhas (figura 2.13).

Na faixa de ocorrência desta unidade são inúmeros os afloramentos com excelentes exposições, notadamente ao longo e nas adjacências da estrada secundária que liga o garimpo da Cutia e a ferrovia Ponta da Madeira-Carajás, cortando a serra do Sereno.

Quanto à morfologia, o Grupo Rio Novo apresenta tanto relevo montanhoso, onde destacam-se as serras de cristas alongadas e topos angulosos correspondentes às formações ferríferas e metassedimentares, preferencialmente orientadas na direção ENE-WSW, como relevo plano a ondulado representando as faixas de ocorrência das rochas máfico-ultramáficas e metabásicas.

Mantém relação de contato com o Complexo Xingu e com os grupos Tapirapé e Paredão, que por critério interpretativo, não muito claro, parece dar-se segundo faixas de cisalhamento (Oliveira *et al.*, *op.cit.*). Mais claramente, vê-se o contato entre esta unidade e a Formação Couto Magalhães, através de cavalgamento oblíquo e transcorrência.

Caracterização Litológica e Petrográfica

Os principais litótipos encontrados são quartzitos, metarenitos, filitos ferruginosos, manganesíferos e grafitosos, talco-clorita xistos, quartzo-clorita xistos, anfibolitos, formações ferríferas, metabasaltos, gabros, noritos e basaltos.

A granulação varia desde termos bastante finos até grosseiros, estando ou não deformados, mostrando diferentes graus de anisotropia estrutural. Acredita-se que as porções rochosas preservadas, ou seja, isentas de deformação e metamorfismo, façam parte de um conjunto de lentes intercaladas ao conjunto metamorfizado e deformado, constituindo-se em *pods*, representados, principalmente, por litótipos básico-ultrabásicos.

O Grupo Rio Novo constitui uma seqüência supracrustal metavulcano-sedimentar, exibindo características de um segmento tipo *greenstone belt* e compondo uma larga variedade de tipos litológicos. Esses tipos mostram uma acentuada deformação polifásica e metamorfismo de baixo grau, com paragênese compatível com a fácies xisto-verde.

No curso do mapeamento, foram identificados metaultramafitos, metamafitos, metaquartzitos, formações ferríferas bandadas (*BIF*) e metapelitos grafitosos, manganesíferos e ferruginosos. Esse conjunto se encontra completamente dobrado e imbricado, sendo difícil a separação dos seus litótipos na escala de trabalho, bem como qualquer tentativa de organização espacial ou estratigráfica.

Os metaultramafitos são representados por actinolita xistos, talco xistos, antofilita-clorita-talco xistos, antofilita-tremolita xistos e serpentinitos. Os metaquartzitos são de granulação fina a conglomerática, tendo como fase mineral varietal freqüente a muscovita, como palhetas relativamente abundantes, contornando os grãos de quartzo ou mostrando uma tendência a formar leitos individualizados que marcam os planos de cisalhamento (PM-182).

As formações ferríferas bandadas apresentam uma paragênese simplificada, com quartzo e hematita com proporções aproximadamente iguais entre si. A rigor, os grãos de quartzo mostram um arranjo granoblástico, isogranular, sacaroidal, poligonizado, com evidências de recristalização pós-cinemática, por vezes brechada (PM-184).

Os metabasitos são constituídos por actinolita xistos, em que a actinolita e o plagioclásio ocorrem em quantidades aproximadamente iguais, exibindo uma forte deformação milonítica, realçando uma intensa anisotropia estrutural. Em associação, grânulos de titanita ocorrem como aglomerados estirados e paralelos à foliação milonítica (PM-176, 177 e 179).

A esses actinolita xistos intensamente deformados associa-se na Folha Serra Pelada um grupo de rochas gabróides com tendência norítica, relativamente bem preservado do metamorfismo e da deformação. Esse grupo recebe designação local de Complexo Luanga, o qual representa um complexo máfico-ultramáfico acamadado, intrusivo, com evidências de uma dominante superposição tectônica de natureza frágil.

Como parte integrante do Grupo Rio Novo, merece destaque a ocorrência de metassedimentos dos tipos filitos sericíticos e quartzo-sericíticos como paraderivados de siltitos, argilitos e argilitos sílticos, com significativa modificação na coloração. Esses metassedimentos são ocorrentes no garimpo de Serra Pelada na folha homônima e as colorações cinza, negra e vermelho-amarronzada derivam de processos tectônicos propiciadores de percolação de soluções mineralizantes, bem como, pela presença de níveis de matéria orgânica amorfa e incipiente processo de laterização.

Os filitos sericíticos e quartzo-sericíticos, localmente ferríferos, manganesíferos e grafitosos, constituem um importante metalotecto aurífero da unidade. A granulometria é geralmente final, com alguns cristais mais desenvolvidos como conseqüência de recristalizações anormais e secundárias, localizadas. Esse pacote metassedimentar mostra uma pronunciada deformação polifásica, em que a sericita e o quartzo relevam uma conspícua orientação preferencial. É freqüente a presença de turmalina como diminutos cristais prismáticos e idiomórficos, alinhados segundo a orientação preferencial da unidade.

Assinaturas Geofísica e Geoquímica

A agitação do relevo magnetométrico nesta unidade, mascarando o gradiente regional, dá-se em função do aparecimento de pares de anomalias lenticularizadas, paralelas às zonas de transcorrência e indicando a presença de litótipos fortemente magnetizados, tais como, formações ferríferas, rochas metamáficas e metaultramáficas. A gamaespectrometria revela uma alternância de valores de radiação para o Grupo Rio Novo, quase sempre situados na faixa de 300 a 500cps. Na gravimetria, a exemplo do observado no Complexo Xingu, existe apenas o afundamento do gradiente regional para leste.

De acordo com Suita (1988) os resultados das análises químicas de rochas desta unidade sugerem tratar-se de uma seqüência tipo *greenstone belt* arqueano, gerado em um ambiente de arco-de-ilhas. O processo seria semelhante ao de zona de choque de placas atuais, passível de ocorrência no Arqueano, com choque e consumo de uma placa oceânica.

2.3.1.4 Grupo Tapirapé (Domínio Transcorrente com Cavalgamentos Associados) – Ata

Distribuição Geográfica, Morfologia e Relações de Contato

Esta unidade é a que ocupa o menor espaço na folha. Restringe-se ao flanco sudoeste em forma de cunha, entre os grupos Rio Novo e Paredão (figura 2.13).

Sua distribuição na folha foi limitada por critérios interpretativos em imagens de radar e satélite, sem confirmação em campo de seus litótipos.

Nesse pequeno trecho mapeado, o relevo apresenta-se ora peneplanizado, ora formado por serras de baixa altitude.

Mantém relações de contato com os grupos Rio Novo e Paredão, definidos por interpretação de imagens de radar e de satélite. Para Oliveira *et al.* (*op.cit.*), este grupo mantém contato tectônico, através de planos de cisalhamento, com o Grupo Rio Novo.

Caracterização Litológica e Petrográfica

A unidade, melhor estudada na Folha Serra Pelada, é representada por um conjunto de metabasitos ortoderivados, que exibem uma marcante invariabilidade textural e composicional. Tem como peculiaridade estrutural uma moderada a forte anisotropia, marcada por uma pronunciada foliação, observada nas seções paralelas ao plano XZ do elipsóide de deformação finita.

Trata-se de rochas ortoanfibolíticas, cuja paragênese é dominada pela associação hornblenda-plagioclásio, em quantidades aproximadamente iguais entre si e dispostas segundo um arranjo mútuo, nematoblástico eqüidimensional.

A associação mineral é diagnóstica de metamorfismo sob condições físico-químicas reinantes na fácies anfibolito.

A hornblenda verde ocorre como cristais prismáticos hipidioblásticos, circunstancialmente poiquiloblásticos e fortemente orientados segundo uma direção preferencial.

O plagioclásio é geralmente do tipo andesina, ocorrendo como cristais tabulares hipidioblásticos, exibindo parcial alteração a sericita e geralmente orientados paralelamente aos cristais de hornblenda.

Grânulos de opacos e de titanita ocorrem em íntima associação com cristais de hornblenda.

Granada e diopsídio são duas fases minerais varietais ocorrentes nos anfibolitos.

A granada ocorre como cristais xenoblásticos, com numerosas inclusões de diopsídio com padrão tipo poiquiloblástico, e a apatita, zircão e calcita são fases minerais acessórias que ocorrem localmente nas rochas anfibolíticas.

O conjunto anfibolítico Tapirapé evidencia uma ação metamórfica e doformacional sobre protólito de natureza basáltica. As evidências texturais e paragenéticas indicam o envolvimento do Anfibolito Tapirapé num regime tectônico compressivo, após sua implantação em regime transtrativo, como se deduz das reações minerais em equilíbrio, denunciando um retrometamorfismo por alçamento tectônico a níveis crustais superiores.

Assinaturas Geofísica e Geoquímica

Não foi possível caracterizar uma feição geofísica própria para esse grupo. Isso ocorre mais em função da pequena área de exposição que a representa, do que pela sua constituição litológica, representada por rochas ortoanfibolíticas. Assim, entre os sensores geofísicos analisados, apenas o magnético aéreo sugere que o contato entre essa unidade e o Grupo Rio Novo ocorre através de uma zona de transcorrência de caráter sinistral.

Os índices geoquímicos utilizados na Folha Serra Pelada, indicaram que esta unidade ocupa preferencialmente ambientes oceânicos, arcos insulares ou ilhas oceânicas, situando-se na faixa dos toleiítos de arcos insulares. Têm caráter de transição de ambiente tipo fundo oceânico para arco-de-ilha, ocupando posição de *front arc*. A classificação químico-mineralógica das rochas é predominantemente do tipo basalto/toleiíto com pequenas variações para basalto/traquiandesito, andesito basáltico, andesito e olivina basalto.

2.3.1.5 Grupo Paredão (Domínio Transcorrente com Cavalgamentos Associados) – Ppa

Distribuição Geográfica, Morfologia e Relações de Contato

A área de ocorrência dessa unidade situa-se no flanco sudoeste da folha, a partir das proximidades do rio Itacaiúnas, estendendo-se para sul e ultrapassando os limites cartográficos para oeste (figura 2.13).

Seus litótipos foram confirmados em afloramentos ocorrentes nos flancos norte e leste da serra homônima.

A morfologia que exibe nesta folha é representada por um relevo plano a levemente ondulado. À medida que se avança para oeste, adentrando na Folha Serra Pelada, o relevo torna-se montanhoso, com os flancos norte e sul bem talhados, com encostas abruptas.

O contato que o Grupo Paredão mantém com as demais unidades vizinhas, foi baseado em critérios interpretativos, não observados em campo, sendo que a norte dá-se com a Unidade Bacajaí, a leste com a Formação Couto Magalhães, a sul com os grupos Rio Novo e Tapirapé, e a oeste estende-se para a folha vizinha.

Caracterização Litológica e Petrográfica

Os principais litótipos descritos na área de ocorrência do Grupo Paredão, em especial no contexto da Folha Serra Pelada, são representados por arenitos ortoquartzíticos e subordinadamente, arenitos arcosianos e conglomeráticos, grauvacas e conglomerados.

O tipo litológico predominante é um arenito ortoquartzítico, de coloração creme-esbranquiçado a rosa, granulometria de fina a média, com grãos apresentando um grau de esfericidade que varia de subanguloso a subarredondado, mal selecionado, apresentando-se, em geral, bem litificado, sendo que os exemplares mais friáveis são bastante subordinados.

Em geral, esses arenitos formam espessos pacotes, onde se observa como estrutura primária predominante a estratificação plano-horizontal, podendo, no topo das camadas, ser observada uma certa ondulação (estratificação cruzada foi observada em blocos rolados).

Em uma seção que corta transversalmente a borda oeste da serra do Paredão, observam-se, intercalados ao arenito ortoquartzítico, níveis de arenitos conglomeráticos, onde os grãos de quartzo se mostram um tanto quanto alongados, de forma ligeiramente amendoada, sugerindo que os sedimentos se encontram, pelo menos localmente, deformados e metamorfizados.

Ao microscópio, os arenitos ortoquartzíticos mostram-se ineqüigranulares, com matriz quartzosa e cimentados por sílica e raramente por óxido de ferro. O contato entre os grãos se dá de forma predominantemente retilínea e, em menor monta, côncavos e suturados. Os grãos de quartzo, em geral, apresentam-se com sobrecrescimento de sílica secundária, extinção variando de moderada a fortemente ondulante. Os contatos poligonizados são freqüentes e indicam um moderado grau de recristalização sofrido pela rocha, que, conforme a fraca orientação dos grãos de quartzo, sugere um fraco metamorfismo imposto à rocha ou uma forte diagênese que, em face da composição da rocha, não permite maiores conclusões.

A grauvaca é uma litologia subordinada, tanto nos domínios da Folha Serra Pelada como na Folha Marabá, onde aflora sob a forma de blocos arredondados, de dimensões que variam de decimétrica a centimétrica. A coloração é cinza-escuro, granulometria média, aspecto maciço e fortemente litificada (RM-41).

Ao microscópio, observa-se que a rocha se apresenta constituída por quartzo, plagioclásio, microclina e fragmentos de rochas. Os grãos minerais e de fragmentos de rochas, que constituem o litótipo, apresentam-se predominantemente angulosos e mal selecionados. Os minerais acessórios mais comuns são a clorita, a muscovita, o epídoto, opacos, zircão e carbonato, este muito subordinadamente. A matriz, em geral, é constituída pela associação clorita, sericita e argilominerais.

Os exemplares de grauvacas estudados na Folha Serra Pelada, exibem grão minerais alongados e orientados preferencialmente, sugerindo tratar-se de uma foliação metamórfica, evidenciando, portanto, estarem as mesmas metamorfizadas (metagrauvacas ou grauvacas protomiloníticas).

Os conglomerados são constituídos por matriz angulosa mal selecionada, sem estruturação, coloração avermelhada e, por vezes, esverdeada. A composição é arcosiana (feldspato + quartzo), envolvendo seixos polimíticos de silexito, quartzito, formação ferrífera, vulcânicas básicas e quartzo, que não se tocam, e emprestam à rocha um arcabouço aberto.

Ao microscópio, esta rocha conglomerática arcosiana exibe certas feições calaclásticas a protomiloníticas. Muitas vezes, torna-se difícil observarem-se tais feições, em face do corte impróprio dado na rocha, da incipiente deformação e da granulometria muito grosseira do sedimento.

Assinaturas Geofísica e Geoquímica

O Grupo Paredão exibe uma particular feição magnetométrica. Trata-se de uma série de anomalias dipolares em pares positivos e negativos, com pequenos comprimentos de onda e fortes gradientes, as quais associam-se aos domínios das grauvacas e dos diques de diabásio. Estes últimos, de idade mais jovem, intrudidos nessa unidade. A gamaespectrometria exibe valores inferiores a 400cps. A gravimetria marca a possível zona de contato deste grupo com a Suíte Metamórfica Bacajaí, através da passagem de um gradiente mergulhado a lete para outro, formando um alto a norte.

Nas rochas desta unidade não foram efetuados estudos geoquímicos.

Metamorfismo e Deformação do Cinturão Itacaiúnas

Conforme já referenciado anteriormente, os aspectos inerentes ao Cinturão Itacaiúnas constituem, em sua maior parte, um extrato das considerações apresentadas na Folha Serra Pelada (no prelo).

Desta forma, são aqui apresentadas as observações sobre metamorfismo e deformação das unidades Suíte Bacajaí, Complexo Xingu e grupos Tapirapé e Rio Novo, ocorrentes no âmbito da Folha Marabá.

Suíte Metamórfica Bacajaí – as rochas da Suíte Bacajaí ocupam a maior parte da área de ocorrência do Cinturão Itacaiúnas na Folha Marabá. A unidade é caracterizada por um metamorfismo retrógrado, através das relações texturais e paragenéticas dos granulitos básicos (piriclasitos) e ácidos (charnokitos - charno-enderbitos e granoblastitos) e metassedimentos (kinzigitos).

De maneira generalizada, são identificadas as fácies metamórficas granulíticas e anfibolíticas retrógradas, sendo ocasional a ocorrência de paragêneses compatíveis com a fácies xisto-verde retrógrada, caracterizando alçamento a níveis crustais superiores ou epizonais.

A faciologia metamórfica retrógrada da Suíte Bacajaí é diagnosticada pelas fases minerais ou pares de fases minerais, que determinam o estágio de retrogressão.

A observação microscópica mostra que a paragênese sofreu modificações reacionais, gerando transformações mineralógicas, com destaque para alterações do tipo piroxênio-anfibólio, piroxênio-biotita, piroxênio-bastita, anfibólio-biotita e biotita-clorita, compondo pares de fases minerais desequilibradas, geradas por reações químico-mineralógicas hidratantes. Nesse processo metamórfico envolvendo cristalização mineral, associam-se os processos deformacionais, numa relação sintemporal inerente ao regime tectônico oblíquo do Cinturão Itacaiúnas.

Tanto os piriclasitos quanto os granulitos ácidos da Suíte Bacajaí, apresentam espécies com diferentes taxas deformacionais, gerando tipos miloníticos a ultramiloníticos, que se caraterizam por uma forte redução matricial. A investigação petrográfica mostra que os processos deformacionais são responsáveis por tensões internas nos grãos minerais, redundando no aparecimento de extinção ondulante, formação de subgrãos (recuperação) e formação de novos grãos, envolvendo processos de recristalização, com evidências marcadoras de um mecanismo deformacional por cisalhamento dúctil, compatível com o estágio protomilonítico.

A taxa deformacional é nitidamente progressiva, com geração local de tipos miloníticos a ultramiloníticos, tendo como conseqüência uma variação microestrutural, sendo produzidas uma forte cominuição, uma acentuada recristalização dinâmica e uma forte paralelização entre os planos de cisalhamento e da superfície de deformação finita.

Complexo Xingu – a unidade é constituída dominantemente por granitóides sódicos e sódico-potássicos retrabalhados por cisalhamento dúctil, em regime tectônico de baixo e alto ângulo, em íntimo relacionamento genético e geométrico. A foliação milonítica é anastomosada, sendo a paragênese (Pl+ Qz ± Mi ± Bi ± Hb ± Ep ± Cl) da fácies anfibolito, diagnóstica do nível crustal mesozonal. Diaftorese local atinge a fácies xisto-verde alto, resultante de cloritização, às expensas de Hb e Bi.

Estudos macro, meso e microscópicos, efetuados em detalhe na Folha Serra Pelada, podem ser estendidos para a área da Folha Marabá. Estes estudos indicam a freqüente variação da anisotropia estrutural, resultante da deformação ser heterogênea e progressiva, com diferentes taxas deformacionais. A estrutura planar é constituída pela alternância irregular de ocelos feldspáticos, com leitos de Bi - Hb - Qz - Fk matriciais, que apresentam conspícua orientação preferencial.

Ao microscópio a deformação é dada pela presença de efeitos de tensão interna, particularmente nos grãos de quartzo com extinção ondulante e bandas de deformação, resultantes de deslocamentos intracristalinos e intergranulares. Nos estágios mais avançados de milonitização, os grãos de quartzo são achatados e estirados, com desenvolvimento de *ribbons* que apresentam diferentes graus internos de recuperação e recristalização. Ocelos feldspáticos rotacionados indicam o sentido da movimentação sinistral. O retrometamorfismo é evidenciado palas transformações locais de biotita marrom-claro a escuro em clorita secundária.

Rochas miloníticas a ultramiloníticas, com alto grau de cominuição, marcam locais de concentração da deformação, em forma de estreitas zonas lineares com padrão anastomosado. Localmente, taxas extremas de deformação proporcionam uma estrutura bandada, representada por bandas félsicas e máficas alternadas, resultantes de processos de migração composicional.

A foliação de caráter penetrativo tem direção geral E-W, tendo a lineação de estiramento um mergulho predominantemente suborizontal para ENE.

Grupo Rio Novo – esta unidade é representada por metaultramafitos, metamafitos, metassedimentos e subordinadamente formação ferrífera bandada, em fácies xisto-verde baixo a alto, com processos deformacionais apresentando taxas extremamente variadas. As transformações mineralógicas recristalizantes têm reações geralmente completadas, associadas a deformação dúctil com características polifásicas.

É freqüente a presença de metassedimentos filíticos intensamente microdobrados e microcrenulados. Quartzitos a sillimanita, com deformação polifásica, evidenciam a transformação progressiva de muscovita para sillimanita fibrosa, resultante de incrementos nas variáveis físico-químicas.

Os metamafitos têm associações do tipo Ac - Cl - Tr - Hb - Pl ± Op ±Ti.Zr, com rearranjos mineralógico-estruturais resultantes de milonitização superposta, onde a observação de leitos minerais filíticos proporcionam a determinação da movimentação sinistral.

Os metaultramafitos são igualmente envolvidos no metamorfismo e na deformação, através de profundas transformações mineralógicas com reações completadas. Caracterizam-se por uma paragênese representada por Ac - Tr - Tl - Cl ± Ant, em diferentes proporções e padrões texturais.

Grupo Tapirapé – é representado por espécies metamáficas ortodserivadas, dispostas na direção geral E-W, compreendendo essencialmente ortoanfibolitos e subordinadamente xistos actinolíticos, observando-se uma relação isocronológica entre o metamorfismo e a deformação. A fácies metamórfica é anfibolito baixo, ocasionalmente atingindo estágios de anfibolito alto retrometamorfizado a fácies anfibolito baixo/xisto-verde.

Os efeitos deformacionais superpostos aos metamorfitos Tapirapé, são responsáveis por uma pronunciada estrutura planar, resultante da foliação milonítica, em que os eixos cristalográficos maiores dos prismas de anfibólio estão orientados unidirecionalmente paralelos à foliação.

Os processos diaftoréticos são diagnosticados pela passagem gradativa de porfiroclastos de granada poiquilítica e de diopsídio para hornblenda actinolítica e, ocasionalmente, de cristais de hornblenda verde para clorita.

Idade e Correlação do Cinturão Itacaiúnas

O Cinturão Itacaiúnas, como definido por Araújo *et al.* (*op. cit.*), é uma Província Geotectônica em nível crustal, cujas unidades rochosas são posicionadas do Arqueano ao Proterozóico inferior. Na evolução dos conhecimentos, esses conjuntos rochosos foram posicionados geocronologicamente e correlacionados a outros, cujos principais estudos são comentados a seguir.

Rochas granulíticas da Folha Serra dos Carajás, correlacionadas à Suíte Metamórfica Bacajaí foram datadas por Renne *et al.* (1988), através de estudos isotópicos Ar^{40}/Ar^{39},em hornblenda, indicando idade arqueana (2.700Ma), para o evento metamórfico que afetou essa seqüência. Biotita e plagioclásio registraram um episódio termal de 1.900Ma.

Araújo *et al.* (*op. cit.*) quando das análises de todas as amostras selecionadas do Complexo Pium, ainda na Folha Serra dos Carajás, encontraram uma idade de 2.556 ± 97Ma, com RI Sr^{87}/Sr^{86} de 0,00015, tido como um valor estatisticamente verdadeiro. Por outro lado, quando analisadas apenas as amostras com baixo teor em Rb, a idade obtida foi de 1.894 ± 136 Ma, com RI de 0,07024 ± 0,00010, de confiabilidade prejudicada, devido ao reduzido espalhamento dos pontos analisados e MSWD de 34, considerado aceitável.

Dessa maneira, verifica-se pelas análises citadas, que as idades arqueanas são as mais compatíveis com a evolução da Unidade Pium, cujas rochas são perfeitamente correlacionáveis com as da Suíte Metamórfica Bacajaí.

No Complexo Xingu, os primeiros trabalhos que se tem notícia sobre datações, devem-se a Almaraz (*op. cit.*), Almeida (*op.cit.*), Amaral (*op.cit.*) e Gomes *et al.* (1971). Neles, foram obtidas através do método K/Ar, idade média de 2.000Ma, para granitos, migmatitos, anfibolitos, gnaisses, anfibólio xistos e muscovita xistos dos rios Itacaiúnas, Parauapebas e Tocantins.

Posteriormente, outros trabalhos mostram amplo intervalo de idade que geraram inúmeras interpretações: Basei *et al.* (1973) dataram biotita pelo método K/Ar, obtendo idade em torno de 1.800Ma; HIDROSERVICE (1973), em gnaisse do Complexo Cristalino obteve uma idade de 3.283 ± 113Ma, pelo método K/Ar em rocha total; Gomes *et al.* (1975), utilizando o método Rb/Sr em rocha total, definem uma isócrona de referência com idade de 1.960 ± 20Ma, para as rochas dos rios Cateté, Itacaiúnas e Parauapebas, interpretando que essa seria a idade do resfriamento regional.

Tassinari e Basei (1980) e Cunha *et al.* (1981), conforme Cordani *et al.* (1984), através do método Rb/Sr, alcançam retas isocrônicas de referência de 2.800Ma, com RI de 0,702 e 0,707, respectivamente. Atribuem a idade mais jovem como resultante de efeitos geodinâmicos posteriores.

Montalvão *et al.* (1984) usando o método Rb/Sr em isócrona convencional, para granitos e gnaisses do rio Itacaiúnas, revelaram uma idade de 2.480 ± 30Ma, com elevada RI Sr^{87}/Sr^{86} de 0,707, indicando retrabalhamento de rochas mais antigas.

Idade mais elevada foi obtida por Machado *et al.* (1988), usando o método U/Pb, alcançando 2.851 ± 4Ma, em migmatitos do km16 da PA-275.

Pelos dados expostos, pode-se agrupar um determinado número de datações que indicam um evento no final do Arqueano, ligado a um processo de milonitização regional, correspondendo à instalação do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, prosseguindo com reaquecimento no Proterozóico inferior a Médio.

O Complexo Xingu é correlacionado mais freqüentemente, e aceito em dias atuais com algumas restrições, ao Complexo Guianense.

No Grupo Rio Novo, as datações efetuadas por Machado *et al*. (*op.cit.*), através do método U/Pb, em rochas do Complexo Luanga, intrudidas no referido grupo indicam idade de 2.763 ± 6Ma.

Idades semelhantes foram obtidas em xistos do Grupo Salobo por Tassinari *et al*. (1982), através do método Rb/Sr, alcan; ando 2.700 ±150Ma, e em rochas vulcânicas básicas do Grupo Grão-Pará por Wirth *et al*. (1986), pelo método U/Pb, atingindo 2.768 ± 78Ma.

As litologias do Complexo Luanga foram englobadas no Grupo Rio Novo por Oliveira *et al*. (*op. cit.*). Também pelos dados acima, torna-se possível uma correlação do Grupo Rio Novo, em tempos temporais e evolutivos com os grupos Grão-Pará e Salobo. Da mesma forma, para Araújo *et al*. (*op. cit.*), outras correlações podem ser feitas com seqüências tipo *greenstone belts* do sul do Pará.

No Grupo Tapirapé, o estudo geocronológico realizado por Amaral (*op. cit.*), através do método K/Ar, em anfibolito do setor oeste da serra Tapirapé, revelou idade de 3.280 ± 113Ma. Talvez pela suspeita de contaminação em argônio, verifica-se que é contrastante este resultado com outros de datações em anfibolitos da região do rio Itacaiúnas e adjacências, pertencentes a essa unidade.

Assim, Gomes *et al*. (*op. cit.*) dataram tais rochas, pelos métodos K/Ar e Rb/Sr, obtendo idades de 2.222 ± 32Ma, 2.160 ± 140Ma e 2.130 ± 78Ma.

Para Oliveira *et al*. (*op.cit.*) uma análise desses dados mostram que são incompatíveis a outros segmentos arqueanos da região, tais como, os dos grupos Salobo, Rio Novo, Gão-Pará, etc., ou então, tal incompatibilidade deve-se à deficiência da aplicação do método K/Ar, em rochas antigas, submetidas a eventos termais.

No Grupo Paredão, as informações sobre o possível posicionamento desta unidade, deve-se a hipóteses levantadas por Serique *et al.* (1984), que acham, por analogia aos sedimentos da Área Granja na serra do Carajás, que as litologias desse grupo sejam de idade pré-cambriana. Da mesma maneira, Ramal *et al*.(1984), repetem haver semelhança com os arenitos da Área Granja, com provável idade entre 1.800 a 2.200Ma.

Entretanto, pela afinidade espacial, ligado ao Sistema Castanheira, assim como pelos registros das descrições de lâminas, denunciando metamorfismo em caráter protomilonítico a epimetamórfico de algumas de suas amostras, permitem correlacionar tal unidade à Formação Águas Claras, conseqüentemente, ligada à fase final da implantação do domínio transcorrente do Cinturão Itacaiúnas.

2.3.2 Cinturão Araguaia (Regime Compressivo Oblíquo)

Histórico

O desenvolvimento histórico do relacionamento entre os conjuntos litológicos que formam esta província geotectônica, tem sido objeto de diferentes interpretações no decorrer do tempo. A principal controvérsia que tem sido suscitada diz respeito, principalmente, ao posicionamento estratigráfico bem como à própria definição das unidades geológicas.

Atualmente, pode-se entender, que o motivo das conflitantes versões está intimamente relacionado à impossibilidade de um perfeito entendimento do posicionamento estratigráfico regional, em função da movimentação compressiva que impôs mudanças expressivas nas posições espaciais originais dos conjuntos litológicos.

Outro fator que tem dificultado o entendimento do quadro geológico se refere à setorização dos estudos, ou seja, o desenvolvimento de trabalhos sem vinculação com programas sistemáticos e, em diferentes escalas, resultando em um quadro de dados heterogêneos, que ainda não proporcionou um entendimento integrado satisfatório, dos diversos aspectos litoestruturais desse segmento crustal. Além disso, o caráter gradacional entre as litologias que compõem as unidades e do contato entre estas, são fatores limitadores a definições mais acuradas.

A primeira referência geológica sobre as rochas do cinturão deve-se a Moraes Rego (1933), que definiu a Série Tocantins. Autores como Shearer *et al*. (1944), Campbell (1949) e Kegel (1952), este último relatando os estudos que Othon H. Leonardos, Pedro de Moura e R. Fleury realizaram em 1938 em rochas do cinturão, deram contribuições referentes a descrições litológicas em diversas localidades, alguns citando ocorrências de cristal-de-rocha e diamante.

A partir de meados da década de sessenta começaram a surgir trabalhos de caráter mais abrangente e sistemático, destacando-se o Projeto Araguaia, de Barbosa *et al*. (*op.cit.*), os quais entre outras questões de cunho mais regionalizado reuniram os metassedimentos nas séries Araxá e Tocantins, com base em critérios metamórficos. Almeida (*op.cit.*) enquadrou estas séries na categoria de Grupo, incluindo-as na Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia. Puty *et al*. (*op.cit.*), Reis *et al*. (1974) e Silva *et al*. (*op.cit.*), mantiveram a categoria de Grupo, tendo estes últimos definido ainda a Faixa Orogênica Araguaia-Tocantins. Almeida (1974)

reconhece uma geossutura no limite do Cráton do Guaporé com a Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia, denominando-a Geossutura Tocantins-Araguaia.

Da segunda metade da década de setenta em diante, surgiram trabalhos específicos envolvendo aspectos diversos sobre as rochas do cinturão. Hasui *et al*. (1975) mostraram que a denominação Araxá não poderia ser mantida para os metassedimentos dos Cinturão Araguaia, devido a suas vergências opostas, portanto, o termo Araxá foi substituído por Estrondo. Hasui *et al*. (1977) definiram o Grupo Baixo Araguaia constituído, da base para o topo, pelas formações Estrondo, Couto Magalhães e Pequizeiro. Abreu (1978) definiu o Supergrupo Baixo Araguaia, formado pelos grupos Estrondo e Tocantins, sendo o primeiro constituído pelas formações Morro do Campo e Xambioá, e o segundo formado pelas formações Couto Magalhães e Pequizeiro.

Costa (1980) definiu a Formação Canto da Vazante, relacionada ao Grupo Estrondo, posicionando-a sobre a Formação Xambioá. Gorayeb (1981) inverteu a posição estratigráfica das formações Pequizeiro e Couto Magalhães e observou que as passagens entre as unidades é gradacional. Cunha *et al*. (*op.cit.*) corroboraram que não havia discordância entre as unidades do cinturão, e que os contatos são gradacionais. Matta (1982) estudou a falha de empurrão de Tucuruí e estabeleceu um modelo estrutural para a área com três fases de deformações sucessivas. Teixeira (1984) seguiu fundamentalmente a coluna de Costa (*op.cit.*), porém suprimiu a Formação Canto da Vazante. Santos *et al*. (1984) e Souza (1984), entre outros, mantiveram a divisão estratigráfica do Supergrupo Baixo Araguaia proposta por Abreu (*op.cit.*). Hasui *et al*. (*op.cit.*) fizeram uma síntese dos conhecimentos geológicos do setor setentrional da Província do Tapajós, admitindo uma subsidência do embasamento da Faixa Araguaia, na forma de depressão geossinclinal que permitiu a deposição do pacote Baixo Araguaia, envolvendo a Geossutura Tocantins-Araguaia, a qual fragmentou a crosta possibilitando a ascensão de material básico-ultrabásico do manto.

A partir dos trabalhos de Hasui *et al*. (*op. cit.*) e Hasui e Haralyi (*op.cit.*), a arquitetura crustal da Região Amazônica tem sido entendida através da articulação de blocos crustais, o que permite que interpretações mais modernas visualizem a compressão oblíqua a que foi submetido o Cinturão Araguaia, como resultante do cavalgamento do Bloco Porangatu sobre o Bloco Araguacema. Carvalho (1988) mostrou que o padrão gravimétrico da Faixa Araguaia se caracteriza por feições longitudinais submeridianas, concordante com o comportamento litológico-estrutural da área. Também analisando as cartas magnéticas do Projeto Geofísico Brasil - Canadá (1979), relatou que elas oferecem condições à individualização de domínios magnéticos correlacionáveis às litologias e estruturas do arcabouço tectônico regional.

Costa *et al*. (1988) definiram o Cinturão Araguaia como um cinturão de cisalhamento oblíquo cavalgante, descaracterizando a anterior concepção de cinturão de dobramento. Hasui & Costa (1990) apresentaram uma revisão do modelo litoestrutural do Cinturão Araguaia, dividindo-o em duas unidades maiores: o Complexo Colméia e o Supergrupo Baixo Araguaia, este último compreendendo o Grupo Estrondo, na base, e o Grupo Pequizeiro, no topo. A estruturação teria sido decorrente de imbricação generalizada das unidades litológicas, compreendendo dois pulsos cinemáticos. O primeiro representado por cavalgamentos dúcteis e o segundo por dobramentos e falhas transcorrentes. Lima & Costa (1992) desenvolveram estudos estruturais em níveis macro, meso e micro no Cinturão Araguaia, entre as cidades de Marabá e São João do Araguaia, tendo observado estruturas planares e lineares, resultantes da deformação progressiva, as quais evoluem do campo do achatamento para o contracional de oeste para leste.

A figura 2.14 mostra a disposição das unidades litoestratigráficas e o arranjo estrutural simplificado do Cinturão Araguaia, na área da Folha Marabá.

2.3.2.1 Formação Xambioá – Pxb

Distribuição Geográfica, Morfologia e Relações de Contato

Na Folha Marabá, as rochas da Formação Xambioá dispõem-se em uma faixa de direção submeridiana, localizada no setor centro-leste da folha, com 28km de largura e 40km de extensão (figura 2.14).

O relevo apresenta uma expressão mais acentuada na porção leste desta faixa, sustentado por veios de quartzo e lentes de quartzitos, não mapeáveis na escala de trabalho, as últimas provavelmente pertencentes à Formação Morro do Campo. Tanto os veios de quartzo, quanto os quartzitos, dispõem-se na direção geral N-S. Na parte oeste, o relevo torna-se mais suave, em consonância com a redução gradativa da ocorrência de veios de quartzo e quartzitos.

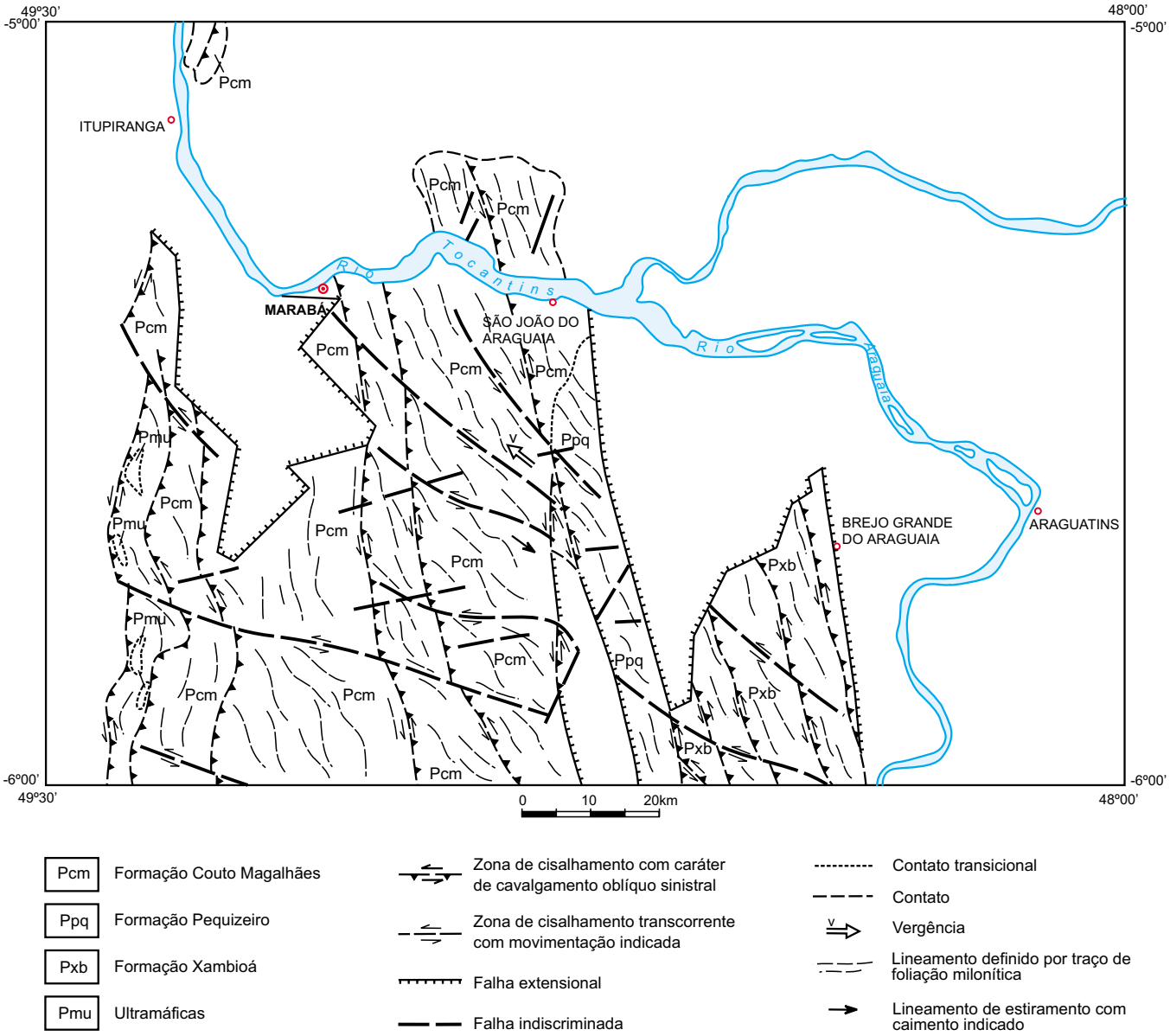


Figura 2.14 – Cinturão Araguaia: unidades litoestratigráficas e arranjo estrutural simplificado.

No âmbito da folha, esta formação encontra-se em contato discordante estrutural e erosivo, a leste e a norte com os sedimentos da borda oeste da Bacia do Parnaíba, incluídos nas formações Pimenteiras e Itapecuru, respectivamente, e a oeste passa gradacionalmente para as rochas da Formação Pequizeiro através de uma faixa de concentração de deformação.

Caracterização Litológica e Petrográfica

A unidade constitui-se de um uniforme conjunto de rochas metassedimentares, cuja paragênese mineral (quartzo, biotita, muscovita e granada) é indicativa de metamorfismo na fácies xisto-verde médio a alto.

Nos afloramentos estudados, os xistos são de granulação média, havendo poucas espécies finas e grossas. O bandamento composicional é paralelo à xistosidade e se expressa pela intercalação rítmica de níveis milimétricos de minerais quartzo-feldspáticos, de cor clara, com leitos de minerais micáceos, de cor verde, com igual espessura.

Em poucos afloramentos (PM-135, 148 e 149), as rochas apresentam-se, virtualmente, monominerálicas, compostas essencialmente por clorita, com alguns cristais de quartzo disseminados (clorititos).

Ainda neste item, mencionam-se os quartzitos ferruginosos (PM-133, 152 e 159) pertencentes à Formação Morro do Campo, não mapeáveis na escala de trabalho. Dos três afloramentos estudados, dois (PM-152 e 159) são compostos por grandes blocos deslocados e, no outro, as rochas estão *in situ* (PM-133). Neste último afloramento, pode-se observar, nitidamente, a intercalação rítmica dos quartzitos com os xistos da Formação Xambioá, em leitos de aproximadamente dois metros de espessura. Os quartzitos têm granulação média a localmente grossa, exibem bandamento paralelo à foliação, e apresentam intercalação rítmica de níveis claros com níveis cinza-médio a escuro, ferruginosos.

A análise microscópica de um conjunto representativo de rochas permitiu a caracterização das variedades petrográficas mais significativas da unidade. Portanto, a Formação Xambioá é representada dominantemente por xistos a base de quartzo, biotita, muscovita, granada, epídoto e clorita.

Os biotita-muscovita xistos apresentam uma foliação milonítica penetrativa, caracterizada pela alternância algo regular de leitos micáceos e quartzosos (fotos 9 e 10). O aspecto microestrutural mais marcante é o desenvolvimento de um padrão anastomótico e evidências de forte transposição dos corpos rochosos. De um modo geral, a muscovita e a biotita ocorrem em íntima associação com granada, epídoto e clorita em quantidades subordinadas, definindo localmente a clivagem de crenulação. Os leitos quatzosos são compostos por agregados de grãos de quartzo policristalinos e fases de recristalização sin e pós-cinemática.

O arranjo mútuo entre os grãos minerais desenha um padrão textural lepidoblástico em que a biotita e a muscovita se dispõem como agregados filitosos em nítida orientação preferencial, contrastando com os leitos de quartzo, exibindo internamente um arranjo textural granoblástico algo poligonizado, com contatos intergranulares formando ângulo diedral em junção tríplice. A textura interna dos níveis micáceos e quartzosos são fortemente contrastantes e resultantes dos diferentes comportamentos reológicos entre as duas fases. O forte e conspícuo arranjo textural lepidoblástico é decorrente do forte processo de transposição estrutural sofrido por estes litótipos.

É freqüente a ocorrência de anfibólio xistos, a exemplo daquele da estação PM-149, caracterizado por uma associação de actinolita-tremolita-quartzo-epídoto-clorita, dispostos segundo uma forte anisotropia planar, materializada por uma foliação milonítica; nesse arranjo destacam-se grãos ou micro-ocelos de epídoto rotacionados com sentido sinistral. Não obstante, as fortes transformações mineralógicas e a extrema deformação cisalhante dúctil, com obliteração total das características texturais e mineralógicas originais, admite-se que tais tipos petrográficos poderiam representar metavulcânicas máficas intercaladas no pacote metassedimentar.

Esses xistos máficos exibem uma textura tipicamente nematoblástica em que os seus comportamentos mineralógicos não se dispõem em um padrão de leitos ou níveis diferenciados e/ou segregados. Em geral a associação actinolita, tremolita, epídoto e clorita, constitui uma massa mineralógica, incorporando grãos xenoblásticos de quartzo, cuja conseqüência textural está relacionada ao metamorfismo e à deformação, em sincronismo temporal com uma forte tansposição estrutural, inerente ao regime de cisalhamento dúctil impresso nesta litologia.

Em quantidade extremamente subordinada e sem expressão no nível da escala de trabalho, ocorrem quartzitos a magnetita, os quais mostram uma tendência à segregação em níveis quartzosos e ferruginosos. O conjunto quartzo-magnetita dispõe-se segundo uma forte orientação preferencial, traduzida por uma foliação milonítica. No padrão microestrutural destacam-se os grãos de quartzo com acentuado aspecto de recuperação e recristalização estática, que evolui para um arranjo textural granoblástico poligonal e conseqüente eliminação dos efeitos de tensões internas.

A textura exibida pelos quartzos é em geral granoblástica ineqüigranular, cujos contatos intergranulares mostram uma tendência ao desenvolvimento de junção tríplice, como conseqüência de uma moderada recristalização pós-cinemática. A presença de delgados e subrdinados níveis de magnetita empresta aos quartzitos um arranjo textural algo granolepidoblástico, em que os níveis de agregados de grãos de magnetita se alternam irregularmente com os agregados quartzosos policristalinos e anelados. O padrão textural, como evidenciado pelo relacionamento intergranular, resulta do metamorfismo e da deformação, intimamente ligados a um processo estrutural envolvendo uma forte transposição destes litótipos.

Assinaturas Geofísica e Geoquímica

Esta formação acha-se representada por uma unidade magnetométrica, onde o paralelismo das isolinhas na direção E-W, acha-se interrompido

pelo aparecimento de sucessivos baixos de pequeno comprimento de onda e amplitude, os quais podem representar injeção de materiais básicos, através de planos de cavalgamento e/ou transcorrência. Na gamaespectrometria são registrados níveis de radiação situados abaixo de 300cps. Um grande alinhamento revelado por esses sensores da aerogeofísica, na direção NE-SW, sugere maior exposição dessa unidade para norte ou não aflorante, sob os sedimentos da Formação Itapecuru. Neste último caso, seria a unidade geológica bruscamente interrompida no próprio alinhamento.

Dada a relativa homogeneidade das características das formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães, componentes do Cinturão Araguaia, o estudo geoquímico de suas rochas foi efetuado em conjunto, sendo os resultados apresentados no item referente ao panorama litogeoquímico.

2.3.2.2 Formação Pequizeiro – Ppq

Distribuição Geográfica, Morfologia e Relações de Contato

Os clorita xistos da Formação Pequizeiro distribuem-se em uma estreita faixa de aproximadamente 65km de comprimento, em disposição submeridiana, situada na porção centro-leste da folha, sendo sua largura em torno de 8km (figura 2.14).

A expressão do relevo é monótona, observando-se apenas uma relativa maior amplitude das colinas no setor leste, o que se atenua no sentido oeste.

A unidade mantém contatos com as formações Xambioá, Couto Magalhães e Itapecuru. Com as duas primeiras, o contato é gradacional, verificando-se nas zonas de cisalhamento dúcteis uma gradual e progressiva mudança de isógradas metamórficas. A passagem das isógradas aumenta em direção ao contato com a Formação Xambioá (a leste) e diminui em direção a Formação Couto Magalhães (a oeste), às vezes ocorrendo superposição de isógradas.

Caracterização Litológica e Petrográfica

Os xistos desta unidade são freqüentemente do tipo cálcio-muscovita-quartzo-clorita xistos, com granulação média a fina, colorações esverdeadas e tendo cores de alteração amareladas e/ou esverdeadas.

O bandamento composicional, à semelhança da unidade anterior, também é paralelo à xistosidade e demarcado pela milimétrica intercalação rítmica de níveis quartzo-feldspáticos e micáceos.

Os aspectos texturais das rochas desta unidade apresentam-se bastante uniformes. A foliação milonítica bandada, encontra-se freqüentemente lenticularizada e anastomosada (figura 2.15, foto 11). As feições de transposição ocorrem com menor intensidade que na Formação Xambioá, aparecendo apenas em locais onde é maior a concentração da deformação.

Massas quartzo-feldspáticas, achatadas, lenticularizadas, boudinadas e com formas sigmoidais (foto 8), são responsáveis pelo aspecto anastomosado da foliação.

As variedades litológicas são essencialmente psamo-pelíticas, compreendendo minerais micáceos e quatzosos, tendo como tipos predominantes clorita xistos, muscovita-clorita xistos, clorita-quartzo xistos, muscovita-biotita-clorita xistos, etc., cujas assembléias minerais apresentam paragênese relacionada à fácies metamórfica xisto-verde médio a baixo, localmente podendo alcançar graus mais elevados. Apenas em um ponto (PM-141), nas proximidades do contato com a Formação Xambioá e em zona de maior concentração de deformação, foram observados minerais micáceos de tamanho centimétrico.

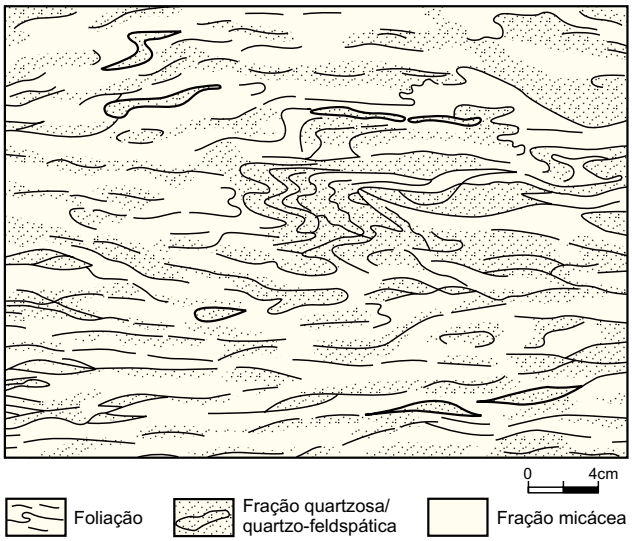


Figura 2.15 (PM -167) – Xistos da Formação Pequizeiro apresentando dobras intrafoliais desarmônicas apertadas. Sigmóides quartzosas, lenticularização e anastomose são feições de ocorrência generalizada nas rochas do Cinturão Araguaia. Movimentação dominantemente sinistral.

A observação em escala microscópica dos tipos rochosos componentes da Unidade Pequizeiro, denuncia uma marcante homogeneidade microestrutural e paragenética, em função dos espécimes coletados e analisados.

O padrão textural exibido é tipicamente lepidoblástico a granolepidoblástico, em que a alternância algo regular de leitos micáceos e quartzosos denuncia uma extrema diferenciação por segregação metamórfica. Os leitos micáceos mostram uma forte orientação preferencial, exibindo internamente microcrenulações, enquanto os níveis quartzosos ocorrem como agregados policristalinos poligonizados isogranulares, com contatos intergranulares em junção tríplice, incorporando grãos de carbonato com recristalização anômala. Entre os diferentes leitos quartzosos existem diferenças granulométricas, em função das diferentes intensidades do processo de cominuição resultante da milonitização inerente à transposição estrutural ocorrida.

A visualização conjunta mostra uma dominância de quartzo-muscovita-clorita xistos como tipos paraderivados, cujo grau metamórfico e taxas deformacionais constituem aspectos constantes destes micaxistos. De um modo geral, o conspícuo bandamento composicional resultante de extrema deformação, com microdobras apertadas e conseqüentes transposições estruturais (fotos 12 e 13), se materializa por uma alternância irregular de leitos micáceos e níveis quartzosos em padrão de arranjo estrutural anastomótico. Os leitos micáceos são constituídos por um aglomerado de muscovita e clorita como fases dominantes, tendo em associação quantidades subordinadas e variáveis de opacos, epídoto, apatita e mais raramente de turmalina.

Assinatura Geofísica

Tanto os sensores aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria) como o terrestre (gravimetria), não apresentaram feições planares características que pudessem ser correlacionadas com a unidade geológica em questão. Até porque, sua faixa de exposição não ultrapassa a 8km de largura. Contudo, uma grande peculiaridade revelada pela geofísica aérea e terrestre é uma feição linear, caracterizada pelos arranjos das isolinhas, correspondendo a um grande alinhamento na mesma direção da camada, aproximadamente NNW-SSE, que marca o contato entre esta unidade e a Formação Couto Magalhães.

2.3.2.3 Formação Couto Magalhães – Pcm

Distribuição Geográfica, Morfologia e Relações de Contato

A Unidade Couto Magalhães ocupa uma grande porção da região centro-oeste da folha. Suas litologias encontram-se dispostas em uma faixa de direção norte-sul, tendo aproximadamente 65km de largura por 83km de comprimento. Nas proximidades do limite norte da folha, a unidade desaparece sob as rochas da Formação Itapecuru (figura 2.14).

Com referência às feições morfológicas, observa-se a predominância de um aspecto bastante homogêneo, para a maior parte da unidade, o que se encontra refletido nos sensores remotos de caráter fotográfico. Estes aspectos são verificados no terreno, através da existência de um sistema de serras, que estabelecem um padrão suavemente ondulado.

Nas proximidades do contato com o Cinturão Itacaiúnas, o relevo assume características topográficas mais elevadas, com desníveis mais íngremes, principalmente devido a presença de silexitos e rochas ferríferas bandadas, mais competentes.

A Formação Couto Magalhães mantém relação de contato de caráter discordante com as rochas do Cinturão Itacaiúnas nas proximidades do limite oeste da folha, através de zona de cisalhamento com caráter de cavalgamento oblíquo. Ao norte, o contato é de natureza discordante com a Formação Itapecuru. Para leste, a Unidade Couto Magalhães está em contato com as formações Pequizeiro e Itapecuru, sendo com a primeira por contato gradacional através de zona de cisalhamento com transformações mineralógicas progressivas, e com a Formação Itapecuru por discordância angular e erosiva. Igualmente apresentando caráter discordante angular, registra-se o contato da Formação Couto Magalhães com as formações Itapecuru e Pedra de Fogo, no *graben* situado ao redor da cidade de Marabá.

Caracterização Litológica e Petrográfica

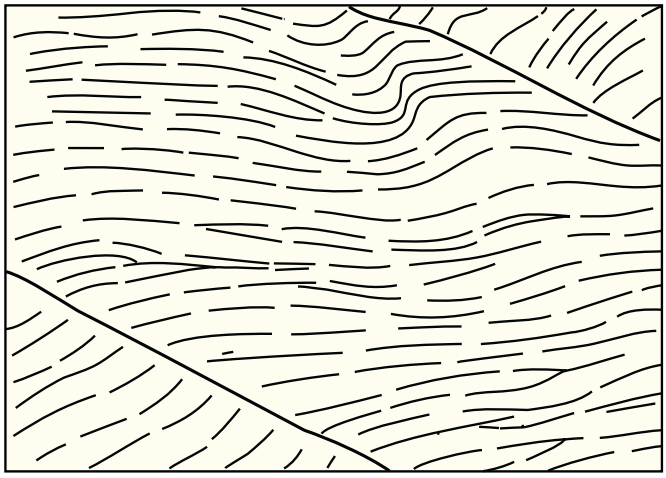
Em termos regionais a Formação Couto Magalhães compreende litótipos como filitos, ardósias, xistos (de granulação fina), quartzitos e calcários com baixo grau de metamorfismo. Na área da folha predominam xistos de granulação fina gradando a filitos. A fácies metamórfica situa-se do xisto-verde baixo a médio, alcançando o grau anquimetamórfico.

As espécies rochosas representativas dos xistos de granulação fina, apresentam bandamento composicional paralelo à xistosidade.

Filmes de minerais micáceos intercalam-se ritmicamente, definindo a foliação milonítica. À semelhança das rochas das unidades anteriores, a foliação apresenta-se anastomosada, com presença de feições de transposições, massas minerais com formas sigmoidais, lenticularização, boudinagem, estruturas S-C, etc.

As espécies pelíticas têm constituição quase monomineralica, compreendendo essencialmente sericita com algum quartzo disseminado (figura 2.16, foto 14). Os afloramentos estudados apresentam-se normalmente bastante alterados pelo intemperismo, em face da pronunciada dominância de material pelítico sob a forma de filossilicatos. Com isto, o aspecto melhor observado, mesoscopicamente, refere-se à anisotropia estrutural penetrativa, caracterizada como do tipo clivagem ardosiana (foto 15), resultante do deslizamento por fluxo plástico dos leitos minerais entre si. Estas anisotropias são marcadas pela superposição de filmes de minerais micáceos. A direção média é norte-sul com mergulhos de 35°-65° para leste.

Ainda compondo esta unidade são encontradas na folha, sob a forma de corpos com dimensões restritas, espécies rochosas representadas essencialmente por silexitos e rochas ferríferas bandadas, estas com menor expressão. Em termos regionais os trabalhos anteriores delimitaram uma faixa descontínua de direção N-S, estendendo-se desde a cidade de Araguacema até a norte do rio Itacaiúnas, na qual aflorariam corpos ultramáficos, com dimensões variadas, alcançando até 50km de comprimento por 5km de largura, situados nas proximidades da área cratônica.



Foliação milonítica dobrada por banda de cisalhamento

Figura 2.16 (RM-11) – Metapelitos da Formação Couto Magalhães com dobras assimétricas resultantes da atuação de bandas de cisalhamento marcadas por filmes silicosos.

Porém, trabalhos como os de Gorayeb (1989) e Souza (no prelo), entre outros, demonstraram que, na verdade, em apenas pequenas porções dos corpos, afloram rochas ultramáficas. Souza (*op.cit.*) denominou estes segmentos como Associação Máfica-Ultramáfica Serra do Tapa, composta por serpentinitos, metabasaltos e silexitos, com quantidades subordinadas de talco xistos, clorita xistos, quartzitos ferríferos bandados e filitos.

Segundo Gorayeb (*op. cit.*) não se trata de corpos intrusivos, teriam características alóctores e seriam formados antes ou durante a tectogênese do Cinturão Araguaia.

As dobras de crenulação, feições comuns na Formação Couto Magalhães, são micro-ondulações da foliação milonítica em forma de sucessivas feições antiformais e sinformais, os ângulos interflancos são normalmente fechados e os ápices espessados (foto 16). Assumem formas variando de assimétricas a simétricas, às vezes com os flancos rompidos. Na progressão da deformação a transposição em faixas justapostas gera a clivagem de crenulação. Os planos axiais das dobras de crenulação e dos planos de clivagem de crenulação têm postura subvertical, com orientações NNW-SSE a WNW.

As dobras de maior amplitude, que têm ocorrência preferencial nesta unidade, apresentam um estilo holomórfico com perfis suaves e abertos (fotos 17 e 18). São dobras simétricas a levemente assimétricas, desenhadas pela foliação milonítica bandada, com planos axiais de direção submeridiana com pouca inclinação para leste.

As variedades petrográficas observadas no curso do mapeamento são representadas por filitos e quartzo-sericita-clorita xistos de granulação extremamente fina (fotomicrografia 2.19), como um conjunto tipicamente metassedimentar, com características de passagens transicionais para os metassedimentos da Unidade Pequizeiro.

Na análise conjunta destes tipos petrográficos são marcantes a granulometria extremamente final, a predominante natureza pelítica e a aparente relativa modificação do estilo estrutural.

De um modo geral a textura exibida é lepidoblástica, em que os minerais filitosos se agregam em níveis com alternância regular a irregular com leitos

silicosos. Estes são representados por uma massa de quartzo microcriptocristalino incorporando grãos clásticos maiores de forma xenoblástica. Os níveis filitosos representados por uma massa de palhetas microcristalinas de sericita, manchadas por óxido de ferro, se dispõem em acentuada orientação preferencial, marcando uma foliação milonítica por trasnsposição estrutural.

Alternâncias irregulares entre níveis filitosos e silicosos, em escala milimétrica, são resultantes de extrema deformação, com subseqüente transformação em estágio milonítico (foto 20). Em todas as espécies analisadas é visível o caráter de deformação polifásica com destaque para as estruturas microcrenuladas nos feixes micáceos (fotos 21, 22 e 23). Os níveis silicosos são representados por quartzo microcristalino, com alguns grãos exibindo crescimento ou recristalização anormal. Em associação, ocorrem com freqüência grãos relativamente bem desenvolvidos de calcita.

A outra variedade relativamente dominante é representada por filitos ou ardósias filíticas, em que a paragênese é constituída por sericita e quartzo, ocorrendo em dimensões microcriptocristalina, com forte orientação preferencial, marcando uma conspícua foliação e mostrando uma tendência à segregação em leitos filitosos e quartzosos.

Assinatura Geofísica

Duas distintas feições magnetométricas são registradas nesta unidade. Uma caracterizada pela agitação do relevo e aparecimento de anomalias, e a outra apresentando o relevo mais suave de todo o padrão regional, interrompido esporadicamente pela incidência de porções anômalas locais de pequena intensidade. A primeira, situada a oeste, atribui-se tratar de uma zona de contato com o Cinturão Itacaiúnas, através de cavalgamentos e transcorrências, e as anomalias alongadas na direção N-S, associam-se a presença de diques básicos e/ou a presença de formações de rochas ferríferas. A segunda, no centro-sul da folha, reflete um padrão magnético de fundo, extremamente calmo, ditado pelo paralelismo das isolinhas na direção E-W, que quando apresentam sucessivas quebras indicam alinhamentos com movimentos direcionais, muitas vezes coincidentes com as linhas dos planos de cavalgamento e transcorrência impostos ao cinturão. Na gamaespectrometria, o canal de contagem total ressalta estreitas e alongadas feições com radiação máxima de 500cps, quase sempre acompanhando os grandes alinhamentos de direção N-S. Na gravimetria, dois grandes alinhamentos secundários, de direções NE-SW e NW-SE, cruzam-se sobre esta unidade, sugerindo articulação de blocos.

Metamorfismo e Deformação do Cinturão Araguaia

O Cinturão Araguaia representa uma entidade geotectônica composta dominantemente, por uma seqüência pelítica, cujo metamorfismo obedeceu às condições físico-químicas reinantes na epizona e cujos processos deformacionais associados exibem uma larga heterogeneidade na sua progressão e intensidade.

A visualização regionalizada do cinturão, mostra que suas unidades litoestratigráficas se inter-relacionam de forma íntima, onde as variações físico-químicas, que determinam a faciologia metamórfica, têm passagem contínua e gradacional no *range* anquimetamorfismo - fácies xisto-verde alto, como observado no curso do mapeamento da Folha Marabá.

Considerando-se a direção do esforço compressivo, o *trend* da foliação regional e a vergência do cinturão como invariáveis, nos domínios geográficos da Folha Marabá, os aspectos metamórficos e deformacionais são considerados de forma conjunta com relação às formações Xambioá , Pequizeiro e Couto Magalhães.

A observação generalizada sobre as estações das diferentes seções geológicas realizadas, denuncia uma certa coerência nos traços macro, meso e microestruturais, em função da análise das tramas estruturais e das conseqüentes transformações e alterações mineralógicas, resultantes das ações metamórficas deformacionais.

Os metapelitos mostram, a rigor, uma paragênese representada por quartzo + albita, + muscovita, + clorita, ± biotita, ± calcita, ± sericita, ± epídoto, como componentes majoritários, refletindo, de um modo geral, uma neomineralização por recristalização metamórfica sincinemática, com reações mineralógicas completadas. Esta paragênese dominante mostra, com freqüência, transformações sob condições hidrotermais, com geração de minerais secundários, resultantes da deformação simultânea em regime de cisalhamento dúctil. Muscovita e clorita ocorrem geralmente como leitos bem segregados dos níveis quartzosos ou quartzosos carbonáticos, gerados por um processo de forte diferenciação metamórfica e/ou laminação tectônica (foto 25), envolvendo uma forte transposição estrutural

(foto 26). Circunstancialmente esse conjunto de leitos algo bem segregados, edificam dobras abertas de amplitudes decimétricas a métricas, algo suavizadas (fotos 17, 18 e 27).

Nos locais de maior taxa de deformação, a assimetria de pequenos dobramentos com flancos rompidos, tais como dobras isoclinais, em bainha e intrafoliais, contribuem para a anastomose da foliação. As atitudes gerais da foliação têm direção submeridiana com mergulhos de 30° a 45° para leste. Localmente, mudanças das atitudes regionais são observadas, devido a acomodações durante a propagação da deformação heterogênea.

As dobras intrafolias desenhadas pela foliação milonítica têm amplitudes centimétricas a métricas, apresentam ápices espessados e flancos adelgaçados, freqüentemente rompidos. Os leitos dobrados constituem-se de proeminentes massas quartzo-feldspáticas envolvidas por minerais micáceos. Os planos axiais são paralelos à foliação e às linhas de charneira, que às vezes apresentam-se encurvadas, apontando sistematicamente para NNW a NW com direções variando de NNW-SSE a WNW-ESE.

Na continuidade da deformação, os flancos dos dobramentos tornam-se paralelos entre si e a foliação milonítica dando origem às denominadas dobras isoclinais (figura 2.17, foto 24). Seus ápices apresentam-se espessados e seus flancos adelgaçados e por vezes rompidos.

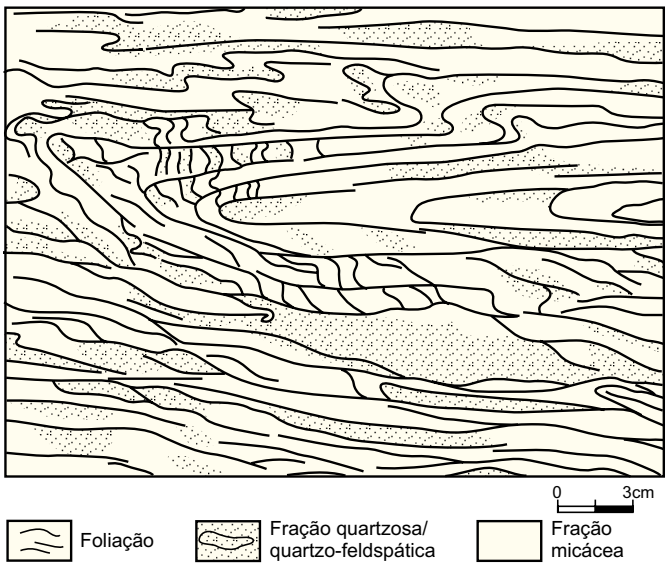


Figura 2.17 (PM-165) – Xistos da Formação Pequizeiro exibindo dobras isoclinais com planos axiais paralelos à foliação milonítica, sigmóides quartzo-feldspáticas e estruturas S-C. O sentido da movimentação é sinistral.

A análise em seções favoráveis, do relacionamento microestrutural entre os porfiroblastos e os componentes matriciais, seguem uma linha de evidência de diacronismo temporal entre o metamorfismo e a deformação, caracterizando sobremaneira um metamorfismo regional ou dinamotermal sindeformacional, polifásico, não-coaxial. São quase generalizadas as evidências de um metamorfismo polifásico, associado a uma deformação heterogênea e progressiva, atingindo esta, com freqüência, os estágios miloníticos a ultramiloníticos (foto 28).

No processo metamórfico sindeformacional, foram estabelecidas inúmeras zonas de cisalhamento (foto 29), que se arranjam mutuamente, segundo um padrão anastomótico e, em cujos planos ocorrem as principais modificações ou transformações mineralógicas, por hidrotermalismo e incipiente ação retrogressiva.

A sucessão de fases metamórficas imprime estruturações superpostas com meso (foto 30) e microcrenulações, relativamente bem desenvolvidas, como se observa freqüentemente nos metapelitos das formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães (fotos 31 e 32).

Uma análise mais acurada do conjunto de tipologias que compõem o Cinturão Araguaia, mostra um decréscimo no grau metamórfico no rumo oeste onde as proximidades da região cratônica atinge o grau anquimetamórfico, sem contudo representar um arrefecimento deformacional.

A rigor, a Formação Xambioá na porção mais leste da área trabalhada, exibe uma paragênese dominada por quartzo, biotita, muscovita e granada, indicando o grau metamórfico mais avançado da seção estudada.

A Formação Pequizeiro se destaca por assembléia mineral dominada por quartzo, muscovita e clorita e a Formação Couto Magalhães, com seus litótipos na faixa anquimetamórfica, se caracteriza pela dominância de componentes finos, com destaque para quartzo microcristalino, sericita e clorita.

Essas três unidades mostram, em termos metamórficos, uma nítida gradação dos aspectos granulométricos e composicionais mineralógicos. Tal fato é indicativo de que a Sequência metapelítica Araguaia materializa uma seqüência metamórfica regional progressiva de oeste para leste, cuja separação em unidades litoestratigráficas obedece, unicamente, o critério de estabelecimento de minerais-índices ou guias.

Não obstante representar uma significativa seqüência metamórfica progressiva no sentido formações Couto Magalhães/Pequizeiro/Xambioá, na análise regionalizada dessas unidades, é sugestivo que, localizadamente, efeitos metamórficos retrógrados, estão presentes na Unidade Pequizeiro, traduzidos pela transformação de biotita em clorita. De certa forma, o retrometamorfismo da Formação Xambioá, com características de indução à Formação Pequizeiro, pode ser justificado e entendido pela natureza da forte lenticularização e imbricação, bem como ao possível alçamento tectônico, inerente ao regime compressivo oblíquo que caracteriza o Cinturão Araguaia.

No curso do metamorfismo sindeformacional, processos de recuperação e recristalização representaram a evolução microestrutural observada no cinturão, nos domínios da Folha Marabá. Desta forma, os níveis quartzosos relativamente bem diferenciados e com freqüente ocorrência nos micaxistos apresentam uma forte heterogeneidade no grau de recristalização, variando dentro dos leitos quartzosos, desde frações fortemente cominuídas a frações com acentuada recristalização (foto 33).

Observam-se comumente zonas ou áreas – em nível microscópico – com um processo de acentuada recristalização metamórfica, em que os grãos de quartzo ocorrem como agregados policristalinos em arranjo poligonizado, sem efeito de tensões internas, indicando uma recristalização estática ou pós-cinemática, com características blastomiloníticas. Acompanham este processo, de forma íntima, cristais relativamente bem desenvolvidos de calcita (fotos 34 e 35).

Internamente, nos leitos micáceos, são conspícuos os traços de microplanos de cisalhamento, estabelecendo nas micas uma certa configuração pisciforme. Os níveis silicosos são representados por aglomerados de cristais de quartzo fortemente achatados e estirados em função de uma extrema deformação atingindo o estágio milonítico. Em íntima associação aos grãos de quartzo, ocorrem diminutos cristais de albita com desenvolvimento de incipiente geminação polissintética. A rigor, o conjunto de grãos de quartzo mostra um acentuado processo de recristalização estática, com desenvolvimento de agregados microcristalinos poligonizados, com ausência de feições de tensões internas, e mostrando incipientes características blastomiloníticas. Com relativa freqüência, associam-se aos níveis quartzosos, cristais de calcita como grãos individualizados com tendência idioblástica, assim como material carbonático cristalizado, porém ocupando os espaços intergranulares.

Em fase sinmetamórfica e sindeformacional, esses xistos desenvolvem padrões miloníticos do tipo S-C, geralmente indicativos de um sentido de movimentação sinistral.

São freqüentes os processos de blastese sucessivos, como se depreende dos crescimentos porfiroblásticos de albita rotacionada e de micas orientadas paralelamente à xistosidade em fase sincinemática, bem como, cristais algo desenvolvidos de micas desorientadas e não alinhados em relação à matriz xistosa em fase pós-cinemática (foto 36).

Desta forma, os indicativos são de que, de um modo geral, as assembléias minerais não se formaram simultaneamente, denunciando pequenas relativas discrepâncias temporais entre o metamorfismo e a deformação.

Panorama Litogeoquímico do Cinturão Araguaia

Foram analisadas quimicamente 11 amostras de rochas metassedimentares distribuídas entre as unidades Xambioá (3), Couto Magalhães (6) e Pequizeiro (2).

O conjunto de amostras coletadas está distribuído espacialmente conforme indicado na figura 2.18. Para a seleção destas amostras utilizou-se sobretudo critérios estratigráficos e petrográficos, buscando investigar os padrões químicos e eventuais distinções entre os litótipos dessas unidades. As pesquisas foram desenvolvidas em espécimes petrograficamente isentos de alterações intempéricas e secundárias.

Os estudos visaram investigar, em nível de reconhecimento regional, as características químicas específicas dos litótipos sedimentares clásticos de cada unidade estratigráfica, a natureza químico-petrográfica das áreas-fonte e a paleoambiência tectônica deposicional.

Nos espécimes selecionados por critérios estratigráficos e petrográficos foram analisados os óxidos dos elementos maiores e as concentrações de elementos-traço, estando estes dados dispostos na tabela 2.1. As análises foram desenvolvidas no Laboratório Central de Análises Químicas e Minerais da CPRM – LAMIN, tendo-se obedecido aos procedimentos e critérios dos padrões de controle de qualidade analíticos conforme especificados no Manual de Controle de Qualidade Analítica do LAMIN - CPRM.

Óxidos de elementos maiores – as principais observações dizem respeito a:

– os litótipos têm caráter essencialmente ácido, com porcentagens de SiO_2 na faixa de 70%, portanto, semelhante à média das rochas sedimentares clásticas pós-arqueanas, Taylor e McLennan (1981);

– na grande maioria das amostras o Na_2O predomina sobre o K_2O, tratando-se de uma característica semelhantes às rochas clásticas arqueanas e às crostas superiores arqueanas e pós-arqueanas;

– os percentuais de CaO e MgO são normalmente baixos e comparáveis às rochas sedimentares clásticas de idade pós-arqueana, sendo pobres nestes óxidos quando comparadas com a média da crosta superior pós-arqueana;

– o TiO_2 e, sobretudo, o FeO têm padrões compatíveis com os sedimentos clásticos do pós-Arqueano. As relações Fe_2O_3/FeO são caracteristicamente superiores a 1, portanto, bem distintas dos padrões dos pares grauvacas-argilitos arqueanos e fanerozóicos de Condie (1981);

– o Al_2O_3 tem concentração bem mais baixa do que os padrões das rochas tanto arqueanas como pós-arqueanas. Apesar disto, trata-se de rochas

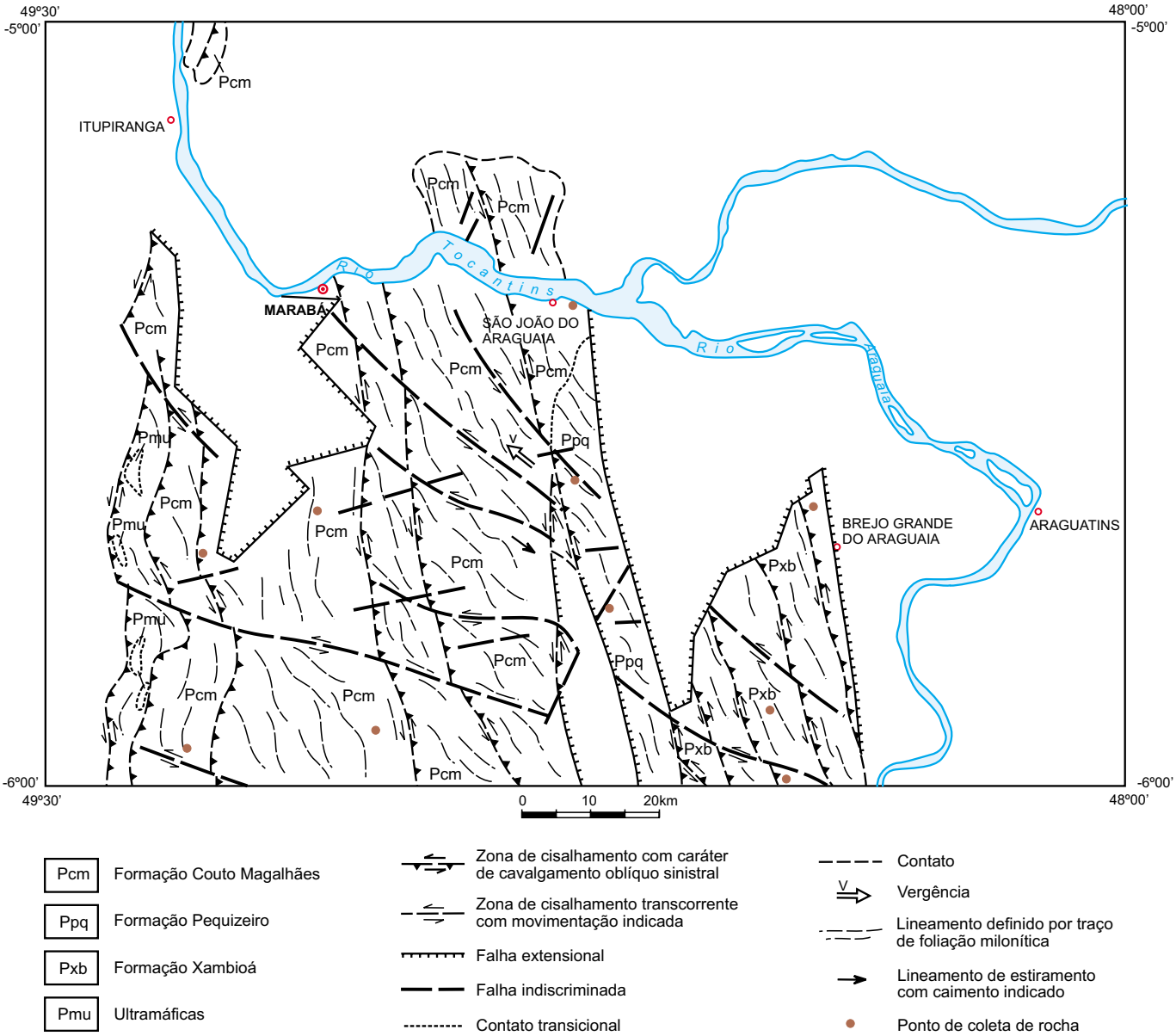


Figura 2.18 – Cartograma indicando os pontos de coleta de amostras para os estudos litogeoquímicos das formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães.

Tabela 2.1 – Dados químicos das rochas metassedimentares na Folha Marabá.

MOSTRAS / MICOS	XAMBIOÁ				PEQUIZEIRO			COUTO MAGALHÃES							A	B	C
	PM-94	PM-136	PM-146	X1	PM-164	PM-10	X2	PM-12	PM-32	PM-43	PM-58	PM-97	PM-105	X3			
	N = 3				N = 2			N = 6									
	70,90	77,10	65,00	71,00	69,00	75,10	72,05	72,30	68,00	69,70	70,90	71,80	69,20	70,32	65,90	57,40	70,40
	12,30	9,90	15,60	12,60	13,20	11,30	12,25	11,30	11,30	13,20	12,30	12,30	13,20	12,27	14,90	15,60	14,30
	3,30	4,50	3,40	3,73	3,00	2,50	2,75	3,60	3,00	2,70	3,30	2,80	3,00	3,07	–	–	–
	5,08	4,66	5,40	5,04	4,78	3,56	4,17	4,71	4,56	5,92	5,08	4,13	4,89	4,88			
	1,60	0,14	1,80	1,18	1,60	0,95	1,28	1,00	1,40	2,90	1,60	1,20	1,70	1,63	–	–	–
	5,57	4,19	4,86	4,87	4,30	3,20	3,75	4,24	4,10	5,33	4,57	3,72	4,40	4,39	6,40	9,50	5,30
	0,27	0,17	0,08	0,17	0,08	0,08	0,08	0,52	0,12	0,14	0,27	0,09	0,05	0,20	–	–	–
	1,60	0,60	2,80	1,67	2,40	1,50	1,95	1,50	1,30	1,60	1,60	2,10	1,70	1,63	3,60	5,20	2,30
	0,84	0,84	1,70	1,13	1,70	0,80	1,25	0,84	4,10	0,84	0,84	1,50	1,10	1,54	3,30	7,30	2,00
	2,70	4,10	2,30	3,03	3,00	1,60	2,30	3,00	3,00	2,70	2,70	3,50	3,50	3,07	2,90	3,10	1,80
	2,30	1,20	3,60	2,37	2,70	2,70	2,70	2,10	1,60	2,30	2,30	1,60	2,40	2,05	2,20	0,90	3,00
	0,68	0,42	0,73	0,61	0,63	0,63	0,63	0,52	0,52	0,52	0,68	0,63	0,73	0,60	0,60	0,90	0,70
	0,17	0,14	0,15	0,15	0,19	0,24	0,22	0,17	0,19	0,10	0,17	0,21	0,20	0,17	–	–	–
	3,30	0,69	2,50	2,16	2,30	2,40	2,35	2,80	5,20	3,30	3,30	1,90	2,60	3,18	–	–	–
	99,86	99,80	98,56	99,41	99,80	99,80	99,80	99,65	99,73	100,00	99,96	99,63	99,38	99,73	–	–	–
	4,56	2,41	6,78	4,58	4,40	7,06	5,73	3,77	3,77	4,89	4,56	3,51	3,77	4,04			
	18,09	23,57	21,37	20,66	20,95	17,94	19,44	21,73	21,73	25,38	18,09	19,52	18,08	20,44	24,83	17,33	20,43
	0,17	0,13	0,24	0,18	0,19	0,15	0,17	0,16	0,17	0,19	0,17	0,17	0,19	0,17			
CaO)	3,47	2,00	3,90	3,03	2,81	4,71	3,45	2,94	1,59	3,73	3,47	2,46	2,87	2,66			
	1,17	3,42	0,64	1,74	1,11	0,59	0,85	1,43	1,88	1,17	1,17	2,19	1,46	1,55	1,30	3,40	0,60
	2,06	32,14	1,89	12,03	1,88	2,63	2,25	3,60	2,14	0,93	2,06	2,33	1,76	2,14			
	6,68	5,26	8,20	6,71	7,18	5,06	6,12	6,21	5,86	7,52	6,68	6,23	6,59	6,52			
	1,45	1,03	1,45	1,31	1,20	1,60	1,40	1,29	0,80	1,60	1,45	1,20	1,27	1,27	1,13	0,80	1,45
	10,00	2,00	25,00	12,33	25,00	15,00	20,00	40,00	25,00	35,00	25,00	15,00	25,00	27,50			
	2,50	2,50	20,00	8,33	15,00	15,00	15,00	20,00	15,00	30,00	20,00	15,00	15,00	19,17			
	150,00	7,00	100,00	85,67	70,00	70,00	70,00	70,00	70,00	150,00	150,00	100,00	100,00	106,67			
	30,00	2,50	15,00	15,83	20,00	20,00	20,00	30,00	30,00	20,00	20,00	5,00	15,00	20,00			
	15,00	5,00	15,00	11,67	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	7,00	15,00	10,33			
	100,00	7,00	70,00	59,00	70,00	70,00	70,00	70,00	70,00	70,00	50,00	50,00	70,00	63,33			
	35,00	100,00	45,00	48,33	135,00	115,00	125,00	20,00	90,00	50,00	50,00	235,00	30,00	79,17			
	500,00	700,00	1.000,00	733,33	500,00	1.000,00	750,00	700,00	150,00	500,00	700,00	700,00	700,00	575,00			
	10,00	30,00	114,00	47,67	92,00	90,00	91,00	100,00	86,00	70,00	30,00	20,00	91,00	66,17			
	200,00	700,00	100,00	333,33	70,00	200,00	135,00	100,00	100,00	700,00	500,00	300,00	100,00	300,00			
	70,00	7,00	30,00	35,67	50,00	30,00	40,00	50,00	50,00	50,00	50,00	30,00	50,00	46,67			
	10,00	50,00	10,00	23,33	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00			
	7,00	7,00	30,00	14,67	30,00	30,00	30,00	20,00	20,00	10,00	15,00	15,00	10,00	15,00			
	20,00	14,00	10,00	14,67	7,00	20,00	13,50	10,00	10,00	70,00	50,00	30,00	10,00	35,00			
	20,00	23,33	0,88	14,74	0,76	2,22	1,49	1,00	1,16	10,00	16,67	15,00	1,10	7,21			
	1,00	1,67	0,09	0,92	0,11	0,11	0,11	0,10	0,12	0,14	0,33	0,50	0,11	0,17			
	4,00	0,80	1,25	2,02	1,67	1,00	1,33	2,00	1,67	1,17	1,25	1,00	1,67	1,52			
	1,50	2,50	0,60	1,53	0,40	0,67	0,53	0,25	0,40	0,29	0,40	0,47	0,60	0,33			
	0,10	0,71	0,15	0,32	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,07	0,07	0,07	0,15	0,10			
	10,00	3,50	2,80	5,43	2,80	4,67	3,73	1,75	2,80	2,00	2,00	3,33	2,80	2,14			
	4,29	0,20	2,86	2,45	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	4,29	4,29	2,86	2,86	3,14			

3 Fe_2O_3 + FeO
rtzo-muscovita-clorita xisto
= Cálcio-clorita-muscovita xisto
io-muscovita-clorita xisto
Biotita-clorita-muscovita xisto

A/KCN = Al_2O_3/K_2O+Na_2O (molar)
PM-94 = Biotita-muscovita xisto
PM-97 e 105 = Muscovita-clorita xisto
PM-136 e 146 = Biotita-muscovita xisto

N.A.- Elemento não analisado
(1) = Análise por absorção atômica
(2) = Análise por raios
(3) = Análise por espectrografia de emissão

A = Rochas sedimentares clásticas arqueanas
B = Crosta superior arqueana
C = Rochas sedimentares clásticas pós-arqueanas
D = Crosta superior pós-arqueana
* - Crosta continental, segundo Shaw *et al.* (1986)

eminentemente peraluminosas, já que os parâmetros A/KCN são maiores do que 1, e média de 1,36, à exceção da amostra PM-32, conforme pode ser visto na tabela 2.1 e figura 2.19. Os índices de maturidade química de Pettijohn (1973), representados pelas razões Al_2O_3/Na_2O variam na faixa de 2,41 a 7,06, porém a maioria dos valores está ao redor de 4, semelhante, portanto, à média dos granodioritos, segundo Nockolds (1954, *apud* Condie, 1981). São também semelhantes às grauvacas de Wyoming (Condie, 1967), porém bem mais baixas do que a média das grauvacas, segundo Jenner *et al.* (1985), para os quais este índice é igual a 10. Embora originalmente tal índice tenha sido usado para expressar o grau de intemperismo e erosão dos sedimentos, de acordo com Condie (1970), ele reflete mais a composição dos materiais das áreas-fonte e os processos diagenéticos, como por exemplo a mobilização do sódio. Os valores mais baixos tendem a corresponder a rochas mais tonalíticas, enquanto aqueles mais altos estariam ligados as rochas mais graníticas.

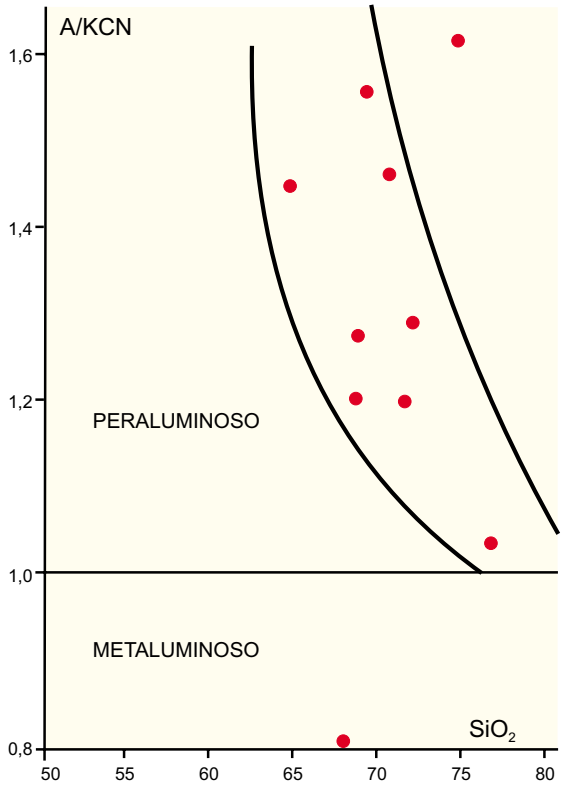


Figura 2.19 – Diagrama A/KCN versus SiO_2 discriminante das rochas paraluminosas e metaluminosas, segundo Ague e Brimhall (1988). Aplicado às formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães.

Elementos-traço – os dados sobre os elementos-traço constantes na tabela 2.1 são, na sua maioria, valores semiquantitativos obtidos por análises espectrográficas por emissão óptica, o que, obviamente, prejudica um melhor entendimento dos padrões químicos originais e sua aplicação em estudos litogeoquímicos.

Não obstante, a inspeção desses dados permite alinhar os seguintes aspectos:

– os elementos ferromagnesianos (Ni, Cr, Co, Sc e V) têm baixas concentrações e são comparáveis ao grupo rico em sílica das supracrustais Malene, do Pré-Cambriano do oeste da Groenlândia (McLennan, 1982) e as razões Cr/V, V/Ni e Ni/Co são mais ou menos constantes;

– o B varia na faixa de 30-50ppm, também semelhante às supracrustais da Groenlândia. Não se observam variações de teores deste elemento em função do aumento do grau metamórfico entre as rochas das unidades Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães, nas quais o metamorfismo decresce da primeira para a terceira;

– os teores de Zr e Nb, calculados semiquantitativamente, mantêm-se em valores constantes, o primeiro na faixa de 70-200ppm e o segundo em torno de 10ppm. Decorrem daí razões entre 7-20, semelhantes aos metassedimentos Akilia, da Groenlândia, de idade arqueana (McLennan *et al.*, 1984), bem como aos valores da crosta superior atual;

– o Y tem uma ampla faixa de concentrações (10-114ppm). Embora a Formação Pequizeiro, com apenas duas amostras, tenha valores altos deste elemento, não se pode dizer que isto seja uma feição específica, já que as formações Couto Magalhães e Xambioá, ainda que em menor freqüência, também possuem amostras com altos valores de Y. Os teores deste elemento acima de 50ppm são incomuns quando comparados com a maioria dos sedimentos/metassedimentos clásticos da literatura internacional, Jenner *et al.* (*op. cit.*); Leake & Syngh (1986); McLennan *et al.* (1983); Mc Lennan *et al.* (*op.cit.*) e Floyd *et al.* (1989). Possivelmente estes valores devem ser atribuídos às concentrações de zircão e/ou xenotímio presentes nas rochas destas unidades.

Por outro lado, as amostras com altas concentrações de Y têm Sr inversamente baixo, fato coerente com o alto grau de maturidade da maioria das amostras das unidades em pauta. Trata-se de espécimes distintas das grauvacas de Wyoming, USA, de idade entre 2.500-3.300Ma (Condie, *op.cit.*).

Protólitos/área-fonte – as classificações petrográficas, meso e microscópicas dos litótipos das unidades em questão como metassedimentos são corroboradas por diversos parâmetros químicos.

Os índices A/KCN (figura 2.19, tabela 2.1), sempre superiores a 1 indicam tratar-se de protólitos sedimentares. Também os valores altos de R_1 e baixos de R_2 , de La Roche (1980), conforme mostrados na figura 2.20, são de acordo com Ed Dewitt (comunicação pessoal) característicos de rochas sedimentares.

As relações entre os óxidos de elementos maiores e destes com os elementos-traço, conforme indicadas nas figuras 2.21, 2.22 e 2.23, apontam para protótipos variando entre grauvacas, arenitos líticos e sedimentos maturos.

Os diagramas CaO-Sr-Y e Ni-Sr-Y, de Holland & Winchester (1983), figuras 2.24 e 2.25, demonstram o alto grau de maturidade dos protólitos. Por outro lado, sua natureza, sua natureza predominantemente ácida com leve tendência para intermediária está indicada na figura 2.26, representando o diagrama CaO *versus* Ca/Sr de Condie (1967). Semelhante indicação é dada pela figura 2.27, representando o diagrama $CaO-Na_2O-K_2O$, com os campos das rochas ígneas segundo Le Maitre (1976). As razões Al_2O_3/Na_2O (média de 4) e Al_2O_3/TiO_2 (média de 18,60) são também indicativas da maturidade química dessas rochas.

Ambiência deposicional paleotectônica – inúmeros diagramadas discriminantes têm sido usados para determinar os ambientes deposicionais de rochas sedimentares, metamorfizadas ou não. Crook (1974, *apud* Taylor & McLennan, 1985), com base nas relações K_2O/Na_2O, nos percentuais de SiO_2 e quartzo, classificou as grauvacas em três tipos: ricas, intermediárias e pobres em quartzo, as quais são depositadas, respectivamente, em margens continentais do tipo Atlântico (*trailing-edge*), margens continente-arco do tipo Andino (*leading-edge*) e bacias de arco-frontais de arcos-de-ilhas, conforme a tabela 2.2.

Tabela 2.2 – Classificação geotectônica das grauvacas, segundo Crook (1974).

	Pobre em Quartzo	Intermediária em Quartzo	Rica em Quartzo
Quartzo	<15	15-65	< 65
SiO_2 (média) %	58	68-71	89
K_2O/Na_2O (média)	<1,0 (0,25)	<1,0	<1,0
Ambiente tectônico	Arco-de-ilha	Margem do tipo Andino	Margem do tipo Atlântico (margem passiva)

Quanto aos espécimes rochosos das formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães, constata-se, com base nos percentuais de SiO_2, em média de 70% e, nas razões K_2O/Na_2O, na maioria inferiores a 1, que não há combinação coerente entre estes parâmetros, à semelhança do modelo de Crook (*op. cit.*). Entretanto, no diagrama de Roser e Korsch (1986) que relaciona também sílica e álcalis, conforme mostra a figura 2.28, percebe-se, claramente, que as rochas em questão ter-se-iam depositado em ambiente de margem passagem (PM), distante dos limites das placas ativas, o que corresponderia a ambiente das grauvacas ricas em quartzo. Entretanto, como não se trata de grauvacas ricas em quartzo, porém ricas em sílica, a aplicação dos diagramas e parâmetros de Bhatia (1983), figura 2.29 e tabela 2.3, ao que parece o ambiente deposicional tectônico das rochas das unidades aqui estudadas foi semelhante ao de margens continentais ativas, fato coerente com a natureza granítica das áreas-fonte dessas rochas.

A aplicação do diagrama (Fe_2O_3*+TiO_2 + $CaO-Al_2O_3-SiO_2$) de Palain (1978), figura 2.30, parece indicar que as amostras das unidades investigadas no presente estudo são de origem continental. Tal assertiva se confirma no diagrama Copeland e Condie (1986), representado na figura 2.31, onde a partir das relações dos óxidos dos elementos ferromagnesianos e Ti (Fe, Mg) os pontos indicativos das amostras das unidades Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães se dispõem, preferencialmente, no campo das bacias extensionais continentais, evoluindo um pouco para o campo dos arcos continentais. As relações Fe_2O_3/FeO da tabela 2.1, também confirmam a existência de ambiente continental oxidante onde se teriam depositado as rochas das unidades aqui estudadas.

Idade e Correlação do Cinturão Araguaia

No desenvolvimento dos trabalhos da Folha Marabá não foram executadas datações geocronológicas. Os dados da bibliografia apresentam inúmeras controvérsias resultantes do pouco entendimento do contexto geológico regional e local, principalmente no que diz respeito à dificuldade em se poder saber, realmente, se a rocha objeto de datação pertence a determinada unidade do cinturão. Outro fator a considerar é a histórica deficiência das técnicas analíticas, assim como os próprios métodos utilizados, fatores estes que mais modernamente começam a ser superados.

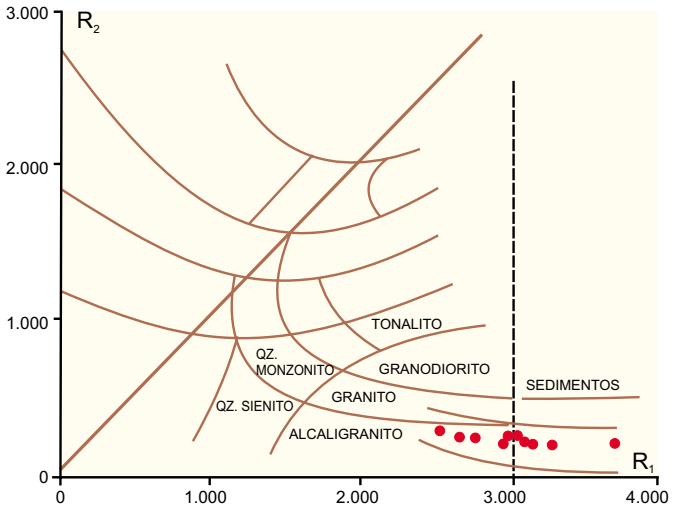


Figura 2.20 – Diagramas R_1-R_2 de La Roche (1980) propostos por Ed Dewitt para discriminar as rochas sedimentares (R_1> ± 3.000). Aplicado às rochas das formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães.

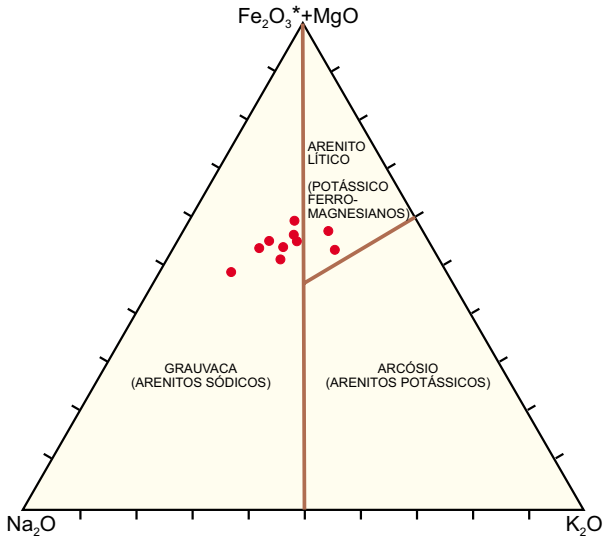


Figura 2.22 – Diagrama Fe_2O_3 + MgO-Na_2O-K_2O classificatório de rochas areníticas, segundo Blatt et al. (1980). Aplicado às rochas das formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães.*

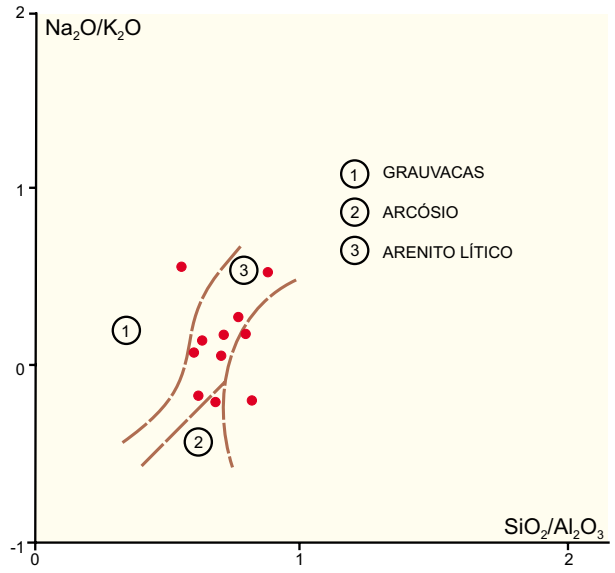


Figura 2.21 – Classificação química dos metassedimentos das formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães, na Folha Marabá. Segundo Pettijohn et al. (1973, apud Floyd et al., 1989).

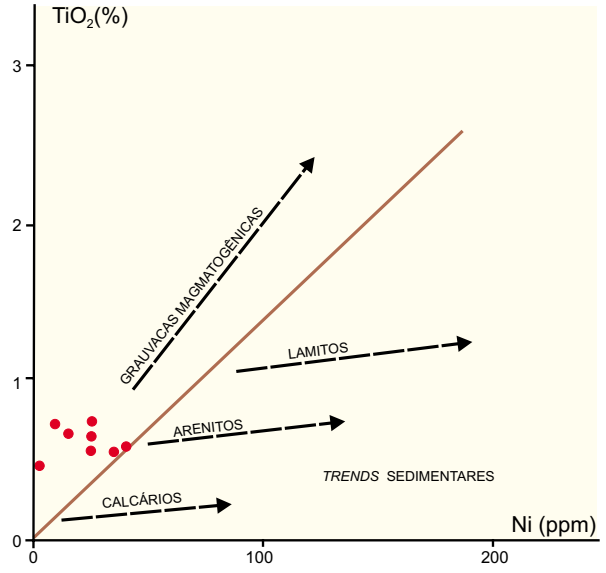


Figura 2.23 – Diagrama TiO_2-Ni mostrando os trends grauvacas magmatogênicas e os sedimentares, segundo Floyd et al. (1989). Aplicado às rochas das formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães.

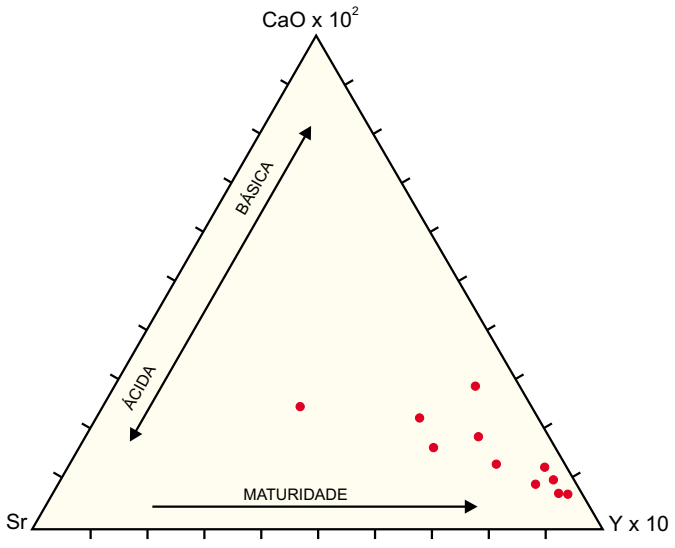


Figura 2.24 – Diagrama CaO-Sr-Y de Holland & Winchester (1983) com indicação da natureza da área-fonte e da evolução da maturidade química das rochas sedimentares. Aplicado às rochas das formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães.

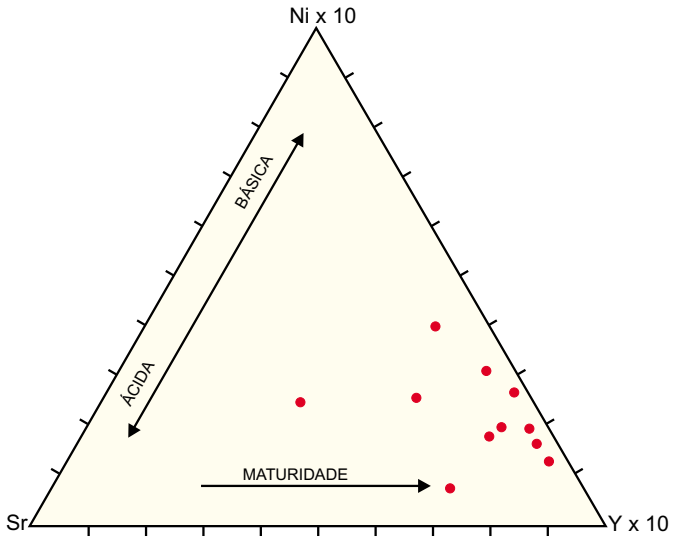


Figura 2.25 – Diagrama Ni-Sr-Y de Holland e Winchester (1983) com indicação da natureza da área-fonte e da evolução da maturidade química das rochas sedimentares. Aplicado às formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães.

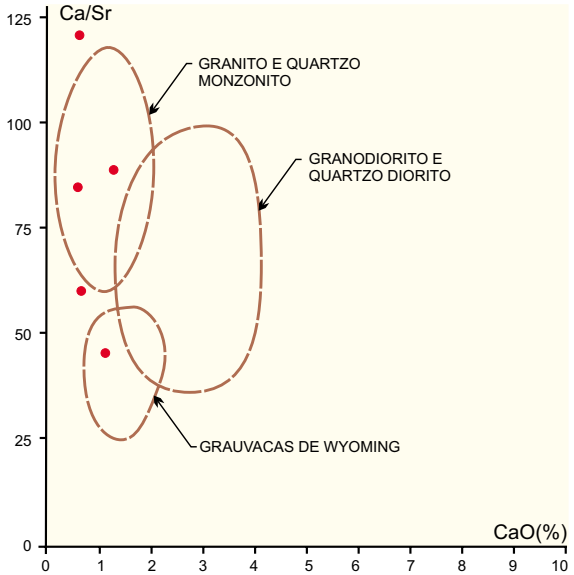


Figura 2.26 – Diagrama CaO-Ca/Sr mostrando a variação composicional de rochas sedimentares e de rochas ígneas segundo Condie (1967). Aplicado às formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães.

Algumas idades podem ser referenciadas, com o intuito de demonstrar a provável inconsistência constatada. Desta forma pode-se, entre outros, referenciar os dados apresentados por: Hasui *et al.* (*op. cit.*) que relatam datações K/Ar de 426 a 615Ma; Montalvão (1977) que apresenta idades de 2.000 a 1.800Ma, para o Grupo Xambioá; Hasui *et al.*(1980) que mencionam duas isócronas Rb/Sr, sendo uma de 1.050Ma e outra de 520Ma; Cunha *et al.* (*op. cit.*) que mostram isócrona Rb/Sr de 974±95 Ma; e para a Unidade Tocantins (equivalente à Formação Couto Magalhães) idades citadas de 510Ma (Rb-Sr, Hasui *et al.*, *op. cit.*) e 1.006 ±15Ma (K-Ar, Figueiredo, no prelo).

Dados considerados mais consistentes são apresentados por Cunha *et al.* (*op.cit.*) e Costa *et al.* (*op.cit.*). Os primeiros autores, referem-se a intrusões graníticas (Grupo Ipueiras), com idade de aproximadamente 1.950Ma, no Grupo Santo Antônio, o qual, por sua vez, truncaria rochas do Cinturão Araguaia. Os segundos, constatam haver perfeita concordância entre os elementos planares e lineares do Cinturão Araguaia, com aqueles dos complexos adjacentes (complexos Colméia, Porto Nacional, Manoel, Manoel Alves, etc). Observam ainda que as intrusões graníticas da Suíte Lajeado, datadas de 1.873 ± 25Ma, ocorreram após os eventos compressivos e transcorrentes que afetaram o Cinturão Araguaia e os complexos mencionados.

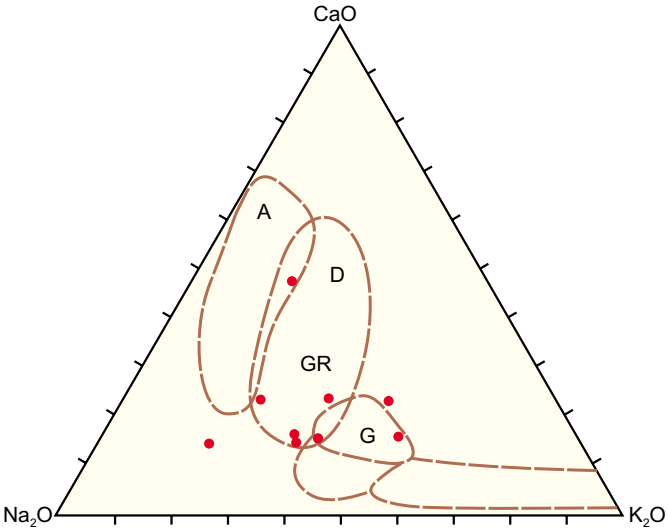


Figura 2.27 – Diagrama CaO-Na_2O-K_2O para arenitos, segundo Bhatia (1983). Campos: A - andesitos; D - Dacitos; GR - granodioritos e G - granitos, segundo Le Maitre (1976). Aplicado às rochas das formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães.

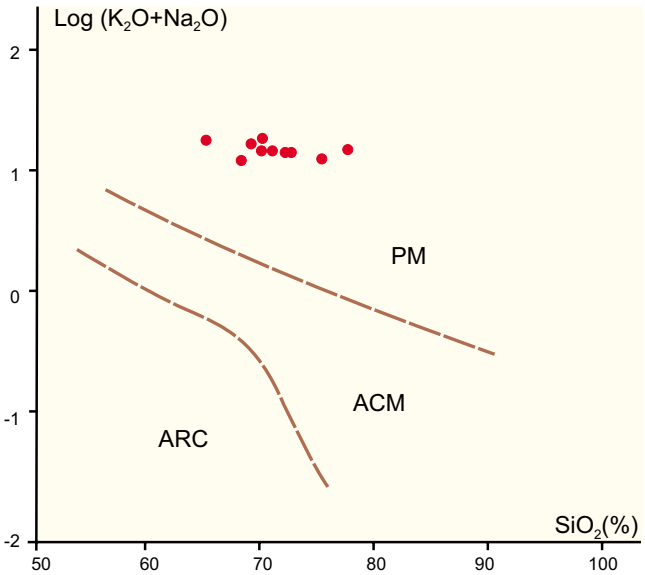


Figura 2.28 – Diagrama K_2O + Na_2O versus SiO_2 discriminando diferentes ambientes tectônicos deposicionais, segundo Roser & Korsch (1986): PM - Margem Passiva; ACM - Margem Continental Ativa; ARC - Arco-de-Ilhas Oceânicas. Aplicado às rochas das formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães.

Moura *et al.* (1992) dataram zircões em corpos graníticos associados as rochas do Cinturão Araguaia, obtendo idades de 498 ± 19Ma a 583 ± 39Ma, às quais atribuem serem idades mínimas de cristalizações dos zircões. Reportam ainda que o desenvolvimento estrutural do cinturão pode ser interpretado como do Proterozóico Médio.

Com base nos dados acima e no contexto geológico regional, aceita-se a idade Proterozóico Inferior a Médio, para as rochas do Cinturão Araguaia como um todo.

Em termos históricos as unidades do Cinturão Araguaia foram correlacionadas à Série e/ou Grupo Araxá, correlação esta que em face das discrepâncias em termos de vergência tectônica é completamente inconsistente. Desta forma passa-se a situar o Cinturão Araguaia como uma unidade geológica distinta dentro de um contexto geológico regional próprio.

2.3.3 Bacia do Parnaíba e *Grabens* Associados

As bacias sedimentares paleozóicas brasileiras (figura 2.32) foram classificadas nos tipos I e II de Klemme (1971) por Asmus e Porto (1972) ou, do tipo Di (depressão interior) por Kingston *et al.* (1983). Elas abrangem, aproximadamente, 70% da área sedimentar do Brasil, estando ligadas ao desenvolvimento do Supercontinente Gondwana, durante o Paleozóico.

A Bacia do Parnaíba é considerada com litoestratigrafia correlacionável à da Bacia do Amazonas, pelo fato das mesmas terem sido ligadas ao longo de todo o Período Paleozóico (quadro 2.2).

Nos trabalhos desenvolvidos na Folha Marabá, no que se refere às rochas sedimentares, foram estudadas e cartografadas várias unidades estratigráficas pertencentes a borda oeste da Bacia do Parnaíba.

A coluna estratigráfica adotada para essa sinéclise baseia-se nas revisões estratigráficas efetuadas por Aguiar (1969) e é apresentada no quadro 2.3.

O Paleozóico é representado pelas formações Pimenteiras, Poti, Piauí, Pedra de Fogo e Motuca, com sedimentação a partir de depósitos de frente deltaica, fluvial e lacustre, e planície de maré.

O Mesozóico compreende as formações Sambaíba, Mosquito, Pastos Bons, Corda, Sardinha, Codó e Itapecuru, com depósitos continentais (fluviais e eólicos), marinho (planície de maré) e de magma básico (extrusão e intrusão fissural).

Completando o quadro estratigráfico, tem-se os sedimentos do Cenozóico, representados pelo Terciário (coberturas detríticas e/ou lateríticas), e o Quaternário (coberturas sedimentares atuais), distribuídos ao longo dos leitos dos rios, lagos, bem como em suas planícies de inundação.

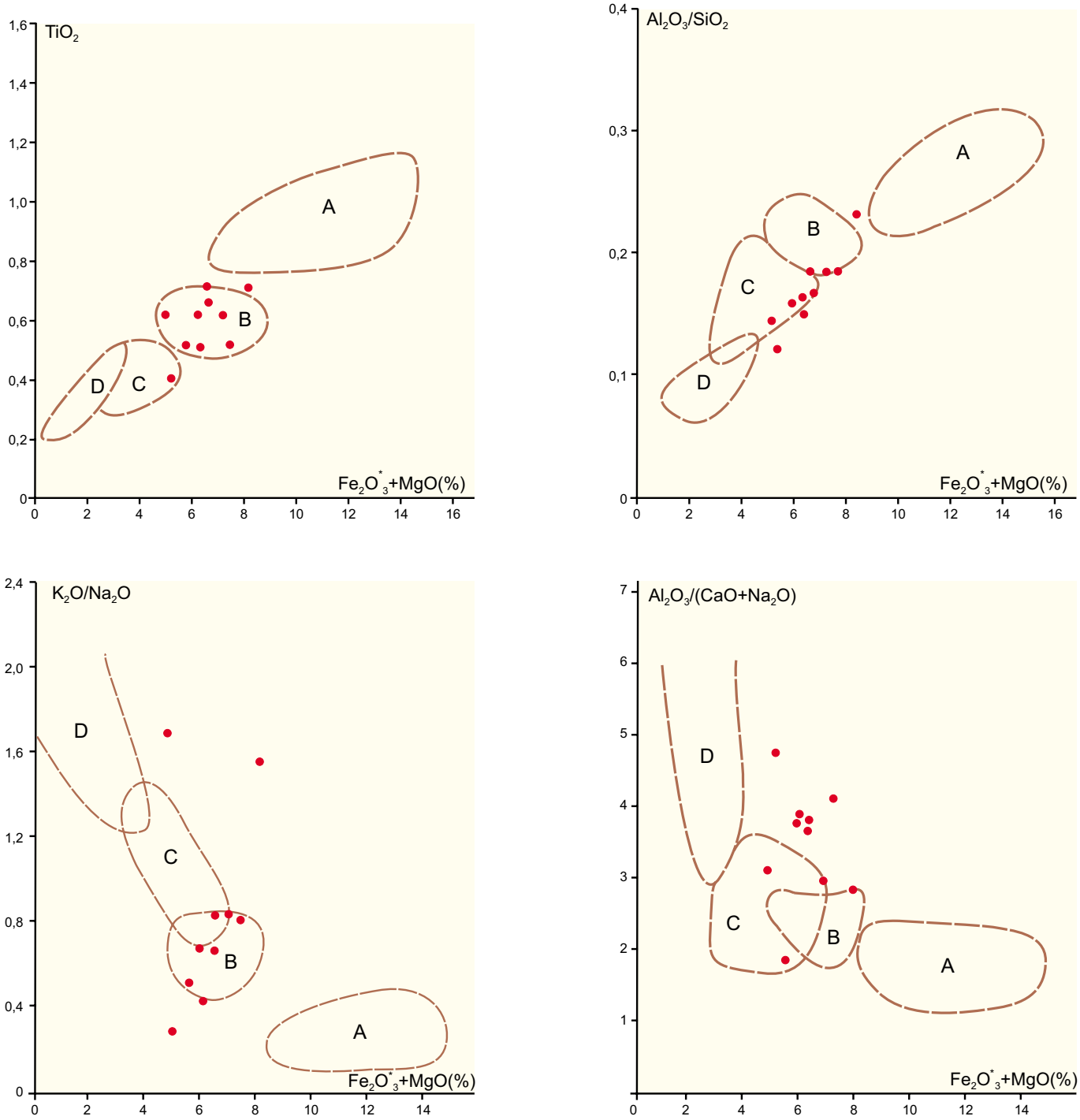


Figura 2.29 – Diagramas discriminantes de ambientes geotectônicos de areias e arenitos, com base na composição a partir dos elementos maiores, segundo Bhatia (1983). Campos: A - Arco-de-Ilha Oceânica; B - Arco-de-Ilha Continental; C - Margem Continental Ativa; D - Margens Continentais Passivas. Fe_2O_3 = ferro total com Fe_2O_3. Aplicado às formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães.*

Tabela 2.3 – Parâmetros discriminantes de ambientes deposicionais tectônicos de sedimentos areníticos, segundo Bhatia (1983).

	1	2	3	4	A
TiO_2	0,8-1,4	0,5-0,7	0,25-0,45	0,20-1,21	0,61
Fe_2O_3*+MgO	8-14	5-8	2-5	0,62-8,55	6,45
Al_2O_3/SiO_2	0,25-0,33	0,15-0,20	0,1-0,2	0,001-0,19	0,17
$Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$	0,1-0,2	0,5-2,5	1,88-3,51	0,64-7,99	3,05
K_2O/Na_2O	0,2-0,4	0,4-0,8	0,68-1,86	0,57-1,93	0,79

1) arco-de-ilha aceânico; 2) arco-de-ilha continental; 3) margem continental ativa; 4) margem continental passiva; A) Média das formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães.

A sucessão vertical dos sistemas deposicionais dessa bacia foi interpretada como sendo proveniente de oscilações do nível do mar, estando representada pela figura 2.33, adaptada do relatório de Pedreira (1991).

A seguir, descreve-se cada unidade da bacia, estudada no âmbito da Folha Marabá.

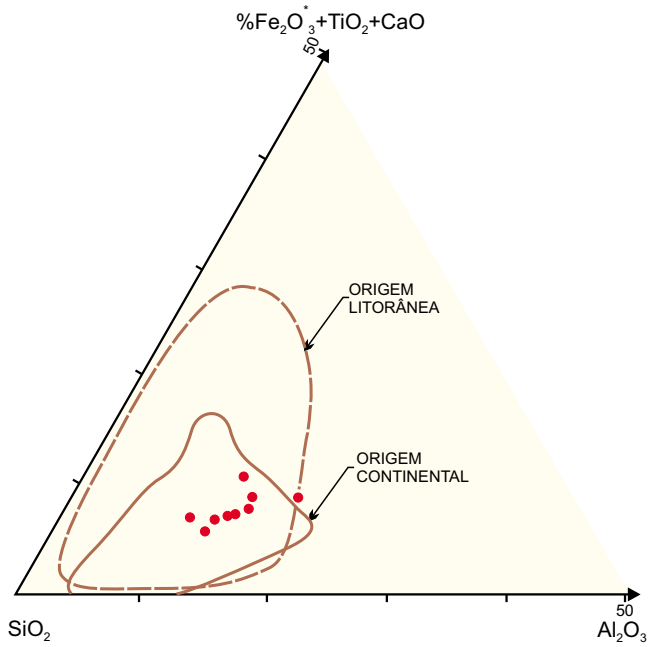


Figura 2.30 – A litogeoquímica e os ambientes de sedimentação segundo Palain (1978) a partir do diagrama triangular de La Roche (1965). Aplicado às rochas das formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães.

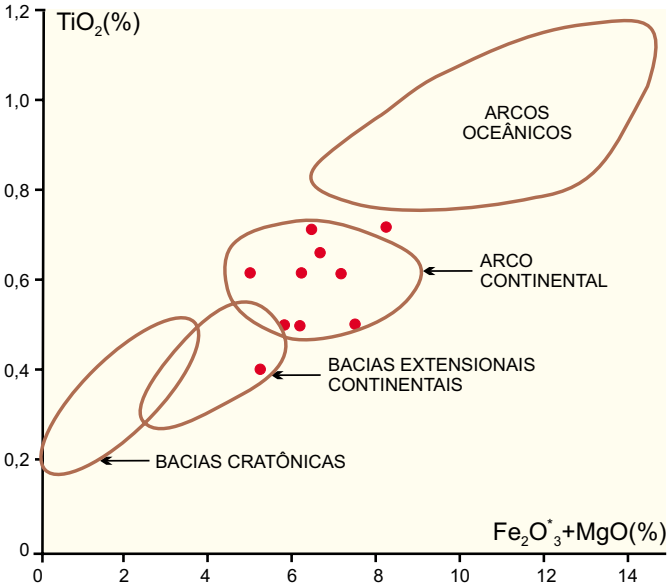


Figura 2.31 – Diagrama TiO_2-(Fe_2O_3+MgO) discriminante de ambientes geotectônicos, segundo Copeland & Condie (1986). Aplicado às formações Xambioá, Pequizeiro e Couto Magalhães.*

2.3.3.1 Formação Pimenteiras – Devoniano – DP

Histórico

Small (1914) *in* Blankennagel (1952) foi quem pela primeira vez usou o termo Pimenteiras para identificar as camadas de folhelhos e siltitos cinza-arroxeados que afloram na cidade de Pimenteiras, estado do Piauí.

Plummer *et al.* (1948), Campbell (*op.cit.*), Kegel (1953), Brito & Santos (1965), Muller *in* Aguiar (*op. cit.*), Silva (1971) e Lima & Leite (1978) realizaram, também, estudos sobre esta formação.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura

Esta unidade ocorre na borda oeste da bacia, sob a forma de uma faixa contínua, com cerca de 50km de comprimento e largura variando de 3 a 6km. Também encontra-se exposta em um *graben* na parte centro-sul da folha.

Exibe um relevo ondulado, sendo que, em alguns locais as elevações são controladas por falhamentos.

Figura 2.32 – Bacias sedimentares paleozóicas brasileiras.

Através de uma seção geológica, foi calculada uma espessura média em torno de 30m,entretanto, Aguiar (*op.cit.*) informa ter encontrado no poço 1-FM-1-MA uma espessura de 426m.

Relações de Contato

Nos trabalhos de campo foi possível constatar que os sedimentos desta formação repousam em discordância angular erosiva sobre os metassedimentos da Formação Xambioá, do Cinturão Araguaia.

O contato superior com a Formação Poti é descrito por diversos autores como sendo concordante, podendo localmente ser discordante.

Em sua porção norte, esses sedimentos encontram-se em contato com a Formação Itapecuru, através de falhamentos.

Diagnose das Litofácies e dos Sistemas Deposicionais

Os principais critérios e a interpretação do ambiente deposicional das litofácies individualizadas no curso do mapeamento são apresentados no quadro 2.4.

Quadro 2.2 – Crono e litoestratigrafia das bacias do Amazonas e Parnaíba (adaptado de Caputo, 1983).

CRONOESTRATIGRAFIA				LITOESTRATIGRAFIA	
ERA	PERÍODO	ÉPOCA	IDADE	BACIA DO AMAZONAS	BACIA DO PARNAÍBA
CENOZÓICA	Q.		HOLOC. PLEIST.	SOLIMÕES / ALMEIRIM	?
	TERC.		PLIOCENO		PIABAS
			EO-MIOCENO		NOVA IORQUE
			EOCENO		
MESOZÓICA	CRETÁCEO	NEO	SENONIANO		ALCÂNTARA
		MESO	TURONIANO	ALTER DO CHÃO	ITAPECURU/ URUCUIA
			CENOMANIANO		
		EO	ALBIANO		CODÓ / GRAJAÚ
			APTIANO		
			NEOCOMIANO		SARDINHA
	JURÁSSICO	NEO			CORDA
					PASTOS BONS
		MESO			MOSQUITO
		EO			
	TRIÁSSICO	NEO			SAMBAÍBA
		MESO			
		EO			
PALEOZÓICA	PERMIANO	NEO		ANDIRÁ	MOTUCA
		MESO		NOVA OLINDA	PEDRA DE FOGO
		EO			
	CARBONÍFERO	NEO	STEFANIANO	ITAITUBA	PIAUÍ
			WESTFALIANO	MONTE ALEGRE	
		EO	VISEANO	FARO	POTI
			TOURNASIANO	ORIXIMINÁ	LONGÁ
	DEVONIANO	NEO	STRUNIANO	CURIRI	CABEÇAS
			FAMENIANO		
			FRASNIANO	BARREIRINHA	PIMENTEIRAS
		MESO	GIVETIANO	ERERÊ	
			EIFELIANO	MAECURU	ITAIM
		EO	EMSIANO		
	SILURIANO	NEO	WENLOCKIANO	TROMBETAS: MANACAPURU	S. GRANDE: JAICOS
		MESO	LANDOVERIANO	TROMBETAS: PITINGA	S. GRANDE: TIANGUÁ
				TROMBETAS: NHAMUNDÁ	S. GRANDE: IPU
	ORD.	EO			
	?	?	?	TROMBETAS: AUTÁS MIRIM	
EMBASAMENTO					

Quadro 2.3 – Coluna estratigráfica da Bacia do Parnaíba na Folha Marabá.

CRONOESTRATIGRAFIA				UNIDADE LITOESTRATIGRÁFICA	DESCRIÇÃO	AMBIENTE	POTENCIAL MINERAL
EON	ERA	SIST.	SÉRIE				
COBERTURAS SEDIMENTARES							
	CENOZÓICO	QUAT.		COBERTURAS SEDIMENTARES (Qal)	Areia, argila e níveis de cascalho.	CONTINENTAL	Argilas, areias e cascalhos
		TERC.		COBERTURAS DETRÍTICAS E/OU LATERÍTICAS (TQc)	Coberturas semiconsolidadas de arenito e argilito com capeamento de laterito.	CONTINENTAL	Cascalho e fragmentos lateríticos
BACIA DO PARNAÍBA							
FANEROZÓICO	MESOZÓICO	CRETÁCEO	SUP.	FORMAÇÃO ITAPECURU (Ki)	Arenitos cinza e amarelados, grã fina a média, arcosianos, bem selecionados, localmente com lentes de conglomerados. Pelitos avermelhados com acamadamento regular, intercalados aos arenitos.	Fluvial de rios entrelaçados associados a lagos em planície de inundação e dunas eólicas originados do retrabalhamento de barras e dunas subaquáticas.	Areias e Argilas
			INF.	FORMAÇÃO CODÓ (Kc)	Arenitos rosa, grã média, com lentes de calcarenito e calcilutito intercalados a pelitos cinza-esverdeados.	Planície de maré carbonática rasa, com lagos subordinados, associados a ambiente marinho.	Calcário para corretivo de solo e argila
		JURÁSSICO		FORMAÇÃO SARDINHA (Ks)	Basalto preto e diabásio.	Intrusão fissural continental.	Brita
			SUP.	FORMAÇÃO CORDA (Jc)	Arenitos cinza, grã fina a média.	Fluvial de rios entrelaçados com contribuição eólica.	Areia e arenito para brita
			MÉD.	FORMAÇÃO PASTOS BONS (Jpb)	Arenitos cinza, grã fina com intercalações de folhelhos (ritmito) de cor preta e lentes de calcarenito.	Depósito lagunar e planície carbonática de sub a supramaré com dunas subaquáticas.	Argila
		TRIÁSSICO	INF.	FORMAÇÃO MOSQUITO (ŦJm)	Basaltos maciços e amigdaloidais, textura ofítica e alteração esferoidal.	Extrusão fissural de lavas.	Brita
			SUP. MÉD.	FORMAÇÃO SAMBAÍBA (Ŧs)	Arenitos cinza, grã fina a média e bimodal.	Continental de dunas eólicas, associado a interduna.	Areia
			INF.	FORMAÇÃO MOTUCA (PŦm)	Arenitos avermelhados, grã fina a média, às vezes arcosianos classificados, apresentando *herringbone*.	Fluvial, de rios entrelaçados com depósitos lagunares, retrabalhada por maré.	Areia
	PALEOZÓICO	PERMIANO	SUP.	FORMAÇÃO PEDRA DE FOGO (Ppf)	Arenitos cinza, grã fina a média, com lentes de calcarenitos, calcissititos e calcilutitos, localmente com lentes de conglomerado.	Marinho em zona de supra-intermaré em planície de maré mista carbonática-siliciclástica rasa e depósitos lagunares de rios entrelaçados.	Calcário para corretivo de solos e brita
			MÉD.				
			INF.				
		CARBONÍFERO	SUP.	FORMAÇÃO PIAUÍ (Cpi)	Arenitos cinza-avermelhados, grã fina a média, às vezes arcosianos com cimento calcífero. Pelitos e folhelhos avermelhados, localmente com níveis de calcarenito.	Fluvial, de rios entrelaçados com depósitos lagunares, raso com influência de maré e dunas eólicas, associadas com barras de *Wady*.	
			INF.	FORMAÇÃO POTI (Cpo)	Arenitos cinza e arroxeados, grã fina, e pelitos cinza-esverdeados.	Lagunar raso, planície de maré e dunas eólicas.	
		DEV.	MÉD.	FORMAÇÃO PIMENTEIRAS (Dp)	Arenitos de cor cinza,e grã fina a média, com intercalações de pelitos cinza-esverdeados, com acamadamento regular ondulado.	Planície de maré rasa, com lagos, depósitos de frente deltaica e canais de maré.	

Fonte: PETROBRAS (Aguiar, 1969, modificado).

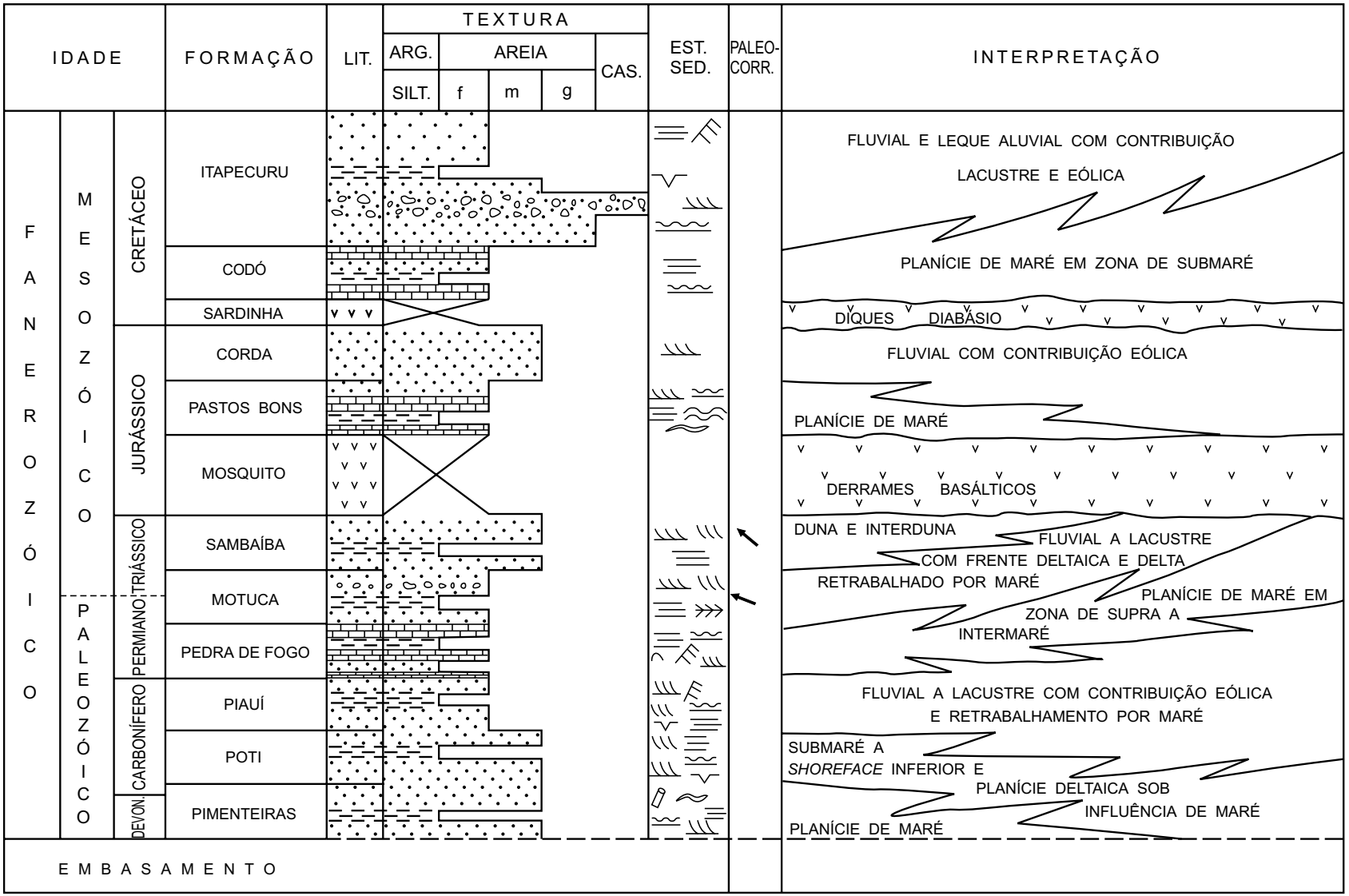


Figura 2.33 – Sucessão vertical esquemática dos sistemas deposicionais da Bacia do Parnaíba, na Folha Marabá.

Quadro 2.4 – Descrição das litofácies.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURAS SEDIMENTARES/ ESTAÇÕES	COR/ TEXTURA/ LITOLOGIAS SUBORDINADAS	GEOMETRIA	INTERPRETAÇÃO
Afm	Arenito fino a médio	– Bioturbação – Estações: HA-02, 20, 166 e 171	– Cor cinza – Grã fina a média – Matriz areno-argilosa – Seixos e micas	Tabular	Canal de maré com baixa a moderada energia
Plmo	Pelito com *linsen* e marcas onduladas	– *Linsen* – Marcas onduladas – Estações: HA-02 e 20	– Cor cinza-esverdeado	Lenticular	Lacustre em planície de maré rasa
As	Arenito sigmoidal	– Bioturbação – Estratificação cruzada tangencial no topo e na base. – Marcas onduladas – Estações: HA-27 e 165	– Grã fina a média – Lâminas de pelito amalgamando os lobos sigmoidais	Sigmoidal	Depósitos de frente deltaica em lagos na planície de maré
Afpp	Arenito fino com laminação plano-paralela	– Laminação plano-paralela – Estação: HA-167	– Grã fina – Seixos disseminados	Tabular	Canal de maré com moderada energia

Ambientes de Sedimentação e Sistemas Deposicionais

Com base nos critérios diagnósticos das litofácies, como: estruturas sedimentares, textura e geometria, interpreta-se, para esta unidade, no âmbito da Folha Marabá, um paleoambiente deposicional relacionado a uma planície de maré rasa, com formação de lagos, depósitos de frente deltaica e canais de maré.

No quadro 2.5, apresenta-se a associação das litofácies, com sua interpretação.

Idade e Paleontologia

Caster, *in* Blankennagel (*op. cit.*) datou a Formação Pimenteiras como sendo de idade devoniana inferior, baseado, principalmente, na fauna presente nos folhelhos da região de Picos, estado do Piauí.

Kegel (*op.cit.*) estudou restos de peixes e trilobitas, da base da Formação Pimenteiras, e concluiu que os mesmos são idênticos aos encontrados no Devoniano Inferior da Europa e América do Norte.

Quadro 2.5 – Caracterização e associação das litofácies da Formação Pimenteiras.

Unidade	Fácies Dominantes	Fácies Subordinadas	Interpretação
A	Afm	Afpp	Depósito de canais com baixa a moderada energia, em uma planície de maré rasa.
B	As	Plmo	Depósitos de frente deltaica lagunar e planície de maré rasa.

Muller, *in* Aguiar (*op.cit.*) realizou um zoneamento posicionando a Formação Pimenteiras entre os intervalos R e P, que representam o Devoniano Inferior a Médio.

No presente trabalho, corrobora-se a idade devoniana inferior a média para esta unidade, com base na análise palinológica realizada na amostra HA-R-02.

2.3.3.2 Formação Poti – Carbonífero – Cpo

Histórico

Paiva & Miranda (1935) usaram pela primeira vez o termo Formação Poti para designar uma seqüência de rochas (arenitos e folhelhos carbonosos) existentes no poço nº 125 do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, localizado no vale do rio Poti, na cidade de Teresina, estado do Piauí.

Outros autores como Oliveira & Leonardos, (1943), Campbell *et al.* (*op.cit.*), Kegel *et al.* (1958), Aguiar (1971), Puty *et al.* (*op. cit.*) e Lima & Leite (*op.cit.*), dentre outros, realizaram também estudos sobre esta formação.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura

Os sedimentos desta formação ocorrem na porção leste da folha, ocupando cerca de 2% da área total. Exibem uma faixa contínua, orientada aproximadamente na direção N-S, cortada pelo rio Araguaia. As melhores exposições desta unidade, localizam-se em cortes da rodovia Transamazônica (BR-230), nas estações CF-03, 04 e 05, e nas margens do rio Araguaia, nas estações HA-133 e 152.

Morfologicamente, a Formação Poti exibe uma superfície plana coberta por sedimentos arenosos, e subordinadamente algumas elevações.

Na área estudada não foi possível uma avaliação de sua espessura, entretanto, Perillo & Nahass (1968) registraram em seção realizada a sudeste de Pedro Afonso, uma espessura de 208m.

Relações de Contato

O contato Poti-Pimenteiras foi descrito por vários autores como sendo concordante e gradacional, podendo ser localmente discordante.

Nas bordas da bacia, o contato Poti-Piauí aparece controlado por falhamentos e às vezes por discordância erosiva de baixo ângulo, segundo Aguiar (*op.cit.*). Na Folha Marabá, o contato com as formações Pedra de Fogo e Pastos Bons é gradacional e tectônico, respectivamente.

Em alguns locais, a Formação Itapecuru assenta-se discordantemente sobre a Formação Poti.

Diagnose das Litofácies e dos Sistemas Deposicionais

Com base nos critérios diagnósticos, foram individualizadas cinco litofácies no curso do mapeamento. As principais características dessas litofácies e a interpretação do ambiente deposicional são apresentadas no quadro 2.6.

Ambientes de Sedimentação e Sistemas Deposicionais

Na área trabalhada, com base nos critérios diagnósticos, interpreta-se para esta unidade, um ambiente deposicional relacionado a submaré rasa, com depósito de frente ou planície deltaica, com a presença de lagos e depósitos eólicos.

No quadro 2.7, acha-se resumidamente a associação das litofácies individualizadas, para esta formação.

Idade e Paleontologia

Kegel (*op.cit.*) estudando os sedimentos da Formação Poti e com base na presença de fósseis do filo lamelibranquia, concluiu que a idade da formação é Carbonífero inferior.

Aguiar (*op. cit.*) considera que esta formação é de idade mississipiana, com base no estudo de macro e microfósseis, sem contudo mencionar os seus tipos.

Brito (1981) menciona em seu trabalho a ocorrência de pelecípodes marinhos, nesta formação, sem contudo fornecer a idade.

Neste trabalho não foram encontrados fósseis nas seções estudadas, entretanto, com base nos estudos existentes corrobora-se a idade carbonífera inferior apresentada por Aguiar (*op.cit.*).

2.3.3.3 Formação Piauí – Carbonífero – Cpi

Histórico

Small (*op. cit.*) utilizou o termo Série Piauí para designar toda a seqüência paleozóica da bacia. Duarte (1936) e Oliveira & Leonardos (*op. cit.*) empregaram o termo Formação Piauí para designar restritamente as camadas carboníferas do Pensilvaniano.

Dequech (1950) estabeleceu os limites estratigráficos para a Formação Piauí, sendo seguido por outros autores, como Perillo & Nahass (*op. cit.*), Aguiar (*op. cit.*), Lima & Leite (*op. cit.*).

Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura

A Formação Piauí ocupa cerca de 1% da área da Folha Marabá. Ocorre na porção sudeste, sob a forma de uma faixa contínua com direção aproximada N-S. A melhor exposição desta formação localiza-se na margem esquerda do rio Araguaia, estação CF-10.

Aguiar (*op. cit.*) informa, em seu trabalho, que a maior espessura encontrada nesta formação foi no poço 1-MD-1-MA executado pela PETROBRAS, que determinou cerca de 346m. Na região de Goiatins, Lima & Leite (*op. cit.*) informam que a espessura atingida foi de 220m. Entretanto, na área trabalhada, estima-se que sua espessura seja inferior a 80m.

Relações de Contato

O contato inferior desta formação é feito com a Formação Poti, através de falhamento normal, entretanto, segundo Aguiar (*op. cit.*) pode-se ter, localmente, discordância erosiva de baixo ângulo. Já o contato superior é feito com sedimentos da Formação Pedra de Fogo, de modo concordante e gradacional, bastante sutil.

Quadro 2.6 – Descrição das litofácies.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURAS SEDIMENTARES/ESTAÇÕES/FOTOS	COR/TEXTURAS/ LITOLOGIAS SUBORDINADAS	GEOMETRIA	INTERPRETAÇÃO
Aec	Arenito com estratificação cruzada	– Estratificação cruzada de pequeno porte – Marcas onduladas assimétricas – Estações: HA-21, 22, 23, 133, 136, 151	– Cor cinza – Grã fina – Bem selecionado – Filmes de pelitos – Localmente arcosiano	Tabular	Fluvial
Aas	Arenito arcosiano sigmoidal	– Estratificação cruzada tangencial de pequeno porte – Marcas onduladas – Estações: HA-32 e CF-05 – Foto: 37	– Cor cinza – Grã fina – Bem classificado	Sigmoidal	Frente ou planície deltaica
Plmo	Pelito com marcas onduladas	– Laminação planoparalela – Gretas de ressecamento – Marcas onduladas – Estação: HA-33	– Cor cinza-esverdeado	Tabular	Lagunar raso
Afc	Arenito fino com estratificação	– Estratificação cruzada tangencial e acanalada – Linha de grãos – Línguas de grãos – Estações: HA-33 e 34, CF-04	– Cor cinza – Grã fina – Bem selecionado	Lenticular	Eólico
Afd	Arenito com *flaser* e *drape*	– Marcas onduladas no topo – *Flaser* e *drape* – Estações: HA-152 e 169, CF-03	– Cor arroxeada – Grã fina – Níveis milimétricos de pelitos	Lenticular	Planície de maré

Quadro 2.7 – Caracterização e associação das litofácies da Formação Poti.

Unidade fácies	Fácies Dominantes	Fácies Subordinadas	Interpretação
A	Aec	–	Fluvial
B	Aas	Plmo	Depósitos de frente ou planície deltaica com influência de maré e lagos rasos subordinados.
C	Afc	–	Depósito de dunas eólicas
D	Afd	–	Depósito de planície de maré

Diagnose das Litofácies e dos Sistemas Deposicionais

No curso do mapeamento foi possível individualizar oito litofácies, cujas características principais são mostradas no quadro 2.8.

Ambientes de Sedimentação e Sistemas Deposicionais

A individualização das litofácies desta formação permite elaborar uma associação destas, e interpretar o paleoambiente deposicional, mostrado no quadro 2.9.

Idade e Paleontologia

Kegel (*op. cit.*) estudando a coleção de rochas coletadas por Romeu Fleury (1938), em sua viagem ao Araguaia, descreveu uma fauna marinha constituída de lamelibrânquios e braquiópodos, atribuindo à unidade uma idade carbonífera superior.

Aguiar (*op. cit.*) considera que a Formação Piauí é de idade pensilvaniana, baseado principalmente em macro e microfósseis.

Neste trabalho não foram encontrados fósseis nas amostras coletadas, entretanto, adota-se a idade atribuída por Kegel (*op. cit.*).

2.3.3.4 Formação Pedra de Fogo – Permiano – Ppf

Histórico

Plummer, Gomes & Price (*op. cit.*), em trabalho para a PETROBRAS, propuseram o termo Pedra de Fogo para caracterizar uma seqüência constituída de sílex, *chert* intercalado com siltitos, folhelhos com camadas fósseis (ostracóides) e madeira fóssil (*psaronius*), que ocorrem no riacho chamado Pedra de Fogo, localizado entre as cidades de Pastos Bons e Nova York, e nos trechos São Domingos-Benedito Leite e Balsas-Riachão, no estado do Maranhão.

Vários pesquisadores contribuiram ao estudo desta formação, e entre eles podem ser citados: Campbell *et al. (Op. cit.*), Barbosa & Gomes (1957), Oliveira (1961), Mesner & Wooldridge (1962), Moore (1964),

Quadro 2.8 – Descrição das litofácies.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURAS SEDIMENTARAES/ ESTAÇÕES/FOTOS	COR/TEXTURAS/ LITOLOGIAS SUBORDINADAS	GEOMETRIA	INTERPRETAÇÃO
Act	Arenito com estratificação cruzada tangencial	– Estratificação cruzada tangencial de médio porte – Granodecrescência – Linhas de grãos – Estações: HA-13, 14 e 16	– Cor cinza – Grã fina a média – Bimodal	Lenticular	Eólico
Plmo	Pelito com marcas onduladas	– Marcas onduladas – Greta de contração – *Climbing* e *ripples* – Estações: HA-14 e 163	– Cor cinza e avermelhada	Tabular	Lagunar raso em planície de inundação.
Aec	Arenito com estratificação cruzada	– Estratificação cruzada tangencial de pequeno porte – Estações HA-18	– Cor cinza – Grã fina a média – Filmes de pelitos	Lenticular	Barra de pontal de rio meandrante com variação de energia no transporte.
Flt	Folhelho tabular	– Estrato tabular – Estação: HA-164	– Cor avermelhada	Tabular	Depósito lacustre
Ac	Arenito carbonático	– Laminado – Marcas onduladas – Estação: FC-10 – Foto: 38	– Cor avermelhada – Grã fina – Cimento calcífero	Tabular	Lagunar raso com influência de maré onde, eventualmente, seca mostrando superfície de deflação.
Ppp	Pelito com laminação planoparalela carbonática	– Laminação planoparalela – Marcas onduladas – Gretas de contração – Estação: CF-10 – Foto: 39	– Cor vermelha – Cristais de calcita – Níveis de calcarenito	Tabular	Lagunar raso com influência de maré.
Afa	Arenito fino arcosiano	– Estratificação cruzada tangencial e acanalada – Granodecrescente – *Grain fall* – *Grain follow*	– Bem selecionado	Lenticular	Duna eólica
App	Arenito com estratificação planoparalela	– Estratificação planoparalela e tabular – Estação: CF-10 – Foto: 40	– Cor cinza – Níveis de seixos de quartzo e fragmentos de pelito vermelho – Arcosiano	Lenticular	Barra de *Wady*

Quadro 2.9 – Caracterização e associação das litofácies da Formação Piauí.

Unidade fácies	Fácies Dominantes	Fácies Subordinadas	Interpretação
A	Aec Plmo	Flt	Depósito fluvial em barras de pontal, associado a sedimentação lagunar e lacustre.
B	Ac Ppp	–	Depósitos lagunares rasos com influência de maré.
C	Act Afa	App	Depósitos de dunas eólicas associados com barras de *Wady*.

Aguiar (1964), Cunha (1964), Northfleet (1965) , Ojeda & Bembom (1966), Ojeda & Perillo (1967), Melo & Prade (1968), Mabesoone (1977), Lima *et al.* (*op. cit.*), Lima & Leite (*op. cit.*), Faria Júnior (1979), Della Favera & Uliana (1990), entre outros.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura

Na folha trabalhada, esta formação ocorre, principalmente, em três áreas distintas, a saber:

a) na parte mais a leste, onde se estende em uma faixa contínua, com direção N-S, apresentando largura que varia de 10 a 20km, estando cortada tanto na parte norte, quanto na parte sul, pelo rio Araguaia; b) próximo à cidade de Marabá, na porção oeste da folha, em quatro áreas restritas nos rios Itacaiúnas, Sororó, Tocantins e no igarapé Lago Vermelho; c) na porção centro-sul, em *grabens* sob a forma de duas faixas, relativamente estreitas.

Aguiar (*op. cit.*) assinala que na área de São João dos Patos, a espessura total exposta é de 100m tendo sido de 189m, a maior espessura encontrada em subsuperfície.

Leite *et al.* (1975) assinalam que, na região de Caxias, sua espessura, em subsuperfície, é de 173m.

Relações de Contato

Durante o mapeamento, foi possível constatar que a Formação Pedra de Fogo mantém contato em sua porção basal, no setor nordeste da folha, com a Formação Piauí de modo gradacional e sutil, tornando-se difícil a sua separação, e com a Formação Poti de modo erosivo. No topo mantém relação de contato de maneira gradacional com a Formação Motuca. É recoberta pelas formações Sambaíba e Itapecuru de maneira discordante, e também, por falhas normais com esta última.

Nos *grabens* da porção centro-sul, o contato desta unidade é feito através de falhas normais com as formações Couto Magalhães, Pequizeiro e Pimenteiras, e encontra-se recoberta pela Formação Itapecuru de modo discordante.

No *graben* próximo a Marabá, a Formação Pedra de Fogo mantém contato através de falhamentos normais com a Formação Couto Magalhães, e está recoberta, discordantemente, pela Formação Itapecuru (fotos 45 e 46).

Diagnose das Litofácies e dos Sistemas Deposicionais

No quadro 2.10 são descritas onze litofácies desta unidade, individualizadas, com base nos seguintes parâmetros: estruturas sedimentares, textura e geometria.

Ambientes de Sedimentação e Sistemas Deposicionais

Com base nas litofácies descritas e suas associações, interpreta-se, para esta unidade, um paleoambiente deposicional relacionado a uma planície de maré mista, carbonático-siliciclástica rasa com variação de energia, possivelmente ligada a um mar restrito, com interferência de depósitos continentais fluviais.

No quadro 2.11 é apresentado um resumo da associação das litofácies, que foram agrupadas em duas unidades de fácies, A e B, e suas respectivas interpretações.

Idade e Paleontologia

Lima & Leite (*op. cit.*) informam que não foram encontrados fósseis marinhos, entretanto, *psaronius* (madeira fóssil), restos de anfíbios labirintodontes e de tubarões foram identificados nesta formação.

Para vários autores, a idade permiana desta formação, foi sugerida, com base, principalmente, na presença de evaporitos e de sílex, onde é demonstrado a existência de um mar fechado, remanescente, que atuou em um determinado tempo. Durante este período, as condições climáticas tiveram uma

Quadro 2.10 – Descrição das litofácies.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURAS SEDIMENTARES/ ESTAÇÕES/FOTOS	COR/TEXTURA/LITOLOGIAS SUBORDINADAS	GEOMETRIA	INTERPRETAÇÃO
Camo	Calcarenito com marcas onduladas	– Marcas onduladas – Estratos planoparalelos – Nódulos de espécies "ovóides" de arenito, siltito e sílex – Estruturas circulares tipo "bolachas" – Estações: HA-31, 117, 120, 121, 122, 129, 131, 153, 209 e 218. – Fotos: 41, 42, 43 e 49	– Cor cinza-avermelhada a esverdeada – Grã fina – Vênulos e cristais de calcita	Lenticular	Zona de supra a intermaré em planície de maré mista carbonático-siliciclástica rasa.
Ctmo	Calcilutito com marcas onduladas	– Marcas onduladas – Nódulos tipo "bolachas" e "ovóides" de sílex e argila – Estações: HA-117, 119 e 209	– Cor cinza	Lenticular	Zona de supra a intermaré, em planície de maré mista carbonático-siliciclástica rasa.
Pmo	Pelito com marcas onduladas	– Marcas onduladas – Estação: HA-125	– Cor preta – Cristais de calcita – Carbonoso	Tabular	Lacustre em planície de maré mista carbonático-siliciclástica rasa.
Domo	Doloespatito com marcas onduladas	– Marcas onduladas – Níveis de calcita – Estruturas de *birds eyes* – Estação: HA-130	– Cor cinza – Grã fina	Lenticular	Zona de supramaré em uma planície de maré mista carbonático siliciclástica rasa.
Csm	Conglomerado suportado pela matriz	– Seixos suportados pela matriz – Arcabouço aberto – Estações: HA-153 e 225	– Seixos centimétricos de quartzo	Lenticular	Leque aluvial proximal a mediana.
Plc	Pelito calcífero	– Estrato planoparalelo com marcas onduladas *climbing ripples* – Gretas de ressecamento – Estações: CF-6,8, HA-44, 110, 111, 201, 204 e 209 – Foto: 44	– Cor cinza-esverdeada a vermelha – Intercalação de níveis de sílica	Tabular	Lagunas com interferência de maré.
La	Laminito algal	– Níveis centimétricos – Ondulado – Estação: HA-4	– Cor esverdeada – Grã muito fina – Lentes de calcarenito	Lenticular	Zona de supra a intermaré em planície de maré carbonática.
Af	Arenito fino	– Estratificação cruzada acanalada e tangencial de pequeno porte – Marcas onduladas – Estações: HA-4, 119 e 121	– Cor cinza – Grã fina de média	Lenticular	Dunas subaquáticas de rio entrelaçado.
Clo	Calcissiltito ondulado	– Laminação ondulada – Filmes de calcita – Núcleos de sílica – Estações: HA-30, 210 e 225	– Cor cinza-esverdeada – Grã fina	Lenticular	Lagunar raso em planície de maré mista carbonático-siliciclástica.
Ctl	Calcissiltito laminado	– Laminado – Marcas onduladas – Estações: HA-31, 36, 128 e 131	– Cor vermelha – Vênulos de calcita – Níveis de laminitos	Tabular	Zona de supra a intermaré, em planície de maré carbonática.
Ccpp	Calcissiltito com laminação planoparalela	– Laminação planoparalela – Nódulos de arenito – Estruturas circulares tipo "ovóides" e "bolachas" – Estações: HA-117 e 209 – Fotos: 47 e 48	– Cor cinza-vermelha – Grã fina	Lenticular	Zona de supramaré, em planície de maré mista carbonático-siliciclástica rasa.

Quadro 2.11 – Caracterização e associação das litofácies da Formação Pedra de Fogo.

Unidade Fácies	Fácies Dominantes	Fácies Subordinadas	Interpretação
A	Camo, Ctmo, Clo, Ctl e Ccpp	Pmo, Domo, Pcl e La	Fácies marinho em zona de supra a intermaré, relacionada a uma planície de maré mista carbonático-siliciclástica rasa com depósitos lagunares.
B	Af	Csm	Depósitos continentais de rios entrelaçados e subordinadamente leques aluviais proximais.

grande variação, pois passaram de úmidas (onde foi desenvolvida vegetação de grande porte) a áridas (favorecendo deposição dos evaporitos).

Os carbonatos desta formação têm uma grande distribuição na área trabalhada, entretanto, os organismos fósseis, normalmente associados a estas rochas, estão praticamente ausentes ou ocorrem localizadamente. Um ambiente restrito, sem comunicação direta e constante com o mar aberto, pode ter limitado a atividade e o desenvolvimento desses organismos, contudo corrobora-se a idade permiana para esta unidade.

2.3.3.5 Formação Motuca – Permiano – PTrm

Histórico

Plummer, Price & Gomes (*op. cit.*) propuseram a denominação de Formação Motuca para designar os folhelhos de cor vermelho-tijolo com lentes delgadas de calcário e anidrita, sobrejacentes aos estratos Pedra de Fogo, existentes nos arredores da fazenda Motuca, entre São Domingos e Benedito Leite, no estado do Maranhão.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura

Esta formação ocorre em uma faixa contínua, com ramificações geralmente estreitas, margeando as escarpas da Formação Sambaíba na região sudeste da folha trabalhada.

Aguiar (*op. cit.*), em seu trabalho sobre a Revisão Geológica da Bacia Paleozóica do Maranhão, informa que a maior espessura desta formação foi encontrada no poço 2-NG-1-MA com 296m.

Neste trabalho, a espessura estimada foi de 50m, calculada a partir de perfis geológicos.

Relação de Contato

Foi possível observar ao longo dos perfis realizados que a Formação Motuca mantém relações de contato tanto no topo como na base do tipo gradacional ou transicional, às vezes brusco e com discordância erosiva de cunho local (Lima & Leite, *op. cit.*) com as unidades Sambaíba e Pedra de Fogo, respectivamente.

Observa-se no topo uma passagem de arenitos vermelhos, finos, friáveis (Formação Motuca) para um arenito esbranquiçado ou rosa, granulometria média, friável (Formação Sambaíba).

O contato basal é feito pela passagem de folhelhos, arenitos e siltitos de cor vermelho-tijolo para folhelhos e siltitos, ora avermelhados, ora esverdeados da Formação Pedra de Fogo.

Diagnose das Litofácies e dos Sistemas Deposicionais

Nesta unidade foi possível individualizar no âmbito da folha, sete litofácies, com base nos seguintes parâmetros: estruturas sedimentares, textura e geometria, e que são apresentadas no quadro 2.12.

Ambientes de Sedimentação e Sistemas Deposicionais

A interpretação do paleoambiente deposicional desta unidade na Folha Marabá, relaciona-se a depósitos continentais de dunas eólicas, provenientes do retrabalhamento dos depósitos fluviais e lagos na planície de inundação. A progressão deste sistema propiciou a formação de depósitos de frente deltaica representados por arenitos de geometria sigmoidal, alcançando até a formação de delta retrabalhado por maré.

O estudo das paleocorrentes, foi baseado em 59 medidas, e foi feito no plano das cruzadas tangenciais e acanaladas, mostrando, para esta formação, um fluxo deposicional de SE para NW, conforme diagrama da figura 2.34.

As sete litofácies individualizadas foram agrupadas em uma unidade, cuja interpretação encontra-se resumida no quadro 2.13.

Idade e Paleontologia

Mesner e Wooldridge (*op. cit.*) assinalam a presença do gastrópode Pleurotomaria sp que também ocorre no Permiano do Peru. Registram que al-

Quadro 2.12 – Descrição das litofácies.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURAS SEDIMENTARES/ ESTAÇÕES/FOTOS	COR/TEXTURA/LITOLOGIAS SUBORDINADAS	GEOMETRIA	INTERPRETAÇÃO
Aca	Arenito com estratificação cruzada acanalada	– Estratificação cruzada acanalada de pequeno porte – Estações: HA-45, 46, 47, 76, 77, 102 e 108. – Foto: 51	– Cor avermelhada – Grã fina – Matriz areno-argilosa – Seixos disseminados	Lenticular	Barras transversais e dunas subaquáticas de rio entrelaçado.
Act	Arenito com estratificação cruzada tangencial	– Estratificação cruzada tangencial de pequeno porte – Estações: HA-48 e 49	– Cor marrom – Grã fina – Matriz areno-argilosa – Bem classificado	Lenticular	Dunas subaquáticas de rios entrelaçados com contribuição eólica.
App	Arenito com estratificação planoparalela	– Estratificação planoparalela – *Curlets* – Estações: HA-103 e 107	– Cor vermelha – Grã fina – Bem classificado – Filmes de pelito	Tabular	Dunas subaquáticas de rio entrelaçado.
Aa	Arenito arcosiano	– Estratificação planoparalela – Estação HA-104	– Cor amarelada – Grã fina – Arcosiano	Tabular	Depósito de rio entrelaçado
Pv	Pelito vermelho	– Laminado – Estação: HA-112	– Cor avermelhada	Lenticular	Depósito retrabalhado por maré, planície de inundação ou lagunar.
As	Arenito sigmoidal	– Estratificação cruzada tangencial – Estação: HA-114 – Foto: 50	– Cor vermelha – Bem selecionada	Sigmoidal	Lobos sigmoidais amalgamados de frente deltaica.
Ah	Arenito com *herringbone*	– *Herringbone* – Ondulado – Estação: HA-114 – Foto: 51	– Cor vermelha – Grã fina – Bem selecionado	Tabular	Depósito deltaico retrabalhado por maré.

guns peixes encontrados assemelham-se aos peixes permianos Paleoniscus e Elonichtys, de idade neopermiana.

Neste trabalho corrobora-se a idade neopermiana para esta unidade.

2.3.3.6 Formação Sambaíba – Triássico – TRs

Histórico

Plummer (*op. cit.*, *apud*: Léxico Estratigráfico do Brasil, 1984) foi quem, pela primeira vez, definiu a Formação Sambaíba como sendo arenitos formadores das mesetas que ocorrem nas proximidades de Sambaíba, estado do Maranhão, onde se localiza a sua seção-tipo.

Campbell (*op. cit.*), Mesner & Wooldridge (1964), Barbosa *et al.* (1966), Aguiar (*op. cit.*), Cunha & Carneiro (1972), Lima & Leite (*op. cit.*), em seus trabalhos apresentam estudos sobre esta unidade.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura

Na área mapeada, esta unidade ocorre, principalmente, na porção sudeste, e é caracterizada por apresentar uma morfologia de extensos chapadões, que se destacam pela sua topografia conspícua.

Sua espessura, segundo Lima & Leite (*op. cit.*) é de aproximadamente 200m, conforme medida efetuada na cidade de Sambaíba, estado do Maranhão, onde fica localizada sua seção-tipo.

Relações de Contato

Durante os trabalhos de mapeamento na Folha Marabá, foi observado nas seções realizadas, que a Formação Sambaíba é sobreposta pelas unidades Corda, Itapecuru e Mosquito de maneira discordante, entretanto, localmente os basaltos da Formação Mosquito, truncam os litótipos desta formação.

O contato basal, também, é do tipo discordante com a Formação Pedra de Fogo, e é concordante com a Formação Motuca, sem contudo mostrar uma nítida gradação.

Diagnose das Litofácies e dos Sistemas Deposicionais

Nesta unidade foi possível individualizar duas litofácies, com base nos critérios diagnósticos de caracterização, relacionadas às estruturas sedimentares, texturas e geometrias.

Estas litofácies e a interpretação dos sistemas deposicionais, estão resumidos no quadro 2.14.

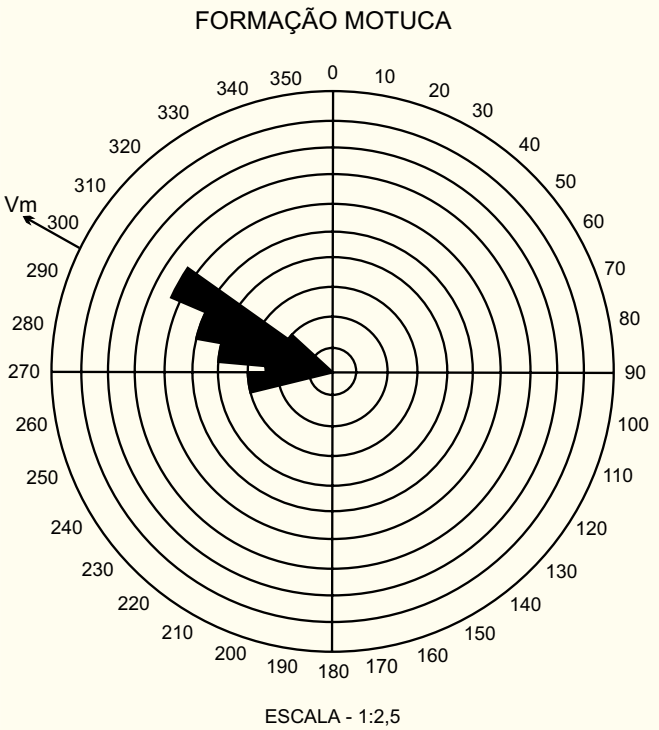


Figura 2.34 – Medidas de paleocorrentes.

Estações: HA-45, 47, 48, 76, 103 e 112.
Cruzadas Tangenciais e Acanaladas.
Número de Medidas (n)=59.
Escala= 2,5
Vetor Médio (Vm) = 287°.
Índice de Consistência 96%.

Quadro 2.13 – Caracterização e associação das litofácies da Formação Motuca.

Unidade Fácies	Fácies Dominantes	Fácies Subordinadas	Interpretação
A	Aca, Act, App e Aa	Pv, As e Ah	Barras transversais e dunas subaquáticas de rios entrelaçados e depósitos lagunares na planície de inundação. Subordinadamente depósitos de frente deltaica e delta retrabalhado por maré.

Ambientes de Sedimentação e Sistemas Deposicionais

As litofácies individualizadas são agrupadas em uma única unidade de fácies, como apresentado no quadro 2.15.

A interpretação do sistema deposicional relaciona-se a depósitos eólicos de dunas associadas a interdunas. O estudo das paleocorrentes, com base em 226 medidas, foi feito no plano das cruzadas acanaladas e tangenciais, indicando para esta unidade um fluxo deposicional de SE para NW, conforme mostrado no diagrama da figura 2.35.

Idade e Paleontologia

Mesner e Wooldridge (*op.cit.*) foram quem, pela primeira vez, distinguiram esta unidade como formação geológica e, devido a ausência de fósseis, atribuiram a idade Triássico Superior, baseada em sua posição estratigráfica.

Braun (1971) informa que a Formação Sambaíba posiciona-se entre o Jurássico e o Cretáceo Inferior, e que esta idade está baseada em datações radiométricas em basaltos, que se intercalam aos arenitos dessa unidade.

Seu posicionamento estratigráfico, segundo Lima *et al.* (*op. cit.*), foi baseado em relações estratigráficas como pertencente ao Triássico Médio e Superior.

Em virtude da ausência de fósseis, nesta formação, adota-se o mesmo posicionamento estratigráfico indicado por Lima *et al.* (*op. cit.*).

2.3.3.7 Formação Mosquito – Jurássico – $T_R Jm$

Histórico

Aguiar (*op. cit.*) foi quem primeiro denominou de Formação Mosquito os derrames basálticos com intercalações de arenito, cuja localidade-tipo é o leito do rio Mosquito, a sul da cidade de Fortaleza dos Nogueiras, estado do Maranhão.

Outros autores, como: Campbell (1946), Mesner & Wooldridge (*op. cit.*), Northfleet & Melo (*op. cit.*), Projeto RADAM (1974), Lima & Leite (*op. cit.*) fizeram referência em seus trabalhos, sobre esta unidade.

Neste relatório, os autores adotam o termo Formação Mosquito como definido por Aguiar (*op.cit.*).

Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura

Na Folha Marabá os derrames basálticos distribuem-se nas porções leste e sudeste.

Estes derrames ocorrem nas partes topograficamente mais baixas, recobrindo os sedimentos arenosos da Formação Sambaíba.

Quadro 2.14 – Descrição das litofácies.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURAS SEDIMENTARES/ ESTAÇÕES/FOTOS	COR/TEXTURA/LITOLOGIAS SUBORDINADAS	GEOMETRIA	INTERPRETAÇÃO
Acta	Arenito com cruzadas tangencial e acanalada	– Estratificação cruzada tangencial e acanalada de grande a médio porte. – *Grain fall* – *Grain follow* – Granocrescência – Estações: CF-7, HA-41, 56, 57 e 58 – Fotos: 52, 53, 54, 55 e 56	– Cor cinza – Grã média a fina – Matriz arenosa – Bimodal	Lenticular	Depósito de duna eólica
Ppp	Pelito com estratificação plano-paralela	– Estratificação planoparalela – Estações: HA-126 e 127	– Cor cinza-avermelhada – Intercalações de arenito	Tabular	Depósito de inter-duna

Quadro 2.15 – Caracterização e associação das litofácies da Formação Sambaíba.

Unidade Fácies	Fácies Dominantes	Fácies Subordinadas	Interpretação
A	Acta	Ppp	Depósito continental eólico de dunas e interdunas.

Na porção leste, esta formação é recoberta por sedimentos das formações Itapecuru e Corda.

Sua espessura máxima é de 175m, tendo sido registrada no poço JZST-1-MA da PETROBRAS, (Mesner & Wooldridge, *op. cit.*).

Na área trabalhada, a espessura encontrada foi em um poço na Escola Técnica da cidade de Araguatins (estado do Tocantins), que atingiu cerca de 20m.

Relações de Contato

Esta unidade está sobreposta à Formação Sambaíba, em contato discordante, caracterizado por superfície de erosão. Entretanto, alguns autores admitem uma certa contemporaneidade dos derrames basálticos com a seção superior da Formação Sambaíba, não considerando discordância no seu contato basal.

Nas porções norte e leste, as formações Itapecuru e Corda sobrepõem-se, também, de modo discordante, à Formação Mosquito. Este contato é caracterizado por apresentar uma superfície erosiva com clastos de basalto e arenito.

Mineralogia

O basalto da Formação Mosquito apresenta estrutura esferoidal (foto 57) e amigdaloidal, cor cinza-escuro a esverdeado, maciço, apresentando amígdalas imersas em uma massa afanítica, com pequenos pontos brancos, originados, possivelmente, da alteração dos minerais de preenchimento das vesículas. As amígdalas estão normalmente preenchidas por calcita, calcedônia, clorita e zeólitas (HA-06 e 83).

Em seção delgada, apresentam-se com textura ofítica/subofítica, constituídos, essencialmente, por ripas de plagioclásio (labradorita) com maclas do

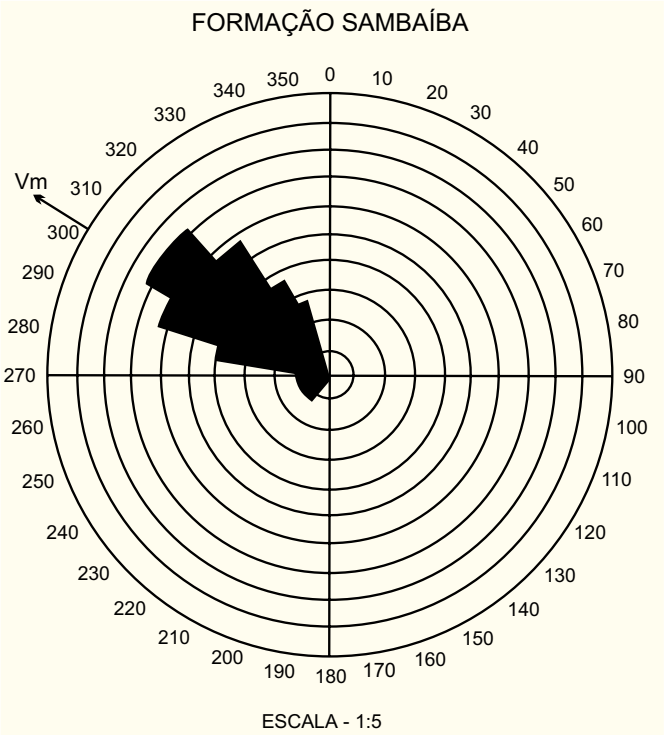


Figura 2.35 – Medidas de paleocorrentes.

Estações: HA-54, 58, 66, 139, 140, 142, 147, 148 e 202
Cruzadas Tangenciais e Acanaladas.
Número de Medidas (n) = 226.
Escala = 5.
Vetor Médio (VM) = 300°.
Índice de Consistência 87%.

tipo Albita, coexistindo com piroxênio em cristais prismáticos. Foram observados, também, opacos e raros grãos de carbonato originados, possivelmente, da alteração dos piroxênios.

Idade

Gomes (1968), em seu trabalho sobre "Fossas Tectônicas do Brasil", informa que as datações radiométricas, procedidas em amostras de diabásio do Brasil, África e Austrália, estão de acordo com o posicionamento do diabásio na coluna cronoestratigráfica da Bacia do Parnaíba.

Lima *et al*. (*op. cit*.), de acordo com os dados radiométricos, atribuem um posicionamento Jurássico/Triássico Superior para os derrames da Formação Mosquito.

Caputo (1985) identifica três diferentes estágios de formação desses basaltos. Informa, ainda, que a manifestação mais antiga tem 215Ma, correspondendo ao Triássico Médio. O mesmo autor correlaciona os basaltos, desta idade, com os diques de diabásio que ocorrem na área costeira do estado do Amapá.

Neste relatório adota-se a idade Jurássico/Triássico com base no trabalho de Lima *et al*. (*op. cit*.).

2.3.3.8 Formação Pastos Bons – Jurássico – Jpb

Histórico

Lisboa (1914) foi quem pela primeira vez usou o termo Pastos Bons para designar camadas de arenitos com intercalações de folhelhos e calcários, ocorrentes nas adjacências da cidade de Pastos Bons, estado do Maranhão.

Campbell *et al*. (*op. cit*.) elevaram as camadas Pastos Bons definidas por Lisboa (*op. cit*.), a categoria de formação.

Plummer (*op. cit*.), Luz (1958), Mesner & Wooldridge (*op. cit*.), Santos (1974), Lima & Leite (*op. cit*.), entre outros, fizeram referências em seus trabalhos às litologias da Formação Pastos Bons.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura

A Formação Pastos Bons ocorre na margem esquerda do rio Araguaia, próximo a sua desembocadura no rio Tocantins, abrangendo uma área com menos de 1% da folha.

Os afloramentos estudados, estações CF-11, HA-150 e 156 são restritos ao rio Araguaia, representados, predominantemente por calcarenitos e *mudstone* (ritmito).

Quadro 2.16 – Descrição das litofácies.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURAS SEDIMENTARES/ ESTAÇÕES	COR/TEXTURA/LITOLOGIAS SUBORDINADAS	GEOMETRIA	INTERPRETAÇÃO
Caet	Calcarenito com estratificação cruzada tangencial	– Estratificação cruzada tangencial de baixo ângulo – Marcas onduladas – Estação: CF-11	– Grã fina	Lenticular	*Sand wave* de maré em zona de intermaré.
Fpp	Folhelho com estratificação planoparalela	– Estratificação planoparalela – Estação: CF-11	– Cor preta – Grã fina	Tabular	Folhelho hemipelágico de zona de submaré profunda.
Clmo	Calcilutito com marcas onduladas	– Marcas onduladas – estação: HA-150	– Cor cinza – Grã fina – Veios milimétricos de calcita espática	Lenticular	Depósito de submaré em planície de maré carbonática.
Bri	Brecha intraformacional	– Estação: HA-150	– Cor cinza – Fragmentos angulosos de calcilutito – Cimento de calcita	–	Depósito de frente deltaica proximal.
Pmo	Pelito com marcas onduladas	– Marcas onduladas – Estação: HA-150	– Cor esverdeada – Lama carbonática	Lenticular	Depósito lagunar e planície de maré.
Act	Arenito com estratificação cruzada tangencial	– Estratificação cruzada tangencial de pequeno porte – Estações: HA-150 e 156	– Cor cinza – Grã fina – Bem selecionado – Arcosiano	Lenticular	Duna subaquática
App	Arenito com estratificação planoparalela	– Estratificação planoparalela – Marcas onduladas – *Linsen*, *Wavy* – *Flaser*, *Drape* – Estação: HA-156	– Cor cinza-avermelhada – Grã fina – Intercalação de pelito vermelho	Lenticular	Barra de plataforma terrígena, em águas rasas com variação de energia, sujeita à ação de maré.

Quadro 2.17 – Caracterização e associação das litofácies da Formação Pastos Bons.

Unidade Fácies	Fácies Dominantes	Fácies Subordinadas	Interpretação
A	Caet, Fpp, Clmo	Bri, Pmo	Depósito de sub a supramaré em bacia carbonática sujeita à ação de ondas de tempestade.
B	Act, App	–	Depósito de duna subaquática sujeita à ação de maré.

A espessura média desta formação foi relatada por Aguiar (*op. cit.*), como sendo de 60m, sem contudo informar o local onde a mesma foi medida.

Relações de Contato

O contato basal da Formação Pastos Bons com a Formação Poti foi interpretado como sendo por falha normal e o superior, feito com a Formação Itapecuru, de modo discordante erosivo.

Diagnose das Litofácies e dos Sistemas Deposicionais

No curso do mapeamento foram individualizadas, nesta unidade, sete litófacies cujas características diagnósticas estão representadas no quadro 2.16.

Ambientes de Sedimentação e Sistemas Deposicionais

As sete litofácies individualizadas, foram agrupadas em duas unidades de fácies cujas interpretações encontram-se resumidas no quadro 2.17.

O paleoambiente deposicional interpretado para esta formação, no âmbito da Folha Marabá, relaciona-se a uma bacia carbonática com depósitos em zonas de sub a supramaré, lagunares e de frente deltaica, evoluindo para uma plataforma terrígena rasa, mostrando ação de maré, com variação na energia de transporte.

Idade e Paleontologia

Mesner & Wooldridge (*op. cit.*), no trabalho de revisão da Bacia do Maranhão, informam que Formação Pastos Bons foi datada com base em seu conteúdo fossilífero, sendo posicionada no Triássico Superior.

Silva & Santos (1974) identificaram peixes lepidotes piauhyensis, macrossemideo e pleuropholídeo, restritos à idade jurássica média a superior. Assim, atribuiram o posicionamento da Unidade Pastos Bons ao Jurássico Médio.

Lima *et al.* (*op. cit.*) consideram a Formação Pastos Bons como sendo de idade jurássica média a superior, baseados, também em seu conteúdo fóssil.

Neste trabalho, os autores adotam a idade Jurássico Médio a Superior, baseados no trabalho de Lima *et al.* (*op. cit.*).

2.3.3.9 Formação Corda – Jurássico – Jc

Histórico

Lisboa (*op. cit.*) foi quem pela primeira vez utilizou a expressão Arenito Corda, referindo-se aos sedimentos arenosos e vermelhos que ocorrem próximo às eruptivas básicas do alto Mearim e dos seus tributários, no estado do Maranhão.

Campbell (1950) foi quem passou a designar estes arenitos de Formação Corda.

Outros autores, como: Oliveira & Leonardos (*op. cit.*), Mesner & Wooldridge (*op. cit.*), Northfleet & Melo (*op. cit.*), Aguiar (*op. cit.*), Lima *et al.* (*op. cit.*), fizeram referência, em seus trabalhos, sobre os arenitos desta unidade.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura

Na Folha Marabá, a Formação Corda ocorre na extremidade leste, abrangendo cerca de 1% da folha.

As exposições desta unidade são, geralmente, restritas e descontínuas, às vezes ocupando vales ou elevações.

Em trabalho desenvolvido pela PETROBRAS, na região de Imperatriz, foi registrada uma espessura em torno de 30m, para esta formação. Entretanto,em nível regional, esta espessura pode atingir até 100m, segundo Lima & Leite (*op. cit.*).

Relações de Contato

Segundo dados bibliográficos, a Formação Corda assenta-se, discordantemente, sobre os basaltos da Formação Mosquito e arenitos da Formação Sambaíba.

Seu contato superior, mantido com a Formação Itapecuru, é geralmente concordante, podendo localmente ser discordante.

Diagnose das Litofácies e dos Sistemas Deposicionais

Na área da Folha Marabá, foi possível individualizar somente uma litofácies, cujas características estão resumidas no quadro 2.18.

Ambientes de Sedimentação e Sistemas Deposicionais

A interpretação do paleoambiente deposicional desta unidade, na Folha Marabá, relaciona-se a um sistema fluvial entrelaçado com contribuição de sedimentos eólicos.

Idade e Paleontologia

Mesner & Wooldridge (*op. cit.*) e Aguiar (*op. cit.*), com base nas relações de contato com as rochas básicas da Formação Mosquito, admitem para esta unidade, uma idade jurássica.

Lima & Leite (*op. cit.*), com base no conteúdo fossilífero, posicionaram esta seqüência no Jurássico Superior.

Neste relatório admite-se a idade como sendo jurássica superior proposta por Lima & Leite (*op. cit.*).

2.3.3.10 Formação Sardinha – Cretáceo – Ks

Histórico

Aguiar (*op. cit.*) denominou de Formação Sardinha aos basaltos que afloram próximo à aldeia de Sardinha, na cidade de Barra do Corda, cartografados, anteriormente, por Moore (1961).

Mesner & Wooldridge (*op. cit.*), Cunha & Carneiro (*op. cit.*), Lima & Leite (*op. cit.*) e Guerreiro & Silva (*op. cit.*) fizeram em seus trabalhos referências sobre estes basaltos e diabásios.

Neste relatório, adota-se a denominação de Formação Sardinha para os diques de diabásio ocorrentes na porção leste da folha.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura

A unidade ocorre sob a forma de diques e soleiras de diabásio (HA-17, 69, 134 e 137). Quando se apresenta na forma retilínea, orienta-se segundo as direções de fraturamento NW-SE, NE-SW e N-S.

Os diques são, normalmente, de pequena possança, variando de 10 a 20m de largura, raramente ultrapassando 50m.

Relações de Contato

Não foram observadas, neste trabalho, suas relações de contato. Segundo diversos autores, estas rochas cortam várias unidades, desde o Paleozóico até o Mesozóico, de modo discordante, mantendo a forma de diques e soleiras.

Mineralogia

Estas rochas intrusivas básicas, ocorrentes na borda oeste da bacia, são, em sua grande maioria, petrograficamente definidas como diabásio.

São rochas melanocráticas, de coloração variando de cinza-escuro a preto, granulometria fina, textura porfirítica, constituída, principalmente, de plagioclásio, piroxênio, quartzo, minerais opacos e minerais de alteração. Os fenocristais de plagioclásio podem estar envolvidos por uma matriz de características subofíticas, onde são observados cristais prismáticos de piroxênio, circundados por cristais de plagioclásio.

Quadro 2.18 – Descrição das litofácies.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURAS SEDIMENTARES/ ESTAÇÕES	COR/TEXTURA/LITOLOGIAS SUBORDINADA	GEOMETRIA	INTERPRETAÇÃO
Act	Arenito com estratificação cruzada tangencial	– Estratificação cruzada tangencial de médio porte. – Superfície ondulada – Granocrescência – Estação: HA-75	– Cor cinza – Grã fina a média – Bimodal	Lenticular	Dunas subaquáticas de rios entrelaçados com contribuição eólica.

Idade

Lima (*op. cit.*), baseado em relações estratigráficas, coloca esta unidade no Cretáceo Inferior, sugerindo, ainda, uma origem semelhante à da Formação Mosquito, onde lavas extravasaram através de fissuras, em condições subaéreas continentais.

Cordani (1967) informa que rochas desta formação foram datadas como sendo de idade cretácea inferior, sem contudo informar o método utilizado para a datação.

2.3.3.11 Formação Codó – Cretáceo – Kc

Histórico

Campbell *et al.* (*op. cit*) foram os primeiros a denominar de Formação Codó ao conjunto de folhelhos calcíferos e betuminosos com lentes de calcário, concreções de gipsita e peixes fósseis, que ocorrem nas proximidades da cidade de Codó, estado do Maranhão.

Outros autores como: Mesner & Wooldridge (*op. cit.*), Lima & Leite (*op. cit*) fizeram referências sobre esta seqüência de folhelhos.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura

A Formação Codó foi identificada na margem direita do rio Tocantins, na cidade de Cocal, numa faixa de direção NE-SW, e abrange cerca de 1% da área estudada.

A sua espessura foi estimada em torno de 400m, segundo o mapa de isópacas, apresentado por Caputo (1984).

Relações de Contato

No curso do mapeamento, observou-se que esta unidade mantém o contato superior concordante com a Formação Itapecuru, podendo ser localmente discordante erosivo. Com o Quaternário, se faz por falhamento normal.

O contato inferior não foi observado durante os trabalhos, entretanto, Carneiro (*apud* Lima & Leite, *op. cit.*) comenta que o contato inferior é também concordante, excetuando-se, pequenas discordâncias locais.

Diagnose das Litofácies e dos Sistemas Deposicionais

No âmbito da Folha Marabá, foram individualizadas 4 litofácies nesta unidade, cujos principais parâmetros estão resumidos no quadro 2.19.

Ambientes de Sedimentação e Sistemas Deposicionais

O sistema deposicional desta unidade foi interpretado como sendo uma planície de maré carbonática rasa, em zona de supramaré com lagos subordinados, associados a depósitos de ambiente marinho raso.

A associação das litofácies desta formação é caracterizada por uma unidade de fácies, tendo a mesma, três fácies dominantes e uma subordinada, conforme mostrado no quadro 2.20.

Idade e Paleontologia

Estudando as rochas desta unidade, Mesner & Wooldridge (*op. cit.*) definiram como sendo de idade cretácea inferior, assinalando a presença de Anomia, Arca e Corbula, que associado a evidências palinológicas, permitiram esta datação.

Lima (1981, *apud* Caputo, *op. cit.*) baseado, principalmente, em conteúdo fóssil, definiu a Formação Codó como sendo de idade neo-aptiana a eo-albiana.

Neste relatório, os autores adotam a idade cretácea inferior, definida por Mesner & Wooldridge (*op. cit.*).

2.3.3.12 Formação Itapecuru – Cretáceo – Ki

Histórico

Lisboa (*op. cit.*) trabalhando em sedimentos aflorantes nos vales dos rios Itapecuru e Alpargatas, a norte da cidade de Pastos Bons, estado do Maranhão, denominou-os de Camadas Itapecuru.

Campbell (*op. cit.*) posicionou as Camadas Itapecuru de Lisboa (*op. cit.*) na categoria de formação, denominando de Formação Itapecuru os sedimentos ocorrentes nas costas oriental do estado do Pará e ocidental do estado do Maranhão.

Vários autores, como: Molnar & Urdinea (1966), Aguiar (*op. cit.*), Northfleet & Melo (*op. cit.*), Barbo-

Quadro 2.19 – Descrição das litofácies.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURAS SEDIMENTARES/ ESTAÇÕES	COR/TEXTURA/LITOLOGIAS SUBORDINADAS	GEOMETRIA	INTERPRETAÇÃO
Clpp	Calcilutito com estratificação planoparalela	– Estratificação planoparalela – Estações: HA-144 e 145 – Foto: 58	– Cor cinza – Grã fina – Níveis milimétricos de veios de calcita espática. – Intercalações de laminitos algais	Lenticular	Planície de maré carbonática em zona de supramaré.
Pmo	Pelito com marcas onduladas	– Marcas onduladas – Estações: HA-144 e 145, JI-8 e 28 – Foto: 58	– Cor cinza-esverdeado – Leitos centimétricos	Tabular	Lagunar em planície de maré carbonática.
Camo	Calcarenito com marcas onduladas	– Marcas onduladas – Estratificação planoparalela – Estação: HA-145	– Cor cinza-esverdeado – Grã fina	Lenticular	Planície de maré carbonática em zona de supramaré.
Amo	Arenito com marcas onduladas	– Marcas onduladas – Estações: JI-8 e 28	– Cor rosa – Grã média	Tabular	Barra de *off-shore*.

Quadro 2.20 – Caracterização e associação das litofácies da Formação Codó.

Unidade Fácies	Fácies Dominantes	Fácies Subordinadas	Interpretação
A	Clpp, Camo, Amo	Pmo	Planície de maré carbonática rasa, em zona de submaré e lagos subordinados.

sa *et al.* (*op. cit.*), Costa (1977), Lima & Leite (*op. cit.*), Góes (1981), Petri & Fúlfaro (1983) teceram comentários em seus trabalhos sobre as litologias desta formação e suas relações de contato com as unidades adjacentes.

Neste trabalho, adota-se a denominação de Campbell (*op. cit.*) para designar uma seqüência de arenitos variegados, com intercalações de siltitos e argilitos avermelhados, pouco fossilíferos, aflorantes na Folha Marabá.

Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura

A Formação Itapecuru ocupa cerca de 30% da folha. Distribui-se em extensas áreas, nas porções norte, nordeste, centro-sul e centro-oeste.

Os melhores afloramentos estudados estão localizados ao longo de cortes de estradas, como na BR-230 (Transamazônica), BR-222, PA-150, PA-461, PA-153, TO-136, TO-496, caminhos vicinais e na ferrovia Ponta da Madeira-Carajás.

Na parte oriental da Folha Santa Inês (SA.23-Y-D), através de sondagem estratigráfica, realizada pela PETROBRAS, foi possível calcular a espessura desta formação, que atingiu 400m, 414m, 555m e 602m, nos furos PMS-7-1-MA, SLST-1-MA, PAF-4R-MA e PAF-3-MA, respectivamente.

Relações de Contato

Durante os trabalhos da Folha Marabá não foram observadas a relações de contato basal desta unidade, contudo Lima & Leite (*op. cit.*) descrevem que o contato entre as formações Codó e Itapecuru é concordante, podendo, entretanto, apresentar-se discordante, provavelmente devido a efeitos tectônicos.

Já o contato superior, observado nos trabalhos de campo, se faz de modo discordante, nas partes mais elevadas, com sedimentos da cobertura detrítica e/ou laterítica. Nas áreas de menores cotas, esta formação é recoberta por sedimentos atuais, localizados principalmente, ao longo dos rios Tocantins, Araguaia, Itacaiúnas, Sororó e Vermelho, entre outros.

Diagnose das Litofácies e dos Sistemas Deposicionais

Através dos parâmetros característicos descritos durante os trabalhos da Folha Marabá, foi possível individualizar dez litofácies na Formação Itapecuru, cujas descrições encontram-se resumidas no quadro 2.21.

Quadro 2.21 – Descrição das litofácies.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURAS SEDIMENTARES/ ESTAÇÕES/FOTOS	COR/TEXTURA/LITOLOGIAS SUBORDINADAS	GEOMETRIA	INTERPRETAÇÃO
App	Arenito com estratificação planoparalela	– Estratificação planoparalela e tabular – Estações: CF-1 e JI-7, 14 e 15	– Cor rosa-avermelhada – Grã fina a média – Seixos de quartzo e fragmentos de folhelhos – Arcosiano	Tabular	Barras de rios intrelaçados
Aal	Arenito arcosiano lenticular	– Estação: JI-14	– Cor rosa-avermelhado – Grã fina a média – Matriz silto argiloso – Lentes de pelito	Lenticular	Barras de rios intrelaçados
Ppp	Pelito com estratificação planoparalela	– Estratificação planoparalela – *Climbing* e *ripples* – Gretas de ressecamento – Estações: JI-7, 14, 15, 16, e 17; HA-52, 53, 174, 175, 191, 202, 203, 221, 227, 228 e 234 – Fotos: 59, 60 e 61	– Cor vermelha a amarelada	Tabular	Lagunar em planície de inundação
Act	Arenito com cruzada tangencial	– Estratificação cruzada tangencial de pequeno porte – Estações: HA-52, 172, 173, 191, 202, 203, 206, 215 e 216 – Foto: 62	– Cor cinza – Grã fina – Bem selecionado – Bastante friável	Lenticular	Dunas subaquáticas de rios entrelaçados
Aa	Arenito arcosiano	– Estratificação cruzada tangencial de pequeno e médio porte – *Grain fall* – *Grain follow* – Estações: HA-67, 68, 73, 87, 140, 149, 174, 175, 181, 188, 208, 219, 229, 232 e 237	– Cor cinza – Grã fina a média – Bem selecionado – Seixos disseminados – Bimodal	Lenticular	Depósito eólico oriundo do retrabalhamento de dunas e barras do sistema fluvial
Acs	Arenito com cimento silicoso	– Estratificação planoparalela – Estações: HA-89 e 138	– Cor cinza-avermelhada – Grã fina – Cimento silicoso – Bem selecionado	Tabular	Barras de rios entrelaçados
Csm	Conglomerado suportado pela matriz	– Grãos suportados pela matriz – Desorganizado – Estações: HA-181, 182, 191 e 197	– Seixos de quartzo – Matriz areno-argilosa – Fragmentos de arenito e argila	Lenticular	Leque fluvial proximal a mediano
Afm	Arenito de granulometria fina a média	– Estratificação cruzada tangencial – Estações: HA-196, 210, 217, 221 e 230	– Cor amarela-avermelhada – Grã fina a média – Seixos de quartzo disseminados	Lenticular	Dunas subaquáticas de rios entrelaçados
Agc	Arenito grosseiro e conglomerático	– Estratificação cruzada tangencial de pequeno porte – Estações: HA-233 e 234; JI-08 e 16	– Cor cinza a rósea – Grã grossa a conglomerática – Seixos de quartzo disseminados – Arcosiano	Lenticular	Dunas subaquáticas de rios entrelaçados
Ac	Arenito cinza	– Estratificação cruzada tangencial de pequeno porte – Marcas onduladas – Estações: HA-141, 142, 147 e 148	– Cor cinza – Grã fina – Bem selecionado	Lenticular	Dunas subaquáticas de rios entrelaçados

Ambientes de Sedimentação e Sistemas Deposicionais

As dez litofácies individualizadas nesta formação foram agrupadas em duas unidades de fácies, cujas litofácies predominantes e subordinadas, assim como a interpretação do sistema deposicional, estão resumidas no quadro 2.22.

Quadro 2.22 – Caracterização e associação das litofácies da Formação Itapecuru.

Unidade Fácies	Fácies Dominantes	Fácies Subordinadas	Interpretação
A	Act, Afm, Agc, Ac, App, Acs e Aal	Aa e Ppp	Barras e dunas subaquáticas de rios entrelaçados, associados a lagos em planície de inundação e eólicos oriundos do retrabalhamento das barras e dunas subaquáticas.
B	Csm	–	Leque aluvial na porção proximal a mediana.

O paleoambiente deposicional da Formação Itapecuru, na Folha Marabá, relaciona-se predominantemente a um sistema fluvial de rios entrelaçados com variação de energia, depósitos de lagos na planície de inundação e eólicos provenientes do retrabalhamento dos depósitos fluviais. Subordinadamente, registram-se depósitos de leques aluviais em porção proximal a mediana.

Idade e Paleontologia

Price (1947), em trabalhos de pesquisa, encontrou na ilha de Livramento, próximo à cidade de Alcântara, no estado do Maranhão, uma vértebra de dinossauro e outros fragmentos de ossos que indicam idades posteriores ao Triássico e anteriores ao Terciário, atribuindo aos depósitos sedimentares, fluviolacustres, a idade cretácea.

Mesner & Wooldridge (*op. cit.*) definiram a Formação Itapecuru como sendo de idade albiana, baseados em registros palinológicos, estabelecendo, inclusive, sua correlação com a Formação Tutóia, da Bacia de Barreirinhas.

Klein & Ferreira (1979) em trabalho de pesquisa paleontológica, na área de ocorrência da Formação Itapecuru, na região de São Luís, estado do Maranhão, e baseados na assembléia fossilífera existente naqueles sedimentos, constataram que os mesmos são de ambiente estuarino, e sugerem idade cenomaniana para esse conjunto.

Colares & Araújo (1987) estudaram raros moldes internos de foraminíferos e crustáceos (?), dentes e escamas de peixes mal preservados, supostamente colocados no Eo-Cretáceo.

Não foi feito, neste projeto, nenhuma análise palinológica, entretanto, corrobora-se a idade albiana definida por Mesner & Wooldridge (*op. cit.*).

2.3.4 Coberturas Detríticas e/ou Lateríticas – Terciário – TQc

Histórico

Matoso e Robertson (1959), em seu trabalho, informam que o termo Barreiras tem um significado fisiográfico, pois foi usado desde o século passado, referindo-se a uma estreita faixa sedimentar que bordeja a maior parte da costa brasileira. Estes autores, por considerarem indevida a denominação de Série ou Formação Barreiras, sugerem a substituição pela designação de Formação Cenozóica Indiferenciada ou Cenozóica Indivisa, até que trabalhos estratigráficos detalhados sejam realizados.

Braun (*op. cit.*) definiu como "depósitos neógenos indiferenciados", todas as coberturas que cobrem os remanescentes das superfícies de aplainamento do Ciclo Sul-Americano (King, 1956).

O Projeto RADAMBRASIL (*op. cit.*) definiu como sendo Formação Barreiras os sedimentos clásticos mal selecionados, de granulometria síltica a conglomerática, de coloração variando de amarela a vermelha. Os arenitos são caulínicos com lentes de folhelhos.

Góes (*op. cit.*) efetuou estudos dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, admitindo ser a Formação Ipixuna uma fácies da Formação Itapecuru.

Neste trabalho, considera-se como Coberturas Detríticas e/ou Lateríticas, os sedimentos imaturos de natureza arenosa, argilosa e laterítica, que localmente recobrem, discordantemente, as formações Xambioá, Pequizeiro, Pimenteiras e Itapecuru. Em âmbito regional, essas coberturas comparecem recobrindo parte de todas as unidades estratigráficas da Bacia do Parnaíba (Lima & Leite, *op. cit.*).

Modo de Ocorrência, Distribuição e Espessura

Esta unidade recobre aproximadamente 2% da folha, estando distribuída irregularmente por vários setores.

Nas porções nordeste, norte, noroeste e leste, ocorre em forma de platôs descontínuos, ocupando as porções topograficamente mais elevadas, capeando morros e elevações da Formação Itapecuru. Da mesma maneira, no centro e a sul da folha, ocorre capeando as rochas das formações Xambioá, Pequizeiro e Pimenteiras.

A espessura destas coberturas é irregular, pois depende de seu posicionamento com referência à bacia. Lima & Leite (*op. cit.*) informam em seu trabalho, que a espessura encontrada foi de 30m na região de Paragominas (estado do Pará). Entretanto, na área trabalhada, sua espessura é bastante reduzida, ficando em torno de 5m.

Relações de Contato

O contato com a Formação Itapecuru foi estudado nas estações JI-07 e 08 (corte na estrada PA-332) e JI-34 (corte na Estrada de Ferro Carajás-Ponta da Madeira), HA-191 (corte na estrada PA-150), HA-202 (corte na estrada PA-461) e HA-195 (caminho ao sul da cidade de Marabá), e definido como sendo discordante erosivo, confirmando os dados de Colares *et al.* (1989) na Folha Vitorino Freire, onde observaram também discordância erosiva, em afloramentos ao longo da rodovia BR-222.

Esse mesmo tipo de contato foi observado com as formações Xambioá, Pequizeiro e Pimenteiras.

Diagnose das Litofácies e dos Sistemas Deposicionais

Nos depósitos Terciários detríticos ocorrentes na Folha Marabá, foram individualizadas oito litofácies, cujas características principais são apresentadas no quadro 2.23.

Ambientes de Sedimentação e Sistemas Deposicionais

O sistema deposicional interpretado para o Terciário detrítico na Folha Marabá, relaciona-se a depósitos de leques aluviais, barras, lagos e preenchimento de canais de rios meandrantes.

A associação das litofácies e sua interpretação, estão resumidos no quadro 2.24.

Na Folha Marabá o perfil laterítico está representado por dois horizontes, descritos a seguir:

Plintito: são sedimentos de cor rosa-avermelhada, às vezes amarelada, matriz geralmente argilosa, contendo ainda restos de rocha alterada e pequenas manchas avermelhadas de concentrações de óxido de ferro, responsáveis pela presença, em alguns locais, de níveis de seixos de composição ferruginosa. Tal horizonte ocorre principalmente na porção nordeste, ao longo da estrada PA-332 (trecho São Félix/Vila Rondon) e ao longo da estrada de ferro Ponta da Madeira - Carajás.

Petroplintito: constituído de seixos e matacões de composição ferruginosa, arredondados a subarredondados, às vezes angulosos, presença local de *stone line* e matriz areno-argilosa.

Idade e Paleontologia

Estudando um fragmento de tronco silicificado, Jupiassu (1970) realizou estudos palinológicos, em sedimento caulínicos da localidade de Irituia, estado do Pará, identificando como sendo fósseis do grupo Angiospermae da família Humiriaceae, datando-os como do Terciário Inferior.

Neste relatório, os autores corroboram com a datação, definida por Jupiassu (*op. cit.*).

2.3.5 Coberturas Sedimentares dos Rios Araguaia, Tocantins, Itacaiúnas, Vermelho e Sororó – Quaternário – Qal

Este pacote de sedimentos foi definido como sendo coberturas sedimentares dos rios Araguaia, Tocantins, Itacaiúnas, Vermelho e Sororó, distribuído ao longo das margens desses rios e em suas planícies de inundação (foto 64).

Estas coberturas são constituídas por siltes, argilas, areias e cascalhos, originadas de um sistema fluvial entrelaçado e meandrante, assim como de ambiente lacustre.

Através da análise litológica e das feições morfológicas, foi possível individualizar 7 tipos de depósitos para esta unidade.

Depósitos de barras em pontal ou em meandros: são constituídos de areia fina a média, no lado interno dos canais meandrantes e silto-argilosas nas partes mais elevadas, evidenciando a diminuição

Quadro 2.23 – Descrição das litofácies.

LITOFÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURAS SEDIMENTARES/ ESTAÇÕES/FOTOS	COR/TEXTURA/LITOLOGIAS SUBORDINADAS	GEOMETRIA	INTERPRETAÇÃO
Acd	Arenito conglomerático desorganizado	– Níveis de seixos arredondados subarredondados – Estruturas tipo *stone line* – Estações: JI-4	– Cor avermelhada – Grã média a conglomerática – Composição quartzosa –Seixos de até 6cm de diâmetro	Tabular	Barra de rio meandrante
Cd	Conglomerado desorganizado	– Seixos suportados pela matriz – Arcabouço aberto – Estações: JI-10, 19, 20 e 26	– Grã grossa a conglomerática – Composição quartzosa – Matriz arenosa – Mal selecionado – Seixos variando de 1 a 6cm de diâmetro	Lenticular	Barra de rio meandrante
Afa	Arenito fino amarelado	– Bioturbação por raízes vegetais – Estações: JI-7, 18, 20 e 24	– Cor amarela – Grã fina a média – Matriz argilosa	Tabular	Barra de rio meandrante
Pcr	Pelito com *climbing* e *ripples*	– *Climbing* e *ripples* – Ondulações	– Cor avermelhada	Tabular	Lagunar em planície de inundação
Cdf	Conglomerado de *debris flow*	– Seixos suportados por grãos – Arcabouço fechado – *Debris flow* – Estações: JI-35 e HA-195 – Foto: 63	– Grã conglomerática – Seixos angulosos – Composição quartzosa – Mal selecionado – Matriz arenosa	Tabular	Leque aluvial porção proximal
Aco	Arenito conglomerático organizado	– Níveis de seixos arredondados – Seixos suportados pela matriz – Arcabouço aberto – Estação: JI-12	– Grã média a conglomerática – Composição quartzosa – Seixos variando de 1 a 10cm de diâmetro. – Arredondados a subarredondados – Matriz arenosa	Lenticular	Preenchimento de canais
Afc	Arenito fino a conglomerático	– Bioturbação por raízes vegetais – Estruturas tipo *stone line* – Estações: JI-22 e 40	– Cor amarela – Grã fina a conglomerática – Matriz areno-argilosa – Seixos de tamanho milimétrico a centimétrico	Tabular	Barra de rio meandrante
Co	Conglomerado organizado	– Seixos suportados pela matriz – Arcabouço aberto – Estações: JI-24, 27 e 36	– Matriz arenosa – Grã conglomerática – Seixos arredondados – Tamanho variando de 1 a 5cm de diâmetro – Composição quartzosa – Mal selecionado	Lenticular	Preenchimento de canais

Quadro 2.24 – Caracterização e associação Detríticas.

Unidade Fácies	Fácies Dominantes	Fácies Subordinadas	Interpretação
A	Cdf	–	Depósito de leques aluviais em porção proximal.
B	Cd, Afa, Afc, Co	Per, Aco e Acd	Barras de rios meandrantes, associados com depósitos de preenchimento de canais e lagunar em planície de inundação

de textura em direção ao topo das barras, formando a fácies de areia média a síltico-argilosa (Ams). Na parte externa desses canais são comuns feições de escorregamento e desbarrancamentos, sendo o primeiro, o principal fator responsável pelo deslocamento do canal.

Depósitos de canal: constituídos de areia de grã fina a média (Afm), localiza-se nas porções mais profundas do canal, apresentando leitos com mega *ripples* de crista sinuosa.

Depósitos de diques naturais: formados durante os períodos de cheia, ocorrem margeando o canal

principal. São constituídos de areia fina, silte e argila (Asa).

Depósitos residuais de canal: constituídos de areia grossa (Ag), de espessura reduzida, ocorrendo sob a forma lenticular e descontínua nas partes mais profundas do canal. A sua forma de leito é normalmente mega *ripples* de crista sinuosa.

Depósitos de planícies de inundação: formados durante o período de cheias, devido à precipitação de material em suspensão, são constituídos dominantemente de argila (P).

Depósitos de lagos: material oriundo da precipitação do material em suspensão nos lagos, são constituídos de argila de cor cinza plástica, contendo matéria orgânica e laminação planoparalela (Ppp).

Depósitos de conglomerados (Cg): constituídos por seixos centimétricos de quartzo, quartzito, fragmentos de calcário, argila e blocos de lateritos, apresentando arcabouço aberto, suportado por uma matriz areno-argilosa. Foram depositados provavelmente em porção proximal de leques aluviais (fotos 65 e 66).