



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitor

João Luiz Martins

Vice-Reitor

Antenor Barbosa Júnior

Pró-Reitor de Pesquisa e Pós-Graduação

Tanus Jorge Nagem

ESCOLA DE MINAS

Diretor

José Geraldo Arantes de Azevedo Brito

Vice-Diretor

Marco Túlio Ribeiro Evangelista

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Paulo César Souza



EVOLUÇÃO CRUSTAL E RECURSOS NATURAIS

CONTRIBUIÇÕES ÀS CIÊNCIAS DA TERRA – VOL. 18

TESE DE DOUTORAMENTO

Nº 26

**EVOLUÇÃO TECTONOSSEDIMENTAR DA BACIA DOS PARECIS –
AMAZÔNIA**

Ruy Benedito Calliari Bahia

Orientador

Marcelo A. Martins Neto

Co-orientadores

Maria Silvia Carvalho Barbosa

Augusto José Pedreira

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais do Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial à obtenção do Título de Doutor Ciências Naturais, Área de Concentração: Geologia Estrutural e Tectônica.

OURO PRETO

2007

Universidade Federal de Ouro Preto – <http://www.ufop.br>
Escola de Minas - <http://www.em.ufop.br>
Departamento de Geologia - <http://www.degeo.ufop.br/>
Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais
Campus Morro do Cruzeiro s/n - Bauxita
35.400-000 Ouro Preto, Minas Gerais
Tel. (31) 3559-1600, Fax: (31) 3559-1606 e-mail: pgrad@degeo.ufop.br

Os direitos de tradução e reprodução reservados.
Nenhuma parte desta publicação poderá ser gravada, armazenada em sistemas eletrônicos, fotocopiada ou reproduzida por meios mecânicos ou eletrônicos ou utilizada sem a observância das normas de direito autoral.

ISSN 85-230-0108-6

Depósito Legal na Biblioteca Nacional

Edição 1ª

Catálogo elaborado pela Biblioteca Prof. Luciano Jacques de Moraes do
Sistema de Bibliotecas e Informação - SISBIN - Universidade Federal de Ouro Preto

B151e Bahia, Ruy Benedito Calliari.
Evolução tecnossedimentar da bacia dos Parecis – Amazônia [manuscrito]
:Bacia dos Parecis / Ruy Benedito Calliari Bahia.
xvi, 121f. : il. color.; tabs. (Contribuições às ciências da terra. Série D, v.18, n. 26)
ISSN: 85-230-0108-6

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Augusto Martins Neto
Co-orientador: Prof. Dr. Augusto José Pedreira.
Co-orientadora: Profa. Dra Maria Silvia C. Barbosa.
Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de
Minas. Departamento de Geologia. Programa de Pós-graduação em Evolução
Crustal e Recursos Naturais.

1. Sedimentologia - Teses. 2. Geologia estratigráfica - Teses. 3 Amazonas, Rio,
Bacia - Teses. 4. Cratons - Teses. I. Universidade Federal de Ouro Preto. II. Título.

CDU: 551.7(811.3)

sisbin@sisbin.ufop.br

A

Deus,

Pelo dom da vida.

A meus pais (in memoriam),
pela educação que me deram.

À Maria, Felipe e Ana Letícia,
razões do meu viver.

Agradecimentos

À Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), pela minha liberação e pelo auxílio financeiro, sem os quais não teria sido possível a realização desta Tese.

À Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), particularmente ao Departamento de Geologia, pela oportunidade de realizar o Doutorado.

Ao Prof. Dr. Marcelo A. Martins Neto, pela orientação, apoio e auxílio em todas as fases dessa pesquisa.

À Prof^ª. Dra. Maria Silvia Carvalho Barbosa pelo apoio dado durante a realização desta pesquisa, pelas críticas e sugestões, e por sua participação no Comitê de Tese.

Ao Dr. Augusto José de C. L. Pedreira da Silva, pela co-orientação, críticas e sugestões dadas à esta pesquisa e pela sua participação no Comitê de Tese.

Ao colega Luiz Gabriel Souza de Oliveira pela ajuda na elaboração de algumas figuras de geofísica e discussões sobre o tema.

À bibliotecária da Residência da CPRM de Porto Velho Sra. Terezinha de Jesus Fôro pela ajuda nas pesquisas bibliográficas.

A todos os funcionários e colegas do Departamento de Geologia UFOP, que nas suas mais diversas atividades profissionais, colaboraram para a realização desta Tese.

Sumário

AGRADECIMENTO.....	ix
LISTA DE FIGURAS.....	xi
RESUMO.....	xv
ABSTRACT.....	xvii
I – CAPÍTULO 1. CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	1
1.1- Introdução.....	1
1.2- Localização e Vias de Acesso.....	2
1.3- Fisiografia e Geomorfologia.....	2
1.4- Metodologia de Trabalho.....	5
CAPÍTULO 2. GEOLOGIA REGIONAL	9
2.1- Revisão Bibliográfica – Bacias Sedimentares.....	9
2.2 - Revisão Bibliográfica - As Bacias Sedimentares Fanerozóicas do Brasil.....	10
2.3 - O Embasamento do Cráton Amazônico e suas Províncias Estruturais.....	13
2.4 - Tectônica do Cráton Amazônico.....	18
2.5 - A sedimentação proterozóica da borda oeste do Cráton Amazônico: a Formação Palmeiral na Bacia de Rondônia.....	20
2.6 - Estratigrafia e sedimentação fanerozóica do Cráton Amazônico	26
2.6.1 - Bacia do Alto Tapajós	26
2.6.2 - Bacia do Acre.....	29
2.6.3 -Bacia do Amazonas.....	35
2.6.4- Bacia do Solimões.....	44
CAPÍTULO 3 – GEOLOGIA E GEOFÍSICA DA BACIA DOS PARECIS	51
3.1- Introdução.....	51
3.2 - Geologia da Bacia dos Parecis.....	52
3.3 - Gravimetria e Magnetometria da Bacia dos Parecis.....	57
3.3.1- Gravimetria.....	58
3.3.2- Magnetometria.....	62
3.3.3- Modelagem Gravimétrica.....	66
3.4 - Estratigrafia da Bacia dos Parecis.....	70
3.4.1 - Introdução.....	70
3.4.2 - Estratigrafia.....	72
3.5 - Paleogeografia e correlação com as bacias paleozóicas interiores.....	95
3.6 - Análise Tectônica da Bacia dos Parecis.....	100
CAPÍTULO 4. DISCUSSÃO.....	105
CAPÍTULO 5 CONCLUSÕES.....	107
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	109
BANCA EXAMINADORA (Ficha de Aprovação).....	115

Lista de Ilustrações

Figura 1.1- Mapa de situação da Bacia dos Parecis.....	2
Figura 1.2- Imagem de satélite (TM-LANDSAT 7) da Bacia dos Parecis.....	3
Figura 1.3 - Modelo Digital do Terreno da Bacia dos Parecis.....	4
Figura 1.4 - Vista panorâmica de sul para norte da Bacia dos Parecis.....	5
Figura 1.5 - Articulação das folhas que cobrem a Bacia dos Parecis.....	5
Figura 2.1 - Principais bacias sedimentares fanerozóicas do Brasil.....	11
Figura 2.2 - As Províncias do Cráton Amazônico (modificado de Tassinari & Macambira 1999 e Santos 2003).....	14
Figura 2.3 - A porção sudoeste do Craton Amazônico dividida em terrenos geológicos (modificado de Amorim <i>et al.</i> 1999).....	18
Figura 2.4 - Quadro Tectônico da Amazônia do Mesoproterozóico ao Paleozóico (adaptado de Costa e Hasuí 1997).....	19
Figura 2.5 - Mapa geológico da Serra dos Pacaás Novos inserida na Bacia de Rondônia.....	20
Figura 2.6 - Mapa com as paleocorrentes nos sedimentos da Formação Palmeiral.....	23
Figura 2.7 - Correlação da Formação Palmeiral com outras unidades do Cráton Amazônico (modificado de Saes 1986).....	24
Figura 2.8 - Mapa Tectônico da Serra dos Pacaás Novos.....	25
Figura 2.9 - Localização e contexto geológico das bacias do Alto Tapajós, Acre, Amazonas, Solimões e Parecis.....	26
Figura 2.10 - Carta estratigráfica da Bacia do Alto Tapajós (modificada de Teixeira 2001).....	27
Figura 2.11 - Seção geológica esquemática da Bacia do Alto Tapajós (Teixeira 2001).....	28
Figura 2.12 - Carta Estratigráfica da Bacia do Acre.....	32
Figura 2.13 - Compartimentação tectônica da Bacia do Acre (Oliveira 1994).....	33
Figura 2.14 - Seção geológica esquemática da Bacia do Acre (www.anp.gov.br).....	34
Figura 2.15 - Mapa de localização e contexto geológico da Bacia do Amazonas.....	36
Figura 2.16 - Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas (www.anp.gov.br).....	38
Figura 2.17 - Compartimentação tectônica da Bacia do Amazonas (Wanderley Filho 1991).....	39
Figura 2.18 - Seção geológica esquemática da Bacia do Amazonas (www.anp.gov.br).....	44
Figura 2.19 - Carta Estratigráfica da Bacia do Solimões (www.anp.gov.br).....	45
Figura 2.20 - Compartimentação Tectônica da Bacia do Solimões.....	47

Figura 2.21 - Seção geológica esquemática da Bacia do Solimões (www.anp.gov.br).....	48
Figura 3.1 - Mapa de localização da Bacia dos Parecis em relação as demais bacias paleozóicas brasileiras.....	51
Figura 3.2 - Projetos desenvolvidos pela CPRM na Bacia dos Parecis.....	52
Figura 3.3 - Seqüências estratigráficas da Bacia dos Parecis (modificado de Teixeira 2001).....	54
Figura 3.4 - Carta Estratigráfica da Bacia dos Parecis.....	56
Figura 3.5 - Mapa Base dos levantamentos gravimétricos e magnéticos da Bacia dos Parecis.....	58
Figura 3.6 - As unidades tectônicas principais da Bacia dos Parecis e as anomalias gravimétricas retiradas do mapa gravimétrico Bouguer da América do Sul (Breville1977).....	59
Figura 3.7 - Mapa gravimétrico Bouguer da Bacia dos Parecis.....	60
Figura 3.8 - Mapa gravimétrico residual da Bacia dos Parecis.....	61
Figura 3.9 - Mapa magnético do Campo Total da Bacia dos Parecis.....	63
Figura 3.10 - Mapa magnético com a integração dos lineamentos magnéticos-gravimétricos da Bacia dos Parecis.....	64
Figura 3.11 - Mapa da estimativa de profundidade do embasamento através da deconvolução de Euler-3D.....	66
Figura 3.12 - Mapa gravimétrico da Bacia dos Parecis (A) com os perfis gravimétricos modelados (B), apresentando a camada sedimentar (cinza), sobre o embasamento cristalino (vermelho).....	68
Figura 3.13 - Domínios tectônicos da Bacia dos Parecis.....	69
Figura 3.14 - Mapa geológico da Bacia dos Parecis.....	71
Figura 3.15 - Seção geológica esquemática da Bacia dos Parecis.....	72
Figura 3.16 - Seção da Sub-bacia de Rondônia, mostrando os grabens de Pimenta e do Colorado e as unidades estratigráficas da Bacia do Parecis.....	72
Figura 3.17 - Coluna estratigráfica da Formação Cacoal.....	74
Figura 3.18 - Arenito da Formação Cacoal aflorante na BR-364, próximo da cidade homônima.....	74
Figura 3.19 - Intercalação de folhelhos e siltitos da Formação Cacoal.....	75
Figura 3.20 - Mina de calcário dolomítico da Formação Cacoal.....	75
Figura 3.21 - Coluna estratigráfica da Formação Furnas vista ao longo da BR-158.....	76
Figura 3.22 - Icnofósseis da Formação Furnas encontrados na BR-158.....	77
Figura 3.23 - Coluna estratigráfica da Formação Ponta Grossa.....	77
Figura 3.24 - Seção fotográfica expondo sedimentos pelíticos da Formação Ponta Grossa aflorante	

na BR-158	78
Figura 3.25 - Coluna estratigráfica da Formação Pimenta Bueno na região de Rolim de Moura (Bahia & Pedreira, 1996).....	79
Figura 3.26 - Tilito de ambiente sub-glacial da Formação Pimenta Bueno.....	79
Figura 3.27 - Tilito de ambiente sub-glacial da Formação Pimenta Bueno, aflorante na RO-482, próximo da usina de calcário da EMAL.....	80
Figura 3.28 - Folhelho marron do depósito de overbank da Formação Pimenta Bueno na BR-364.....	80
Figura 3.29 - Coluna estratigráfica da Formação Fazenda da Casa Branca (Bahia & Pedreira 1996).....	81
Figura 3.30 - Arenito com estratificação cruzada tabular da Formação Fazenda da Casa Branca.....	82
Figura 3.31 - Detalhe da estratificação do arenito da Formação Fazenda da Casa Branca.....	82
Figura 3.32 - Detalhe do conglomerado da Formação Fazenda da Casa Branca.....	83
Figura 3.33 - Basalto da Formação Tapirapuã com diferentes níveis de intemperismo.....	84
Figura 3.34 - Detalhe da esfoliação esferoidal do basalto da Formação Tapirapuã.....	84
Figura 3.35 - Coluna estratigráfica da Formação Rio Ávila.....	86
Figura 3.36 - Exposição do arenito eólico na BR-070, próximo ao povoado de Paredão Grande.....	86
Figura 3.37 - Exposição na BR-364 do arenito eólico da Formação Rio Ávila.....	87
Figura 3.38 - Exposição de arenito eólico da Formação Rio Ávila, na RO-399.....	87
Figura 3.39 - Kimberlito intrudido no folhelho da Formação Pimenta Bueno.....	88
Figura 3.40 - Coluna estratigráfica do Grupo Parecis, composta por perfis levantados no sul da bacia (base), no centro da mesma (parte média) e na estrada entre Colorado do Oeste e Vilhena,(parte superior).....	89
Figura 3.41 - Conglomerado da Formação Salto das Nuvens próximo de Tangará da Serra.....	90
Figura 3.42 - Detalhe do conglomerado da Formação Salto das Nuvens.....	91
Figura 3.43 - Arenito bimodal da Formação Utiariti com estratificação cruzada em cunha de grande porte.....	92
Figura 3.44 - Arenito eólico da Formação Utiariti na RO-399.....	92
Figura 3.45 - Canais fluviais com depósito de <i>leg</i> na Formação Utiariti, aflorante na RO-399.....	93
Figura 3.46 - Seção fotográfica mostrando depósito lacustre da Formação Utiariti.....	93
Figura 3.47 - Cascalho cimentado com óxido de ferro no topo da Formação Utiariti.....	94
Figura 3.48 - Crosta laterítica com superfície erosiva na base da Cobertura Inconsolidada.....	94
Figura 3.49 - Cobertura Inconsolidada da Bacia dos Parecis, mostrando os processos de erosão	

recente.....	94
Figura 3.50 - Correlação da bacia dos Parecis com as demais bacias paleozóicas brasileiras (modificado de Milani(1997) e Teixeira(2001).....	98
Figura 3.51 -Imagem magnética de pseudoiluminação de uma pequena porção da Bacia dos Parecis, mostrando os riftes precusores da mesma (textura lisa), embasada na interpretação do mapa magnético de contagem tootal e na configuração dos terrenos da porção sudoeste do Cráton Amazônico, contendo a sedimentação proterozóica (azul) e a sedimentação paleozóica (verde).....	101
Figura 3.52 - Blocos diagramas mostrando a evolução da porção oeste da Bacia dos Parecis.....	102

Resumo

A Bacia dos Parecis está localizada na região centro-oeste do Brasil, na porção sudoeste do Cráton Amazônico, entre os cinturões de cisalhamento Rondônia e Guaporé, correspondendo ao Bloco Parecis de Hasuí *et al.*(1984). Está dividida, de oeste para leste, em três domínios tectono-sedimentares: o extremo oeste é uma depressão tectônica, a porção central é um baixo gravimétrico e o extremo leste é uma bacia interior tipo *sag*.

Durante o Paleozóico a região Amazônica foi afetada por um evento extensional, quando foram depositados na Bacia dos Parecis, desde o Ordoviciano até o Eopermiano, as formações Cacoal, Furnas, Ponta Grossa, Pimenta Bueno e Fazenda da Casa Branca. A Formação Cacoal é composta de conglomerados, grauvacas, folhelhos e dolomitos, interpretados como depositados em leques aluviais, deltas e lagos. Os ambientes deposicionais das formações Furnas e Ponta Grossa, compostas respectivamente de arenitos com seixos e folhelhos, são interpretados como depositados em ambientes de planície de maré e marinho, respectivamente. Os conglomerados, folhelhos e arenitos da Formação Pimenta Bueno, e conglomerados, arcóseos e folhelhos da Formação Fazenda da Casa Branca são interpretados como glacial ou periglacial. Desde o Permiano ao Triássico existe uma lacuna no registro estratigráfico da Bacia dos Parecis.

Durante o Mesozóico a região Amazônica foi novamente afetada por outro evento extensional, quando depressões foram preenchidas por rochas vulcânicas e sedimentares. Na Bacia dos Parecis foram depositados, no Jurássico, os arenitos eólicos da Formação Rio Ávila, cobertos pelos derrames basálticos das formações Anari e Tapirapuã. No Cretáceo o Grupo Parecis, composto de conglomerados e arenitos, foi depositado em ambientes fluvial e eólico. Corpos kimberlíticos do Cretáceo cortam os sedimentos nas porções noroeste e sudeste da bacia.

A Bacia dos Parecis está coberta discordantemente por arenitos e pelitos cenozóicos depositados em uma crosta laterítica desmantelada.

Os dados gravimétricos e magnéticos da Bacia dos Parecis foram adquiridos pelo IBGE, PETROBRAS e CPRM. Os mapas gravimétricos e magnéticos da bacia, obtidos através de tratamento no software Oásis da Geosoft, mostram uma grande anomalia negativa que se destaca no interior do Cráton Amazônico, com desvio do campo regional da ordem de -40 mgal.

Após os trabalhos de Teixeira (1993) e Siqueira (1989), embasados em dados geofísicos e geológicos, a bacia foi dividida, de oeste para leste, em três domínios tectono-sedimentares: o extremo oeste é uma Fossa Tectônica de Rondônia; a porção central é um baixo gravimétrico e o extremo leste é a Bacia do Alto Xingu.

O *trend* estrutural regional de direção leste-oeste, com desvio do campo regional da ordem de -80 mgal, evidencia o prosseguimento para leste, por baixo da seqüência mesozóica, dos grabens de Pimenta Bueno e Colorado, os quais compõem a fossa Tectônica de Rondônia. A existência deste depocentro é suportada pelo método da Decovolução de Euler, a partir do software da Geosoft, o qual é um procedimento de inversão que visa obter uma estimativa da profundidade do topo do corpo geológico que gera a anomalia gravimétrica ou magnética. Desta forma, pôde-se estimar a profundidade do Embasamento Cristalino da Bacia dos Parecis.

Abstract

The Parecis basin is located in central-western Brazil, on the southwestern part of the Amazon craton, between the Rondônia and Guaporé fold belts. From west to east, the Parecis basin can be divided into three tectono-sedimentary domains: a tectonic low to the west, a central compartment characterized by a negative gravimetric anomaly, and a interior sag to the east.

During the Paleozoic (Ordovician to Early Permian), the Amazon region was affected by an extensional event, when the Cacoal, Furnas, Ponta Grossa, Pimenta Bueno and Fazenda da Casa Branca formations were deposited in the Parecis basin. The Cacoal Formation is composed of conglomerates, wackes, shales and dolomites, interpreted as deposited in alluvial fans, deltas and lakes. The pebbly sandstones and shales of the Furnas and Ponta Grossa formations are interpreted as deposited, respectively, in tidal flats and marine environments. Glacial or glacial-influenced environments are suggested for the conglomerates, sandstones and shales of the Pimenta Bueno and Fazenda da Casa Branca formations. The sedimentary record of Parecis basin shows a stratigraphic gap from Permian to Triassic.

Mesozoic volcanic and sedimentary successions record another extensional event in the Amazon region. This event is represented in the Parecis basin by the eolian sandstones of the Jurassic Rio Ávila Formation and the basalts of the Anari and Tapirapuã formations. The sandstones of the Parecis Group have been deposited during the Cretaceous in fluvial and eolian environments. Cretaceous kimberlite bodies cut the sediments in the northeastern and southeastern parts of the Parecis basin. Cenozoic sandstones and mudstones cover unconformably the deposits of the Parecis basin.

Gravity and magnetic data of the Parecis basin have been acquired by IBGE, PETROBRAS and CPRM. Gravimetry and magnetometry maps obtained using software Oasis/Geosoft show an extensive negative anomaly in the interior of the Amazon Craton, with an average deviation from regional field of -40 mgal. The east-west regional structural trend with a deviation from regional field of -80 mgal evidences the eastward continuity of Pimenta Bueno and Colorado grabens beneath the Mesozoic succession, building the Rondônia tectonic low. The existence of this structure is supported by the Euler Deconvolution map, obtained through an inversion procedure that allows an estimation of the anomaly (Basement) depth.

CAPÍTULO 1

CONSIDERAÇÕES GERAIS

1.1 - INTRODUÇÃO

O presente capítulo apresenta uma primeira tentativa de registrar a evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis a partir de dados geofísicos e geológicos.

O Fenerozóico na borda oeste do Cráton Amazônico é caracterizado pela presença de extensas coberturas sedimentares relacionadas ao Paleozóico (Formações Cacoal, Pimenta Bueno e Fazenda da Casa Branca), ao Mesozóico (Formação Rio Ávila e Grupo Parecis) e Cenozóico (Cobertura do Guaporé). Além dessas seqüências sedimentares ocorrem rochas intrusivas básicas (Formação Anari/Tapirapuã) e ultrabásicas (kimberlitos) relacionadas ao Cretáceo.

A Bacia dos Parecis é uma das maiores bacias intracratônicas brasileiras, está na região amazônica do Brasil, nos estados de Rondônia e Mato Grosso. Localiza-se entre as bacias do Solimões, Alto Tapajós e Paraná, abrangendo uma área de 500.000km². Acumula aproximadamente 6.000 metros de sedimentos predominantemente siliciclásticos, relacionados ao Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico. Ocupa a borda SW do Cráton Amazônico entre os cinturões de cisalhamento Rondônia e Guaporé.

Desde 1988 a bacia tem sido alvo de pesquisa para hidrocarbonetos desenvolvida pela PETROBRÁS através de levantamentos aeromagnetométricos; perfis sísmicos e gravimétricos. Os resultados desses trabalhos viabilizaram a execução de dois poços estratigráficos realizados em 1993 e 1995.

Entretanto, percebe-se que pouca atenção foi dada ao mapeamento de superfície na Bacia dos Parecis. Portanto, era necessária uma revisão de todas as informações disponíveis sobre a bacia; um mapeamento geológico atualizado; uma análise estratigráfica detalhada das seções paleozóica, mesozóica e cenozóica da bacia, estabelecendo uma nova coluna litoestratigráfica, compatível com os novos dados geológicos, sua relação com a sedimentação proterozóica e sua correlação com as demais bacias paleozóicas brasileiras. Através dos dados geofísicos objetiva-se elaborar um modelo de evolução tectonossedimentar e definição das seqüências sedimentares que preenchem a Bacia dos Parecis; a modelagem gravimétrica da mesma; a definição do arcabouço tectono-estrutural, através da interpretação dos grandes lineamentos que compõem o embasamento da bacia e a importância dos mesmos na evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis.

1.2 – LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A Bacia dos Parecis (Siqueira 1989), anteriormente denominada de Parecis–Alto Xingu (Schobbenhaus *et al* 1981), está localizada entre os paralelos 10^o e 15^o S e entre os meridianos 64^o e 54^o W. Os principais acessos até a bacia podem ser de Porto Velho-RO, através da BR-364, que corta sua porção sudoeste até a Cuiabá-MT. Ou desta capital do Estado de Mato Grosso, pela rodovia BR-163 que percorre a porção central da bacia no sentido sul-norte até o Estado do Pará. Outras estradas estaduais podem ser também utilizadas, conforme mostra a figura 1.1.

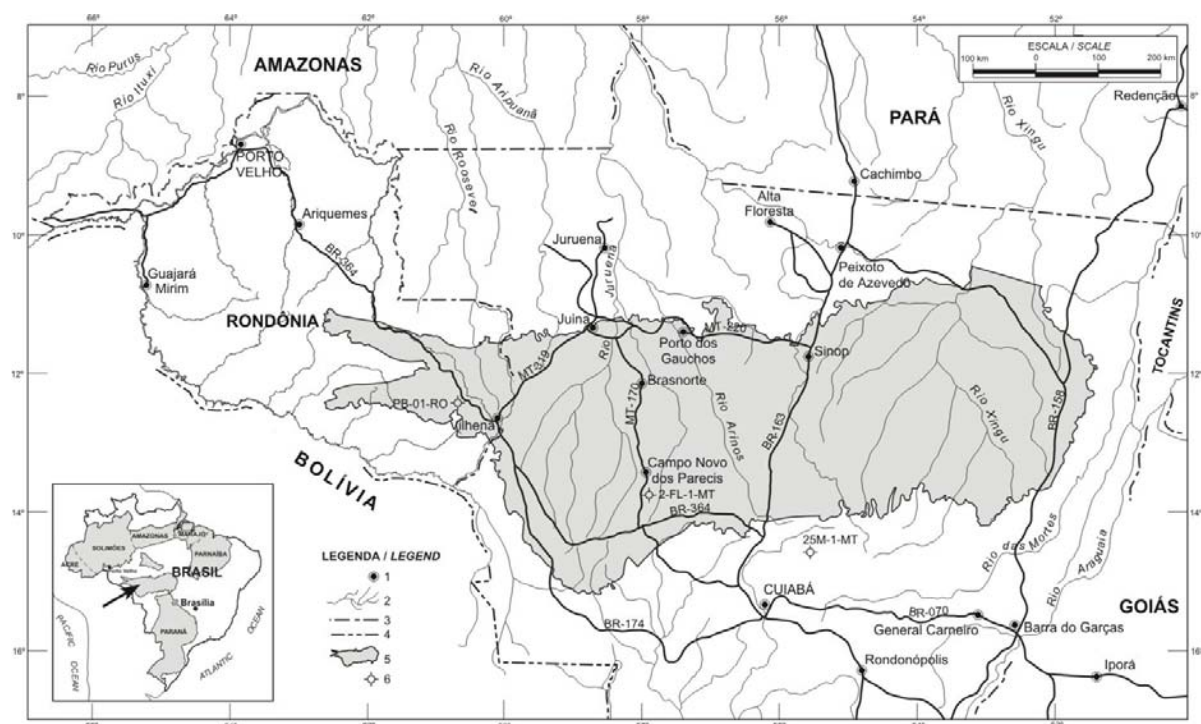


Figura 1.1 – Mapa de situação da Bacia dos Parecis.

1.3 - FISIOGRAFIA E GEOMORFOLOGIA.

A rede de drenagem que domina a região tem como principal elemento hidrográfico o Sistema Guaporé-Mamoré-Madeira. Este último tem em seu curso diversas cachoeiras, as quais impedem a navegação de embarcações de médio e grande porte. A partir da confluência com o rio Beni, passa a chamar-se Madeira, até o despejo de suas águas no rio Amazonas.

A cobertura vegetal na região oeste da Bacia dos Parecis é caracterizada pela presença da típica floresta amazônica, com mata fechada e árvores de grande porte, no meio da qual se destacam restos de campos naturais ou savanas, que representam testemunho de uma antiga vegetação de cerrado. Esta vegetação de cerrado é dominante na bacia e se intensifica a medida que se penetra na região centro oeste do Brasil (figura 1.2).

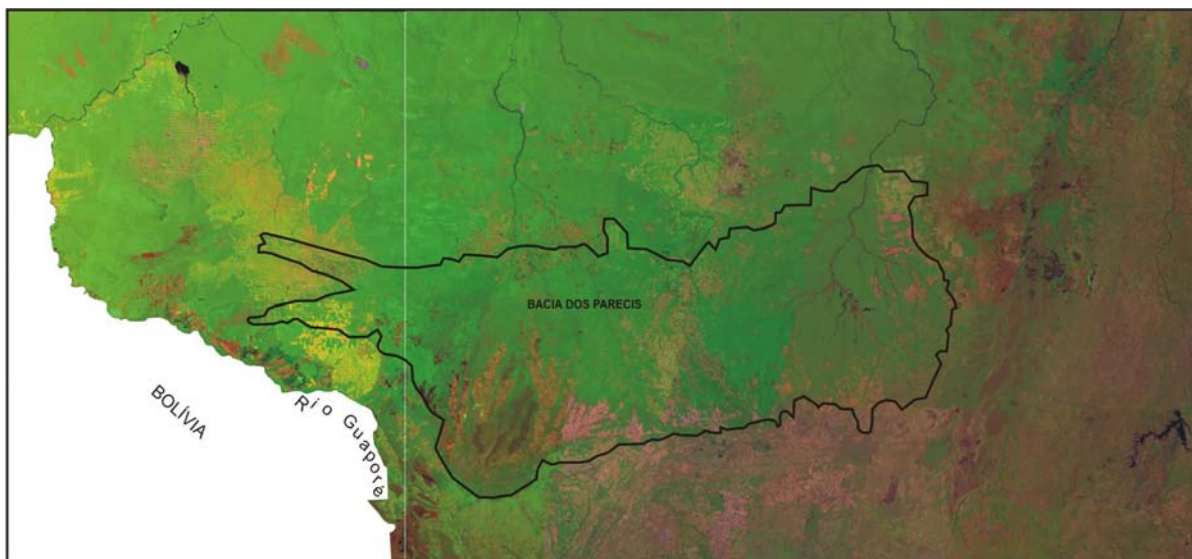


Figura 1.2 – Imagem de satélite (TM-LANDSAT 7) da Bacia dos Parecis.

O clima é caracterizado, como em toda a Amazônia Legal, por duas estações distintas: o verão, que vai de abril a outubro, correspondendo ao período de baixa precipitação pluviométrica; e o inverno, caracterizado por elevados índices pluviométricos, entre novembro e março. O clima da região é quente e úmido, com curta estação seca, temperatura média anual em torno de 26°C, índice pluviométrico com cerca de 2.100mm ao ano, e umidade relativa do ar chegando a 85%.

Os primeiros trabalhos referentes à geomorfologia do Estado de Rondônia datam de 1944, desenvolvidos pelo Prof. Fábio de Macedo Soares Guimarães, o qual identificou quatro tipos de terrenos geológicos, com características geomorfológicas distintas. Tais terrenos são: o embasamento cristalino relacionado ao Paleozoico e Mesoproterozóico; terrenos sedimentares relacionados ao Neoproterozóico, Paleozoico e Mesozoico e sedimentos do Plioceno e Quaternário.

Está limitada a norte pela Província Rondônia-Alta Floresta, correspondendo, em parte, ao embasamento da bacia. A leste e sudoeste encontra-se encoberta pelos sedimentos dos rios Araguaia e Guaporé, respectivamente. A sul o limite da bacia corresponde à faixa dobrada do Grupo Alto Paraguai.

Os chapadões areníticos englobam todos os planaltos tabulares, que sobressaem dos terrenos cristalinos aplainados, como as serras dos Parecis, Uopianes e Pacaás Novos. Estas serras estão alinhadas segundo uma direção geral E-W, se estendendo desde as margens do rio Mamoré até o Estado do Mato Grosso. Os arenitos e conglomerados das serras dos Uopianes e Pacaás Novos relacionam-se ao Neoproterozóico, enquanto que os arenitos e conglomerados da Serra dos Parecis estão relacionados ao Paleozoico, Mesozoico e Cenozoico .

O terreno sedimentar fanerozóico corresponde à Bacia dos Parecis, estendendo-se desde as margens do rio Guaporé, nas proximidades do Meridiano 52 até a bacia do rio Bananal, separada da

chapada pela Serra do Roncador, na altura do Meridiano 62. A geomorfologia da bacia é caracterizada por terrenos areníticos elevados, na porção sul da serra, preservados pela intensa lateritização, bem marcada pela coloração marrom da figura 1.2. Para norte domina a planície, onde a vegetação de cerrado ainda está preservada em grande parte da bacia, principalmente na bacia do rio Xingu, na porção leste, conforme está ressaltada com as tonalidades verdes da figura 1.2. As tonalidades cor de rosa são áreas desmatadas e em franco processo de erosão. A planície dos rios Guaporé e Mamoré corresponde aos terraços aluvionares terciários e quaternários, que formam faixas descontínuas ao longo do canal atual dos rios. Esta área está sujeita à constantes alagamentos, favorecendo a formação de pântanos, onde são facilmente identificáveis os canais abandonados e ainda colmatados.

O modelo digital do terreno indica cotas que variam de 200 metros de altitude, porção verde-escura no extremo oeste da bacia, atingindo os 900 metros, na porção sul da bacia (amarelo-pálido da Figura 1.3), correspondendo à borda sul da Bacia dos Parecis, onde ocorre os terrenos basálticos da Serra de Tapirapuã.

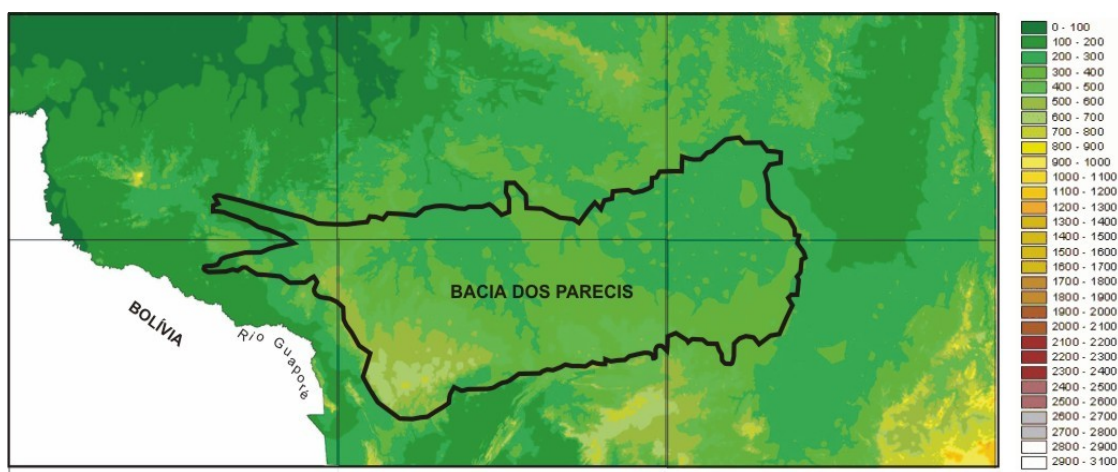


Figura 1.3 - Modelo Digital do Terreno da Bacia dos Parecis.

A Bacia dos Parecis é coberta, em sua maior parte, por cerrado, formando pequenos campos naturais, testemunhos remanescentes do clima semi-árido, com manchas de vegetação de grande porte, típica da Floresta Amazônica. Os sedimentos que circundam a serra são de natureza coluvionar depositados em leques aluviais, separados por pequenos vales. Os depósitos pantanosos ocorrem principalmente ao longo do vale dos rios Guaporé, Mamoré e Madeira, estando periodicamente sujeito às inundações durante os períodos de cheia. Essas planícies de inundação acompanham os canais destes rios e de seus principais afluentes, formando uma faixa de até 23km de largura, caracterizada por exuberante floresta tropical facilmente diferenciada dos campos do cerrado, na região Centro-Oeste (Figura 1.4).



Figura 1.4 - Vista panorâmica de sul para norte da Bacia dos Parecis.

1.4 – METODOLOGIA DE TRABALHO

O trabalho compreendeu uma etapa preliminar, durante a qual foram efetuadas a compilação e análise dos projetos desenvolvidos pela CPRM na região, que serviram como base para o desenvolvimento da pesquisa. Nesta etapa foi realizada também a fotointerpretação geológica, com o objetivo de identificar e delimitar as diferentes unidades dominantes na área. Nessa atividade foram utilizados fotos aéreas na escala 1:110.000 do Serviço Geográfico do Exército, e na escala 1:70.000 da LASA, além de sensores MSS-TM e radar nas escalas 1:100.000 e 1:250.000. Após a individualização das unidades fotogeológicas foram elaborados mapas geológicos preliminares, na escala 1:100.000, das folhas Porto Velho, Cuiabá, Juruena, Guaporé, Tocantins e Goiás (Figura 1.5), com base em imagens georeferenciadas dos satélites TM-LANDSAT 7 e JERS 1, com a geologia preliminar compatibilizada, que serviram como base para os trabalhos de campo.

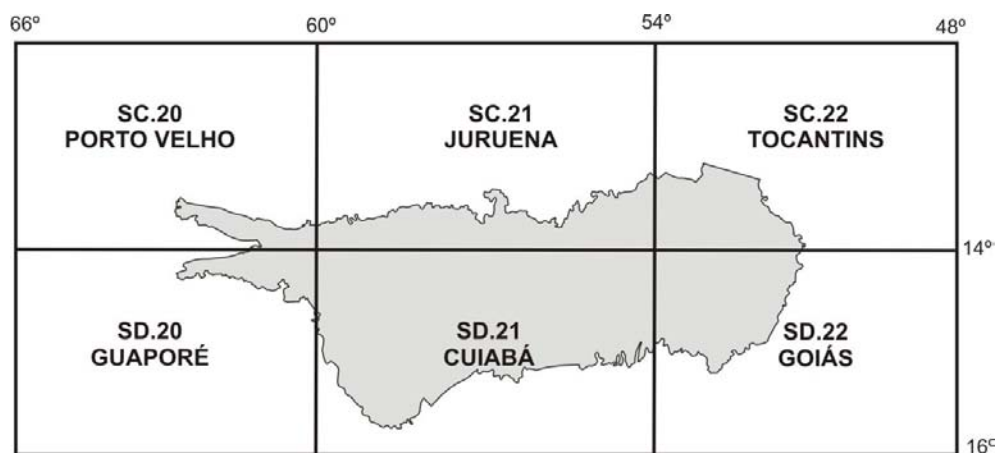


Figura 1.5 - Articulação das folhas que cobrem a Bacia dos Parecis.

Os trabalhos de campo constaram de perfis ao longo das rodovias federais e linhas de colonização do INCRA. Nos afloramentos foram realizadas seções fotográficas, bem como obtidas medidas com a bússola das estruturas presentes nos mesmos, dando especial atenção ao sentido das paleocorrentes, para definição do sistema deposicional segundo Miall (1985).

Em resumo as atividades desenvolvidas nesta etapa foram:

1 - Trabalho de escritório com o levantamento bibliográfico sobre a sedimentologia, estratigrafia e geologia estrutural desenvolvidos na Bacia dos Parecis, visando uma revisão das terminologias utilizadas para designar as coberturas ocorrentes nos estados de Rondônia e Mato Grosso, assim como enquadrar as unidades litoestratigráficas segundo os conceitos do Código Norte Americano de Nomenclatura Estratigráfica. Além disso foi realizada a interpretação das fotografias aéreas e imagens de satélite e radar, quando foi confeccionado o mapa geológico preliminar, além das seções utilizadas nos trabalhos de campo.

2 - Atividades de campo para o mapeamento geológico das associações faciológicas, na escala adequada para a interpretação e entendimento do sistema deposicional, através da análise de seções panorâmicas e medida das paleocorrentes. Durante esta etapa do trabalho é que foram separadas as unidades litoestratigráficas e sua cronologia relativa com base nas relações de campo e conteúdo fossilífero.

3 - Após o posicionamento na coluna estratigráfica de cada unidade da Bacia dos Parecis, foi elaborada uma nova carta estratigráfica da mesma, a qual foi correlacionada com as principais bacias paleozóicas interiores do Brasil.

4 - A Análise inicial do mapa de anomalia Bouguer da Bacia dos Parecis, obtido através da interpolação dos dados aéreos e terrestres, foi executada através do programa Oásis da Geosoft. Latitudes e longitudes foram convertidas para as coordenadas X e Y, usando a projeção Lambert.

5 - A modelagem gravimétrica foi elaborada através de três perfis idealizados e posicionados transversalmente às anomalias Bouguer negativas e apresentados no mapa gravimétrico terrestre. Para execução dos perfis foi considerada a profundidade de 35km para a descontinuidade de Moho e uma densidade de $2,8\text{g/cm}^3$ para o embasamento cristalino, correspondente a densidade média da Crosta Continental, e a densidade dos sedimentos variando exponencialmente com a profundidade.

6 - Os dados magnéticos também foram tratados através do programa Oásis da Geosoft, do qual foi gerado o Mapa Magnético de Campo Total da Bacia dos Parecis. A integração deste mapa magnético com o mapa de anomalias Bouguer foi uma ferramenta muito importante para a localização dos depocentros e altos estruturais no interior da Bacia dos Parecis.

7 - Outro método utilizado para se estimar a profundidade do embasamento cristalino da Bacia dos Parecis foi a Deconvolução de Euler (Euler 3D), feita com a utilização do software da Geosoft S.A., nos

dados magnéticos, a qual é um procedimento de inversão que visa obter uma estimativa da profundidade do topo do corpo geológico que gera a anomalia gravimétrica ou magnética.

8 - Finalmente após o tratamento dos dados de campo, integrados com os dados magnéticos e gravimétricos, foi possível a elaboração de um modelo evolutivo para a Bacia dos Parecis, bem como uma revisão de sua estratigrafia, definição de suas seqüências estratigráficas e correlação com as seqüências existentes nas demais bacias paleozóicas do Brasil.

2.1- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA - BACIAS SEDIMENTARES

A formação da crosta continental no Arqueano foi muito intensa, devido ao fracionamento termal no manto, em função da grande produção de calor radioativo no início da formação da Terra. O resultado foi que até o final do Arqueano (2.5Ga), 65% da crosta continental atual já tinha sido formada. No presente, esta crosta arqueana forma uma série de complexos escudos, circundados por faixas de crostas proterozóicas e fanerozóicas acrescidas. Processos de subducção e formação de zonas de suturas, acompanhados de plutonismo e metamorfismo regional, provocaram o espessamento, estabilização e cratonização da crosta. Portanto, somado aos inúmeros tipos de bacias formadas nas margens das placas continentais, ocorrem outras estruturas tectônicas no interior das placas, tais como: arcos, cadeias, domos, platôs e anticlinais, entre as quais se formaram depressões, subsidências, grabens, aulacógenos e as sinéclises ou bacias sedimentares intracratônicas.

As bacias sedimentares são importantes unidades geotectônicas presentes na crosta terrestre. São produtos de movimentos tectônicos que atuam na crosta, formando depressões preenchidas por sedimentos e/ou rochas vulcânicas. A classificação das bacias é de extrema importância para o entendimento do modelo deposicional e evolução geotectônica da mesma. De um modo geral, a classificação das bacias é feita com base em sua morfologia, arcabouço estrutural e seu posicionamento geotectônico.

As bacias sedimentares são unidades geotectônicas que se formam predominantemente por processos endógenos que atuam na litosfera terrestre, caracterizadas pelo seu processo de formação, preenchimento sedimentar e posicionamento na crosta. O entendimento desses processos é de fundamental importância para a classificação geotectônica das bacias, tornando-se a peça chave para a pesquisa de seus recursos minerais e energéticos.

Vários pesquisadores tentaram apresentar a classificação das bacias já conhecidas baseada em diversas características e modelamentos, dos quais destacamos as classificações de Dickinson (1974) e Kingston *et al* (1983).

Dickinson (1974) classifica as bacias de acordo com o ambiente tectônico no qual ela está instalada. Além do tipo de regime atuante entre as placas (distensivo, compressivo, transcorrente ou transformante), o referido autor considera o tipo de substrato litosférico (continental, oceânico ou

transicional); o tipo de limite entre as placas (convergente, divergente ou transformante) e o posicionamento da bacia em relação a estes limites. Em limites de placas divergentes (regime distensivo) a formação da bacia seria devido ao adelgaçamento crustal (fase rifte), seguida por um resfriamento crustal e conseqüente subsidência termal (fase pós-rifte). Nos limites das placas convergentes (regime compressivo) a subsidência da crosta é devido a uma compensação de carga, que provoca uma flexura na placa comprimida. Dickinson (op.cit.) diferencia as bacias formadas em ambientes divergentes ou convergentes, nos quais predominam os regimes distensivo ou compressivo, respectivamente. Por essa classificação as bacias formadas em ambientes distensivos são: aulacógenos, riftes proto-oceânicos e margens passivas. Ainda baseado na classificação de Dickinson (1974) as bacias formadas em ambiente compressivo são: fossa, antearco, retroarco e bacia de antepaís.

Kingston *et al* (1983) classificaram as bacias sedimentares baseados em todos os processos que atuam ao longo da história geológica da bacia, considerando os três principais parâmetros: a tectônica formadora da bacia; as seqüências deposicionais e a tectônica modificadora da mesma.

O primeiro evento é caracterizado pelo processo tectônico responsável pela formação da bacia. Para a definição de tal processo é importante reconhecer se a bacia foi instalada em uma crosta oceânica ou continental; se o regime envolvido no limite das placas é compressivo, distensivo ou direcional e a posição da bacia em relação ao limite das placas.

O segundo evento corresponde ao preenchimento da bacia e às seqüências envolvidas na mesma. Este preenchimento é realizado através de três seqüências deposicionais: a primeira é constituída de sedimentos essencialmente continentais (conglomerados, arenitos e folhelhos). A segunda seqüência, já em um estágio mais evoluído da bacia, corresponde a uma sedimentação essencialmente marinha de característica transgressiva, que recobre a seqüência continental constituída de arenitos, folhelhos e calcários. A terceira e última seqüência ocorre após uma regressão marinha e a sedimentação ocorre em ambiente continental, em condições sub-aquosa. É constituída de conglomerados, arenitos, carvão e calcário continental.

O terceiro e último evento reconhecido na evolução de uma bacia corresponde aos processos tectônicos deformadores da mesma. São responsáveis pela transformação da bacia em um cinturão de dobramento e/ou cisalhamento. As bacias sedimentares no geral têm sua origem relacionada ao movimento das placas. Formam-se tanto no interior, como nos limites das mesmas, sejam estas dominadas por processos compressivos, distensivos ou transcorrentes.

2.2-REVISÃO BIBLIOGRÁFICA - BACIAS SEDIMENTARES FANEROZÓICAS DO BRASIL

As bacias sedimentares fanerozóicas do Brasil (Figura 2.1) foram formadas após a acresção do Supercontinente Gondwana, a partir do Cambriano Superior, durante três estágios de evolução cratônica

(Neves 2002). Estes estágios estão relacionados ao Gondwana, denominados respectivamente de transição, estabilização e ativação (Almeida *et al.* 2000).

As rochas sedimentares que preenchem essas bacias compõem seis seqüências cratônicas. Nesse sentido, as seqüências cratônicas são “unidades litoestratigráficas de hierarquia superior a grupo, megagrupo ou supergrupo, traçáveis através de grandes áreas de um continente e limitadas por discordâncias de âmbito interregional”.

As rochas sedimentares pertencentes a essas seqüências ocorrem nas sinéclises paleozóicas e na base dos riftes interiores e costeiros. Elas correspondem a sucessivos eventos maiores de imersão da superfície da plataforma abaixo do nível de base regional e seu soerguimento subsequente. Discordâncias interregionais separam essas seqüências, as quais correspondem a seis ciclos tectono-sedimentares maiores (Almeida *et al.* 2000).



Figura 2.1 - Principais bacias sedimentares fanerozóicas do Brasil.

A primeira seqüência corresponde ao estágio de transição, denominada de seqüência Alfa, inclui rochas sedimentares, rochas vulcanossedimentares e rochas plutônicas (Almeida *et al.* 2000). Segundo esses autores, representações dessa seqüência podem ser encontradas nas antefossas molássicas (Alto Paraguai, na Província Amazônica; Lagarto-Tobias Barreto, na Província Borborema; Itajaí e Camaquã/Guaritas, na Província Mantiqueira) em algumas intrafossas menores (Juá, na Província Borborema e parte de Camarinha, na Província Mantiqueira), entre outros locais, como bacias *strike-slip*, relacionadas à presença de cinturões de cisalhamento. Uma feição interessante dessa seqüência é sua

presença em grábens precusores das bacias do Parnaíba (p.ex., grábens Jaibaras e Bequimão) e do Paraná (Almeida *et al.* 2000), pertencentes às províncias sedimentares do Meio Norte e do Sul, respectivamente.

Após o estágio de transição ocorre o estágio de estabilização constituído pelas seqüências Beta, Gama, Delta e Delta-A.

A seqüência Beta é formada por sedimentos continentais, apresentando transições para sedimentos marinhos fossilíferos, que assim caracterizam a primeira transgressão marinha sobre o cráton recém consolidado. Nas bacias do Solimões, Amazonas e Paraná, a transgressão foi de oeste para leste; na Bacia do Parnaíba, de sul para norte.

A seqüência Gama está presente em todas as sinéclises brasileiras, bem como nos principais sistemas de riftes paleozóicos. Ela corresponde a um ciclo marinho transgressivo-regressivo completo, do Eodevoniano ao final do Carbonífero Inferior, limitado no topo e na base por discordâncias regionais importantes.

A seqüência Delta corresponde ao último ciclo tectono-sedimentar paleozóico, que tem uma evolução complexa, e é limitado por uma discordância do Permiano Superior/Eo-Triássico. Uma diferenciação climática e paleogeográfica podem ser observadas nos registros sedimentares dessa seqüência entre as bacias sedimentares setentrionais (condições semi-áridas, sedimentos marinhos e fluviais) e as meridionais (sedimentos glaciais e glacio-marinhos).

A subseqüência Delta-A foi proposta por Soares *et al.* (1974, 1978), para reunir as rochas sedimentares de ambiente desértico prevaletentes no topo da seqüência Delta, que caracterizam amplas condições continentais, desde o período Eotriássico. Ocasionalmente, discordâncias locais separam-na da seqüência principal sotoposta (Delta). O final desta seqüência é diácrono e está relacionado com a fragmentação precoce do supercontinente (do Permiano ao Cretáceo Inferior), marcada pelos processos de rifteamento e magmatismo basáltico.

O terceiro estágio, conhecido como estágio de ativação, ocorreu do Mesozóico ao Terciário, constituindo as seqüências Epsilon e Zeta. Essas seqüências e suas ocorrências nas sinéclises do Amazonas, Parnaíba e Paraná, foram descritas em detalhe por Soares *et al.* (1974); seus aspectos mais importantes são expostos a seguir, de acordo com esses autores.

A seqüência Epsilon, que corresponde ao período Cretáceo, sucedeu um episódio de intenso vulcanismo, e é intercalada por outras manifestações vulcânicas de pequena expressão. Ela reflete um estágio novo na evolução do cráton, correspondendo a sua reativação. Esta seqüência tem a sua evolução

condicionada aos esforços que conduziram à ruptura do Supercontinente Gondwana e seu desenvolvimento foi contemporâneo à formação do rifte Sul Atlântico.

A seqüência Zeta engloba a sedimentação terciária no interior do continente brasileiro, revelando uma parada no seu movimento ascensional.

2.3-EMBASAMENTO DO CRÁTON AMAZÔNICO E SUAS PROVÍNCIAS ESTRUTURAIS

O Cráton Amazônico representa uma das maiores e menos conhecida área pré-cambriana do mundo, ocupando uma área de aproximadamente 4.400.000km². Está limitado a leste e sudeste pela Província Tocantins, a sudoeste, oeste e noroeste pelo Sistema Andino e a norte e nordeste pelas bacias da Margem Atlântica Equatorial.

Existem dois modelos principais para a divisão do Cráton Amazônico em placas e províncias, baseados em dados geofísico-estruturais e geocronológicos, respectivamente.

Amaral (1974) divide o Cráton Amazônico em províncias, com base em datações através do método Rb-Sr. Posteriormente, Cordani *et al.* (1979) fizeram algumas modificações no modelo de Amaral (op.cit.), no qual propõem a existência de um núcleo antigo (Arqueano ou Paleoproterozóico), em torno do qual diversas faixas móveis foram acrescentadas durante o Proterozóico.

Hasui *et al.* (1984) considerando as datações radiométricas, os mapas geofísicos e geológicos disponíveis, dividiram o cráton em doze blocos crustais ou paleoplacas, com características de terreno granito-greenstone, separados por suturas que corresponderiam a cinturões de cisalhamento, os quais foram reativados constantemente até o Fanerozóico.

Tassinari (1996) reinterpretando todos os dados geocronológicos disponíveis no Cráton Amazônico, além das datações através do método Sm-Nd, modifica os limites das províncias, mantendo a idéia de evolução para este cráton a partir da formação de um núcleo arqueano (Província Amazônia Central >2.5Ga), seguido de retrabalhamento e acreção dos cinturões móveis: Maroni-Itacaiunas (2.2 - 1.9Ga); Ventuari-Tapajós (1,90 - 1,80Ga); Rio Negro-Juruena (1.8 - 1.55Ga); Rondoniano-San Ignácio (1.45 - 1.3Ga) e Sunsás (1.25 - 1.00Ga). Tassinari & Macambira (1999), mantêm esta proposta de Tassinari (1996), apenas considerando as províncias Venturari-Tapajós, Rondoniana-San Ignácio e Sunsás 50 milhões de anos mais antigas (Figura 2.2).

Santos (in Bizzi *et al.*, 2003), além de proporem a mudança da denominação de Cráton Amazônico para Cráton Amazonas, criaram novas províncias com base essencialmente em dados U-Pb e Sm-Nd, bem como em diversos mapeamentos realizados pela CPRM. Assim, o Cráton Amazônico fica dividido nas províncias: Carajás, como um desmembramento da Província Amazônia Central; Província

Transamazonas, em substituição da Província Maroni-Itacaiunas; redefinição da Província Venturari-Tapajós, com a retirada dos terrenos da região de Ventuari, agora denominada de Província Tapajós-Parima; subdivisão da Província Rio Negro-Juruena em províncias Rio Negro e Rondônia-Juruena; ampliação da Província Sunsás em território brasileiro, englobando a antiga Província Rondoniana-San Ignácio, conforme mostrado na figura 2.2.

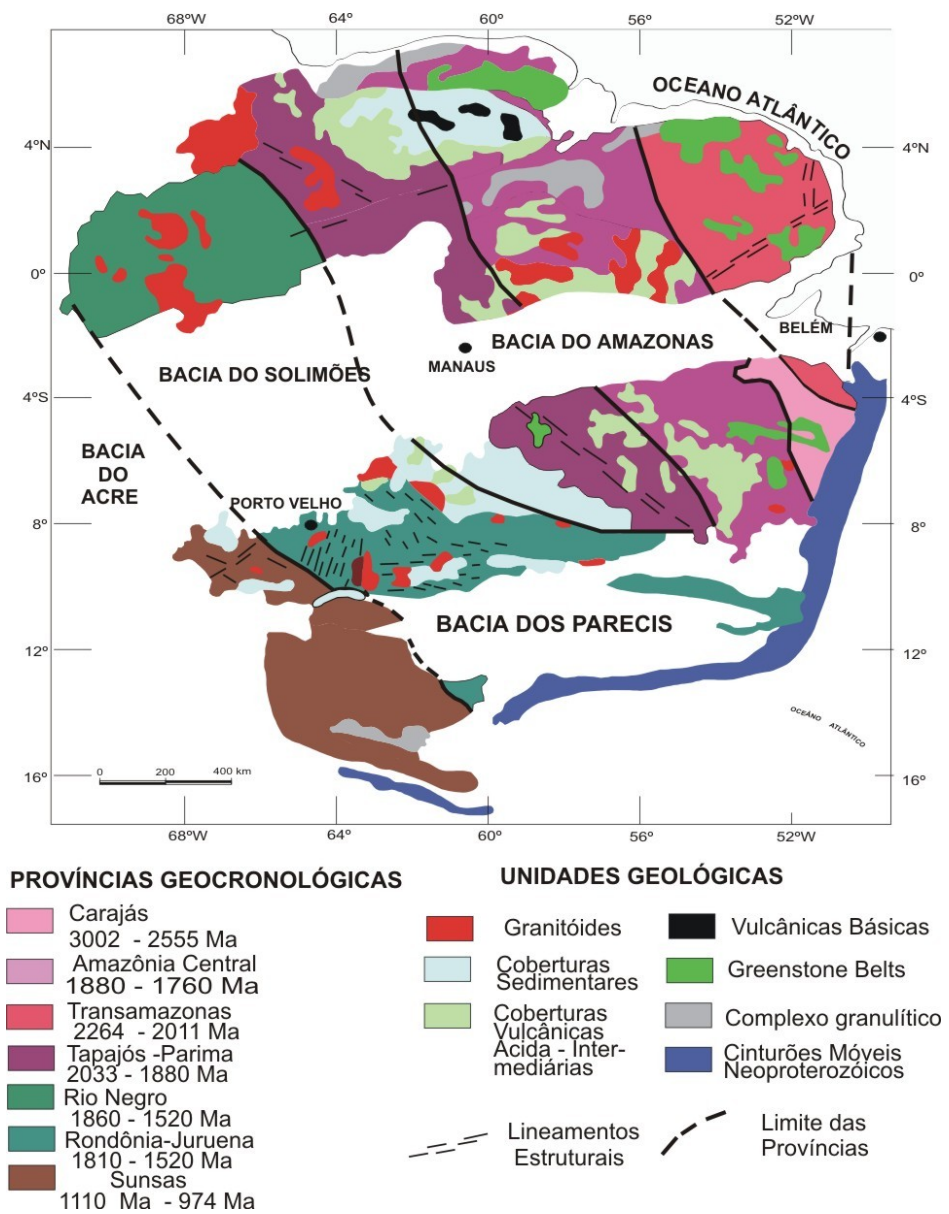


Figura 2.2 - As Províncias do Cráton Amazônico (modificado de Tassinari & Macambira 1999 e Santos 2003).

No âmbito do Estado de Rondônia, parte do Cinturão Móvel Rondônia-Juruena corresponde ao embasamento cristalino regional, denominado de Complexo Basal por Souza *et al.* (1975); de Complexo Xingú por Leal *et al.* (1978) e de Complexo Jamari por Isotta *et al.* (1978) e Escandolara *et al.* (1999). Este embasamento tem a forma aproximada de uma “cunha”, limitada por zonas de cisalhamento, caracterizadas pelo imbricamento de corpos litológicos, através de rampas frontais e oblíquas, com forte

componente direcional (Scandolara *et al.* 1995). É constituído predominantemente por rochas magmáticas e metamórficas, tais como biotita-gnaiss, migmatitos, granitos anatóticos, anfíbolitos, granulitos, charnockitos gabros e noritos. As assembléias minerais indicam um fácies de grau metamórfico variando de anfíbolito superior a granulito. As datações radiométricas disponíveis sobre esta unidade ainda são insuficientes para a elaboração de um quadro evolutivo mais preciso do embasamento cristalino regional.

Segundo Amaral (1974) as rochas mais antigas situam-se no intervalo de 1.700 a 2.000Ma. Isotta *et al* (1978) compilando os resultados de todas as análises relacionadas a este embasamento, mostraram que as datações pelo método Rb/Sr indicavam idades variando de 1042 a 1606Ma, enquanto que pelo método K/Ar indicavam idades de 877 a 2027Ma., evidenciando um amplo período de ativações tectono-termal-magmáticas.

Finalmente, Olzeswki (1988) datou as rochas charnockíticas pelos métodos Rb/Sr e Sm/Nd, obtendo respectivamente as idades de 1.415Ma e 1.325Ma, incompatíveis com o quadro geológico regional, corroborando um rejuvenescimento isotópico ou evento metamórfico mais recente.

Tassinari *et al.* (1996) reinterpretando o significado geológico de todas as análises geocronológicas, concluiu que o Cinturão Rio Negro-Juruena, do qual faz parte o Complexo Jamari, evoluiu a partir de material juvenil entre 1.85Ga a 1.55Ga.

Preenchendo uma bacia sedimentar tipo rifte formada sobre o embasamento cristalino, ocorre uma seqüência metavulcano-sedimentar denominada de Epimetamorfitos do Comemoração (Leal *et al.* 1978), Grupo Ji-paraná (Isotta *et al.*, 1978); Seqüência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia (Scandolara e Rizzotto 1992) e Grupo Nova Brasilândia (Rizzotto 1999), o qual é constituído de rochas metaígneas básicas, compondo a Formação Migrantinópolis e rochas metassedimentares clásticas, interpretadas como uma seqüência turbidítica terrígena-carbonática de mar profundo, constituindo a Formação Migrantinópolis. Esta seqüência metavulcano-sedimentar foi metamorfisada em condições de alta temperatura e baixa pressão, nos fácies anfíbolito superior e granulito.

As datações radiométricas disponíveis nessas rochas, mostram um agrupamento de idades no período entre 1.2Ga e 1.00Ga indicando acreção juvenil nesta porção do Cráton Amazônico, durante o Ciclo Sunsás.

Em caráter intrusivo, tanto no embasamento cristalino como nas rochas supracrustais, ocorrem diversos corpos graníticos anorogênicos, denominados de Unidade Precambriana I (Souza *et al.* 1975); Suíte Intrusiva Rondônia (Isotta *et al.* 1978) e Granito Serra da Providência (Leal *et al.* 1978) e Suíte Intrusiva Serra da Providência (Bettencourt 1995), com idade mais provável de 1.57Ga. Este domínio é

constituído por gnaisses ortoderivados, de composição granítica e granodiorítica, metamorfisados no fácies anfíbolito médio, além de vários corpos de granito com textura rapakivi.

O primeiro trabalho de cunho regional no Estado de Rondônia coube a Lobato *et al.* (1966), com o objetivo de fomentar a descoberta de novas jazidas de cassiterita, para o aumento da produção do minério restrita a alguns garimpos manuais nas aluviões dos igarapés. O referido trabalho revelou a presença de rochas pré-cambrianas, representadas por gnaisses, migmatitos, quartzitos, filitos e metarcóseos, sobre as quais se apresentam rochas mesozóicas que constituem as serras dos Parecis e Pacaás Novos, relacionadas à Formação Parecis, de Oliveira (1915). As camadas de arcóseo, com espessura superior a 100 metros, foram designadas como Formação Palmeiral.

Souza *et al.* (1975), durante os trabalhos de mapeamento geológico do Projeto Noroeste de Rondônia, denominaram os terrenos cristalinos de Complexo Basal, nos quais intrudiram os granitos estaníferos designados de Unidade Pré-Cambriana 1. Sobre esta suíte é que se depositaram os arenitos arcosianos, com níveis conglomeráticos e conglomerados relacionados à Formação Palmeiral.

Isotta *et al.* (1978) criaram o termo Complexo Jamari, para as rochas do embasamento cristalino que caracterizam especialmente os granulitos e charnockitos que afloram na bacia do rio homônimo. Estas rochas serviram como embasamento para os Grupos Ji-Paraná, Uatumã e Três Irmãos, constituídos respectivamente de rochas metamórficas de baixo grau, rochas vulcânicas e rochas sedimentares, estas últimas representadas por conglomerados e arenitos arcosianos, de origem fluvial, principais constituintes da Formação Palmeiral e arenitos ortoquartzíticos e siltitos, intercalados com tufos, designados de Formação São Lourenço. Cortando toda esta seqüência vulcânica e sedimentar ocorrem os granitos anorogênicos com mineralização de Sn, denominados pelos mesmos autores de Suíte Intrusiva Rondônia.

Leal *et al.* (1978), durante a execução do mapeamento da Folha SC.20-Porto Velho, estendem para a Amazônia Ocidental o Complexo Xingú, definido por Silva (1974), como o embasamento regional. As rochas metamórficas de baixo grau (xisto, filitos, quartzitos e itabiritos) foram denominadas de Epimetamorfitos do Comemoração. A seqüência sedimentar, antes designada como Formação Palmeiral, agora chamadas de Grupo Beneficente. Esses autores criaram o termo Grupo Guajará Mirim para englobar as rochas sedimentares e vulcânicas que sustentam a Serra dos Pacaás Novos. As rochas vulcânicas foram denominados de Formação Nova Floresta e os sedimentos constituídos de conglomerados e arenitos arcosianos, foram designados de Formação Pacaás Novos. Esta formação está cortada por granitos, granófiros e granodioritos mineralizados a Sn, agora denominados por estes autores de Granitos Rondonianos.

Torres *et al.* (1979) no relatório do Projeto Sudoeste de Rondônia, sem atenção ao Código de Nomenclatura Estratigráfica, designam as rochas do embasamento cristalino de Associação Xingu, composta pelos Complexos Rio Branco do Guaporé e Rio Candeias, ambos relacionados ao Arqueano.

Dividem os sedimentos do Neoproterozóico, ocorrentes nas serras dos Pacaás Novos e Uopiane, em Membro Arai-murú (conglomerados); camadas Rio Cautário (arenito arcossiano com estratificação cruzada); Membro Uopiane (arenitos arcossianos com níveis de tufitos); Membro Pacaás Novos (arenito arcossiano com estratificação plano-paralela) e Magmatitos Nova Floresta (basaltos e diabásios). Os corpos graníticos anorogênicos, presentes na região mapeada, são denominados de Complexo Costa Marques, relacionados ao Meso-Proterozóico, estratigraficamente abaixo da Formação Palmeiral.

Adamy *et al.* (1990), mapeando a bacia do rio Madeira no trecho compreendido entre Porto Velho e a vila de Abunã, dividiram a região em três domínios geológicos: O Domínio da Infraestrutura, englobando as rochas mais antigas da porção ocidental do Cráton Amazônico, relacionadas ao Arqueano/Paleo-Proterozóico, constituindo o agora redefinido Complexo Jamari; o Granito Serra da Muralha e a Formação Rio Cutia, esta última tida como remanescente de um antigo *greenstone belt*. O Domínio das Coberturas Plataformais, englobando os Granitos tipo Serra da Providência, de natureza anorogênica; os sedimentos marinhos da Formação São Lourenço, ambos relacionados ao Meso-Proterozóico. Os Granitos Rondonianos e os sedimentos fluviais da Formação Palmeiral são colocados no Neoproterozóico, sendo interpretados como contemporâneos ao evento intrusivo. Finalmente o Domínio das Coberturas Cenozóicas está representado por sedimentos fluviais a aluviais, gerados a partir da evolução do relevo durante os períodos Terciário a Quaternário.

Scandolaro *et al.* (1999), após o mapeamento geológico do Estado de Rondônia e áreas adjacentes, separa a borda oeste do Cráton Amazônico em três terrenos distintos: o primeiro terreno denominado de Jamari, no qual estão agrupados, além dos litotipos que compõem o embasamento regional, as suítes intrusivas Santo Antônio, Teotônio, Alto Candeias, São Lourenço/Caripunas, Santa Clara e os Younger Granites de Rondônia e as coberturas metavulcano-sedimentares e sedimentares da Formação Mutum-Paraná e Palmeiral, respectivamente. Sua evolução está ligada a eventos acrescionário ocorridos entre 1.85 a 1.75Ga.

O segundo terreno, denominado de Roosevelt, no qual estão as rochas sedimentares do Grupo Beneficente e as rochas vulcânicas da Formação Roosevelt (Leal *et al.* 1978).

O terceiro terreno denominado de Nova Brasilândia abrange a Sequência Metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia (Scandolaro & Rizzotto 1992) ou Grupo Nova Brasilândia (Rizzotto 1999), composta de rochas psamo-pelíticas e químico-exalativas, deformadas e metamorfizadas na fácies anfíbolito médio (Figura 2.3).

Esta separação em terrenos está embasada em dados geofísicos, constituição litológica e geocronologia. Necessita ainda de mapeamento geológico, mais análises geocronológicas e químicas, principalmente na porção sudoeste do Estado de Rondônia, para uma melhor definição dos limites destes terrenos.

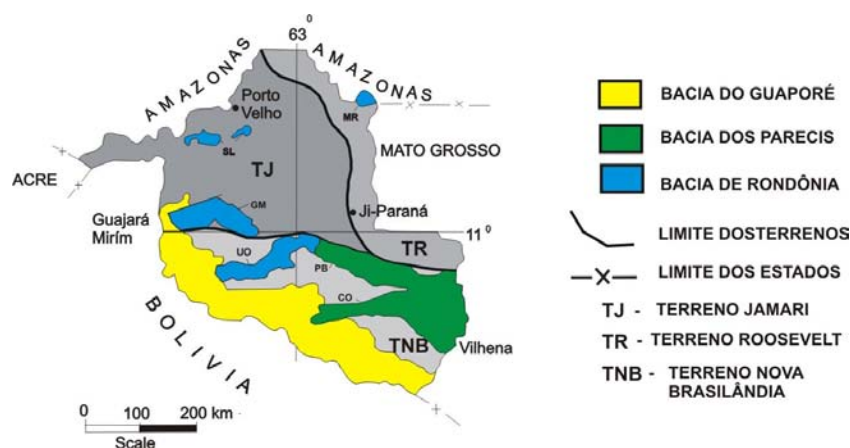


Figura 2.3 - A porção sudoeste do Crátão Amazônico dividida em terrenos geológicos (modificado de Amorim *et al.* 1999).

2.4 - TECTÔNICA DO CRÁTÃO AMAZÔNICO

O quadro geológico do Crátão Amazônico, segundo Costa & Hasui (1997), pode ser dividido em três etapas: a primeira delas ocorreu do Arqueano ao Paleoproterozóico e já foi resumida no capítulo anterior, durante a qual blocos crustais ou paleoplacas se aglutinaram e se amalgamaram através de cinturões de cavalgamento e transcorrentes. Estes cinturões delineiam as zonas de fraquezas crustais que sucessivamente foram reativadas nos processos geológicos posteriores.

Durante o Mesoproterozóico ocorreu a segunda etapa evolutiva do Crátão Amazônico, com o basculamento das paleoplacas através de falhas extensionais e de transferência, em três eventos de falhamentos. Ainda segundo esses mesmos autores, interpretando dados de refração sísmica, relacionaram ao primeiro evento a geração de falhas normais NW-SE e falhas de transferência NE-SW, com formação de várias bacias sedimentares e das coberturas vulcânicas, além dos corpos graníticos anorogênicos, segundo um eixo extensional de direção NE-SW, fortemente controlado por estruturas anteriores (Figura. 2.4).

A arquitetura geral das bacias amazônicas formadas nesta era é dada por vários feixes de falhas normais, com perfis lístricos de direção NW-SE e mergulho para norte, que afetam tanto o embasamento como as coberturas sedimentares. Na porção oeste do Crátão Amazônico as falhas normais apresentam a orientação E-W e WNW-ESE. Essas bacias experimentaram uma inversão positiva através de cavalgamentos durante Neoproterozóico.

O segundo evento extensional da segunda etapa evolutiva do Crátão Amazônico ocorreu durante o Paleozóico com eixo distensivo NW-SE, quando falhas normais se formaram alongadas na direção NE-SW, com formação das grandes bacias intracratônicas amazônicas, segundo eixos deposicionais

orientados na direção NE-SW. Muitas dessas falhas foram reativações de antigas estruturas do Proterozóico, que controlaram a morfologia, erosão, sedimentação e ascensão de produtos magmáticos.

A Bacia dos Parecis teve sua evolução iniciada neste segundo evento extensional, com a instalação da fase rifte da mesma, através das falhas extensionais de direção NW-SE, conforme mostrado na figura 2.4. Além dos eventos magmáticos básicos datados entre 134M.a. e 179M.a. (Cururu, Penatecaua e Periquito), relacionados ao Mesozóico e perfeitamente correlacionáveis ao magmatismo Anari/Tapirapuã da bacia dos Parecis.

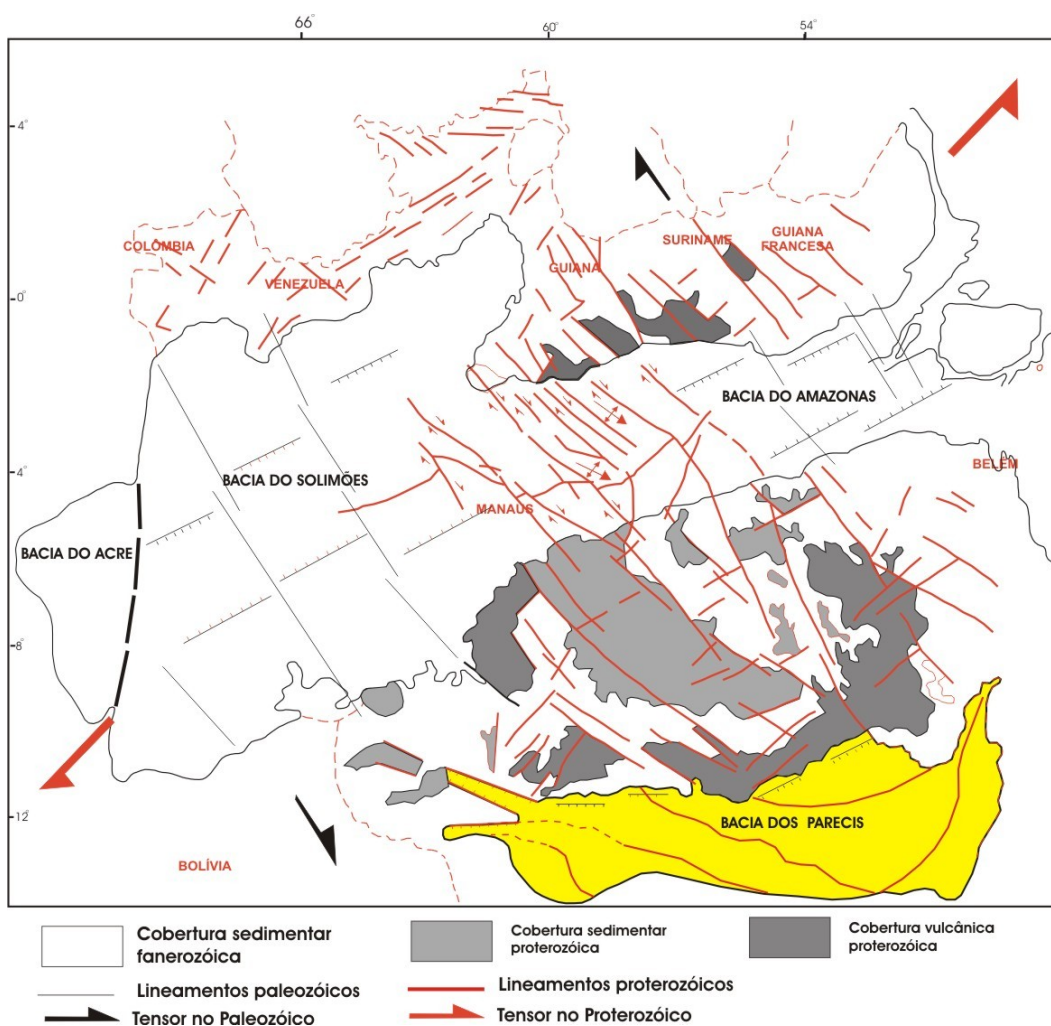


Figura 2.4 - Quadro Tectônico da Amazônia do Mesoproterozóico ao Paleozóico (modificado de Costa & Hasuí 1997).

Durante o Mesozóico ocorreu o terceiro evento extensional, com direção ENE-WSW na porção leste do Cráton e NW-SE na porção oeste. Este evento foi acompanhado também de manifestações magmáticas e reativação das iabacs sedimentares. A terceira etapa evolutiva do Cráton Amazônico vem ocorrendo desde o Mioceno veiculada a um regime tectônico transcorrente dextral, decorrente da rotação da Placa Sul-Americana para oeste (Costa & Hasuí 1997).

2.5 - SEDIMENTAÇÃO PROTEROZÓICA DA BORDA OESTE DO CRÁTON AMAZÔNICO: A FORMAÇÃO PALMEIRAL NA BACIA DE RONDÔNIA

Este item apresenta uma das rochas sedimentares relacionadas à cobertura proterozóica que constitui a Serra dos Pacaás Novos na Bacia de Rondônia. Os sedimentos proterozóicos, que constituem a Formação Palmeiral, estão bem representados nas serras dos Uopianes e Pacaás Novos, tornando-se importantes feições geotectônicas inseridas na borda ocidental do Cráton Amazônico (Figura 2.5).

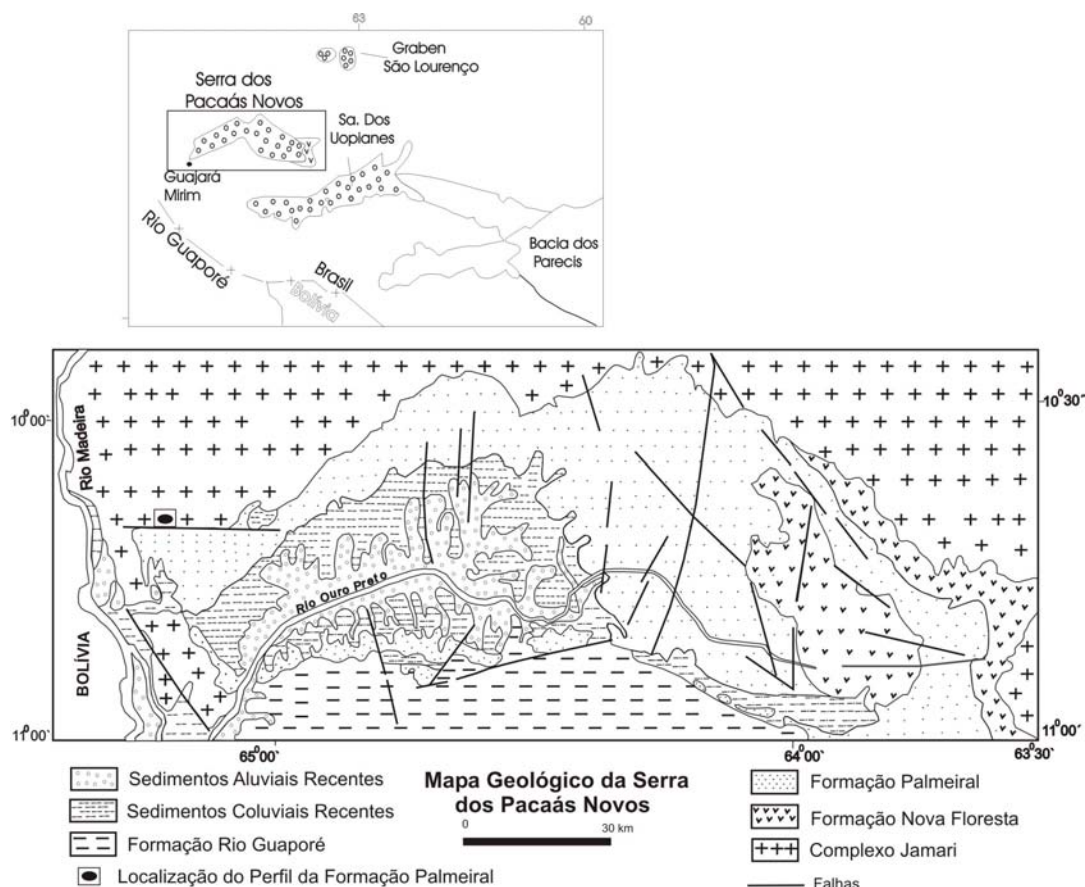


Figura 2.5 – Mapa geológico da Serra dos Pacaás Novos inserida na Bacia de Rondônia.

Para o estudo de detalhe dos sedimentos proterozóicos foi escolhida uma seção-tipo na Serra dos Pacaás Novos, de fácil acesso e que apresenta boas exposições de rocha, a qual representa um corte vertical no pacote sedimentar que constitui a serra. O objetivo desse estudo detalhado é definir a relação desses sedimentos proterozóicos com os sedimentos fanerozóicos da Bacia dos Parecis, com os quais mantém contato brusco e discordante na porção oeste da bacia. Além disso, esses sedimentos proterozóicos podem ser o substrato da fase rifte nesta porção da Bacia dos Parecis, em conformidade com Teixeira (2001), que coloca o Grupo Caiabis, correlato da Formação Palmeiral, como substrato da bacia na porção centro-norte.

As serras dos Pacaás Novos e Uopianes, estruturas ligadas às fases de ativação tectono-magmática, tornaram-se importantes testemunhos de eventos vulcânicos e sedimentares, iniciados pelo menos a 1.000Ma. Essas grandes estruturas estão localizadas nas regiões noroeste e sudoeste do Estado de Rondônia, nas margens dos rios Mamoré e Guaporé, fronteira com a Bolívia. A Serra dos Pacaás Novos tem uma extensão aproximada de 200km, com 50km de largura em sua porção média, abrangendo uma área de aproximadamente 12.500km². Apresenta uma forma elipsoidal, com direção geral E-W e ligeira inflexão para SW.

A Formação Palmeiral foi definida por Lobato (1966) na vila de Palmeiral, nas margens do rio Madeira, km-159 da BR-364. Posteriormente foi estendida por Souza *et al* (1975) até as serras Uopianes e Pacaás Novos, como fazendo parte da mesma bacia deposicional. Entretanto, Leal *et al.* (1978) não concordando com a idéia, criaram a unidade Grupo Guajará Mirim, para designar a seqüência vulcano-sedimentar que, segundo eles, preenchem o gráben dos Pacaás Novos, composta pela Formação Nova Floresta e Formação Pacaás Novos.

A análise dos sedimentos da Formação Palmeiral, com base na interpretação de imagens de satélite e descrição de afloramentos na Serra dos Pacaás Novos e Vila de Palmeiral, além de análises petrográficas, forneceram os elementos necessários para determinar o ambiente de sedimentação e cada uma das fácies presentes no sistema deposicional que controlou a sedimentação na borda sudoeste do Cráton Amazônico. Esta análise mostrou que os sedimentos da Formação Palmeiral foram depositados em uma plataforma continental estável durante o Neoproterozóico. A sedimentação em uma grande sinéclise de interior continental é evidenciada pela geometria das fácies sedimentares, com grande extensão lateral e perpendiculares à direção da paleocorrente. Nesta bacia foram depositados sedimentos de origem fluvial, em canais entrelaçados, com todas as suas fácies geneticamente relacionadas e pouca variação litológica.

No estudo faciológico da Formação Palmeiral foram identificadas as fácies ortoconglomerados estratificados e maciços, fácies arenitos com estratificação plano-paralela e estratificações cruzadas planar e acanalada, que associadas são evidências seguras da deposição em ambiente fluvial. Esta seqüência sedimentar foi seccionada por falhas normais, com formação de grábens, propiciando a ocorrência de um vulcanismo de natureza básica (basaltos e diabásios), que constituem a Formação Nova Floresta (Leal *et al.* 1978), datada pelo método Rb/Sr em 922±28Ma. Possivelmente no Cenozóico sofreu uma inversão de relevo, através de movimentos tectônicos e/ou erosão diferencial, responsáveis pela atual configuração morfológica de serra.

Os arenitos da Formação Palmeiral são texturalmente de granulometria fina a média, com grãos sub-arredondados, em algumas lâminas encontram-se bastante fraturados, com as bordas corroídas por dissolução por pressão. A matriz é constituída essencialmente de argilo-minerais de origem autigênica,

composta de caulinita e illita, como produto da decomposição do feldspato. Ocorrem preenchendo os interstícios dos grãos de quartzo, às vezes deformados pela pressão destes. Em geral, o grau de seleção varia de moderada a boa. Entretanto, os arenitos tornam-se mal selecionados onde ocorrem sob a forma de lentes no ortoconglomerado e apresentam estratificação cruzada tabular. A avaliação tanto do arredondamento como do grau de seleção é prejudicada em função da presença de sobrecrescimento homotaxial de quartzo e de bordas corroídas de quartzo pela sericita. Estes fenômenos obliteram também freqüentemente os contatos entre os grãos; ocorrem contatos tangenciais e côncavos-convexos, às vezes com interpenetração. As evidências da compactação por processos químicos são: a formação de microestilolitos; a interpenetração e o sobrecrescimento dos grãos de quartzo, evidenciado pela presença de *dust line*, que às vezes mascara o arredondamento dos grãos.

O quartzo-arenito encontrado em alguns clastos do ortoconglomerado é fino, com boa seleção. Os grãos são subarredondados, às vezes de difícil observação devido à presença de cimento silicoso, marcado pela *dust line*. Os contatos entre os mesmos são geralmente côncavos-convexos, às vezes retilíneos (de compromisso). O arcabouço do arenito é fechado, formado essencialmente por grãos de quartzo, principalmente monocristalinos.

Os principais processos diagenéticos que modificaram o arcabouço original da rocha são o sobrecrescimento dos grãos de quartzo; a dissolução dos grãos de feldspato, com neoformação de caulinita e illita; o contato côncavo-convexo dos grãos de quartzo e a deformação dos minerais neoformados pela pressão dos grãos preexistentes.

As camadas de arenito intercaladas na camada de conglomerado, conforme mostrado na borda norte da Serra dos Pacaás Novos, são interpretadas como produto de uma abrupta redução na energia da corrente em canais largos e rasos. O rio que transportava esses sedimentos corria em uma grande bacia sedimentar (Bacia de Rondônia), segundo um fluxo desconfinado, formando extensos lençóis de sedimentos areno-conglomeráticos.

Em alguns pontos de ocorrência da Formação Palmeiral, observa-se que nos planos de estratificação dos arenitos, ocorrem lâminas de argila, de coloração cinza clara. Neste ponto também é observada com grande freqüência a presença de seixos de argila marrom (*clay ball*). Nos conglomerados dessa formação observa-se uma importante característica que são as marcas ovóides de dissolução por pressão, formadas no contato entre os seixos, evidenciando um soterramento de pelo menos 2.500m de profundidade para esses sedimentos.

Os conglomerados suportados pelos clastos é a fácies predominante do sistema (fácies Gm). A presença de seixos e matacões caracterizam uma carga de leito muito elevada, como ocorre em sistemas de canais fluviais de baixa sinuosidade (*braided channel systems*). Nos corpos ou lençóis conglomeráticos (*gravel sheets*), interpretados como barras longitudinais, gerados durante eventos de alta

descarga, estão intercaladas lentes arenosas, que se formaram como depósitos de canais menores (entre barras), durante períodos de baixa descarga. Esta característica e a baixa profundidade do sistema, sugerida pela estruturação dos lençóis conglomeráticos da fácies Gm, apontam para um estilo fluvial que Miall (1977) denominou tipo Scott segundo o rio Scott (fluvio-glacial) no Alasca.

As medidas de paleocorrente tomadas em estratificação cruzada acanalada nos arenitos e imbricamento de seixos nos conglomerados da Formação Palmeiral, perfazendo um total de 110 medidas, indicam paleocorrentes de NNE para SSW (Figura 2.6). Esta direção do fluxo sedimentar indica que a proveniência dos sedimentos foi de uma área-fonte localizada a nordeste e noroeste da serra dos Pacaás Novos.

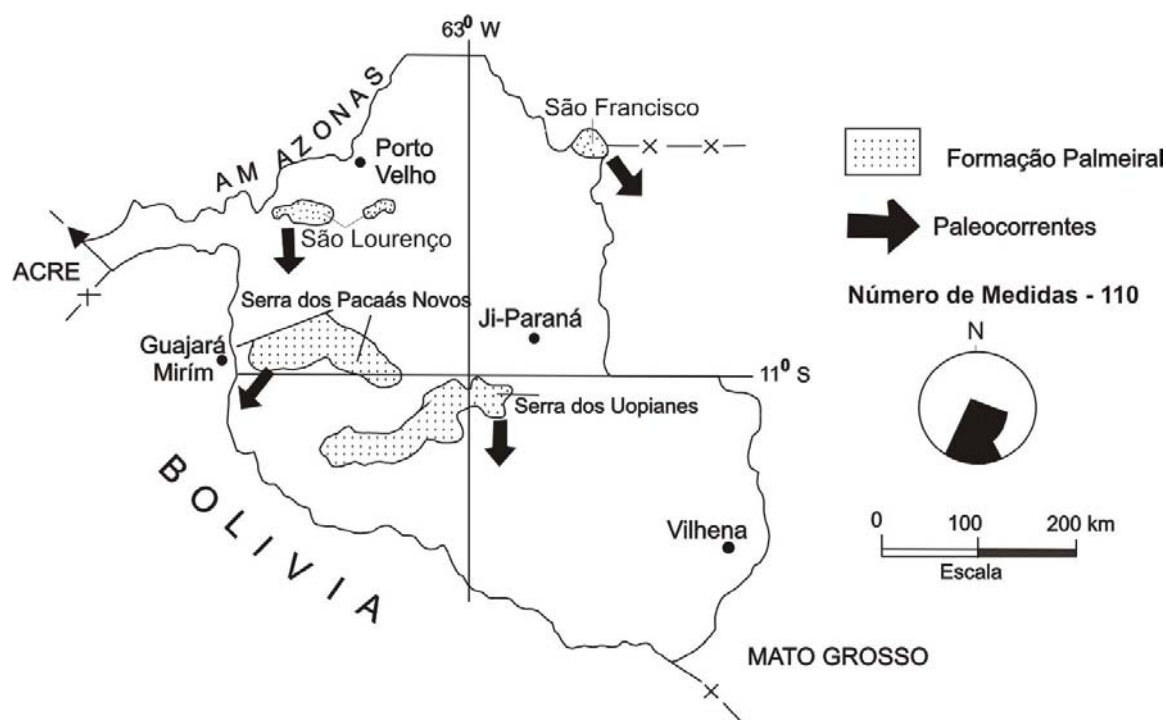


Figura 2.6 - Mapa com as paleocorrentes nos sedimentos da Formação Palmeiral.

O sentido de transporte dos sedimentos da Formação Palmeiral é concordante com os padrões de paleocorrentes das formações Fortuna e Vale da Promissão nas serras Santa Bárbara e São Vicente, no Estado de Mato Grosso, que juntamente com a Formação Morro Cristalina constituem o Grupo Aguapeí de Souza & Hildred (1980). Fortalecendo assim a interpretação da existência, no Proterozóico, de um grande sistema fluvial, com canais de baixa sinuosidade, que mantinha um fluxo de NE para SW, desde o Estado de Rondônia, passando pelo Estado do Mato Grosso, chegando até o território boliviano (Figura 2.7).

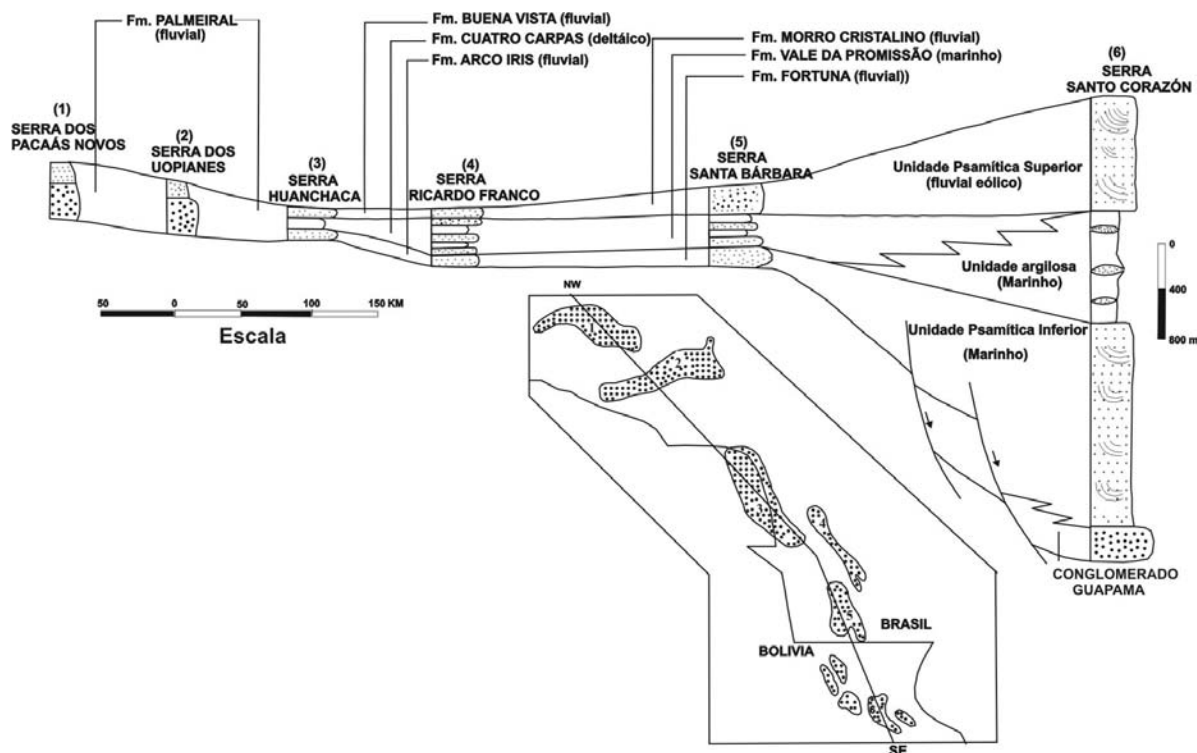


Figura 2.7 - Correlação da Formação Palmeiral com outras unidades do Cráton Amazônico (adaptado de Saes 1986).

Em território boliviano, os sedimentos de cobertura plataformal sustentam a serra Huanchaca (denominada de São Vicente no Brasil) e afloram amplamente no rio Santo Corazón, onde são designados de Grupo Sansas (Litherland *et al.* 1986). Nesta região, o grupo está subdividido em Conglomerados Guapama (unidade basal) depositado em ambiente de leque aluvial; Unidade Psamítica Inferior (Litherland & Bloomfield 1981), representando depósitos arenosos de caráter arcossiano, depositados de planície de maré, que passam na serra São Vicente para arenitos e conglomerados fluviais (Saes & Leite, 1993); Unidade Argilosa (Litherland & Bloomfield, 1981), de origem marinha (leques submarinos); Unidade Psamítica Superior (Litherland *et al.* 1986), constituída principalmente por quartzo-arenitos relacionados à ambiente fluvio-eólico.

As associações faciológicas e o padrão de paleocorrente sugerem que a sedimentação, durante o Neoproterozóico, na borda oeste do Cráton Amazônico, começou com uma transgressão marinha, passando por uma sedimentação de nível de mar alto (Formação Vale da Promissão), terminando com uma sedimentação essencialmente continental, em ambiente fluvial (Formações Palmeiral, Morro Cristalina e Arco Iris).

De acordo com a classificação de Kingston *et al.* (1983), a Bacia de Rondônia, na qual foram depositados os sedimentos da Formação Palmeiral, corresponde a uma bacia tipo sinéclise de interior continental (IS), preenchida por sedimentos siliciclásticos, com espessura ainda não determinada, segundo uma única seqüência deposicional, constituída de conglomerados e arenitos continentais.

A classificação adotada de sinéclise de interior continental foi fundamentada na sedimentação extensiva com grande continuidade lateral, nas associações de petrofácies descritas acima, bem como no estudo dos clastos e das paleocorrentes e na ausência de deformações anteriores ou contemporâneas à sedimentação da Formação Palmeiral. O preenchimento dessa bacia deu-se através de uma seqüência sedimentar com presença de uma possante camada de conglomerado suportado pelos clastos, constituídos de quartzo-arenito, sílex, e rochas vulcânicas ácidas. Esta camada conglomerática foi recoberta por barras com as mesmas geometrias lenticulares externa, compostas de arenito arcossiano, os quais foram avaliados através dos diagramas Q-F-L e Qm-F-Lt de Dickinson (1985), indicando características compatíveis com a petrofácies quartzo-feldspática, tendo como área fonte o cráton soerguido à nordeste e noroeste da Serra dos Pacaás Novos.

Durante o Neoproterozóico um regime distensivo, relacionado ao Ciclo Sunsás (1.0Ga.), afetou a borda ocidental do Cráton Amazônico, quando estruturas em forma de gráben foram formadas, aprisionando os sedimentos preexistentes e possibilitando o extravasamento de rochas vulcânicas básicas (Formação Nova Floresta), intercaladas na base da seqüência sedimentar. Neste contexto, reativações de natureza transcorrente, de antigas falhas normais, deformaram, em condições rúpteis-dúcteis, a seqüência sedimentar, formando os lineamentos e/ou zonas de cisalhamento, mantendo ainda conspícuas as estruturas primárias das rochas sedimentares (Figura 2.8). O arranjo espacial dos lineamentos relacionados aos domínios supracitados indica uma movimentação, não coaxial, relativa sinistral. A inversão de relevo ocorreu possivelmente no Cenozóico, devido à movimentação tectônica e erosão diferencial, impondo ao gráben uma feição de serra. Esta afirmativa está embasada na presença de crosta laterítica fragmentada, preenchendo as fraturas nos afloramentos dos arenitos na estrada de acesso à antena da Embratel.

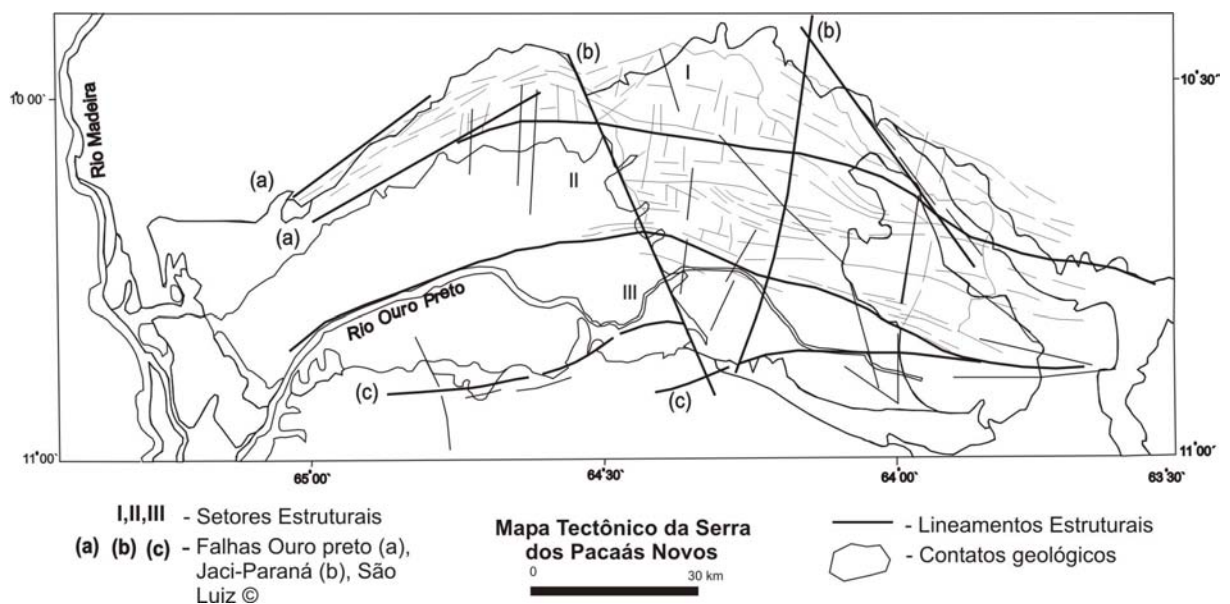


Figura 2.8 - Mapa Tectônico da Serra dos Pacaás Novos.

2.6 - ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTAÇÃO FANEROZÓICA DO CRÁTON AMAZÔNICO

2.6.1 - Bacia do Alto Tapajós

Esta bacia está situada a sudoeste da Bacia do Amazonas e a norte da Bacia dos Parecis. Sua área é de aproximadamente 100.000km² e a sedimentação alcança 1.700m de espessura (Figura 2.9).

A idade paleozóica da bacia é atestada pela presença de icnofósseis (*Paleophycus sp.*) e de esporomorfos devonianos na sua formação basal (Riker & Oliveira 2001). Adicionalmente, Teixeira (2001) se refere à idade devoniana de folhelhos pretos situados mais acima dela (Formação São Benedito). Este mesmo autor, com base em dados aerogravimétricos e aeromagnetométricos, sugere para a bacia uma evolução iniciada com um sistema rifte/sinéclise neoproterozóico, sucedido por outro sistema semelhante no Paleozóico.

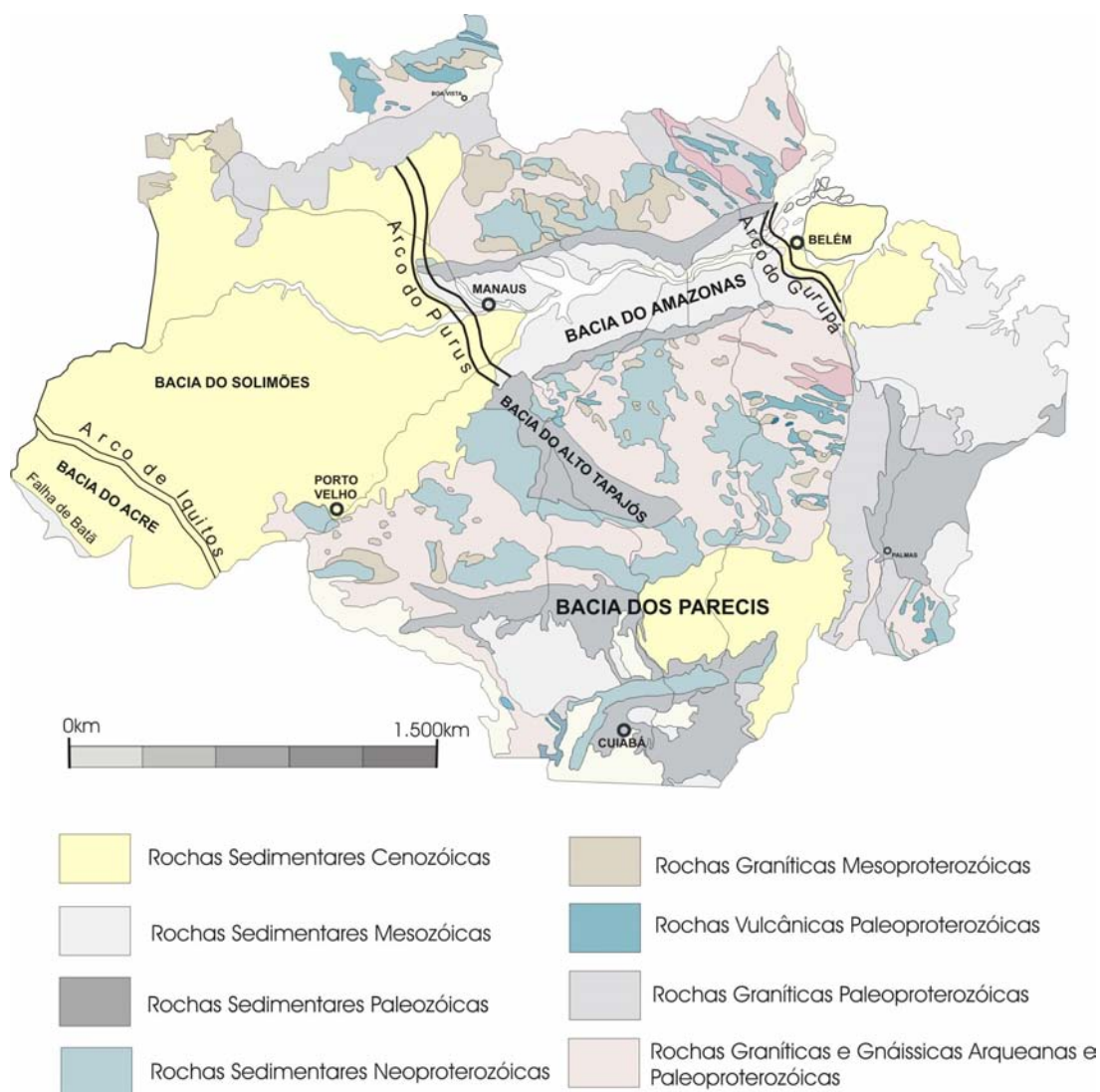


Figura 2.9 - Localização e contexto geológico das bacias do Alto Tapajós, Acre, Amazonas, Solimões e Parecis.

O setor noroeste da Bacia do Alto Tapajós foi mapeado por Santiago *et al.* 1980, em nível de reconhecimento na escala 1:250.000. As rochas sedimentares aí aflorantes foram divididas em dez formações: uma de idade proterozóica e as demais paleozóicas. Recentemente, Teixeira (2001) agrupou estas formações em duas megassequências: uma megassequência proterozóica e outra paleozóica (Figura 2.10).

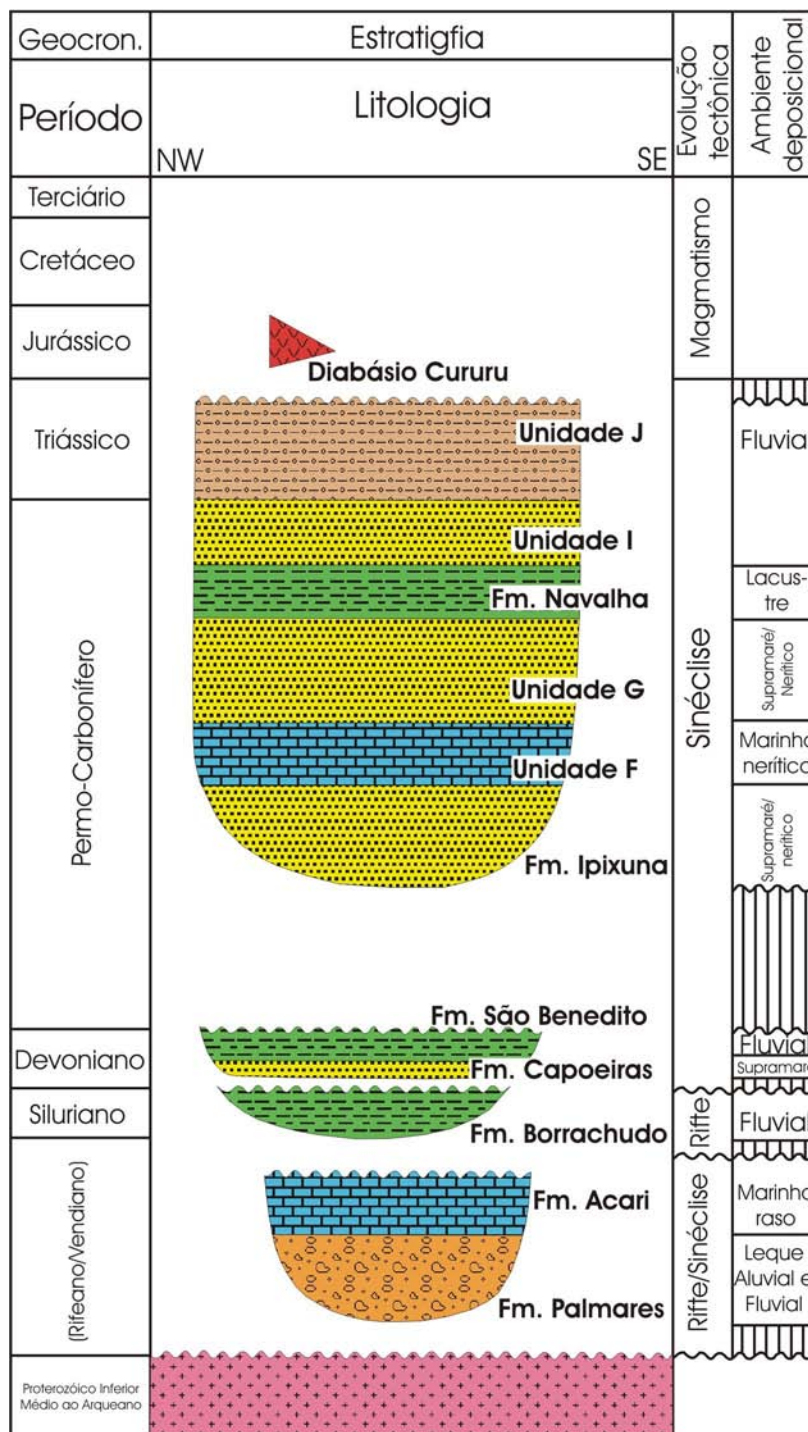


Figura 2.10 - Carta estratigráfica da Bacia do Alto Tapajós (modificado de Teixeira 2001).

A bacia está em não-conformidade sobre rochas vulcânicas do Grupo Iriri, metassedimentos do Grupo Beneficente e rochas da Suite Magmática Sucunduri. A megasseqüência paleozóica, formada pelas superseqüências siluro-devoniana permo-carbonífera-triássica, que foi mapeada no flanco norte da bacia e ao longo do rio Sucunduri, compreende as formações Borrachudo, Capoeiras, São Benedito, Ipixuna, Navalha, e o Diabásio Cururu.

As unidades para as quais não se conseguiu designar uma localidade-tipo, foram atribuídas letras: F e G para as situadas entre as formações Ipixuna e Navalha, e I e J para as sobrepostas a esta última (Figura 2.11). O Diabásio Cururu, que corta a Formação São Benedito, foi datado pelo método K/Ar em 177Ma. (Jurássico Médio; Santiago *et al.* 1980), dado que levou à modificação na carta estratigráfica de Teixeira (2001). A carta estratigráfica de Siqueira (1996) indica duas fases rift para esta bacia: uma do Neoproterozóico (Gr. Caiabis) e outra do Eopaleozóico, Siluriano (Gr. Rio Ivaí).

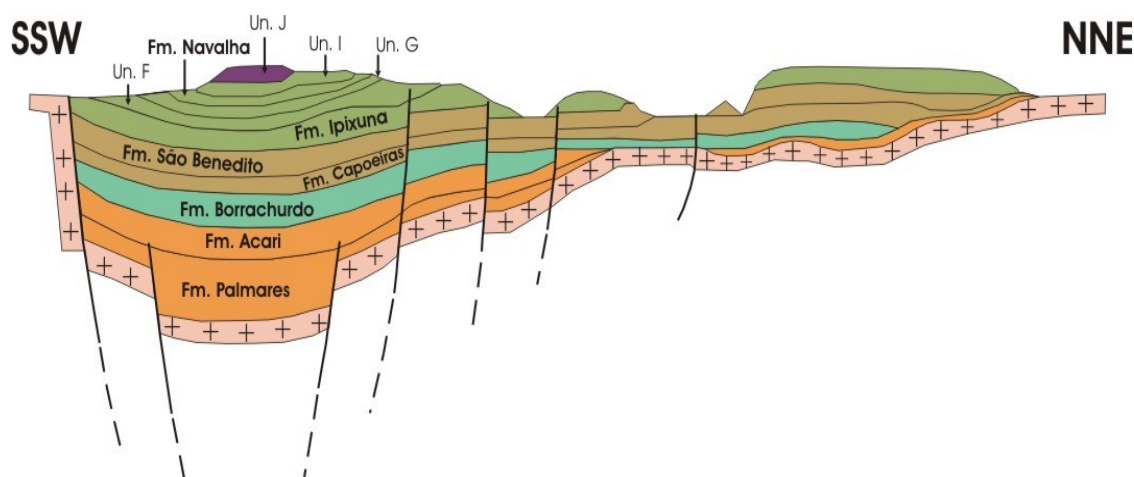


Figura 2.11 - Seção geológica esquemática da Bacia do Alto Tapajós (segundo Teixeira 2001).

Na extremidade sudeste da bacia foram perfurados alguns poços no Campo de Provas Brigadeiro Velloso (Base do Cachimbo), da Força Aérea Brasileira. Foi examinada documentação de um desses poços (coordenadas 8.966.491,2N/712.362,5E), com 1.029m de profundidade, que mostra os perfis litológico, de densidade, raios gama, potencial espontâneo e resistividade. Além das variações dos parâmetros geofísicos em relação às litologias, este perfil mostra importantes correlações com as rochas aflorantes em uma seção geológica levantada ao longo da rodovia Cuiabá - Santarém, entre o Posto Fiscal MT/PA e as cachoeiras do rio Curuá.

O poço em questão, começa por conglomerados com clastos de rochas vulcânicas depositados sobre um granófiro, e passa a arenitos com seixos esparsos. Ao longo do poço ocorrem arenitos e argilitos intercamados, ritmitos com níveis de microbrecha, calcários e dolomitos. Próximo à superfície, o poço atravessou três camadas importantes para correlação: carbonatos encerrados por um nível de brecha, um nível de argilito e ortoquartzitos superpostos a ele.

Os carbonatos encerrados pelo nível de brecha, foram mapeados por Santiago *et al.* (1980), que consideraram aquele nível uma camada-chave, atribuindo-a ao topo da unidade F. Assim, os argilitos e ortoquartzitos superpostos àquele nível, pertencem à unidade G; os primeiros parecem ser os folhelhos vermelhos que afloram no Posto Fiscal MT/PA e os últimos, os arenitos aflorantes próximos à antiga usina de força da Base do Cachimbo, entre outros locais da mesma. Aí, os arenitos possuem estratificação cruzada acanalada de grande porte, o que permite interpretá-los como eólicos. As estratificações cruzadas indicaram paleoventos para sul.

Rochas semelhantes aos conglomerados e arenitos seixosos atravessados no final da perfuração, afloram nas cachoeiras do rio Curuá, situadas cerca de cem quilômetros a norte da Base do Cachimbo. Os conglomerados afloram nas cachoeiras do Espanto e da Prainha; os arenitos, com textura bimodal e seixos de quartzo e as rochas vulcânicas, afloram em toda a região. As estruturas sedimentares nos arenitos são estratificações cruzadas acanaladas de grande porte e sigmoidais, indicando paleoventos para SSE. Os conglomerados e arenitos foram interpretados respectivamente como leques aluviais e fluxos em lençol, produzidos por enxurradas em clima árido, dentro de um rifte. Todavia, ainda não existem elementos suficientes para uma correlação segura entre a carta estratigráfica e essas unidades.

2.6.2 - Bacia do Acre

A Bacia do Acre está localizada no extremo oeste do Brasil, envolvendo parte dos estados do Acre e Amazonas, entre as coordenadas geográficas 72° 30' e 74° 00' de longitude W; 6° 00' e 9° 00' de latitude S. Seus limites a oeste e sudoeste correspondem a Serra do Divisor. A leste e a nordeste, o Arco de Iquitos representa o seu limite com a Bacia do Solimões (Figura 2.9).

A história do conhecimento geológico da Bacia do Acre está diretamente relacionada com a pesquisa para hidrocarbonetos, iniciada na década de 30 com os trabalhos de investigação sistematizada executada pelo Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM.

Posteriormente, os trabalhos de Oppenheim (1937); Moura (1936) e Wanderley (1937), introduziram as primeiras unidades geológicas e ordenação estratigráfica da bacia, sempre com a tentativa de correlação com a Bacia do Ucayali, no Peru, onde já se conhecia a ocorrência de hidrocarbonetos.

Seguiram-se outros trabalhos de pesquisa, destacando-se os de Mason & Caputo (1964), Caputo (1974) e Caputo *et al.* (1979), que apresentam os primeiros dados gravimétricos e sísmicos sobre a bacia. Este último trabalho apresenta a primeira análise estrutural das falhas transcorrentes, geradas pelos esforços compressionais andinos que originaram a Serra do Divisor, e enfocou as unidades ordovicianas e silurianas, tanto da Bacia do Acre como das bacias do Solimões, da Bolívia e do Perú.

Miura (1972) comparando as colunas estratigráficas das bacias do Acre, Peru e Equador, apresenta o mapa de isópacas da bacia, concluindo que as camadas ficavam mais espessas e com granulometria mais fina em direção a Cordilheira Andina, considerou a área fonte sendo o Cráton Amazônico e o Arco de Iquitos, já elevado durante o Cretáceo, fato constatado pela passagem das fácies sedimentares de continentais fluviais para transicionais e marinhas, em direção à cordilheira.

Arana *et al.* (1990 a, b, c) separam a Bacia do Acre em três grandes províncias estruturais denominadas de Calha Central, Calha de Jaquirana e Plataforma Cruzeiro do Sul; definem os três principais altos estruturais: Alto de Jaquirana, Alto de Paraguá e Alto do Divisor e os principais lineamentos: Falha de Batã, Falha Oeste de Batã e Falha Javari. Reconhecem na bacia quatro eventos tectônicos, sendo o primeiro distensional, ocorrido no paleozóico; o segundo seria compressional, equivalente à Tectônica Juruá, ocorrida durante o Jurássico nas bacias do Solimões e Amazonas; o terceiro ainda no Jurássico, porém de natureza distensional e o quarto evento seria relacionado com o regime compressional, atuante na Cordilheira Andina, durante o Mioceno.

Oliveira (1994) executa a mais completa análise estrutural e tectono-sedimentar da Bacia do Acre, utilizando-se de seções sísmicas, mapas gravimétricos e magnetométricos, perfis compostos dos poços exploratórios, imagens de satélite e mapa geológico, obtendo como produto a definição de sete unidades sísmicas; o reconhecimento de estruturas relacionadas a dois eventos distensivos e três compressivos e o estabelecimento das seqüências Permo-Carbonífera, Juro-Triássica e Cretáceo-Terciária.

Feijó & Souza (1994) apresentam a Carta Estratigráfica da Bacia do Acre e fazem um resumo de todas as unidades litoestratigráfica da bacia, reunidas nas seqüências Permo-Carbonífera, Jurássica, Cretácea e Terciária.

A Bacia do Acre é considerada por Milani & Thomaz Filho (2000) uma bacia de antepaís retroarco, posicionada no limite oeste do Cráton Amazônico, junto à faixa andina, correspondendo a uma depressão alongada na direção norte-sul, com área de 300.000km².

A análise comparativa das seções sísmicas permitiu caracterizar sete unidades sísmicas (Oliveira, 1994), que correspondem a grandes seqüências deposicionais, com características físicas diferentes e evolução tectono-sedimentar peculiar, separadas por discordâncias que servem como refletores para as ondas sísmicas.

Entretanto, de acordo com Feijó & Souza (1994), a Bacia do Acre está preenchida por rochas sedimentares neopaleozóicas, mesozóicas e cenozóicas, distribuídas em quatro seqüências de segunda ordem, separadas por grandes discordâncias regionais.

A Seqüência Permo-Carbonífera abrange as rochas sedimentares que representam a fase sinéclise da bacia, formadas a partir de sedimentos depositados em ambientes continental (leque aluvial) e marinho nerítico, durante a fase transgressiva de um ciclo transgressivo-regressivo. Está limitada no topo por discordância relacionada com a orogenia Tardi-Herciniana.

A Seqüência Jurássica reúne as rochas sedimentares finas, geradas de sedimentos continentais, depositados em sistemas fluvio-lacustres e planície de *sabkha*, durante a fase regressiva, marcada por uma discordância regional, provocada pelo soerguimento relacionado ao Diastrofismo Juruá.

A Seqüência Cretácea é constituída por rochas formadas a partir de sedimentos depositados em sistemas fluvial e deltáico, de uma bacia tipo *foreland*, representando a fase de evolução da bacia com influência direta da Orogenia Andina.

Por fim a Seqüência Terciária é constituída essencialmente de sedimentos pelíticos, depositados em ambiente continental, por sistemas lacustre e fluvial meandrante de baixa energia, formados pelo represamento de canais entrelaçados de alta energia. Devido ao soerguimento da Cordilheira do Andes, as paleocorrentes que eram de leste para oeste passaram a ser de oeste para leste.

Estratigrafia

A Carta Estratigráfica da Bacia do Acre mostra quatro seqüências deposicionais de segunda ordem, representadas por rochas com idades que variam desde o Neo-Carbonífero até o Terciário (Figura 2.12).

A Seqüência Permo-Carbonífera, constituída pelas formações Apuí, Cruzeiro do Sul e Rio do Moura, marca o estágio inicial de deformação da bacia, correspondendo a primeira fase de um ciclo transgressivo-regressivo, com sedimentação em sistemas de leques aluviais, costeiros e marinhos rasos, encerrada com a Orogenia Tardiherciniana.

A Seqüência Jurássica é composta unicamente pela Formação Juruá-Mirim, representando uma sedimentação em ambiente continental, referente à fase regressiva do referido ciclo, estendendo-se até a ocorrência do Diastrofismo Juruá, que provocou o soerguimento tanto da Bacia do Solimões como da Bacia do Acre. A Seqüência Cretácea, composta pelo Grupo Jaquirana, foi depositada sob a atuação da Orogenia Andina, em ambiente continental com influência marinha. Por último a Seqüência Terciária, está representada pela Formação Solimões, depositada, em ambiente essencialmente continental, durante os estágios tardios de elevação da Cordilheira dos Andes.

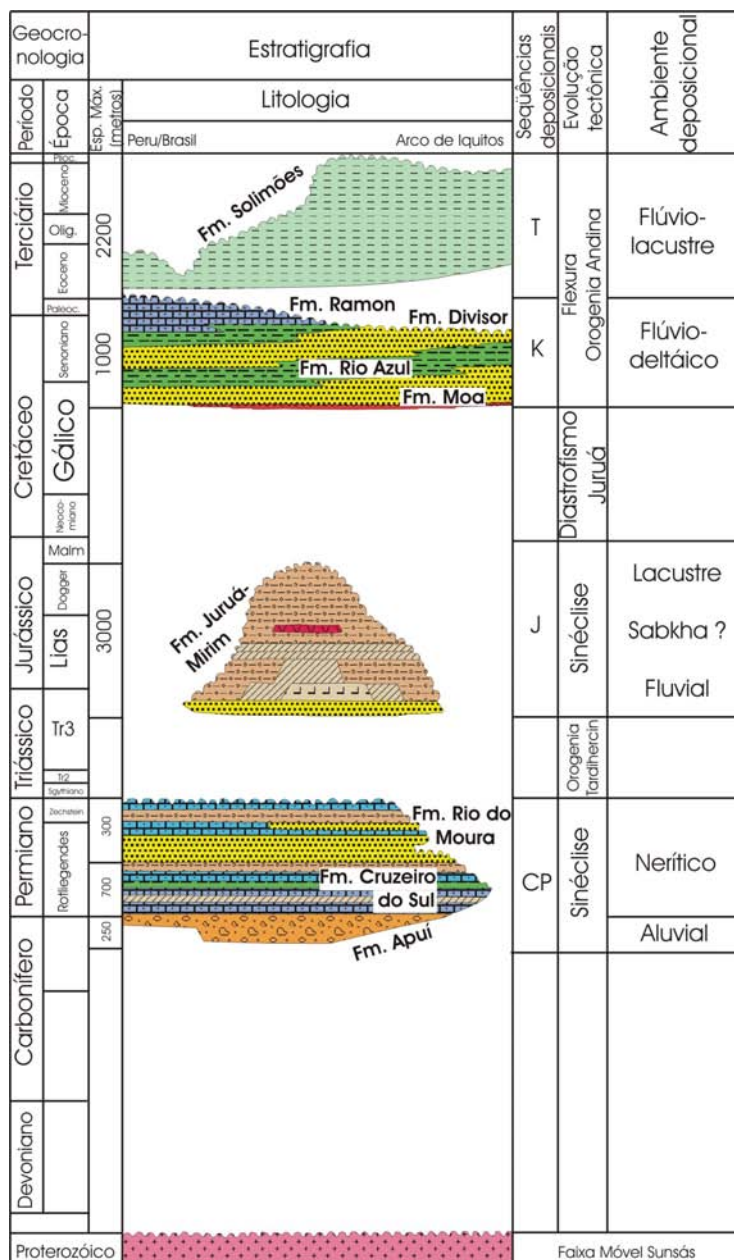


Figura 2.12 - Carta Estratigráfica da Bacia do Acre (www.anp.gov.br).

COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA

A Bacia do Acre assenta-se sobre rochas do Cráton Amazônico, mais precisamente sobre a Faixa Móvel Sunsás, tendo como limite ocidental o Arco de Iquitos, que a separa da Faixa Móvel Rondônia-Juruena (Santos *et al.* 2000). Seu posicionamento ao longo da Cordilheira dos Andes, faz com que a Bacia do Acre seja uma das poucas bacias fanerozóicas, tipo antepaís, que apresenta um ambiente compressional bem característico, resultado dos eventos Juruá e Andino. (Figura 2.13).

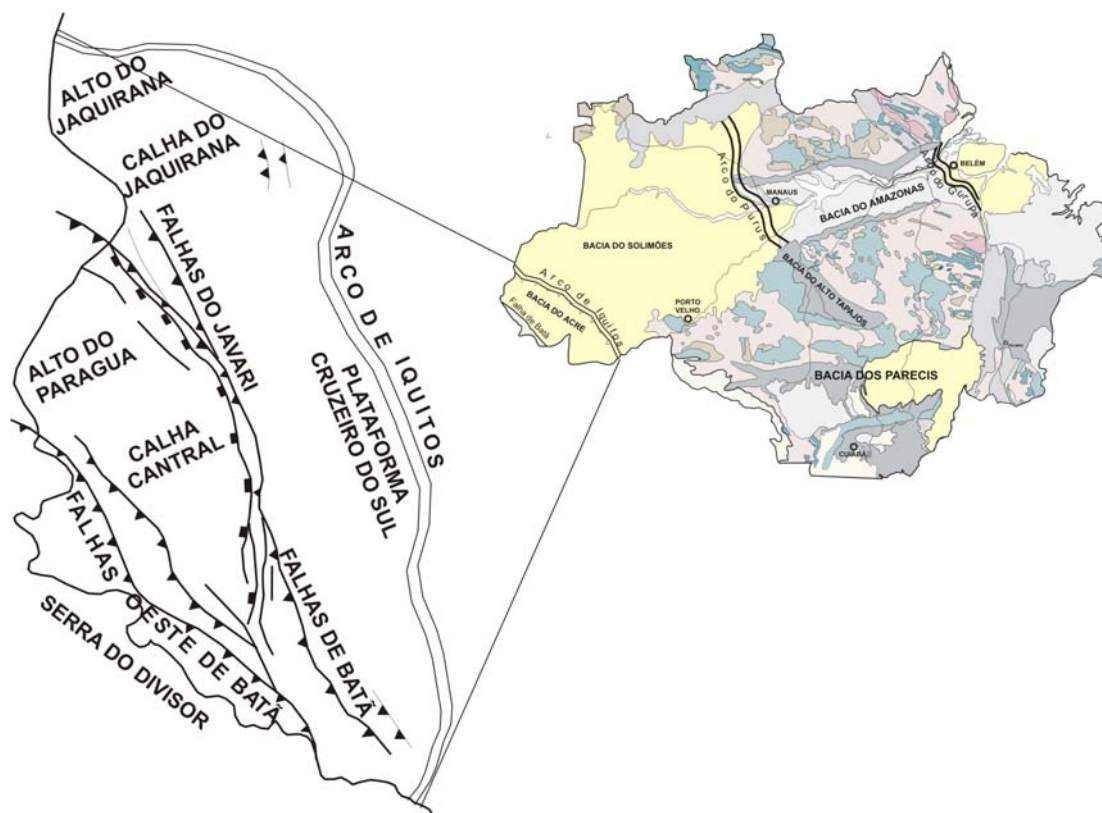


Figura 2.13 - Compartimentação tectônica da Bacia do Acre (Oliveira 1994).

O principal produto dos eventos compressoriais é a Serra do Divisor, que corresponde a uma seqüência de anticlinais e sinclinais, os quais se destacam os seguintes: Anticlinal do Moa; Sinclinal do Pedernal; Anticlinal do Novo Recreio; Sinclinal do Rio Azul; Anticlinal do Juruá-Mirim; Anticlinal do Rio Branco e Anticlinal do Ouro Preto. Este conjunto de serras coincide com uma anomalia Bouguer alongada, decorrente do soerguimento do embasamento nesta região.

Estruturas de natureza distensiva correspondem aos principais lineamentos da bacia como as falhas de Batã, Oeste de Batã e Javari, que acompanham todo o flanco leste dos anticlinais, com direção norte-sul e alguns milhares de metros de rejeito.

Em subsuperfície, foi possível caracterizar a Falha de Batã como uma mega estrutura, reativada positivamente desde o Mesozóico, sendo a última reativação correspondente à fase Quechua da Orogenia Andina. Seus reflexos em superfície são reconhecidos pela quebra de relevo e variação litológica da Formação Solimões.

As relações das seqüências sedimentares com as estruturas e o embasamento cristalino estão perfeitamente mostradas na Figura 2.14.

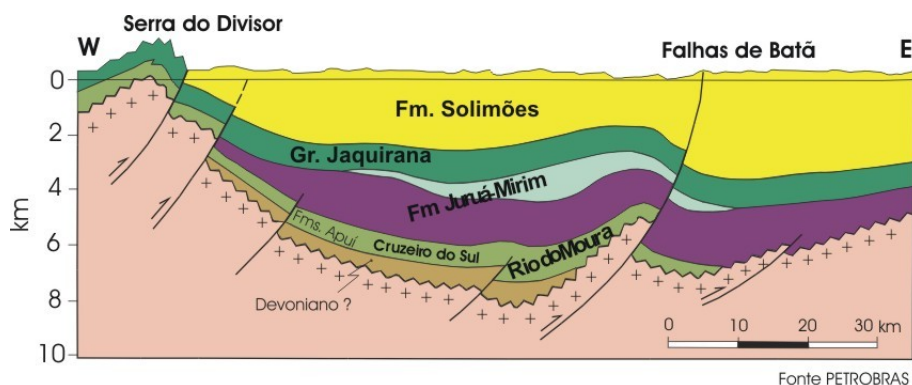


Figura 2.14 - Seção geológica esquemática da Bacia do Acre (www.anp.gov.br)

Evolução Geológica

A evolução geológica da Bacia do Acre, assim como as demais bacias fanerozóicas da Amazônia e Oriente Peruano, está diretamente ligada às orogenias Herciniana e Andina.

Segundo Barros & Carneiro (1990), seis seqüências deposicionais foram formadas, separadas por discordâncias regionais, relacionadas aos diversos eventos tectônicos dessas orogenias, sendo as três primeiras seqüências (Ordoviciano, Devoniano e Permo-Carbonífero), formadas sob a influência direta da Orogenia Herciniana e as demais seqüências (Jurássica, Cretácea e Terciária), foram depositadas sob a influência da Orogenia Andina.

A sedimentação na Bacia do Acre começa no Eopaleozóico, com a implantação de um sistema de riftes continentais, com direção aproximada norte-sul denominado por Oliveira (1994) de Evento Distensional 1 (ED1). Este evento provocou a formação de duas sub-bacias, denominadas pelo autor supracitado como hemigraben do Rio Curaçá e hemigraben do Rio Azul. Estas sub-bacias estão separadas pela falha de Batá, apresentando evoluções distintas, com preenchimento de sedimentos terrígenos continentais, e possíveis incursões marinhas.

Durante a Orogenia Eoherciniana, esses sedimentos foram deformados e soerguidos, formando os altos estruturais que controlaram a deposição das seqüências posteriores. Após um período de quietude da orogenia, começa a fase de sinéclise da bacia, com deposição da Seqüência Permo-Carbonífero em ambiente marinho raso, aprofundando para oeste.

Novo pulso tectônico afeta a bacia, relacionado à Orogenia Tardiherciniana, provocando soerguimento e erosão de parte da Seqüência Permo-Carbonífero, gerando uma superfície erosiva peneplanizada, sobre a qual foi depositada, em ambiente essencialmente continental, a Seqüência Jurássica, representada pelos *red-beds* da Formação Juruá-Mirim.

O início da subducção da Placa de Nazca sob a Plataforma Sulamericana, além do Diastrofismo Juruá, provocaram a erosão e deformação de uma grande porção dessa seqüência, sendo preservada apenas uma pequena porção na Calha Central, entre as falhas de Batã e Oeste de Batã.

Preenchendo a depressão flexural, formada em consequência da Orogenia Andina, foram depositados os sedimentos continentais da Seqüência Cretácea, representados pelo Grupo Jaquirana, que marcaram o início da fase da bacia tipo *foreland*, sob a influência direta da Cordilheira dos Andes.

O soerguimento da cordilheira inverteu toda a rede de drenagem, e como consequência ocorreu a redução na energia de transporte, possibilitando a deposição dos sedimentos essencialmente pelíticos que constituem a Seqüência Terciária, representados pela Formação Solimões. Esta influência continua até os dias atuais, com tendência de soerguimento de toda a bacia, e continuidade de erosão e peneplanização da cobertura sedimentar da Bacia do Acre.

2.6.3 - Bacia do Amazonas

A Bacia do Amazonas está situada ao longo do Rio Amazonas, a jusante da cidade de Manaus (Figura 2.15), na região norte do Brasil, nos estados do Pará e Amazonas. A bacia ocupa uma área de forma retangular, com 500.000km², entre a linha do Equador e o paralelo 5^oS e entre os meridianos 62^o e 51^oW.

O seu substrato são as rochas das províncias Carajás, Amazônia Central e Tapajós-Parima (Santos *et al.* 2000), que a bordejam a norte e a sul. A leste está limitada pelo Arco de Gurupá, que a separa da Fossa do Marajó, a oeste pelo Arco do Purus, limite com a Bacia do Solimões.

Os trabalhos pioneiros de investigação geológica na Bacia do Amazonas datam de 1862 quando Chandless executou um perfil ao longo do Rio Tapajós e registrou a primeira ocorrência de fósseis carboníferos no Rio Cupari, afluente do Rio Tapajós.

Desde 1954 que trabalhos sistemáticos de geologia na bacia são desenvolvidos por geólogos da Petrobrás, tendo como objetivo principal à prospecção para hidrocarbonetos. As pesquisas intensificam-se a partir de 1970, com o mapeamento ao milionésimo desenvolvido pelo Projeto RADAM.

Destacam-se os trabalhos de Caputo *et al.* (1971), que fazem uma revisão geral das unidades geológicas da Bacia do Amazonas, obedecendo ao Código de Nomenclatura Estratigráfica, e apresentando a primeira Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas.

No tocante à sedimentologia, são relevantes os trabalhos de Rodrigues *et al.* (1971) na Seqüência Proterozóica, analisando os sistemas deposicionais da Formação Prosperança, durante o estágio rifte,

seguida da Formação Acari, depositada em mar raso vindo do leste, parcialmente erodida devido à regressão marinha subsequente.

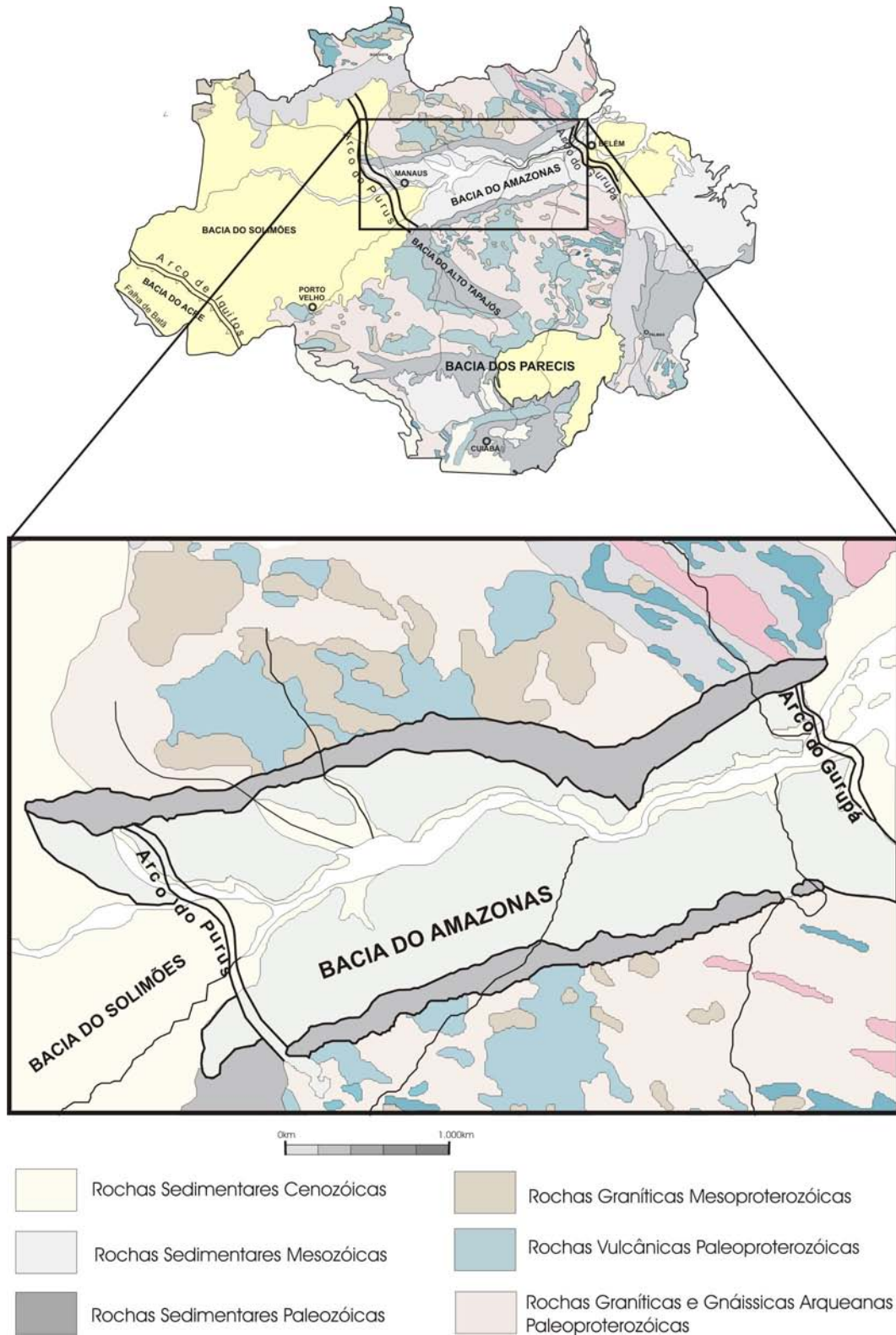


Figura 2.15 - Mapa de localização e contexto geológico da Bacia do Amazonas.

Caputo (1984), além de fazer uma análise tectônica da América do Sul, desde o Pré-Cambriano até o Ordoviciano, desenvolve modelos de evolução tectono-sedimentar para as bacias paleozóicas do norte do Brasil, indicando a presença de sedimentos glaciais do Carbonífero Inferior no preenchimento dessas bacias. Enfatiza que a origem da Bacia do Amazonas ocorreu a partir de anomalias térmicas na base da litosfera, que provocou soerguimento, erosão e rifteamento, sucedidos de subsidência devido ao esfriamento da litosfera e sobrecarga sedimentar.

Ainda sobre a origem desta bacia destaca-se o trabalho de Bahia & Abreu (1985), baseado em dados gravimétricos e magnetométricos, no qual propõe que a evolução da Bacia do Amazonas esteja ligada à formação de um *hot spot*, que causou soerguimento, geração de riftes e subsidência termal.

Neves *et al.* (1989) relacionam a formação da Bacia do Amazonas à dispersão de esforços distensivos durante o Ciclo Brasileiro, seguidos de esfriamento das massas plutônicas e conseqüente subsidência termal.

Wanderley Filho (1991) faz uma análise detalhada sobre a evolução estrutural da bacia no Fanerozóico e suas relações com o embasamento cristalino. Defende que sua instalação esteja ligada a lineamentos proterozóicos, com sucessivas reativações ao longo do Fanerozóico, através de seis pulsos cinemáticos, responsáveis pela sedimentação e estruturação da bacia.

Amadou (1993) analisa as fácies sedimentares e evolução diagenética dos arenitos da Formação Faro, relacionada ao Eocarbonífero.

Cunha *et al.* (1994) no Boletim de Geociências da Petrobras, resumem a evolução tectono-sedimentar da Bacia do Amazonas, com breve descrição das unidades geológicas, apresentando uma nova Carta Estratigráfica, na qual as unidades litoestratigráficas estão reunidas em quatro seqüências, separadas por discordâncias regionais, relacionadas às orogêneses Caledoniana, Eo e Neoherciniana e Gonduanide.

Em março de 1955 foi descoberto hidrocarbonetos e gás na bacia, em poço exploratório, oriundos de reservatório da Formação Curiri, a 2.718m de profundidade. Outras descobertas, também de gás, foram feitas na região dos rios Autás-Mirim, Abacaxis e Maués, todos situados à sudeste da cidade de Manaus. As evidências de hidrocarbonetos como as citadas, mostram inequivocamente a vocação para geração de gás do pacote sedimentar desta grande área bacinal. Com exceção das descobertas de gás na Bacia do Solimões, os resultados obtidos nas bacias paleozóicas do Brasil foram praticamente nulos.

Estratigrafia

A Bacia do Amazonas está preenchida por rochas sedimentares e vulcânicas datadas desde o Neoproterozóico até o Terciário. Estas rochas estão agrupadas em três seqüências de segunda ordem, limitadas por discordâncias regionais, relacionadas a eventos orogênicos (Figura 2.16).

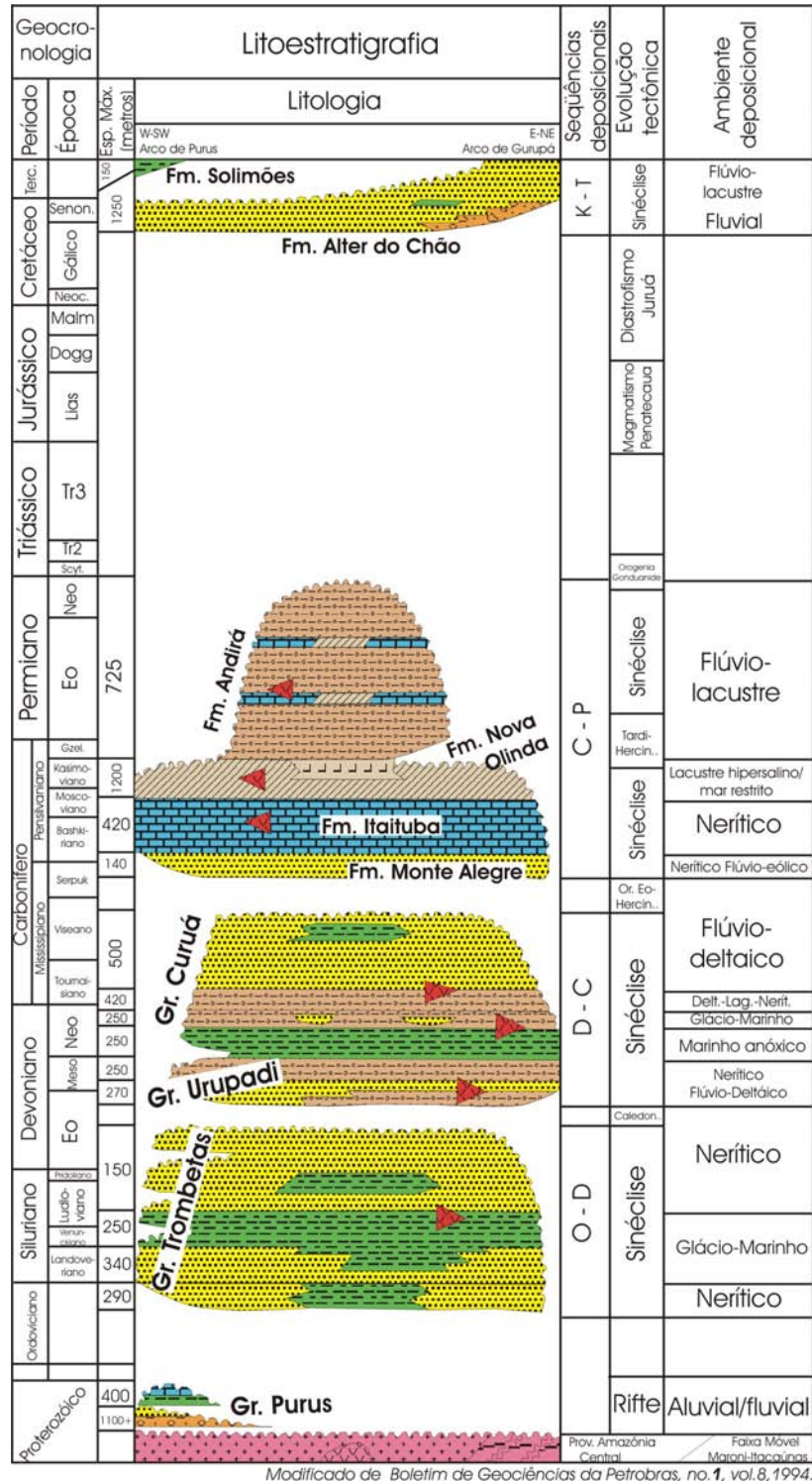


Figura 2.16 - Carta Estratigráfica da Bacia do Amazonas (www.anp.gov.br).

Após a fase rifte, quando foram depositados os sedimentos do Grupo Purus, a Seqüência Ordoviciano-Devoniana inicia a fase sinéclise da Bacia do Amazonas, reunindo as rochas sedimentares do Grupo Trombetas, limitado no topo por uma discordância regional, relacionada com a Orogenia Caledoniana.

A Seqüência Devoniana-Carbonífera representa o segundo ciclo transgressivo-regressivo que afetou a bacia, encerrado com a ocorrência da Orogenia Eoherciniana, que marca o fim de uma sedimentação predominantemente marinha, com influência glacial, reunida nos grupos Urupadi e Curuá.

A Seqüência Permo-Carbonífera, além de representar um novo ciclo transgressivo-regressivo, com formação de grandes depósitos carbonáticos e evaporíticos do Grupo Tapajós, em ambientes continental e marinho, evidencia uma significativa mudança climática no Planeta.

A Bacia do Amazonas foi intensamente afetada pela Orogenia Gondwanite e pelo Diastrofismo Juruá. A sedimentação na Bacia do Amazonas encerra com a deposição da Seqüência Cretácea-Terciária, em ambiente continental, compondo o Grupo Javari.

Compartimentação Tectônica

A Bacia do Amazonas, desenvolvida sobre o Cráton Amazônico, possui uma forma alongada, com o eixo deposicional orientado WSW-ENE (Figura 2.17). Seu arcabouço estrutural caracteriza-se por uma calha central e amplas plataformas, limitadas por duas linhas de charneiras. A norte ocorre a Plataforma de Manaus e a sul, as plataformas de Mamaru e Cupari, separadas pelo Lineamento Faro-Juruti.



Figura 2.17 - Compartimentação tectônica da Bacia do Amazonas (Wanderley Filho 1991).

As seqüências sedimentares da Bacia do Amazonas, que abrangem uma área de 500.000km², estão em *onlap* sobre as rochas precambrianas dos escudos das Guianas a norte e Brasil Central a sul. Seu limite ocidental é com a Bacia do Solimões (Arco de Purus). O limite oriental é com a ombreira do rifte mesozóico de Marajó, denominada de Arco de Gurupá. A espessura total das rochas sedimentares que a preenchem atinge 5000m.

O substrato proterozóico da bacia é constituído por faixas móveis (terrenos) acrescidos a um núcleo mais antigo, denominado Província Amazônia Central. O setor ocidental deste substrato está representado pela Província Tapajós-Parima, e no oriental, o embasamento é constituído pelas rochas graníticas da Província Carajás.

Todos os eventos tectônicos paleozóicos, ocorridos na borda oeste da antiga placa gonduwânica, além dos eventos mesozóicos decorrentes da abertura do Oceano Atlântico, no Mesozóico, estão registrados na Bacia do Amazonas. Estes eventos tectônicos provocaram soerguimentos e subsidências, gerando arcos intrabaciais de grande porte e discordâncias regionais, intercalados com invasões marinhas e formações de seqüências sedimentares (Cunha *et al.* 1994).

Várias são as hipóteses sobre a origem e evolução da Bacia do Amazonas. A origem do rifte precursor da bacia está ligada à implantação, durante o Ciclo Brasileiro, da Faixa Paraguai-Araguaia. Poderia ter-se iniciado devido a esforços compressoriais de direção E-W e distensionais N-S, sendo sua propagação de leste para oeste, controlada pela reativação de fraturas pré-cambrianas. Este rifte foi preenchido por rochas cambro-ordovicianas da Formação Prosperança de ambientes de leque aluvial e fluvial (Cunha *et al.* 1994).

Após esses esforços, houve o resfriamento da massa mantélica, dando início à subsidência térmica regional e ao desenvolvimento de uma sinéclise intracontinental. O preenchimento sedimentar dessa sinéclise ocorreu a partir do Neo-Ordoviciano, de leste para oeste, em *onlap* sobre o Arco do Purus, com alternância de sedimentos marinhos e glaciais.

A fase sinéclise, iniciada desde a deposição da Formação Acari, de ambiente transicional, está pontuada por orogêneses que separam as diversas superseqüências. Esta sucessão permite classificar a Bacia do Amazonas como IF/IS, de acordo com a Classificação Global de Kingston *et al.* (1983).

Segundo Caputo (1984) a origem da bacia deve-se a anomalias térmicas na base da litosfera, com formação de *hot-spot*, seguido de soerguimento, erosão, rifteamento e formação da sinéclise, devido ao resfriamento e a carga sedimentar paleozóica.

Figueiredo & Gabaglia (1986) classificam a como uma Sinéclise de Interior Continental (IS), evoluída a partir de Fratura de Interior Continental (IF).

Neves *et al.* (1989), admitem a evolução da bacia no Brasileiro, partir de riftes intracontinentais para uma sinéclise, devido à dispersão de esforços no fechamento do Ciclo Brasileiro (~600Ma).

Wanderley Filho (1991) acredita na instalação da bacia sobre um segmento crustal espessado durante o desenvolvimento do Cinturão Médio-Baixo Amazonas (Hasui *et al.* 1984), através de lineamentos normais pré-cambrianos de direção NE-SW e E-W. Posteriormente a bacia foi segmentada por falhas de transferência de direção NW-SE, denominadas de Manacapuru-Rio Negro, Urubu-Crepori, Faro-Juriti, Paru-Anapu e Jarí-Pacajaí. Estes lineamentos compartimentaram a bacia em vários blocos, deslocando depocentros e desenvolvendo altos internos, como os arcos do Purus e Gurupá.

A ausência de dobras, discordâncias angulares e basculamentos de blocos nas formações paleozóicas indicam que as falhas normais mestras, foram ativas apenas no estágio inicial de formação da bacia, durante a abertura e fechamento do Oceano Iapetus (Wanderley Filho 1991). Estas falhas convergem em direção ao Arco do Purus, sugerindo que a bacia abriu mais para leste do que para oeste. Este arco, de origem extensional, que controlou a migração das fácies dos sistemas deposicionais, correspondendo ao prolongamento da estrutura do Cachimbo, é constituído de sedimentos proterozóicos, sobre os quais foi depositada apenas a Sequência Cretácea- Terciária, com apenas 500 metros de espessura.

Posteriormente, durante o Jurássico, a Bacia do Amazonas sofreu o terceiro evento cinemático distensivo, na direção leste-oeste, como reflexo da abertura dos oceanos Atlântico Norte e Equatorial. Esta distensão foi acompanhada de magmatismo básico, em forma de soleiras e enxame de diques de diabásio, com direção N-S (Diabásio Penatecaua).

No período entre o Jurássico Superior e o Cretáceo, esforços compressoriais, de direção ENE-WSW, afetaram a bacia através de deformação cisalhante e reativação de fraturas preexistentes, sendo conhecido como Diastrofismo Juruá. Este evento deformacional foi resultante da abertura do Atlântico Equatorial, a leste e Orogênese Andina a oeste.

Entretanto, o Arco do Gurupá, que marca o limite entre a Bacia do Amazonas e a Fossa do Marajó, foi gerado a partir de falhamentos normais, antes do evento magmático básico Penatecaua e do Diastrofismo Juruá, constituindo-se de rochas da Formação Prosperança e das seqüências paleozóicas e cretácea-terciária.

Evolução Geológica

A história geológica de uma bacia sedimentar fica registrada nas características físicas e químicas das rochas sedimentares e ígneas que a preenche. Na Bacia do Amazonas, de natureza intracratônica, afloram rochas de idade paleozóica, mesozóica e cenozóica. Do Ordoviciano ao Devoniano, os depósitos

são continentais e do Permiano ao Carbonífero são marinhos, representados por carbonatos e evaporitos. Durante o Terciário/Quaternário formaram-se depósitos fluviais e flúvio-lacustres.

O preenchimento sedimentar na área da Bacia do Amazonas começou no Neoproterozóico, durante a fase rifte, que antecede a instalação dessa bacia intracratônica, com deposição de sedimentos continentais e marinhos rasos do Grupo Purus, do qual fazem parte às formações Prosperança e Acari.

A sedimentação paleozóica da Bacia do Amazonas começou a partir do Neo-ordoviciano, graças ao primeiro evento cinemático extensional de caráter regional, com ativação das falhas normais mestras de direção NE-SW e E-W, a partir de antigas zonas de cisalhamento. A seção sedimentar completa da bacia está representada por duas seqüências deposicionais de 1ª ordem, compreendendo três seqüências de 2ª ordem, limitadas por discordâncias regionais ligadas a episódios orogênicos, com espessura total em torno de 5.000m.

Desde pelo menos o Siluriano, ocorreram na bacia manifestações ígneas de caráter básico, intrudida por diques e soleiras de diabásio. A deformação prossegue com implantação de falhas transcorrentes (transferentes) que compartimentou a bacia em seis blocos.

A sedimentação teve um caráter pulsante, de leste para oeste, com alternância dos sedimentos marinhos e glaciais da Seqüência Ordoviciano-Devoniana, representada pelo Grupo Trombetas, o qual caracteriza o início da fase sinéclise da bacia, composto pelas formações Autás-Mirim, Nhamundá, Pitinga e Manacapuru. Foi o primeiro ciclo deposicional da bacia, em *onlap* sobre o Arco do Purus, o qual impedia a conexão com a Bacia do Solimões. Entretanto, na porção leste da bacia ultrapassava o Arco do Gurupá, correlacionando-se com as bacias do noroeste africano. Esta seqüência encontra-se parcialmente truncada, no topo, por discordância decorrente da Orogenia Caledoniana, a qual causou regressão e abaixamento do nível do mar, expondo as rochas do Grupo Purus e do embasamento cristalino.

Após a discordância regional relacionada à Orogenia Caledoniana, ocorreu o segundo ciclo transgressivo-regressivo na bacia, promovendo a deposição da Seqüência Devoniana-Carbonífera, representada pelos grupos Urupadi e Curuá. O Grupo Urupadi é composto pelas formações Maecuru e Ererê, constituídas de sedimentos flúvio-deltáicos. O Grupo Curuá é composto pelas formações Barreirinha, Curiri, Oriximiná e Faro, constituída de sedimentos neríticos.

Embora não haja registro de forte movimentação nas falhas normais mestras, a subsidência prossegue com a deposição da Seqüência Permo-Carbonífera, com espessura de aproximadamente 1.500 metros, condicionada ao terceiro e último ciclo transgressivo-regressivo e significativas mudanças climáticas, de frio para quente e árido (Wanderley Filho 1991). Neste período a arquitetura da bacia está

completa, composta pelas falhas normais e transferentes, em geometria *dog-leg* e pelas discordâncias regionais que separam os três pacotes sedimentares paleozóicos.

A Seqüência Permo-Carbonífera tem em a sua base marcada por uma discordância relacionada à Orogenia Eoherciniana. Compreende o Grupo Tapajós, composto pelas formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá. Apresenta um amplo espectro de ambientes de sedimentação, com grande variedade lateral de fácies, desde continentais até marinhos restritos, compostos de sedimentos clásticos, carbonatos e evaporitos, indicando uma mudança significativa de clima frio para quente e árido.

Neste período, enquanto o Arco do Purus encontrava-se submerso, ocorreu o soerguimento do Arco do Gurupá, fechando a ligação à leste com as bacias africanas, tornando-se as bacias do Solimões e Amazonas uma única bacia (Amadou 1993). A Seqüência Permo-Carbonífera foi afetada pelo Magmatismo Penatecaua e pelo Diastrofismo Juruá, encerrando, dessa maneira, a sedimentação paleozóica e os ciclos transgressivos-regressivos.

No final do Paleozóico a Bacia do Amazonas experimentou um soerguimento generalizado, fruto da Orogênese Gonduanide (Zalán 1991), marcada pelos lineamentos transversais nas bacias amazônicas e pela discordância regional, a qual removeu aproximadamente 1000 metros de sedimentos da Seqüência Permo-Carbonífera (Grupo Tapajós). Esta orogenia esta relacionada com a colisão final dos continentes Gondwana e Laurásia, fechando o Oceano Iapetus, com fortes reflexos na América do Sul.

A Seqüência Cretácea-Terciária correspondente ao Grupo Javari, composto pelas formações Alter-do-Chão e Solimões. É constituída de clásticos continentais, depositados por sistemas fluviais e fluvio-lacustres diretamente sobre a superfície de discordância, que marca o topo da seqüência paleozóica. Ocupam o espaço criado devido ao relaxamento dos esforços compressionais e atividades da Orogenia Andina. Neste contexto formaram-se sistemas fluviais de alta energia correndo em direção ao Oceano Pacífico, com deposição de sedimentos arenosos da Formação Alter do Chão. O soerguimento da Cordilheira dos Andes transformou rios entrelaçados em grandes lagos, alimentados por rios meandantes de baixa energia, possibilitando a deposição de extensa camada de sedimentos pelíticos da Formação Solimões.

A partir do Mioceno, no ápice da Orogênese Andina, a bacia ficou isolada e a área fonte principal passa a ser a Cordilheira dos Andes, com a rede de drenagem correndo de oeste para leste (Figura 2.18).

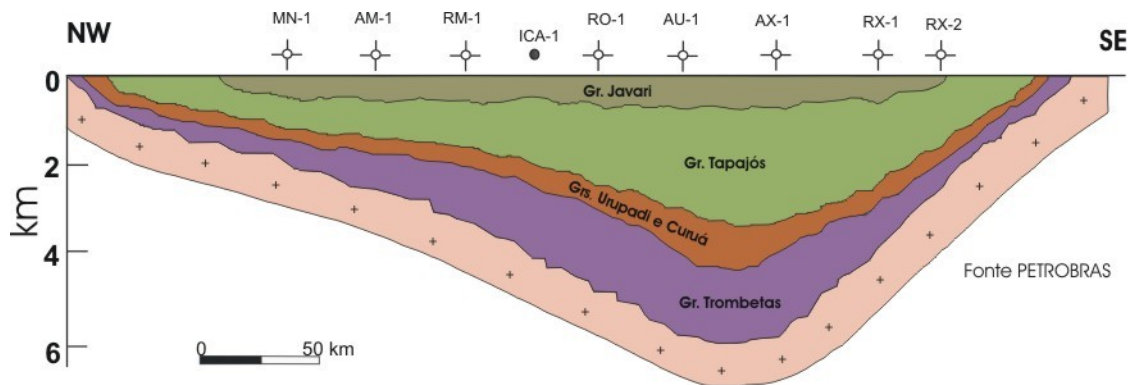


Figura 2.18 - Seção geológica esquemática da Bacia do Amazonas (www.anp.gov.br).

2.6.4 - Bacia do Solimões

A Bacia do Solimões (Caputo 1984), anteriormente denominada de Bacia do Alto Amazonas, situa-se na porção norte do Brasil, no Estado do Amazonas, onde ocupa uma área de forma retangular com 600.000km², entre os paralelos 2^o e 8^oS e meridianos 62^o e 72^o W, sendo que apenas 300.000km² são prospectáveis para hidrocarbonetos. Assenta-se sobre rochas ígneas e metamórficas, além do riftes proterozóicos, com 3.800m de espessura de sedimentos (Figura 2.9).

Está limitada a leste pelo Arco de Purus, que a separa da Bacia do Amazonas. A oeste está separada da Bacia do Acre pelo Arco de Iquitos. A norte e a sul seus limites são com o embasamento do Cráton Amazônico, mais precisamente as províncias Rio Negro e Rondônia-Alta Floresta, respectivamente.

Caputo (1984) sugeriu a substituição do nome Alto Amazonas por Solimões, em virtude da sua evolução diferenciada da Bacia do Amazonas. O substrato dessa bacia consiste nas províncias, de idade paleoproterozóica, Tapajós-Parima, Rio Negro e Rondônia-Juruena (Figura 2.2), cujos contatos formam o Arco do Purus que as separam (Figura 2.9)

Os trabalhos desenvolvidos na Bacia do Solimões tinham como principais objetivos a organização do empilhamento das unidades litoestratigráficas que compõem a bacia; a caracterização geoquímica e sedimentológica das rochas dessas unidades; a paleontologia, o magmatismo e o tectonismo que afetaram e influenciaram a evolução da bacia.

Estratigrafia

Caputo *et al.* (1971) foi o primeiro autor a propor uma coluna estratigráfica para a Bacia do Solimões, posteriormente contestada por Carneiro & Schneider (1976), que não reconhecem as unidades devonianas estabelecidas por aquele autor e Esteves (1983), que propõe uma nova coluna na qual não

consta a Formação Faro. Recentemente Eiras *et al.* (1994), apresentam uma Carta Estratigráfica, com seis seqüências deposicionais, mais atualizada e de maior aceitação pela comunidade geológica (Figura 2.19).

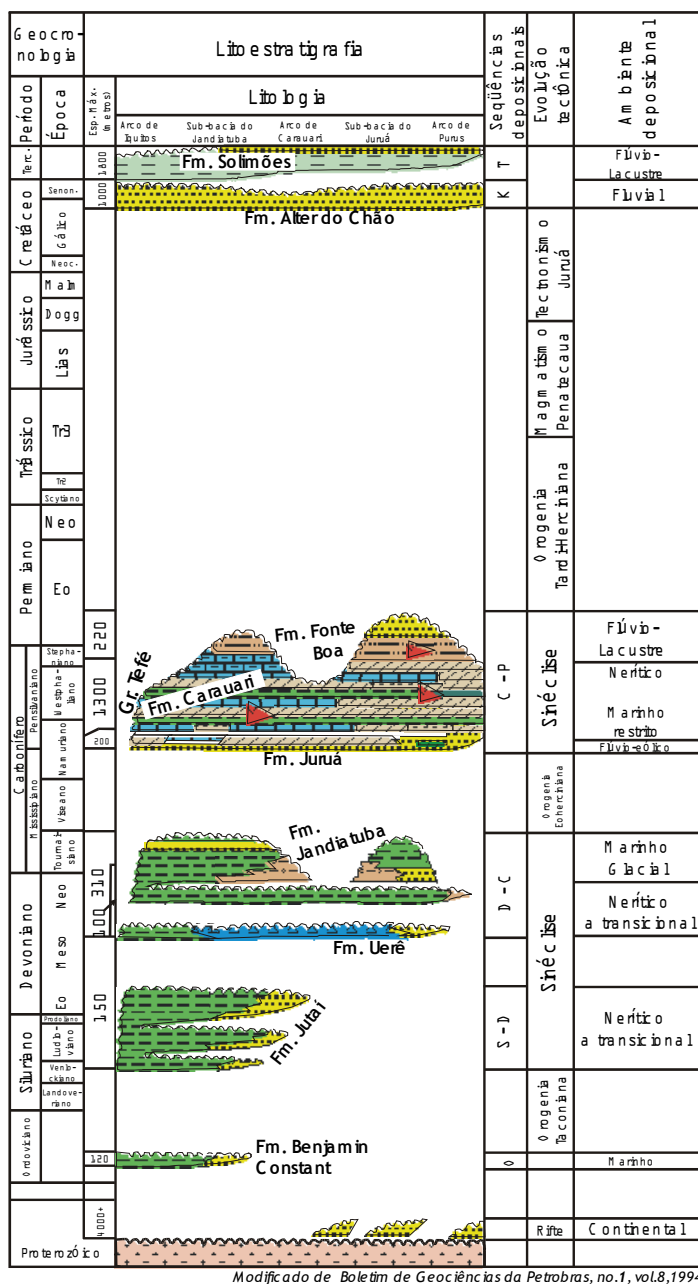


Figura 2.19 - Carta Estratigráfica da Bacia do Solimões (www.anp.gov.br).

Os trabalhos sobre a sedimentologia começaram a partir de Rodrigues *et al.* (1971), sobre as seqüências pré-carboníferas das bacias do Solimões e Amazonas. Posteriormente Szatmari *et al.* (1975), estabelecem o padrão de deposição dos evaporitos e Della Fávera *et al.* (1980), dividem em fácies os sedimentos eólicos da seção permio-carbonífera, mais tarde detalhados por Costa (1984) e Laranzini (1984), no tocante à permeabilidade e porosidade.

Rodrigues *et al.* (1984) realizaram os primeiros estudos para a caracterização geoquímica das seqüências sedimentares da Bacia do Solimões, nos quais concluíram que os folhelhos devonianos são os principais geradores de hidrocarbonetos, com acumulação em trapas estratigráficos e remobilização posterior para trapas estruturais.

A evolução tectônica da bacia é o que tem despertado maiores interesses nos pesquisadores, tendo como pioneiros, neste tema, Szatimari *et al.* (1975) e Esteves (1984), com estudos sobre o Alto Estrutural do Jutai.

Caputo (1985) relaciona a evolução da Bacia do Solimões a um megacisalhamento, com movimentação transcorrente dextral (Megacisalhamento Solimões), associado a *trends* escalonados secundários, denominados conforme suas posições geográficas, gerados a partir do encontro de arcos-de-ilhas com a placa sul-americana.

Silva (1987) faz uma revisão mais completa sobre a lestratigrafia, sedimentação, magmatismo, geoquímica e evolução tectônica da Bacia do Solimões.

Compartimentação Tectônica

Bahia & Abreu (1985) defendem que a evolução das bacias do Solimões e Amazonas começa com a formação de *hot spots* sob as mesmas, causando uma intumescência na crosta continental, seguida pela abertura de fraturas e intrusões de massas ígneas básicas, que após o resfriamento causaram subsidência nessa porção da crosta.

Silva (1987), baseado em dados sísmicos, considerou a Bacia do Solimões ligada aos mesmos fenômenos térmicos que provocaram a abertura da Bacia do Amazonas, com formação de *grabens* e *horsts* como seus precursores genéticos.

As seqüências sedimentares estão separadas por discordâncias regionais, provocadas por movimentos tectônicos que afetaram o Cráton Amazônico desde o Neoproterozóico até o Mesozóico. A de maior amplitude é aquela que coloca em contato as rochas do Grupo Tefé com as rochas da Formação Alter do Chão, correspondendo a um hiato/erosão de aproximadamente 170 milhões de anos, relacionada à Orogenia Tardiherciniana. Esta orogenia, iniciada no Permiano e terminada no Cretáceo Inferior, afetou toda a cordilheira dos Andes Setentrional, com diferentes intensidades de deformação. É a fase orogenética de maior influência no quadro tectônico da Bacia do Solimões, durante a qual houve intensa erosão e/ou deposição de sedimentos continentais (Silva 1987).

Durante o Eocretáceo, intensa tectônica modificadora afetou a bacia, a partir de falhas transcorrentes transpressionais, com movimentação dextral denominadas de Megacisalhamento Solimões (Caputo & Silva 1991).

Esforços compressivos de direção NW-SE, gerados devido à abertura das cadeias meso-oceânicas da América Central e Pacífico Sul (Esteves 1984), geraram outros lineamentos estruturais escalonados, com direção NE-SW, denominados de *trends* de Juruá, Jutai, Jandiutuba (Figura 2.20).

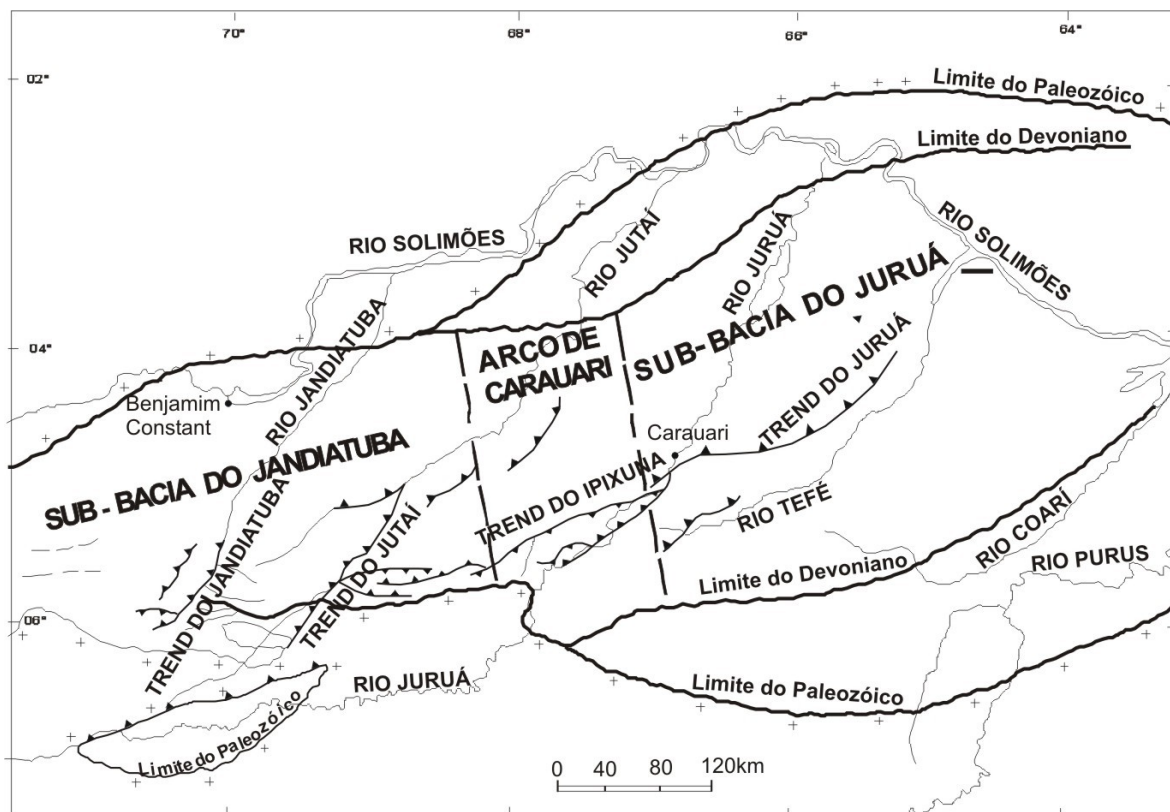


Figura 2.20 - Compartimentação Tectônica da Bacia do Solimões (Silva 1987).

Essas estruturas de segunda ordem serviram como conduto para magmas básicos, uma vez que ao longo e próximo das mesmas, ocorre intensa assimilação magmática de evaporitos e as soleiras de diabásio apresentam as maiores espessuras (1.200m). Estas soleiras foram deformadas pelos esforços transpressivos que bascularam os blocos falhados *en échelon*, gerando flexuras e falhas reversas, capeadas pelos evaporitos, que condicionaram a remobilização e trapeamento de hidrocarbonetos (Figura 2.21).

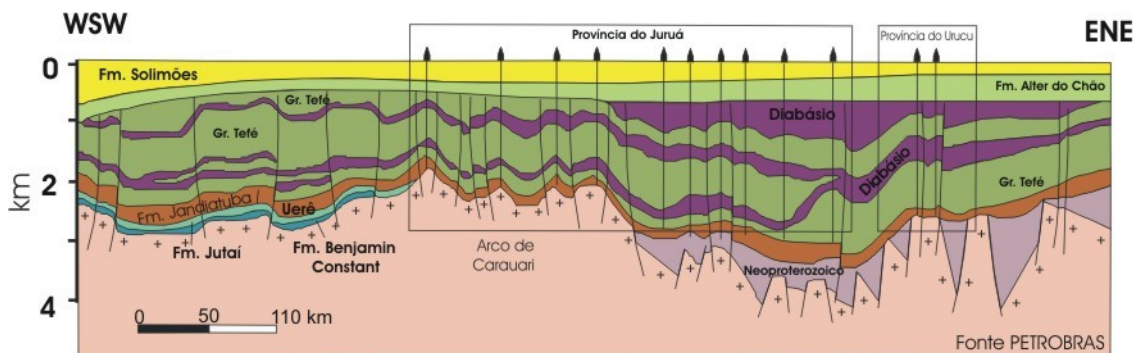


Figura 2.21 - Seção geológica esquemática da Bacia do Solimões (www.anp.gov.br).

Evolução Geológica

A história deposicional de uma bacia intracratônica se caracteriza por movimentos cíclicos, com fases alternadas de subsidência e soerguimento, acompanhadas de invasões e regressões marinhas, respectivamente. As fases de soerguimento são marcadas por amplas discordâncias regionais, todas elas correlacionáveis com os grandes eventos orogênicos que ocorrem nas bordas das placas tectônicas.

A convergência entre as placas Nazca e Sulamericana foi a principal responsável pela evolução geológica e tectônica da Bacia do Solimões, gerando as principais discordâncias regionais que limitam as seqüências sedimentares. Os movimentos tectônicos nas bordas destas placas, resultaram na formação de arcos e altos estruturais no interior da bacia, controladores da sedimentação e das ingressões marinhas vindas de oeste.

A Bacia do Solimões tem sua evolução ligada à formação de falhas transcorrentes dextrais, denominadas por Caputo (1985) de Megacisalhamento Solimões. Dados sísmicos, no entanto, mostram a existência de grábens no interior da mesma, testemunhos da fase rifte da bacia no Neoproterozóico, nos quais estão preservados os sedimentos referentes ao primeiro ciclo deposicional, representado pelo Grupo Purus.

A Bacia do Solimões teve sua evolução a partir do Ordoviciano como uma sinéclise de interior continental, com flexura de oeste para leste, condicionada pela ascensão da Cordilheira dos Andes, a qual deslocou o depocentro da bacia para a região subandina, causando um espessamento da seqüência sedimentar no Terciário. Entretanto Eiras *et al.* (1994) e Teixeira (2001) advogam a evolução da bacia a partir de ríftes, com deposição dos sedimentos da Formação Prosperança durante o Cambriano.

Devido à elevação do Arco de Carauari, um alto estrutural com 120km de largura e orientação NW-SE, a Bacia do Solimões ficou dividida em duas sub-bacias: a leste a do Juruá e a oeste a do Jandiatuba (Figura 2.23). Está preenchida por seis seqüências deposicionais de segunda ordem, geradas

pelas variações eustáticas do nível do mar, tendo como substrato rochas ígneas e metamórficas, na Sub-bacia do Jandiatuba e, na Sub-bacia do Juruá, além dessas rochas, destaca-se a cobertura sedimentar plataformar mesoproterozóica. Esta foi depositada em ambiente fluvial com influência marinha, correspondendo à fase rífte da bacia, e está representada pelas formações Prosperança, Acari e Prainha, as quais compõem o Grupo Purus.

As superseqüências Ordoviciano e Siluro-devoniano, compreendendo respectivamente as formações Benjamin Constant (clásticos neríticos) e Jutaí (clásticos e carbonatos neríticos), são restritas à Sub-bacia de Jandiatuba.

Superseqüência Devoniano-carbonífera abrange as rochas sedimentares marinhas e glacio-marinhas do Grupo Marimari (formações Uerê e Jandiatuba), que ultrapassam o Arco de Carauari, estendendo-se para a Sub-bacia de Juruá.

A Superseqüência Permo-carbonífera consiste em clásticos, carbonatos e evaporitos marinhos e continentais do Grupo Tefé (formações Juruá, Carauari e Fonte Boa), tem o topo truncado por uma grande discordância (170Ma.), correspondente à orogenia Tardiherciniana e ao Diastrofismo Juruá.

A Superseqüência Cretácea corresponde aos depósitos fluviais da Formação Alter-do-Chão, preservados devido à subsidência relacionada à Orogenia Andina. Finalmente, os pelitos e arenitos pliocênicos da Formação Solimões, constituem a Superseqüência Terciária.

A evolução da bacia no Paleozóico começa com a formação da Seqüência Ordoviciano, somente na Sub-bacia do Jandiatuba. As seqüências paleozóicas são depositadas com a invasão marinha, ainda na fase rífte do Ordoviciano Inferior, através de *onlap* costeiros, com a deposição da Formação Benjamin Constant.

A Orogenia Taconiana provocou o recuo do mar e erosão de grande parte da Seqüência Ordoviciano, com um hiato no pacote sedimentar que alcança o Siluriano Médio. Uma ampla superfície erosiva e discordante foi gerada por esta orogenia, sobre a qual foi depositada a Seqüência Siluro-Devoniano, inaugurando a fase sinéclise da bacia, com uma segunda invasão marinha vinda de oeste, ainda sob a influência da Orogenia Taconiana. Esta segunda seqüência sedimentar, ainda restrita à Sub-bacia do Jandiatuba, está representada pela Formação Jutaí, depositada, após um hiato de 100 milhões de anos, em ambiente marinho, é composta de rochas clásticas e carbonáticas, relacionadas ao intervalo siluro-devoniano.

A Seqüência Devoniano-Carbonífera, assim como as demais unidades, tiveram transporte sedimentar de oeste para leste, ultrapassando o Arco de Carauari e preenchendo a Sub-bacia do Juruá. Esta terceira seqüência formou-se durante a terceira invasão marinha, a qual ultrapassou o Arco de Carauari, depositando pela primeira vez sedimentos paleozóicos na Sub-bacia do Juruá, sob forte controle

tectônico e climático. É constituída de clásticos e depósitos silicosos, neríticos a transicionais da Formação Uerê e glácio-marinhos da Formação Jandiatuba, compondo o Grupo Marimari.

A Orogenia Eoherciniana, que iniciou o levantamento da Cordilheira dos Andes, encerrou a sedimentação da Seqüência Devoniana-Carbonífera, através do soerguimento da bacia e conseqüente recuo do mar para oeste, promovendo a erosão e/ou não deposição até a metade do período Carbonífero.

Após a deposição dessas seqüências ocorreu o soerguimento da bacia, provocado pela Orogenia Eoherciniana, e conseqüente regressão marinha, gerando uma discordância regional, definindo a base da Seqüência Carbonífera-Permiana, representada pelo Grupo Tefé. Esta fase orogenética restringiu a entrada do mar, promovendo a formação das camadas evaporíticas, depositada em ambiente essencialmente continental, sob forte controle climático, devido a um processo de desertificação que se expandiu para as bordas da bacia, gerando discordâncias nestas regiões, inclusive no Arco do Purus. Esta seqüência cobre quase toda a Bacia do Solimões. É composta de clásticos flúvio-deltáicos, com retrabalhamento eólico da Formação Juruá; carbonatos e evaporitos marinhos rasos da Formação Caruarí, a qual representa a retomada da sedimentação marinha na bacia, evidenciada nesta seqüência pela espessa seção carbonática, que extrapola para a Bacia do Amazonas. A seqüência encerra com a sedimentação flúvio-lacustres (*red-beds*) da Formação Fonte Boa.

Novo soerguimento atinge a bacia, desta feita provocado pela Orogenia Tardiherciniana e pelo Tectonismo Juruá, separados pelo Magmatismo Penatecaua. Este magmatismo, datado entre 210 e 140Ma, está representado por três soleiras de diabásio, localizadas no mesmo nível estratigráfico, com espessura máxima de 1.200m próximo dos grandes lineamentos.

Os movimentos tectônicos relacionados à Orogênese Tardiherciniana, ao magmatismo Penatecaua e ao Tectonismo Juruá, provocaram uma discordância regional com um hiato na sedimentação na Bacia do Solimões, que se estendeu desde o Permiano Inferior até o Cretáceo Superior, gerando uma superfície discordante e erosiva, sobre a qual foram depositadas as seqüências Cretácea e Terciária. No final deste Período, após um relaxamento dos esforços compressionais, começa a deposição da Formação Alter do Chão, em sistema fluvial entrelaçado de alta energia, preservada em função da subsidência causada pela compensação isostática, ligada ao soerguimento da Cordilheira dos Andes. Este soerguimento dá início à inversão da rede de drenagem, com formação de extensos lagos, alimentados por rios meandantes de baixa energia, nos quais foram depositados os pelitos e restos de animais e vegetais da Formação Solimões.

O preenchimento sedimentar da bacia se encerra no Quaternário, com a deposição, em ambiente flúvio-lacustre, da Formação Içá, tendo, agora, como área fonte a Cordilheira dos Andes.

3.1 – INTRODUÇÃO

A Bacia dos Parecis é uma das maiores bacias intracratônicas brasileiras, cobrindo uma área de 500.000km² na região amazônica, nos estados de Rondônia e Mato Grosso. Localiza-se entre as bacias do Solimões, Alto Tapajós e Paraná, na região de antepaís da Cordilheira dos Andes (Figura 3.1), ocupando a porção sudoeste do Cráton Amazônico, entre os cinturões de cisalhamento Rondônia e Guaporé. Os limites sudeste e nordeste da bacia são os arcos do Xingu (Almeida 1983) e Rio Guaporé, respectivamente. Acumula mais de 6000 m de sedimentos, essencialmente siliciclásticos, relacionados ao Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico.

A nomenclatura estratigráfica segue, em parte, aquela apresentada por Siqueira (1989), enquanto que a descrição e interpretação das várias unidades litoestratigráficas, apresentadas detalhadamente, estão baseadas nos diversos trabalhos previamente executados, bem como em novos dados coletados e tratados nesta tese.



Figura 3.1 - Mapa de localização da Bacia dos Parecis em relação às demais bacias paleozóicas brasileiras.

3.2 - GEOLOGIA DA BACIA DOS PARECIS

O mapeamento geológico da Bacia dos Parecis ao nível de reconhecimento (escalas 1:250.000 e 1:500.000), realizado pelo Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM, foi conduzido na década de 70 pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM: a porção oeste da bacia pelo Projeto Sudeste de Rondônia (Pinto Filho *et al.*1977), a central e a nordeste pelo Projeto Centro-Oeste do Mato Grosso (Padilha *et al.*1974), a sudoeste pelo Projeto Serra do Roncador (Costa *et al.*1975) e a cunha sudeste da bacia pelos projetos Alto Guaporé e Serra Azul (Barros & Pastore Jr.1974 e Ribeiro Filho *et al.*1975, respectivamente).

Siqueira (1989) integrou as informações dos mapeamentos geológicos com dados de geofísica obtidos por outros autores, publicando uma síntese sobre a Bacia dos Parecis.

Em 2004 a CPRM lança os mapas geológicos, em arquivo digital, de todas as folhas na escala 1:1.000.000 do continente brasileiro, nas quais estão incluídas as folhas Porto Velho, Guaporé, Juruena, Cuiabá, Tocantins e Goiás, que cobrem a Bacia dos Parecis (Figura 3.2).

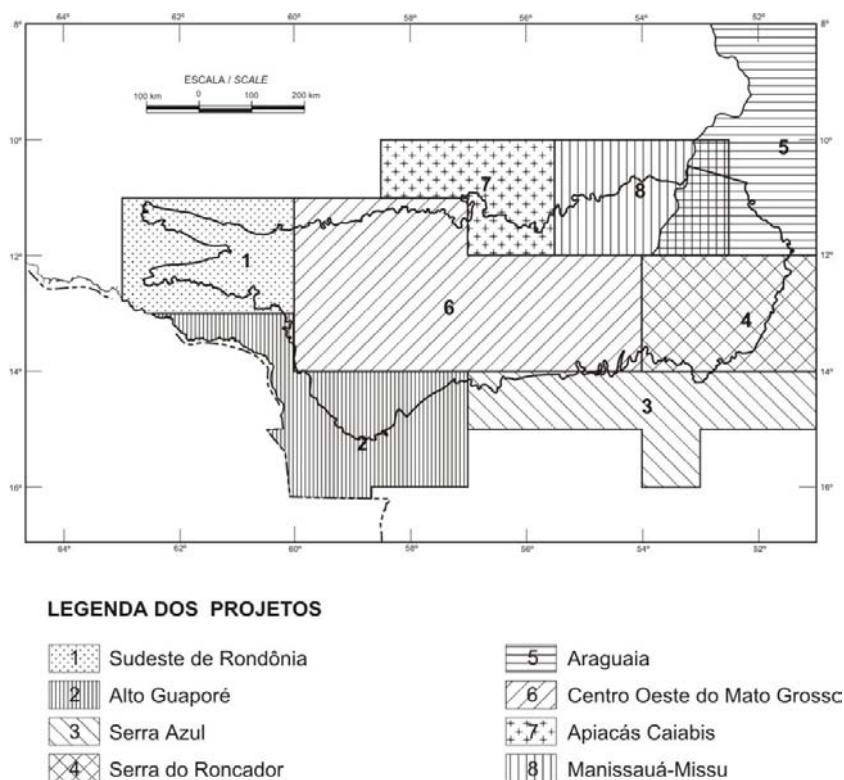


Figura 3.2 - Projetos desenvolvidos pela CPRM na Bacia dos Parecis.

O Fenerozóico na borda oeste do Cráton Amazônico é caracterizado pela presença de extensas coberturas sedimentares relacionadas à Bacia dos Parecis. Trata-se de uma bacia tipo IF, evoluindo para o tipo IS da classificação de Kingston *et al.* (1983).

O embasamento da Bacia dos Parecis compreende rochas do Complexo Jamarí (Isotta *et al.*1978), na porção oeste da bacia, constituído de gnaisses, migmatitos, anfibolitos e granitóides, com metamorfismo de médio a alto grau, relacionado ao Paleoproterozóico e os gnaisses, migmatitos e granitóides do Complexo Xingu (norte e sul da bacia), de idades arqueana e mesoproterozóica, nos estados do Mato Grosso e Goiás. Rochas metavulcano-sedimentares pertencentes ao Grupo Nova Brasilândia relacionadas ao Mesoproterozóico, além da cobertura sedimentar do Neoproterozóico (Formação Palmeiral). As rochas vulcânicas básicas e intrusivas ultrabásicas são do Mesozóico.

O preenchimento da Bacia dos Parecis começou no Paleozóico, com preenchimento de conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos, nesta ordem em direção ao centro da bacia, com alguma contribuição de sedimentos carbonáticos e glaciais. Este pacote sedimentar é composto, da base para o topo, pelas formações Cacoal, Pimenta Bueno e Fazenda da Casa Branca, na porção oeste da bacia, bem como as formações Furnas e Ponta Grossa, na porção leste da mesma.

No Paleozóico Inferior, a região amazônica foi afetada por um evento extensional, quando se implantou um sistema de riftes intracontinentais aproveitando zonas de fraqueza anteriores, que foram preenchidos, pelo menos em parte, pela Formação Cacoal durante o Ordoviciano. Sobre este sistema de riftes depositaram-se, do Devoniano ao Cretáceo, as formações Cacoal, Furnas, Ponta Grossa, Pimenta Bueno, Fazenda da Casa Branca, Rio Ávila e o Grupo Parecis.

As unidades litoestratigráficas citadas formam seqüências deposicionais separadas por discordâncias regionais, indicando a atuação de eventos tectônicos responsáveis por variações de suas fácies e espessuras dentro da bacia (Siqueira & Teixeira 1993). Estas formações foram agrupadas em seis seqüências estratigráficas: Ordoviciano, Devoniano, Carbonífero-permiano, Jurássico, Juro-cretáceo e Cretáceo (Figura 3.3).

A Seqüência Paleozóica bordejia a Bacia dos Parecis nos extremos oeste, sudeste e sudoeste, enquanto que a Seqüência Mesozóica ocupa as porções central e oeste da bacia e finalmente, a Seqüência Cenozóica se concentra principalmente na Sub-bacia Alto Xingu, formando o já conhecido “espanador” do Rio Xingu

A idade paleozóica das formações Cacoal, Furnas e Ponta Grossa está embasada na presença de fósseis como Trilobitas e braquiópodos, a primeira relacionada ao Neordoviciano e as duas últimas relacionadas ao Devoniano. O posicionamento das formações Pimenta Bueno e Fazenda da Casa Branca no Permocarbonífero deve-se à presença de acritarcas (*Sysphaeridium sp.*), identificados por Cruz (1980). Restos de plantas silicificadas (*Psaronius*) indicam a idade mesozóica para a Formação Rio Ávila e Grupo Parecis).

O Cenozóico está representado pela cobertura detrítica-laterítica (Formação Ronuro), relacionada ao Terciário e pelos sedimentos quaternários da bacia do Rio Guaporé.

Além dessas seqüências sedimentares ocorrem rochas extrusivas básicas (Formação Anari/Tapirapuã) e intrusivas ultrabásicas (kimberlitos) relacionadas ao Cretáceo.

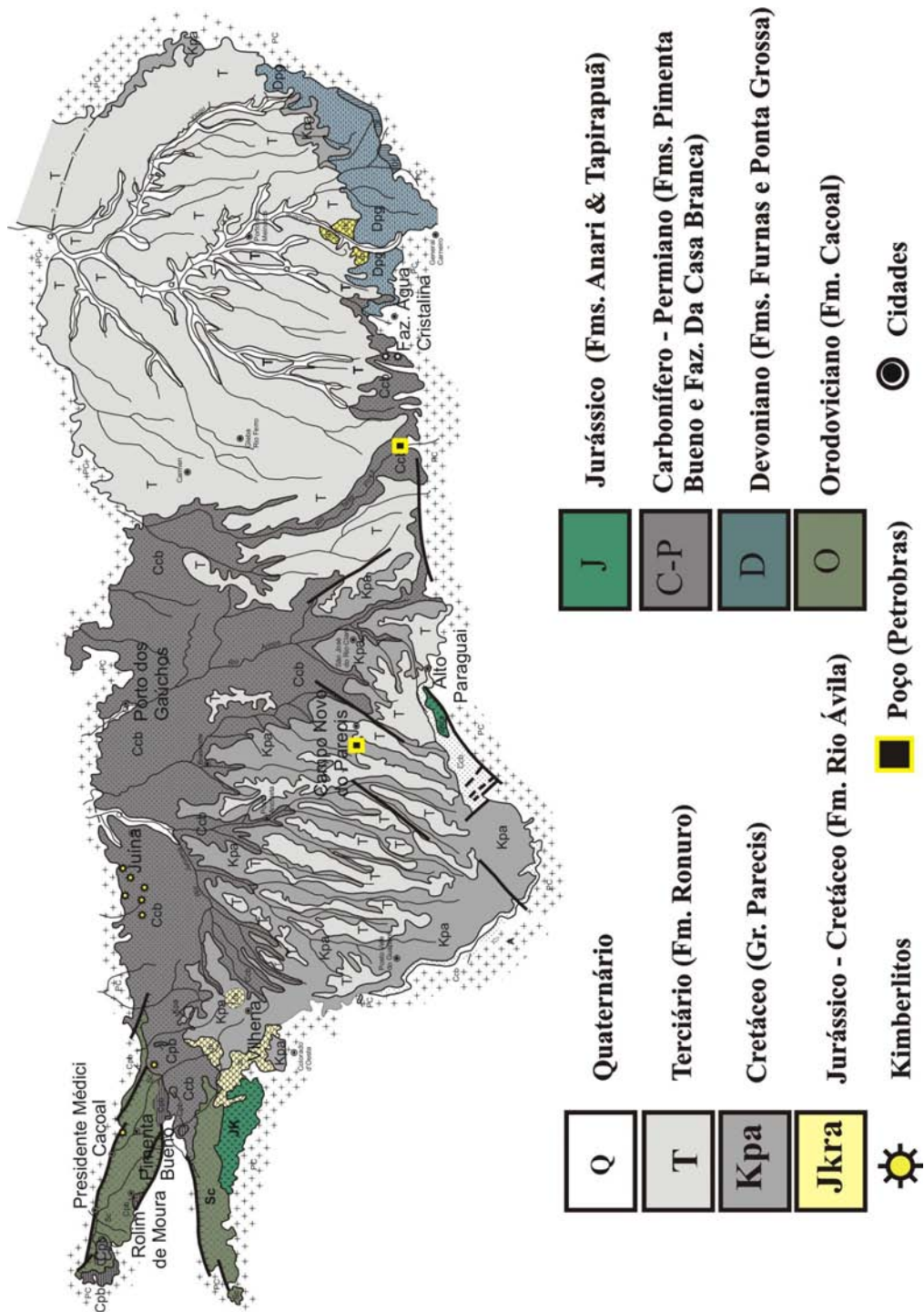


Figura 3.3 - Seqüências estratigráficas da Bacia dos Parecis (modificado de Teixeira 2001).

A Seqüência Ordovicianiana se restringe à Formação Cacoal, composta de conglomerados, grauvacas, folhelhos e dolomitos, interpretados como depositados em leques aluviais, deltas e lagos.

As formações Furnas e Ponta Grossa, componentes da Seqüência Devoniana, consistem respectivamente em arenitos com seixos e folhelhos, sendo o ambiente deposicional determinado na Bacia do Paraná, correspondendo ao marinho costeiro.

A Seqüência Carbonífera-permiana compreende os conglomerados, folhelhos e arenitos da Formação Pimenta Bueno e os conglomerados, arcóseos e folhelhos da Formação Fazenda da Casa Branca, que são interpretados como glaciais na primeira (Bahia & Pedreira 1996), ou periglaciais na segunda (Caputo 1984).

Durante o Mesozóico (Juro-cretáceo), a Região Amazônica foi afetada por outro evento extensional, relacionado à separação entre a América do Sul e a África, quando depressões foram preenchidas por rochas sedimentares e vulcânicas. Na Bacia dos Parecis este evento corresponde aos derrames basálticos das formações Anari e Tapirapuã, constituindo a Seqüência Jurássica. Sobre as rochas vulcânicas básicas foram depositados os arenitos da Formação Rio Ávila, interpretados como de origem eólica e correlacionada com a Formação Botucatu da Bacia do Paraná, formando a Seqüência Juro-cretácea.

A Seqüência cretácica se restringe ao Grupo Parecis, do Cretáceo Superior, composto por conglomerados e arenitos, depositado em ambientes fluvial e eólico. Corpos kimberlíticos do mesmo período cortam esses sedimentos nas regiões noroeste e sudeste da bacia.

A Bacia dos Parecis está coberta discordantemente por areias, siltes e argilas de idade cenozóica, depositados sobre uma crosta laterítica desmantelada.

As rochas sedimentares da bacia, depositadas em ambiente continental, são ricas em matéria orgânica, fato que levou a Petróleo Brasileiro S.A.-PETROBRAS, a explorar hidrocarbonetos na bacia, através de mapeamento de superfície; cobertura aeromagnética e aerogravimétrica; perfis sísmicos e gravimétricos. Os resultados desses trabalhos viabilizaram a execução de dois poços estratigráficos realizados em 1993 e 1995. Além destes, a CPRM perfurou mais um poço para pesquisa de carvão energético.

Recentemente, Marzoli *et al.* (1999) dataram os basaltos das formações Anari e Tapirapuã em 198Ma (Ar/Ar), idade que se aproxima da determinada por Pinto Filho (1977) de 208[±]14Ma (K/Ar), para a Formação Anari.

A evolução tectonossedimentar da bacia ou de partes dela foi esboçada em trabalhos anteriores (Siqueira 1989, Bahia & Pedreira 1996 e Bahia *et al.*1996). No presente trabalho esta evolução é analisada através de métodos potenciais, que permitem o estudo da bacia em profundidade.

A coluna estratigráfica da bacia é baseada em uma compilação de todos os projetos de mapeamento geológico existentes, dados de campo, novas análises geocronológicas e uma correlação com outras bacias brasileiras (figura 3.4).

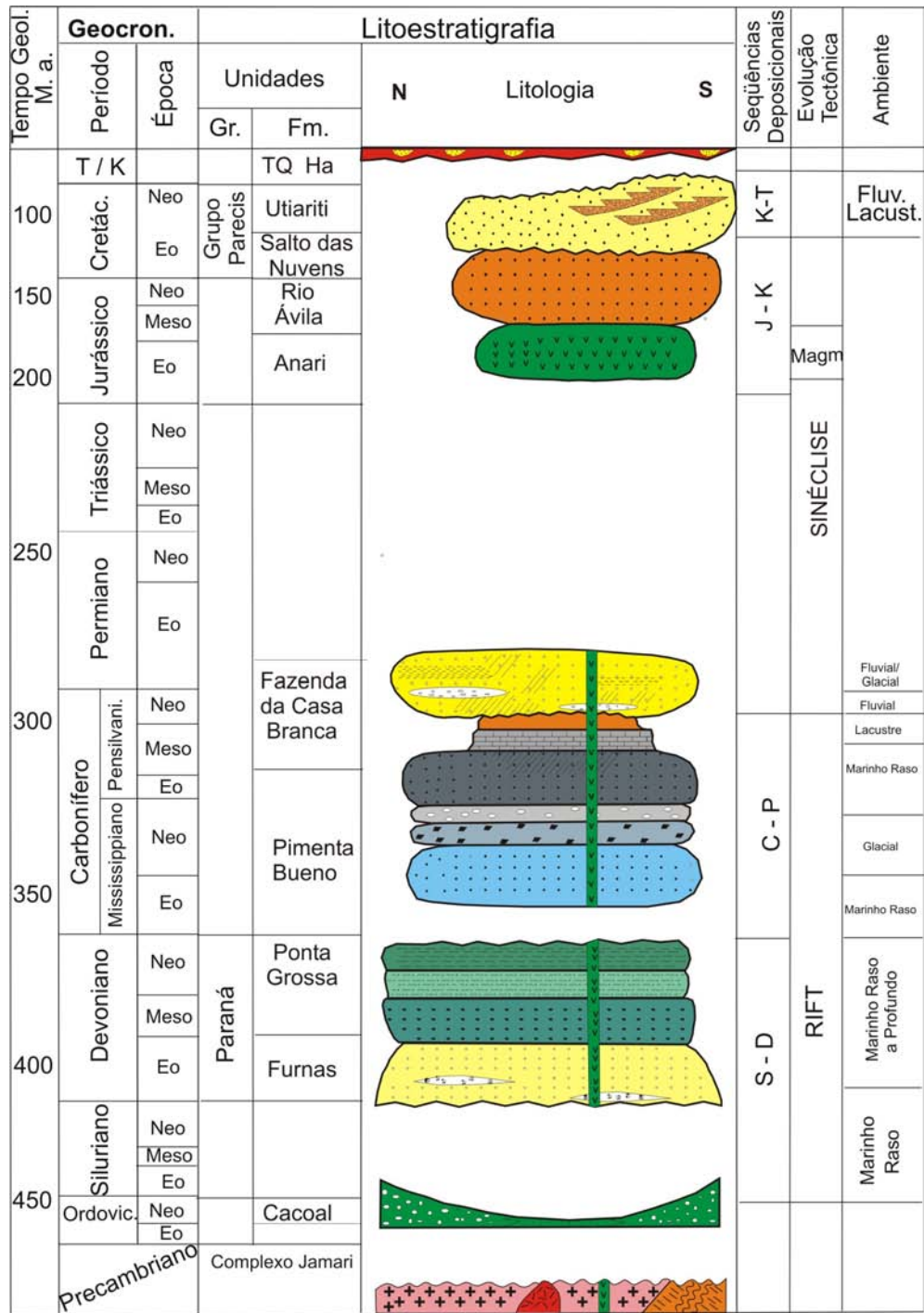


Figura 3.4 - Carta Estratigráfica da Bacia dos Parecis.

No âmbito do Estado de Rondônia, além das unidades concernentes aos grabens de Colorado e Pimenta Bueno, as formações Rio Ávila e Fazenda da Casa Branca e o Grupo Parecis são as unidades

litoestratigráficas sedimentares que afloram na Bacia dos Parecis, além de derrames básicos (Formação Anarí) e intrusões ultrabásicas (kimberlitos).

A cobertura cenozóica no Estado de Rondônia está representada principalmente pelos sedimentos plio-pleistoceno do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Madeira. Os ambientes sedimentares principais são pântanos, planícies de inundação, canais fluviais, lagos e leques aluviais, fortemente controlados pela Orogênese Andina, através da reativação de antigas estruturas pré-cambrianas, provocadas por tensões transpressivas que bordejam a cordilheira andina.

Esta cobertura é constituída, essencialmente de cascalho, areia, silte e argila inconsolidados, às vezes leteritizados, os quais são designados de Formação Guaporé (Figueiredo *et al.* (1974) e Formação Solimões (Leal *et al.* 1978).

Os depósitos de canal são caracterizados por acreção lateral (LA) e acreção longitudinal (DA) em barras de canal e depósitos residuais de canal. São areias e cascalhos inconsolidados com estratificação cruzada acanalada, os grãos são arredondados e mal selecionados, devido ao transporte por tração superar o transporte por suspensão.

Análise geomorfológica da região coberta por esses sedimentos possibilitou a divisão do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Madeira em Domínios I, II, e III (Souza Filho *et al.*2000). O Domínio I abrangendo a bacia do rio Guaporé tem suas características estruturais relacionadas à evolução da Bacia de Beni. O Domínio II encontra-se controlado pelo alto estrutural de Guajará-Mirim. Finalmente o Domínio III, na região do rio Madeira a jusante de Porto Velho, está associado à evolução da Planície Amazônica.

3.3 - GRAVIMETRIA E MAGNETOMETRIA DA BACIA DOS PARECIS

A Bacia dos Parecis encontra-se totalmente coberta por levantamentos regionais geofísicos, através de métodos potenciais, realizados pela PETROBRÁS, CPRM e IBGE (Figura 3.5). Apesar de vasta área de difícil acesso, coberta por florestas e reservas indígenas, essas restrições foram superadas pelos levantamentos aerogravimétricos e aeromagnéticos, que permitiram a aquisição de um conjunto de dados, cobrindo toda a área da bacia, sendo facilmente utilizados pelas modernas técnicas de interpretação. Em locais de fácil acesso foram realizadas linhas sísmicas de reconhecimento e gravimetria terrestre, permitindo a primeira visualização da sismoestratigrafia da bacia (Teixeira *et al.*1993), que motivou a perfuração do primeiro poço exploratório para hidrocarbonetos da bacia realizada pela PETROBRÁS (2-FI-1-MT).

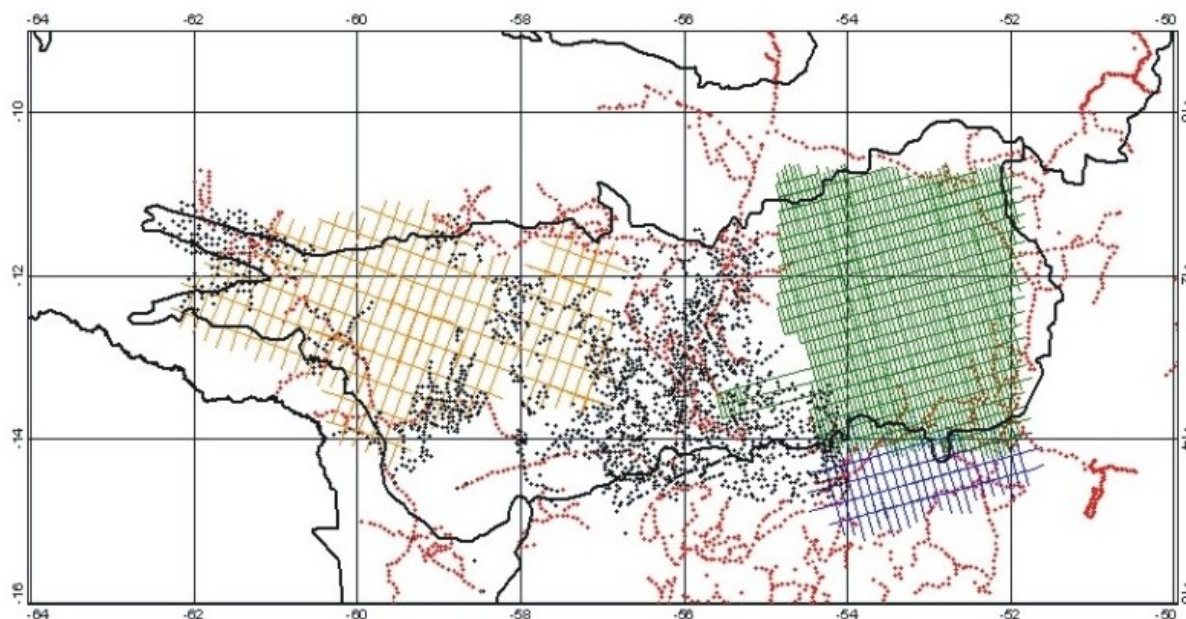


Figura 3.5 - Mapa Base dos levantamentos gravimétricos e magnéticos da Bacia dos Parecis. Em preto e vermelho são levantamentos gravimétricos terrestre realizados pelo IBGE e pela Petrobrás. Em laranja, azul e verde são aerolevantamentos (gravimetria e magnetometria) realizados pela Petrobrás.

3.3.1 - Gravimetria

Os dados gravimétricos da Bacia dos Parecis foram coletados pelo IBGE e PETROBRÁS, conforme está mostrado na figura 3.5. Segundo Siqueira (1989), a Bacia dos Parecis corresponde a maior anomalia Bouguer negativa no interior do Cráton Amazônico, com desvio do campo regional da ordem de -80 mgl, para a qual ele denominou de Baixo Gravimétrico dos Parecis (Figura 3.6). Esta feição gravimétrica alongada na direção WNW, apresentada no mapa gravimétrico Bouguer da América do Sul (Breville 1977), alinha-se perfeitamente com o Graben de Pimenta Bueno, na porção norte da Sub-bacia de Rondônia, indicativa de uma maior espessura sedimentar nesta região da Bacia dos Parecis.

O levantamento gravimétrico, por ter sido realizado por dois órgãos diferentes e com objetivos distintos, não apresenta uma distribuição homogênea dos dados. A gravimetria terrestre foi realizada apenas ao longo das rodovias, com maior concentração na porção central. O espaçamento das medidas é diferente ao longo dos perfis.

O levantamento aerogravimétrico da Bacia dos Parecis foi realizado pela PETROBRÁS e cobriu as porções leste, oeste e sudeste da bacia. O espaçamento das linhas de vôo foi de 6 km, com direção $N15^{\circ}W$, e com linhas de controle separadas de 6 km na direção $N75^{\circ}E$, com altura de vôo de 1000 metros. O gravímetro utilizado foi do tipo LaCoste & Romberg ZLS, montado em plataforma estabilizadora tri-axial. A navegação e o posicionamento planialtimétrico foram controlados com uso de GPS, altímetros e barômetros

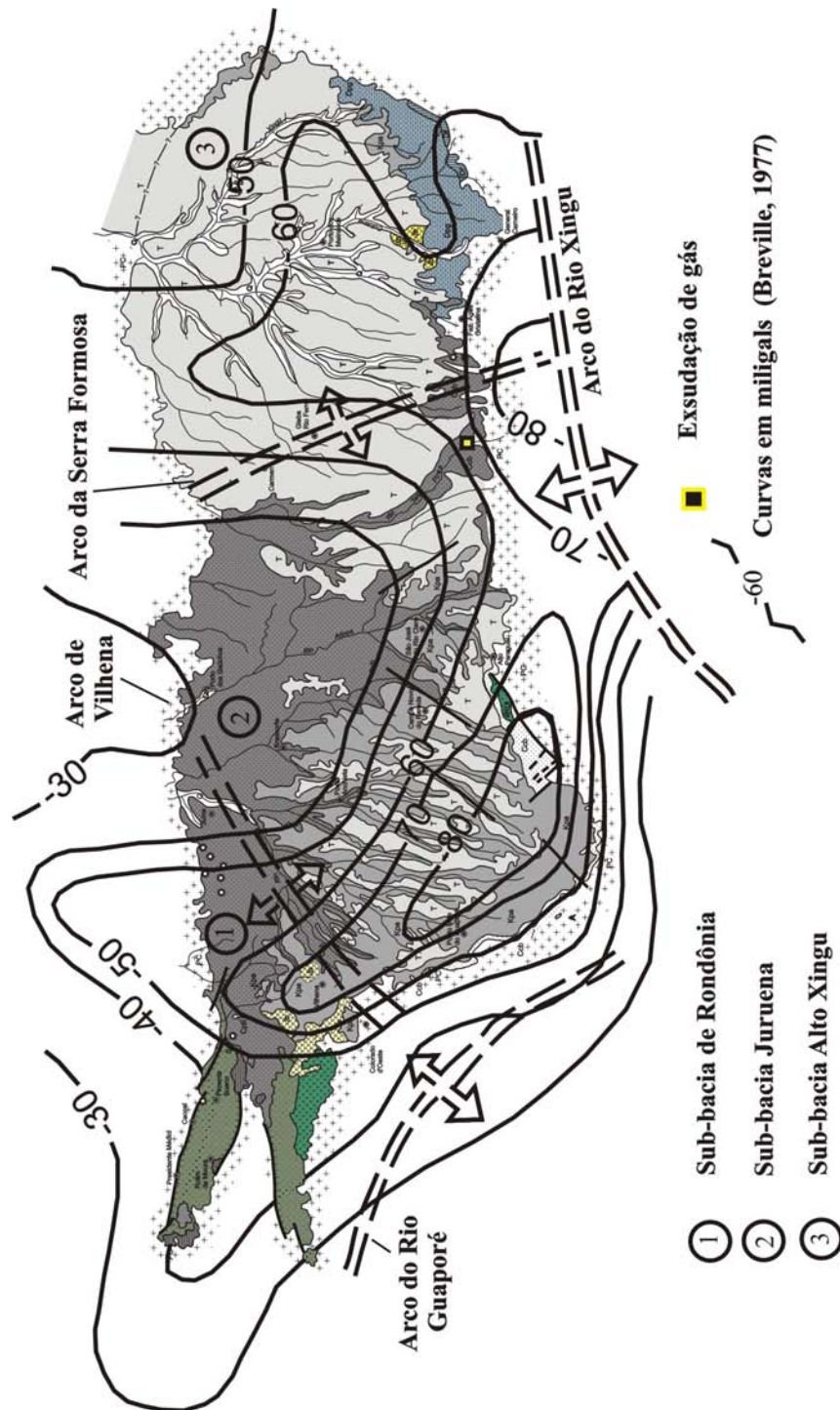


Figura 3.6 – As unidades tectônicas principais da Bacia dos Parecis e as anomalias gravimétricas retiradas do mapa gravimétrico Bouguer da América do Sul (Breville 1977).

A obtenção do mapa de anomalia Bouguer foi através da interpolação dos dados aéreos e terrestres, feita pelo programa Oásis da Geosoft. Latitudes e longitudes foram convertidas para as coordenadas X e Y, usando a projeção Lambert. Uma análise inicial do mapa gravimétrico da Bacia dos Parecis apresenta uma assinatura da geometria das principais falhas da bacia, a estrutura dos domínios geológicos e a localização dos principais depocentros da bacia (Figura 3.7).

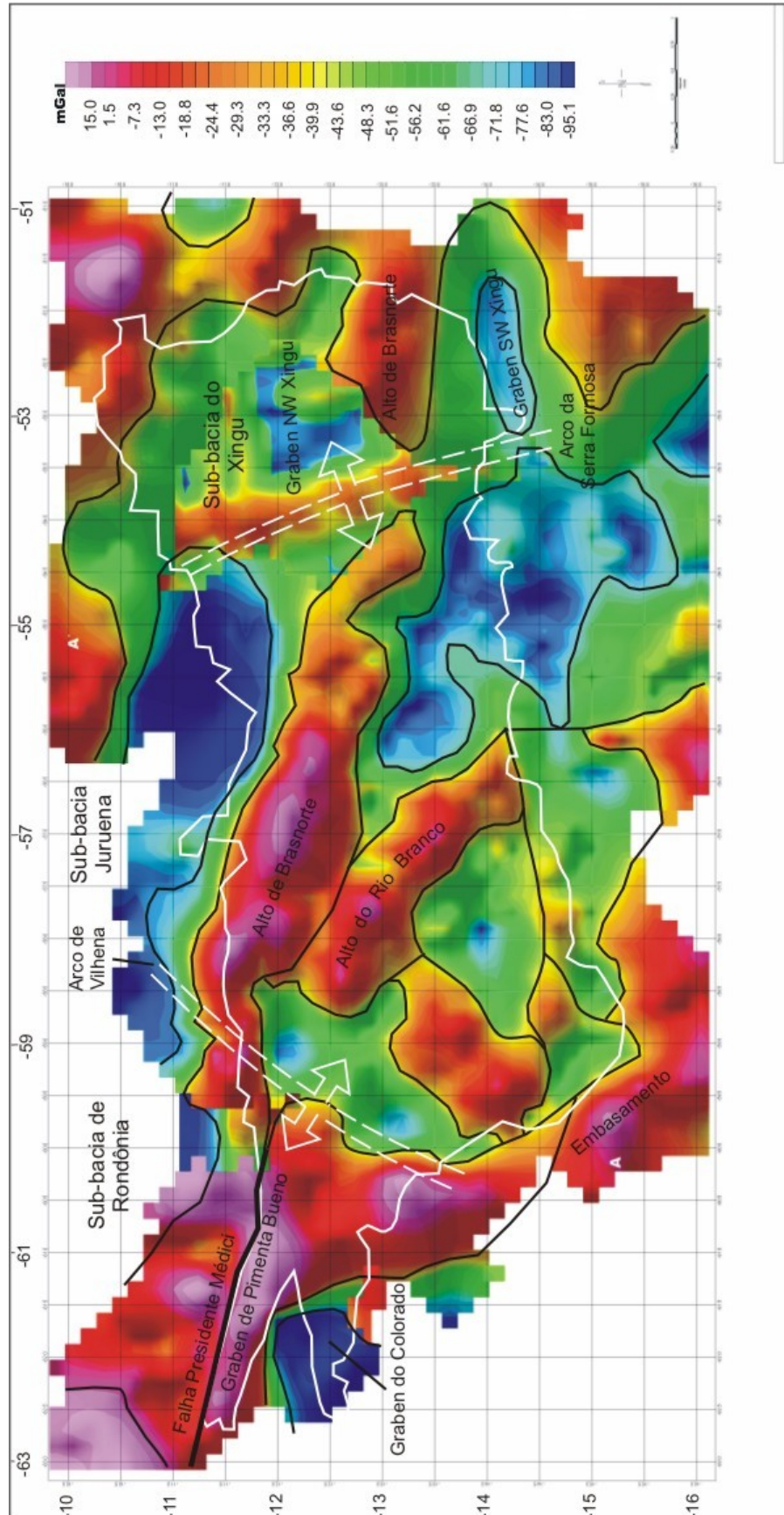


Figura 3.7 - Mapa gravimétrico Bouguer da Bacia dos Parecis.

Observam-se nitidamente dois baixos gravimétricos a norte e no centro-oeste da bacia, separados por um alto estrutural com direção leste-oeste, confirmando o *trend* regional das estruturas. Estes baixos gravimétricos, com desvio do campo regional da ordem de -80 mgal, são coincidentes com o prosseguimento dos grabens de Pimenta Bueno e Colorado por baixo da seqüência mesozóica, relacionados com a fase rifte, precursora da Bacia dos Parecis. Observando-se o Mapa da Segunda Derivada Vertical do campo gravitacional (Figura 3.8), nota-se uma perfeita seqüência de altos e baixos estruturais, numa configuração *grabens-horsts*, definindo os depocentros da bacia, alinhados segundo uma estruturação NW-SE.

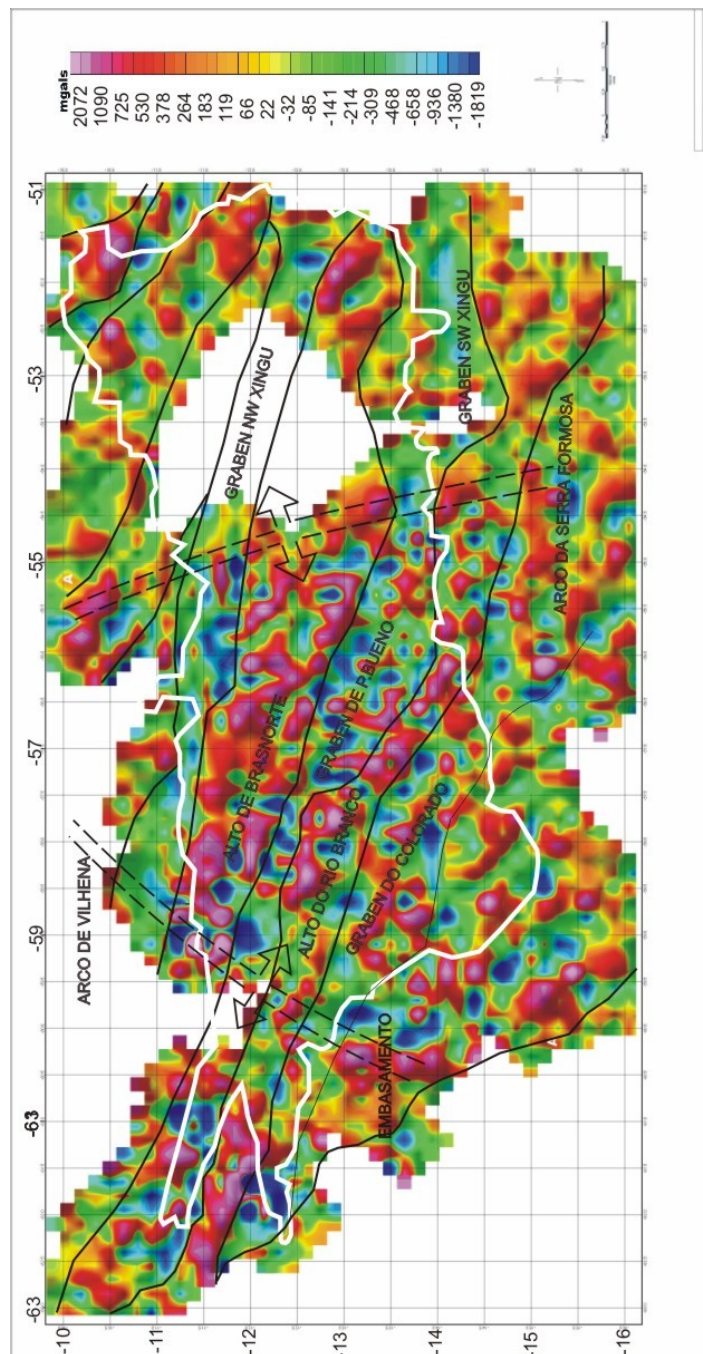


Figura 3.8 - Mapa gravimétrico residual da Bacia dos Parecis.

Os lineamentos indicados no mapa gravimétrico têm correlação com as falhas Itapuã, Presidente Médici e do Colorado, mapeadas durante o Projeto Sudeste de Rondônia (Pinto Filho *et al.* 1977). Foram geradas no embasamento cristalino durante a formação das províncias Rio Negro e Rondônia-Juruena (3003), sendo reativadas como falhas normais durante a formação do Oceano Atlântico. Neste mapa está bem definida a Sub-Bacia do Xingu de Siqueira (1989), com dois depocentros a NW e SE do rio Xingu, separadas por um alto estrutural denominado de Alto do Rio Xingu.

Destacam-se quatro eixos anômalos positivos, cujas direções principais são coerentes com a estruturação da bacia, correspondendo aos grabens do Colorado, Pimenta Bueno, noroeste do Rio Xingu e sudoeste do Rio Xingu.

A estrutura profunda da bacia mostra que os grabens de Pimenta Bueno e do Colorado se estendem por baixo dela em direção a sudeste. A continuidade para leste destes grabens, os quais constituem a Sub-bacia de Rondônia, fortalece a hipótese de uma evolução da Bacia dos Parecis, do Ordoviciano ao Permiano, a partir de um rifte intracratônico (IF de Kingston *et al.* 1983), passando conseqüentemente ao tipo sinéclise interior (IS de Kingston *et al.* 1983). Isto caracteriza também uma bacia como do tipo *rifte-sag* ou *steer-head*, conforme Dewey (1982).

3.3.2 - Magnetometria

Os dados aeromagnéticos da porção ocidental da Bacia dos Parecis, mais precisamente na sub-bacia Juruena, apresentados através do mapa magnético de campo total (Figura 3.9), onde estão localizadas as maiores anomalias magnéticas negativas da Bacia dos Parecis. Evidenciam o prosseguimento dos grabens de Pimenta Bueno e Colorado por mais de 700km para leste, separados por um alto estrutural denominado de Alto do Rio Branco do Guaporé (Soeiro *et al.* 1981), correspondendo a Fossa Tectônica de Rondônia de Siqueira *et al.* (1989).

Esta megaestrutura representa a fase rifte da evolução da Bacia dos Parecis, que juntamente com as sub-bacias do Juruena e do Alto Xingu, separadas pelo Arco da Serra Formosa, correspondem aos principais depocentros da bacia.

Nessas bacias estão instalados três sistemas de drenagem isolados, denominados de oeste para leste: Ji-Paraná, Alto Juruena e Alto Xingu, reforçando a existência dos referidos arcos. Esta hipótese foi proposta por Siqueira (1989), que defende o preenchimento da bacia por três seqüências sedimentares paleozóica, mesozóica e cenozóica, incluindo rochas vulcânicas do Cretáceo, com espessura aproximada de 6 km.

Anomalias magnéticas negativas normalmente estão relacionadas a um adelgaçamento crustal, onde o aquecimento causado pela ascensão de material quente da astenosfera, provoca a desmagnetização das rochas da crosta terrestre.

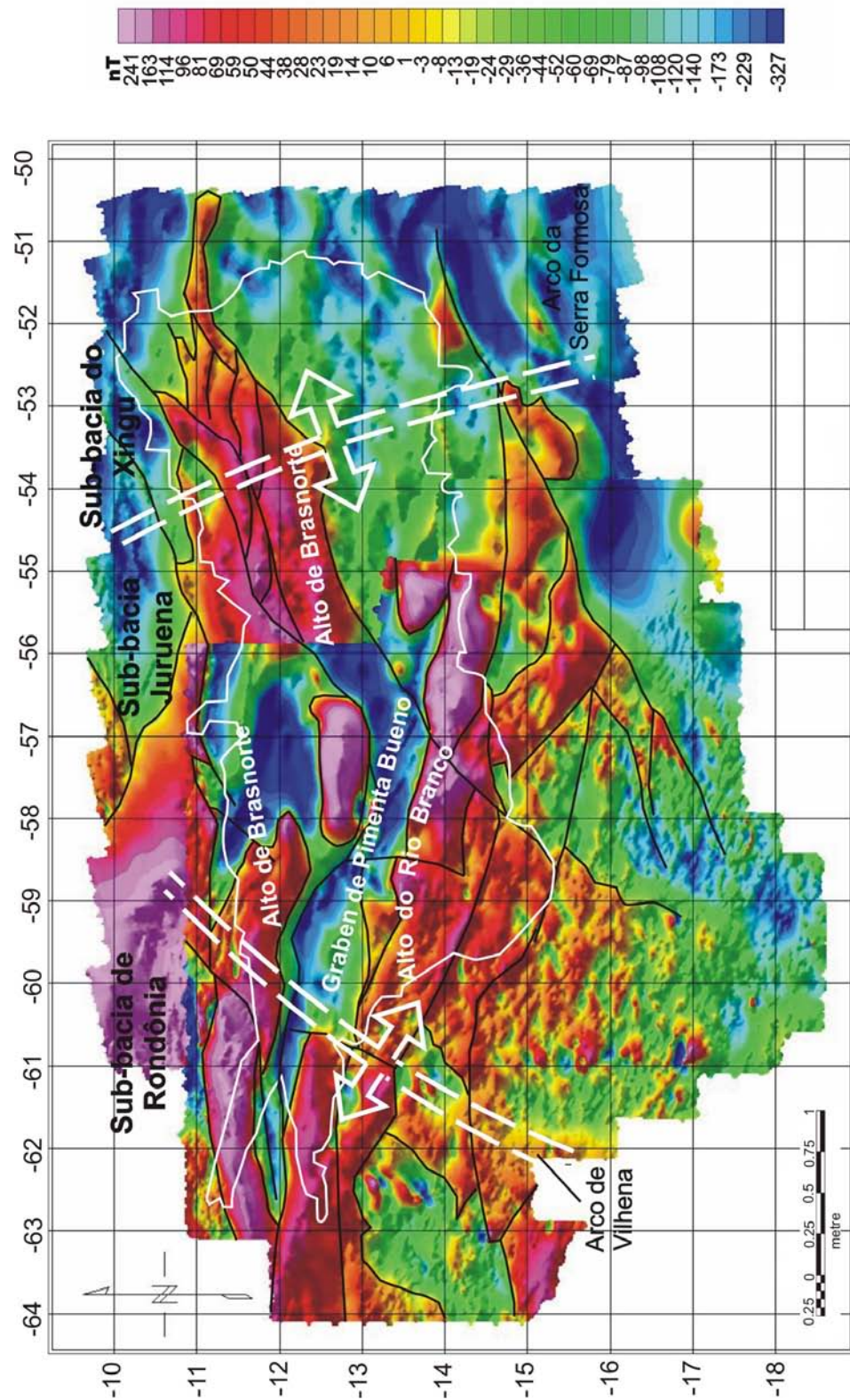


Figura 3.9 - Mapa magnético do Campo Total da Bacia dos Parecis.

As anomalias gravimétricas negativas ou baixos gravimétricos normalmente indicam a presença de uma espessa camada de rochas sedimentares, com densidade em torno de $2,6\text{g/cm}^3$, cobrindo as rochas mais densas da crosta terrestre, com densidade de $2,80\text{g/cm}^3$. Portanto, a integração dos mapas magnético e gravimétrico é importante para a confirmação da localização dos depocentros e altos estruturais no interior de uma bacia sedimentar. Fato confirmado na integração dos lineamentos gravimétricos e magnéticos da Bacia dos Parecis (Figura 3.10).

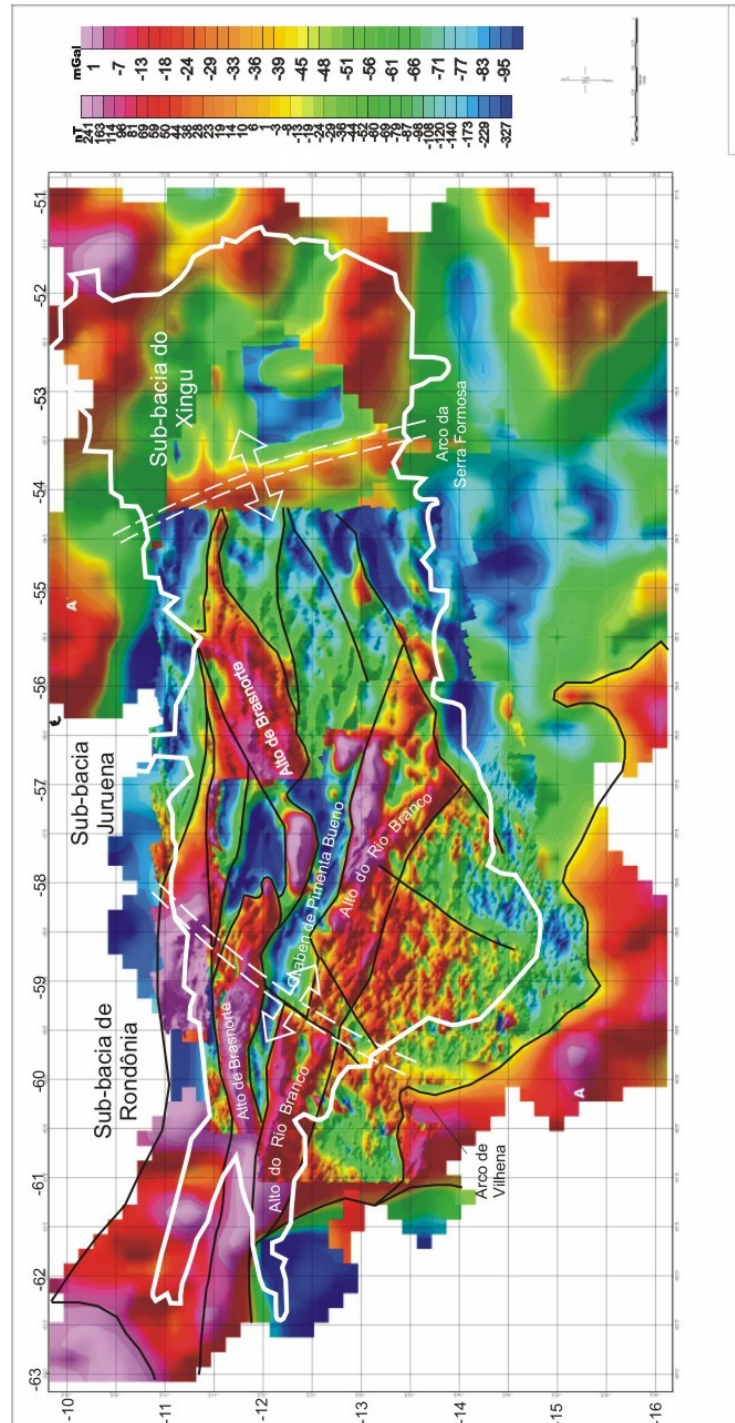


Figura 3.10 - Mapa Magnético com a integração dos lineamentos magnéticos-gravimétricos da Bacia dos Parecis.

Neste mapa confirma-se à presença dos depocentros indicados nos mapas magnético de campo total e gravimétrico, referente às sub-bacias do Juruena e do Alto Xingu, separadas pelo alto estrutural da Serra Formosa.

É muito forte a estruturação na direção NW-SE, dos baixos gravimétricos e alto magnéticos, correspondente a esses depocentros da bacia, os quais foram limitados, posteriormente, pelos altos estruturais de direção NE-SW.

Observa-se também na figura 3.10 o prosseguimento para leste dos grabens de Pimenta Bueno e Colorado, desaparecendo por baixo das sub-bacias do Juruena e Alto Xingu. Este fato reforça a idéia da evolução da Bacia dos Parecis a partir de riftes intracontinentais passando para sinéclise termal. Estes depocentros foram subdivididos posteriormente pela elevação dos altos estruturais de direção NE-SW no interior da bacia, reflexo de uma tectônica modificadora provocada por processos ligados à elevação da Cordilheira dos Andes. A evolução da Bacia dos Parecis foi influenciada, desde o Mesozóico, pela elevação desta Cordilheira, tendo como resultado a ascensão do Arco do Rio Branco, a oeste da bacia, que separa as sub-bacias de Rondônia e Juruena, isolando-as da depressão subandina com a qual esteve ligada durante o Paleozóico. Esta orogênese associada à abertura do Oceano Atlântico, tem com consequência as colisões já comprovadas em outras bacias brasileiras, como as transcorrências na Bacia do Solimões e o desenvolvimento de magmatismo básico nessas bacias (Siqueira 1989).

Outro método utilizado, a Deconvolução de Euler (Euler 3D), a qual é um procedimento de inversão, utilizando-se o software da Geosoft S.A., visando obter uma estimativa da profundidade do topo do corpo geológico que gera a anomalia gravimétrica ou magnética. Este método assume que o campo observado em cada ponto é devido a uma fonte tridimensional, com o campo variando em todas as direções. Não assume um modelo geológico particular como um prisma ou um dique. Quando a fonte é bidimensional aplica-se a um dos vetores o valor zero, caindo o mesmo em um plano horizontal, indicando o *strike* da estrutura 2D.

Aplicou-se esta inversão nos dados magnéticos disponíveis da Bacia dos Parecis, objetivando a estimativa da profundidade em cada ponto do embasamento cristalino da bacia (Figura 3.11). Nesta figura observa-se que os pontos com cores variando de azul, nos locais onde a fonte do campo magnético encontra-se em uma profundidade menor, enquanto que as maiores profundidades da fonte magnética ou o embasamento cristalino, indicadas pelos pontos com tonalidades mais avermelhadas, estão localizadas nas porções norte, central e leste da bacia, formando uma faixa com direção E-W e inflexão para SE, chegando próximo aos 6km de profundidade. Esta faixa corresponde grosseiramente aos grabens de Pimenta Bueno e Colorado, nas porções norte e oeste da bacia, passando para as sub-bacias Juruena e Alto Xingu nas porções central e leste, respectivamente. Confirmando, o que já havia sido mostrado em figuras anteriores, ou seja, a localização dos depocentros da Bacia dos Parecis.

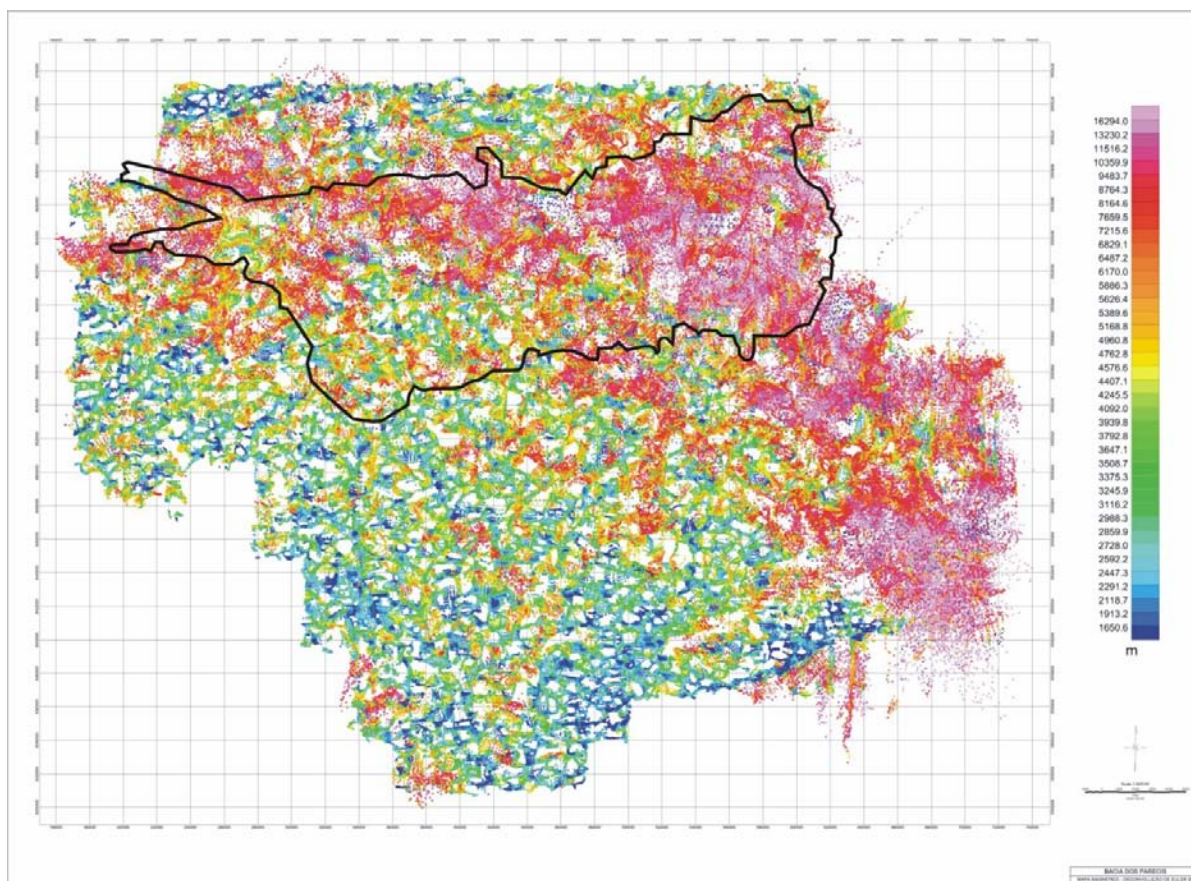


Figura 3.11 - Mapa da estimativa de profundidade do embasamento através da deconvolução de Euler-3D.

3.3.3 - Modelagem Gravimétrica

As anomalias gravimétricas são amplamente utilizadas para obtenção de informações da configuração da terra abaixo da superfície. Em geral grandes anomalias gravimétricas estão relacionadas a mudanças na espessura da crosta terrestre ou a presença de grandes massas de densidade contrastante na escala regional.

Os dados gravimétricos podem ser usados para estudo de vários tipos de estruturas geológicas, variando em profundidade e tamanho desde blocos crustais profundos até pequenos corpos próximos da superfície. Observando-se os mapas de contorno de isovalores é possível determinar a forma em 3D ou 2D da fonte da anomalia gravimétrica. Os contornos mais arredondados são típicos de fonte 3D, como domos salinos, intrusões e corpos mineralizados. Enquanto que contornos alongados em uma direção indicam fonte 2D, como falhas diques e corpos tabulares.

As bacias sedimentares, os grabens, intrusões graníticas e domos salinos normalmente provocam uma anomalia gravimétrica negativa. Portanto, os dados gravimétricos são usados para a elaboração do modelamento tectônico e arquitetura geral de uma província tectônica, assim como de uma bacia

sedimentar, a exemplo do trabalho de Vidotti (1998), no qual é apresentada uma revisão da evolução tectônica e geológica da Bacia do Paraná, com base em novos dados gravimétricos.

Em função da existência de reservas indígenas e propriedades privadas, com restrição de acesso, no Estado de Mato Grosso, a PETROBRAS executou em 1988 o aerolevante gravimétrico na Sub-bacia do Juruena e, posteriormente, foi estendido até a Sub-Bacia Alto Xingu. Nos locais de fácil acesso, como é o caso da Sub-bacia de Rondônia, o levantamento gravimétrico foi executado por via terrestre.

O levantamento gravimétrico na Bacia dos Parecis indicaram anomalias que variam de -40mgal a -80mgal, evidenciando a espessura da camada sedimentar sobre a litosfera terrestre variando de 6.000m, na Sub-bacia de Rondônia, até 3.000m na sub-bacia do Xingu.

A camada sedimentar foi depositada durante os dois períodos de subsidência ocorridos no paleozóico e no mesozóico, com a deposição das seis seqüências estratigráficas que preenchem a Bacia dos Parecis.

A modelagem gravimétrica foi elaborada através de três perfis idealizados com base nas principais feições tectônicas da bacia. Esses estão apresentados no mapa gravimétrico terrestre (Figura 3.12 A), no qual os perfis foram posicionados transversalmente às anomalias Bouguer negativas da Bacia dos Parecis. Para execução dos perfis foi considerada a profundidade de 35km para a descontinuidade de Moho e uma densidade de $2,8\text{g/cm}^3$ para o embasamento cristalino, correspondente a densidade média da Crosta Continental.

Nos perfis 1 e 3 (Figura 3.12 A) observa-se que as maiores anomalias negativas, da ordem de -80mgals, são coincidentes com a sub-bacia do Juruena, onde podem ser bem definidos os depocentros relacionados aos grabens de Pimenta Bueno e do Colorado, que se estendem desde a Sub-bacia de Rondônia. Esta anomalia reflete uma espessura da camada sedimentar, que pode atingir até 6 km nos principais depocentros.

A modelagem gravimétrica na Bacia dos Parecis forneceu resultados interessantes sobre a arquitetura crustal na região da bacia. As seções crustais apresentadas na figura 3.12 (B) permitiram verificar a configuração da descontinuidade de Moho, a qual atinge uma profundidade de 40 km. Esta configuração caracteriza um acamadamento espacial típico de uma crosta interior rifteada, coberta por uma espessa camada sedimentar nesta zona.

No restante da bacia a interface crosta-manto apresenta-se levemente ondulada, com profundidade média em torno de 30km. Esta configuração deve-se possivelmente ao afinamento crustal/litosférico e elevação da astenosfera, conseqüentes dos processos de rifteamento.

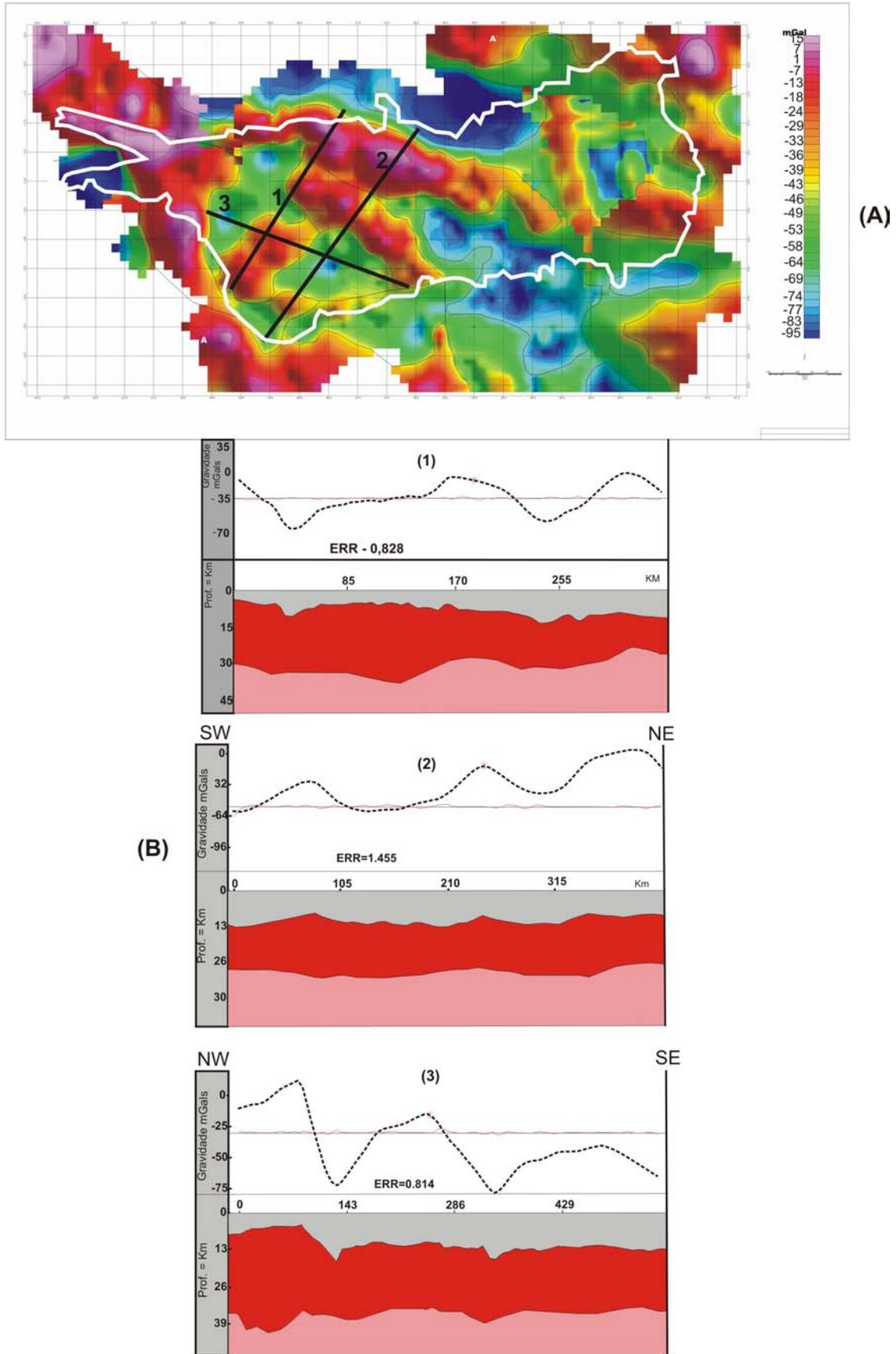


Figura 3.12 - Mapa gravimétrico da Bacia dos Parecís (A) com os perfis gravimétricos modelados (B), apresentando a camada sedimentar (cinza), sobre o embasamento cristalino (vermelho).

A Bacia dos Parecis está dividida, de oeste para leste, em três domínios tectono-sedimentares (Siqueira 1989), separados respectivamente pelos arcos de Vilhena e da Serra Formosa (Siqueira & Teixeira 1993), conforme o modelo tectônico mostrado na figura 3.13.

No modelo apresentado observa-se que o extremo oeste corresponde a uma depressão tectônica (Sub-bacia de Rondônia), a região central é um baixo gravimétrico (Sub-bacia do Juruena) e o extremo leste é uma bacia interior tipo sinéclise (Sub-bacia do Xingu).

A Sub-bacia de Rondônia, unidade geotectônica proposta por Siqueira (1989) para designar os grabens de Pimenta Bueno e Colorado, separados pelo Alto Estrutural do Rio Branco do Guaporé (Soeiro *et al.* 1981). Estas depressões estão limitadas, de norte para sul, pelos lineamentos Presidente Hermes, Itapuã e Colorado respectivamente.

Os lineamentos citados acima prosseguem para a porção central da bacia, no substrato da Sub-bacia do Juruena, com uma inflexão para sudeste, delimitando os altos de Brasnorte e Rio Branco, os quais separam os grabens de Pimenta Bueno e do Colorado, correspondendo também aos principais depocentros da Sub-bacia do Juruena.

Em função da elevação do arco da Serra Formosa, como consequência da Orogenia Andina, os lineamentos Itapuã, Presidente Hermes e do Colorado tomam uma direção NE-SW, delimitando os grabens NW do Xingu e SW do Xingu, os quais são os principais depocentros da sub-bacia homônima.

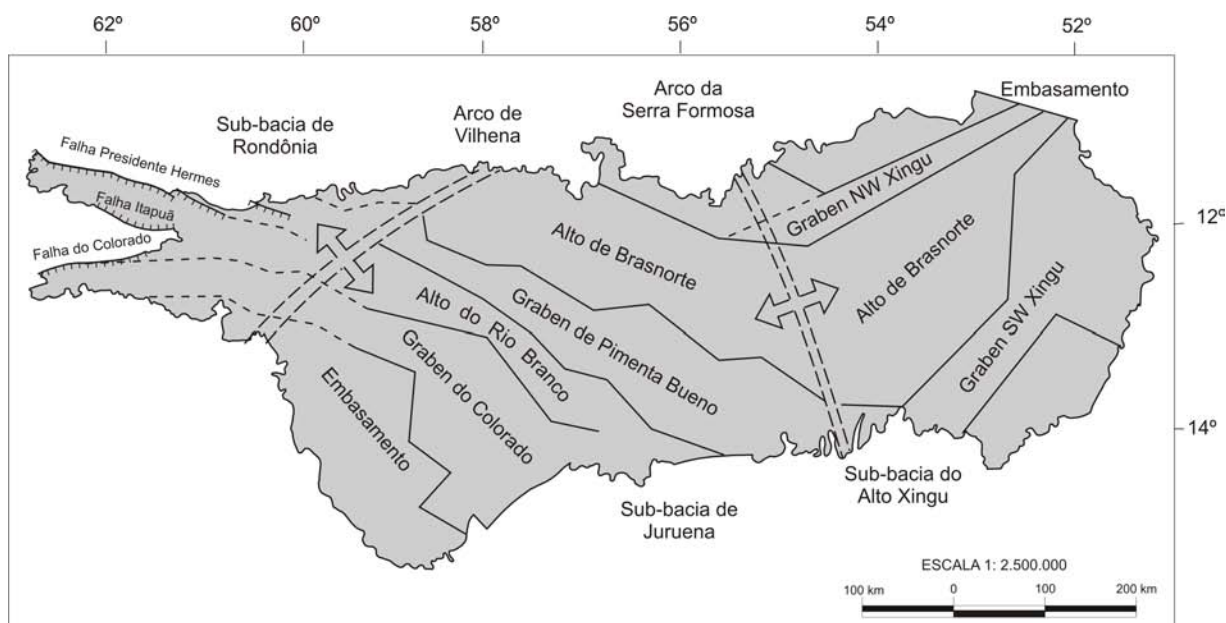


Figura 3.13 - Domínios tectônicos da Bacia dos Parecis.

3.4 - ESTRATIGRAFIA DA BACIA DOS PARECIS

3.4.1 - Introdução

O Fenerozóico na borda oeste do Cráton Amazônico é caracterizado pela presença de extensas coberturas sedimentares relacionadas ao Paleozóico (Formações Cacoal, Furnas, Ponta Grossa, Pimenta Bueno e Fazenda da Casa Branca), ao Mesozóico (Formação Rio Ávila e Grupo Parecis) e Cenozóico (Cobertura do Guaporé). Além dessas seqüências sedimentares ocorrem rochas intrusivas básicas (Formação Anari / Tapitapuã) e ultrabásicas (Kimberlitos) relacionadas ao Cretáceo.

O presente capítulo objetiva apresentar a estratigrafia da Bacia dos Parecis, tendo como base a descrição e interpretação das várias unidades litoestratigráficas apresentadas detalhadamente neste capítulo e na revisão dos diversos trabalhos citados a seguir, bem como acrescentar os dados coletados pelos autores, durante os trabalhos de campo.

O mapeamento geológico da bacia ao nível de reconhecimento (escala 1:250.000), realizado pelo Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM, foi conduzido na década de 70 pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM: a porção oeste pelo Projeto Sudeste de Rondônia (Pinto Filho *et al.*1977), a porção central e nordeste pelo Projeto Centro-Oeste do Mato Grosso (Padilha *et al.*1974), a porção sudoeste pelo Projeto Serra do Roncador (Costa *et al.*1975) e a cunha sudeste da bacia pelos projetos Alto Guaporé e Serra Azul (Barros & Pastore Jr.1974 e Ribeiro Filho *et al.*1975, respectivamente).

Siqueira (1989) integrou as informações dos mapeamentos geológicos com dados de geofísica obtidos por outros autores, publicando uma síntese sobre a Bacia dos Parecis. A partir desse trabalho, mais os dados obtidos através de trabalhos no campo durante a tese, foi possível a elaboração de um mapa geológico da Bacia dos Parecis e de seções geológicas esquemáticas longitudinal e transversal da bacia (Figuras 3.14, 3.15 e 3.16, respectivamente).

Dentre as rochas sedimentares da Bacia dos Parecis, supostamente depositadas em ambiente continental, existem folhelhos carbonosos e radioativos, possíveis geradores de hidrocarbonetos (Siqueira 1989), fato que levou a Petróleo Brasileiro S.A.- PETROBRAS, a pesquisar hidrocarbonetos na bacia. Desde 1988 a Bacia dos Parecis tem sido alvo de pesquisa para hidrocarbonetos desenvolvida pela PETROBRAS através de mapeamento de superfície, cobertura aeromagnética e perfis sísmicos e gravimétricos. Os resultados desses trabalhos viabilizaram a execução de dois poços estratigráficos realizados em 1993 e 1995. Além desses dois poços, a CPRM perfurou um poço também para pesquisa de carvão energético, sendo que este último não atingiu o embasamento cristalino.

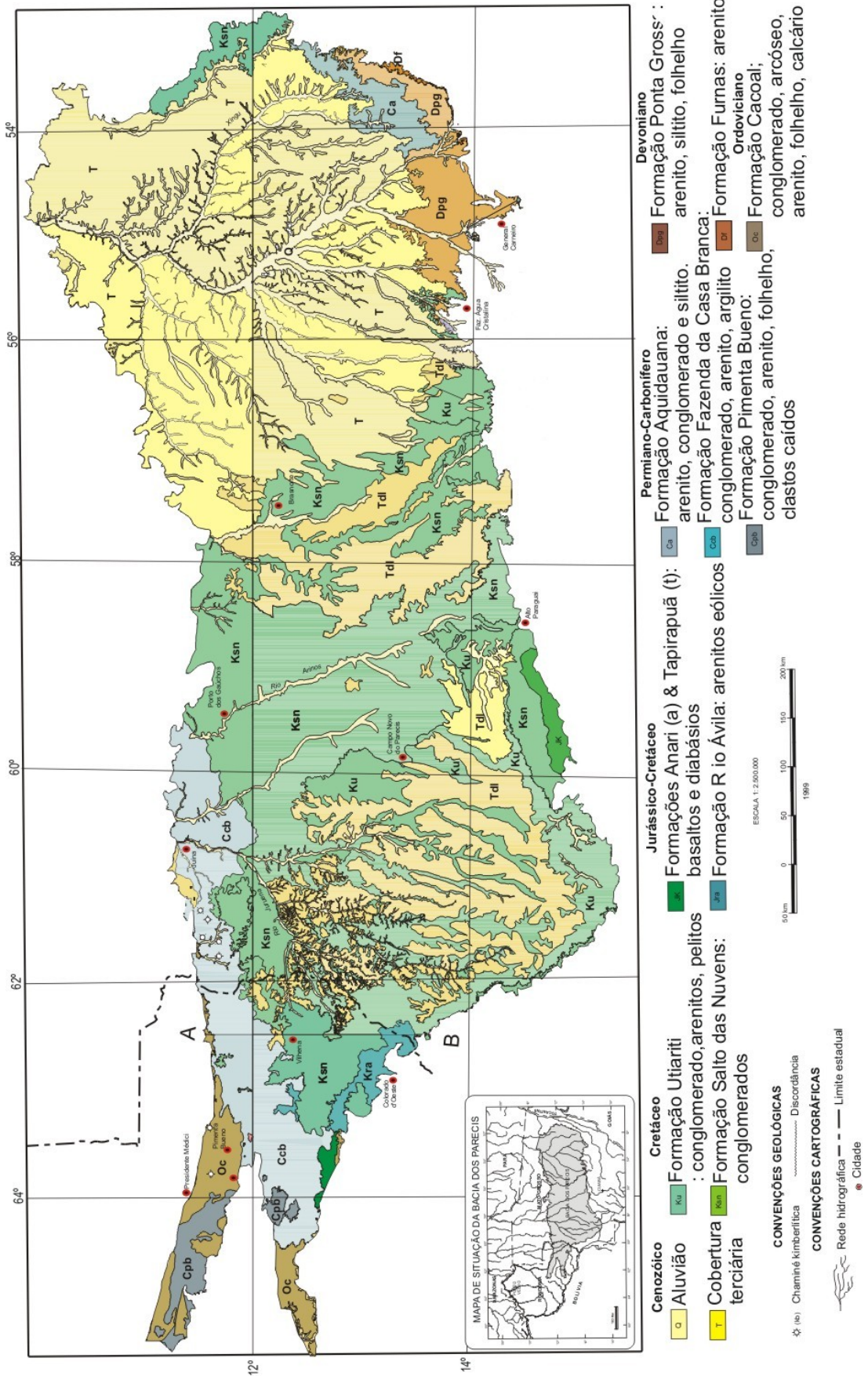


Figura 3.14 - Mapa geológico da Bacia dos Parecis.

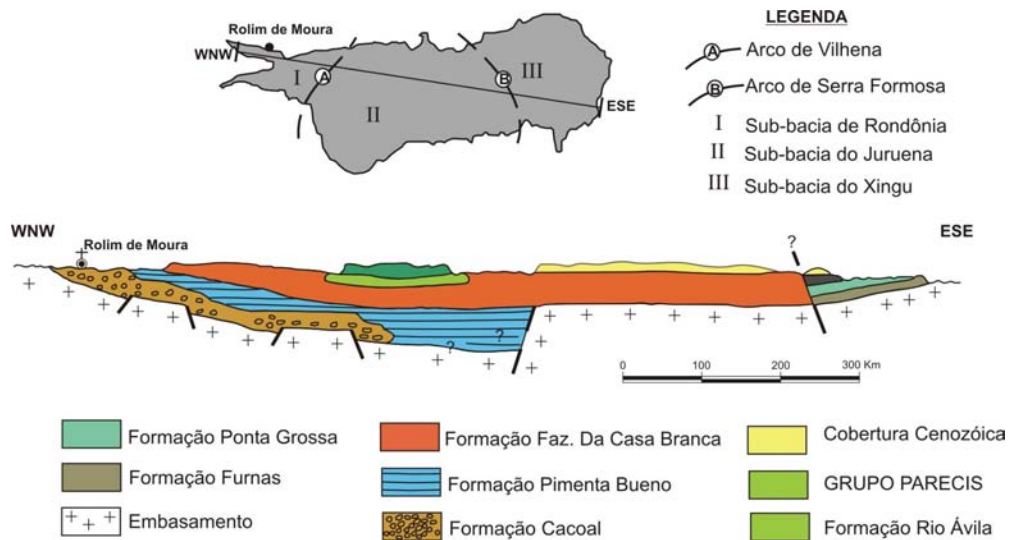


Figura 3.15 - Seção geológica esquemática da Bacia dos Parecis.

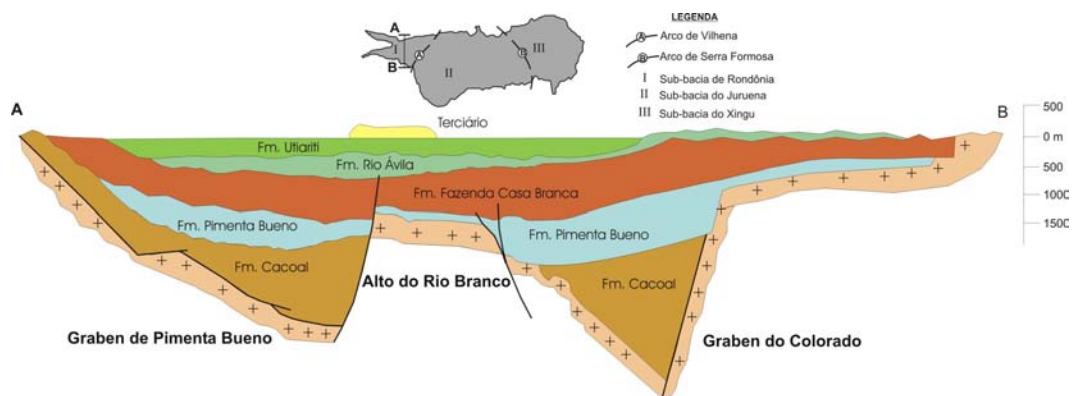


Figura 3.16 - Seção da Sub-bacia de Rondônia, mostrando os grabens de Pimenta e do Colorado e as unidades estratigráficas da Bacia do Parecis.

3.4.2 - Estratigrafia

O mapa geológico da Bacia dos Parecis (Figura 3.14) foi compilado e modificado, após os trabalhos de campo, de Bizzi *et al.* (2003), para mostrar aproximadamente a distribuição superficial de algumas unidades litoestratigráficas não cartografadas previamente. Nas figuras 3.15 e 3.16 os perfis esquemáticos mostram a relação do pacote sedimentar com o embasamento cristalino, onde se destaca a evolução da bacia a partir de riftes continentais, conforme indicado pelos mapas geofísicos.

O embasamento da Bacia dos Parecis é o Cráton Amazônico. Compreende rochas de alto e baixo grau metamórfico, rochas metassedimentares, bem como rochas intrusivas. As primeiras são os granulitos do Complexo Jamarí no Estado de Rondônia (oeste da bacia) e os gnaisses, migmatitos e granitóides do Complexo Xingu (norte e sul da bacia) de idade arqueana e mesoproterozóica, nos estados do Mato Grosso e Goiás. As rochas metassedimentares afloram na porção sudeste da bacia, também nos estados

do Mato Grosso e Goiás As rochas intrusivas básicas e ultrabásicas estão relacionadas ao Mesoproterozóico.

O preenchimento sedimentar da Bacia dos Parecis ocorreu em duas etapas distintas, bem definidas no perfil da figura 3.16 e no empilhamento das unidades mostrada na carta estratigráfica (figura 3.4). A primeira etapa corresponde à fase rifte da bacia, com a formação dos grabens de Pimenta Bueno e do Colorado, com deposição de conglomerados em sistemas de leques aluviais, sedimentos glaciais, sedimentos fluviais e marinhos costeiros. A segunda fase corresponde à fase sinéclise da bacia, durante a qual a subsidência não ocorre através de movimentos tectônicos, mais sim devido à subsidência térmica. Nesta fase ocorreu magmatismo básico continental, deposição de sedimentos eólicos em ambiente desértico e sedimentos fluviais em uma grande bacia intracratônica. Alguns intervalos estratigráficos estão faltando, colocando algumas formações em contato erosivo entre si, tipo inconformidade, bem como evidencia os principais hiatos e discordâncias.

Os dados obtidos na literatura em relação a algumas formações não são uniformes. Entretanto os projetos a partir dos quais eles foram coletados tinham escalas uniformes (1:250.000), o que permitiu, em conjunto com os dados obtidos pelos autores, a integração das informações. Em alguns casos, espessuras foram estimadas tendo em vista variabilidades na qualidade e acesso aos afloramentos. Por estas razões, existem vários problemas de correlação intrabaciais.

Formação Cacoal - Neo-ordoviciano (Siqueira, 1989)

Esta formação aflora nas vizinhanças do centro de Cacoal (Figura 3.14) e foi atravessada em sondagem rasa para pesquisa de calcário e sondagem profunda para exploração de carvão, anteriormente mencionada, a primeira na região de Presidente Médici, e a segunda a 70km a sudeste de Pimenta Bueno.

A Formação Cacoal (Figura 3.17) é constituída de conglomerados, argilitos dolomíticos, arenitos conglomeráticos e feldspáticos, siltitos e folhelhos. Os conglomerados basais da Formação Cacoal são polimíticos com matriz arcoseana, os clastos são angulosos com mais de um metro de diâmetro, sendo de várias composições: rochas básicas e ultrabásicas, rochas vulcânicas ácidas, gnaisses, cataclasitos e metassiltitos. Os argilitos que acompanham os conglomerados são dolomíticos e estão intercalados com siltitos carbonáticos e brechas intraformacionais com cimento ferruginoso.

A porção intermediária da formação compreende uma alternância de folhelhos, arenitos feldspáticos e arcósios. Entre o centro de Cacoal e Pimenta Bueno os arenitos ocorrem em forma de lobos amalgamados ou em alternância de dimensões métricas com folhelho, mostrando a base deformada nas camadas de arenito e paleocorrentes para nordeste, sudoeste e oeste (Figura 3.18). No topo da formação, os dolomitos argilosos contem nódulos silicosos e um pouco de gipsita.







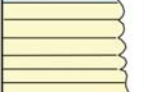


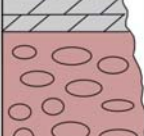
	Litologia	Descrição	Interpretação
Metros 230 m		Dolomito	Depósito lacustrino
		Folhelho marrom e esverdeado	Depósito de prodelta
		Arenito maciço marrom	Planície deltáica
		Folhelho marrom	Depósito de prodelta
		Arenito marrom com estratificação cruzada acanalada	Canais distributários em planície deltáica
		Folhelho marrom com partes esverdeadas	Depósito de prodelta
		Arenito marrom com acamamento horizontal	Planície deltáica
		Folhelho marrom	Depósito de prodelta
		Folhelho marrom, siltito marrom e dolomito interacamado	Frente deltáica
		Conglomerado polimítico suportado pela matriz	Leque aluvial

Figura 3.17 - Coluna estratigráfica da Formação Cacoal, montada a partir de afloramentos ao longo da BR-364, próximo da cidade de Cacoal e nos furos de sonda do projeto Presidente Hermes (Freitas *et al.* 1977).

Considerando o tamanho e forma dos clastos e imaturidade da matriz, os conglomerados são interpretados como depositados em leques aluviais, em condições de clima árido. Os arenitos feldspáticos depositados em formas de lobos e a alternância de folhelhos e arenitos na porção intermediária da formação parecem ter sido depositados em ambiente deltáico.



Figura 3.18 - Arenito da Formação Cacoal aflorante na BR-364, próximo da cidade homônima.

A intercalação de argilito, bancos de dolomito com alto teor de magnésio e níveis de gipsita, mostrados nos testemunhos dos furos de sonda, bem como a intercalação de folhelhos e siltitos morrons, podem ser interpretados como depositados em planície de maré, em condições de clima árido (Figura 3.19).



Figura 3.19 - Intercalação de folhelho e siltito da Formação Cacoal.

Com base no furo PB-20-RO do Projeto Presidente Hermes (Freitas 1977), o contato inferior da Formação Cacoal é com os siltitos silicificados da Formação Mutum-Paraná (Lobato 1966), relacionada ao Paleoproterozóico, com idade de 1751Ma (U-Pb) ou com o Complexo Jamari, correspondente ao embasamento cristalino regional, relacionado ao Paleoproterozóico, com idade de 1761Ma (U-Pb). O contato superior é com a Formação Pimenta Bueno, marcado no furo PB-1-RO do Projeto Carvão (Soeiro *et al.* 1981), onde é caracterizado como um contato erosivo do calcário dolomítico (Figura 3.20), que encerra o pacote sedimentar da Formação Cacoal, com o diamictito da base da Formação Pimenta Bueno.



Figura 3.20 - Mina de calcário dolomítico da Formação Cacoal.

Siqueira (1989) correlacionou a Formação Cacoal com as porções superiores da Formação Rio Ivaí e intermediária da Formação Vila Maria da Bacia do Paraná. Sua espessura mínima foi estimada com base nos furos de sonda em 230 metros.

Formação Furnas - Eodevoniano (Oliveira, 1912)

A Formação Furnas (Oliveira 1912) foi descrita na Bacia do Paraná. Na Bacia dos Parecis, as exposições estão no canto sudeste (Figura 3.14), nas escarpas da Serra do Roncador, constituída somente de conglomerado e arenito seixoso.

Esta formação começa com arenito conglomerático, com acamamento plano-paralelo, nos quais ocorrem seixos angulosos a subarredondados, com baixa esfericidade e diâmetros acima de 5 centímetros (Figura 3.21).

Não existem informações seguras com relação à variação na espessura da formação. Na Fazenda 7 de Setembro, segundo Costa *et al.* (1975), a espessura da formação é de 11 metros. O contato inferior da Formação Furnas é com o embasamento cristalino e o contato superior é gradacional com a Formação Ponta Grossa.

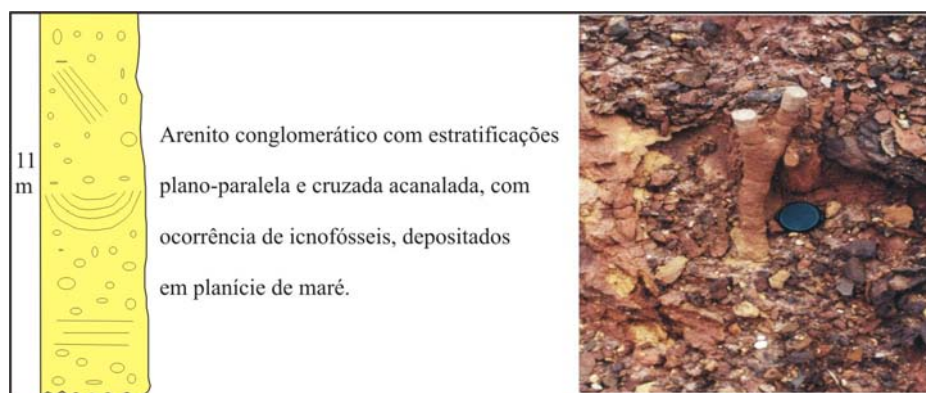


Figura 3.21 - Coluna estratigráfica da Formação Furnas, vista ao longo da BR-158.

Ao longo da rodovia BR-158, entre Água Boa a Ribeirão Cascalheira esta formação apresenta excelentes exposições, com presença de arenito conglomerático, ferruginoso, e estruturas convolutas. É excepcional a presença de icnofósseis (Figura 3.22).

O ambiente deposicional na Bacia dos Parecis é fluvial, porém, segundo Ciguel *et al.* 1996, observações na Bacia do Paraná sugerem um ambiente marinho raso (planície de maré) para esta formação.



Figura 3.22 - Icnofósseis da Formação Furnas encontrado na BR-158 (13° 36' 18'' S e 51° 56' 17'' W)

Formação Ponta Grossa - Neodevoniano (Oliveira, 1912)

A Formação Ponta Grossa foi descrita pela primeira vez por Oliveira (1912) na Bacia do Paraná. Na Bacia dos Parecis aflora no canto sudeste, norte e nordeste de General Carneiro, no Planalto do Roncador (Figura 3.14). É constituída de arenitos, siltitos e folhelhos (Figura 3.23).

Metros	Litologia	Interpretação
40 m	Folhelho laminado marrom	Depósito de prodelta
	Siltito laminado marrom	Depósito de frente deltáica
	Arenito com estratificação cruzada tabular e cuneiforme	Depósito de planície deltáica

Figura 3.23 - Coluna estratigráfica da Formação Ponta Grossa.

Ao longo da rodovia que liga Água Boa a Ribeirão Cascalheira esta formação apresenta excelentes exposições, com seções apresentando uma intercalação de siltitos e arenitos muito finos, segundo uma seqüência de cores preta e amarela, separadas por níveis lateritizados, definindo uma estratificação plano-paralela ou mergulhando 5° para norte (Figura 3.24).

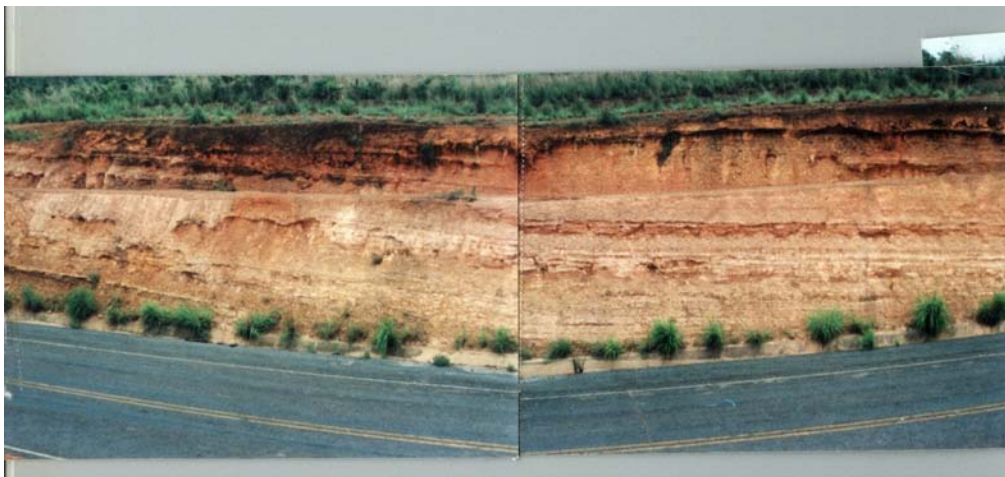


Figura 3.24 - Seção fotográfica expondo sedimentos pelíticos da Formação Ponta Grossa aflorante na BR-158 ($13^{\circ} 34' 31''$ S e $51^{\circ} 55' 44''$ W).

O topo da formação é uma seqüência de 10 metros de espessura de folhelho marrom. Para o sudoeste, na região de General Carneiro, segundo Ribeiro Filho *et al.* (1975), a formação consiste de folhelhos verdes finamente laminados, arenitos finos e grossos, com acamamento cruzado, localmente arenitos conglomeráticos.

O contato basal da formação é gradacional com a Formação Furnas, ou discordante com metassedimentos neoproterozóicos do embasamento da bacia. Costa *et al.* (1975) mediram a seção na Fazenda Água Cristalina, onde a Formação Ponta Grossa tem 40 metros de espessura, constituída de arenitos, folhelhos e siltitos.

Não existem informações seguras do ambiente deposicional da Formação Ponta Grossa na Bacia dos Parecis. Entretanto, o conteúdo fóssilífero (trilobita e braquiopodas), encontrados na Bacia do Paraná indica um ambiente marinho raso, evidenciado também pela presença dos hofiomorfos, passando para ambiente mais profundo, com a deposição dos pelitos da porção superior desta formação.

Formação Pimenta Bueno - Carbonífero (Leal et a. 1978)

Esta formação aflora na Sub-bacia de Rondônia, localizada no extremo noroeste da Bacia dos Parecis (Figura 3.14). A Formação Pimenta Bueno (Leal *et al.* 1978), é constituída de folhelhos, arenitos, siltitos e conglomerados suportados pela matriz, como mostrado na figura 3.25.

O contato inferior da formação é com o embasamento cristalino e o contato superior é com a Formação Fazenda da Casa Branca, podendo ser observados a leste do centro de Cacoal. Segundo Siqueira (1989) a espessura da formação é de 761 metros.

Metros	Litologia	Descrição	Interpretação
150 m		Arenito com estratificação cruzada acanalada	Dunas tipo 3D
		Folhelho marrom	Depósito de <i>overbank</i>
		Arenito com estratificação cruzada acanalada	Dunas tipo 3D
		Arenito com estratificação horizontal	Depósito de topo de barra
		Pelitos com <i>dropstones</i>	Depósito glácio-marinho
		Conglomerado suportado pela matriz	Depósito sub-glacial
		Folhelho com lentes de carvão	Depósito lacustrino
		Arenito fino com wavy & linsen	Depósito de planície de maré
		Folhelho marrom com intercalação de siltito da mesma cor	Depósito marinho raso ou de intermaré

Figura 3.25 - Coluna estratigráfica da Formação Pimenta Bueno na região de Rolim de Moura (Bahia & Pedreira, 1996).

Os folhelhos são de coloração marrom, micáceos, intercalados com siltito marrom ou arenitos claros (Figura 3.26). Os arenitos são marrons com pintas claras, têm granulometria média e são compostos de quartzo, feldspato e muscovita; acamamento plano-paralelo e estratificações cruzadas tabular e acanalada são comuns. No centro de Rolim de Moura *ripple marks* foram encontradas. Os conglomerados suportados pela matriz são avermelhados, com seixos e *boulders* subarredondados de granitos, gnaisses e rochas básicas e angulosos de xistos e quartzitos. Seus diâmetros máximos são de 40 centímetros (Figura 3.27).



Figura 3.26 - Folhelho marrom do depósito de *overbank* da Formação Pimenta Bueno, encontrado na BR-364 (11° 42'14" S e 61° 10'24" W).



Figura 3.27 - Tilito de ambiente sub-glacial da Formação Pimenta Bueno, aflorante na RO-482, próximo da usina de calcário da EMAL.

Associados a esses conglomerados ocorrem siltitos com laminação plano-paralela, na qual existem grãos de areia e seixos dispersos, estes deformando a laminação, correspondendo unidade *dropstone* (Figura 3.28).

Segundo Bahia & Pedreira (1996), os folhelhos foram depositados em ambiente marinho raso, evidenciado pela presença de acritarcas do Gênero *Spheridium*, identificados por Cruz (1980).

As estruturas sedimentares dos arenitos sugerem sua deposição em ambiente fluvial, em canais tipo *braided*, com abundante suprimento de areia, a qual apresenta uma composição feldspática, indicando um clima desértico ou glacial. Seriam depósitos de *outwash plain* indicando o recuo definitivo das geleiras.



Figura 3.28 - Pelitos com *dropstone* do depósito glacio-marinho da Formação Pimenta Bueno, encontrado na rodovia RO-429, próximo de Alvorada do Oeste.

A associação diamictito-unidade *dropstone* representado pelo conglomerado mais o siltito com seixos dispersos na laminação, segundo o modelo de Ojakangas (1985), é interpretada como evidência de clima glacial; os diamictitos correspondem ao tilito de alojamento, formada pela deposição de *debris* na base da geleira, ou muito provavelmente são depósitos de fluxo de detritos de *front* de geleira em ambiente subaquático; a unidade *dropstone* resulta da queda de clastos dos *icebergs* durante a deposição dos pelitos, em ambiente marinho.

Formação Fazenda da Casa Branca - Neocarbonífero-Eopermiano (Leal et al. 1978)

Esta unidade foi criada por Leal *et al.* (1978) durante o mapeamento da Folha Porto Velho no Projeto RADAM. Padilha *et al.* (1974) mapearam esta formação em Vilhena e nos canais dos rios Arinos e Teles Pires como composta de conglomerados, arcósios, grauvacas e pelitos, como fizeram Ribeiro Filho *et al.* (1975) no sul da bacia. Costa *et al.* (1975) reconheceram a formação na borda leste da bacia, composta de conglomerados, arenitos e arenitos siltosos com *dropstone*, depositados sobre a Formação Ponta Grossa.

Nos trabalhos de campo verificou-se que esta unidade aflora inteiramente nas bordas norte e oeste da Bacia dos Parecis. Na borda norte, ao longo da rodovia que liga Juína a Brasnorte, é constituída de arenito muito fino, argiloso, maciço, de cor marrom. Para o topo passa para arenito grosso, da mesma cor, maciço, feldspático. Sobrepondo este pacote arenoso ocorre uma camada de conglomerado de 2 metros de espessura, sustentado pela matriz arenosa, de cor marrom, com seixos de quartzo e granito tendo diâmetros de até 5cm. Finalizando, no topo volta a aparecer o arenito muito fino descrito na base da seção (Figura 3.29).

Metros	Litologia	Descrição	Interpretação
150 m		Arenito arcossiano com estratificação cruzada tabular de grande porte	Dunas eólicas
		Intercamadamento de folhelho-siltito-conglomerado suportado pela matriz	Depósito fluvio-glacial e glacial-lacustrino
		Arenito arcossiano com estratificação cruzada acanalada e lentes de grauvacas	Dunas tipo 3D em canais fluviais
		Conglomerado suportado pelos clastos com lentes de arenito	Barras conglomeráticas em canais fluviais
		Arenito arcossiano maciço	Barras fluviais
		Conglomerado suportado pelos clastos	Depósito de lag

Figura 3.29 - Coluna estratigráfica da Formação Fazenda da Casa Branca (Bahia & Pedreira 1996).

Na borda oeste da bacia, na região de Vilhena, em sua seção-tipo descrita por Leal *et al.* (1978), esta formação está representada por um arenito fino, argiloso, de cor creme, com estratificação plano-paralela e cruzada planar de grande porte, com suave mergulho para norte. Em detalhe o arenito apresenta uma bimodalidade dos grãos, diagnosticada pela laminação presente (Figuras 3.30 e 3.31).



Figura 3.30 - Arenito com estratificação cruzada tabular na seção-tipo da Formação Fazenda da Casa Branca (12°26'59''S e 60°25'59''W).

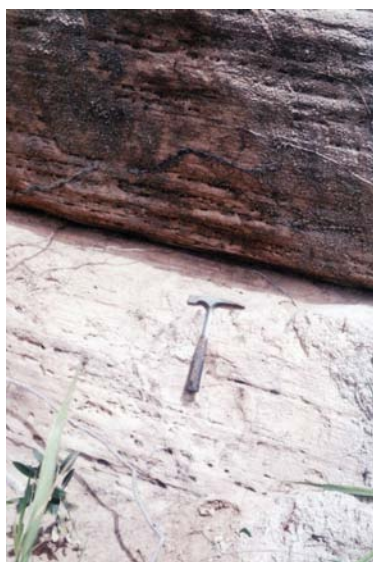


Figura 3.31 - Detalhe da estratificação do arenito da Formação Fazenda da Casa Branca.

Os conglomerados nos quatro intervalos da figura 3.29 são polimíticos, no qual os clastos apresentam diâmetro máximo de 15 centímetros e são separados por camadas ou lentes de areia fina a grossa (Figura 3.32).



Figura 3.32 – Detalhe do conglomerado da Formação Fazenda da Casa Branca, localizado na BR-364, próximo de Vilhena ($12^{\circ}23'54''S$ e $60^{\circ}36'47''W$).

O contato inferior dessa formação é com a Formação Pimenta Bueno, sendo observado ao longo da rodovia BR-364. O contato superior é erosivo, tipo inconformidade, atestado pela quebra negativa de relevo, bem definida em imagem de satélite e na referida rodovia. A espessura da formação no centro da bacia é de 150 metros, adelgaçando para 40 metros na localidade de Porto dos Gaúchos (Padilha *et al.* 1974).

Considerando o ambiente deposicional da Formação Fazenda da Casa Branca, Padilha *et al.* (1974) interpretaram como flúvio-lacustrino, em ampla planície de inundação. Entretanto, Siqueira (1989) concorda com Caputo (1984) que interpretou o ambiente da Formação Fazenda da Casa Branca como glacial ou periglacial. Segundo este autor no ambiente periglacial os processos deposicionais envolvidos não são glaciais, mas são diretamente condicionados pela glaciação durante o período paraglacial.

Depósitos glaciogênicos, caso da Formação Pimenta Bueno, representam períodos interglaciais que ocorrem durante os pulsos de aquecimento ou pós-glaciais, quando geleiras de base úmida se movimentam e se retraem, possibilitando a deposição de sedimentos, em outros tipos de ambiente, como fluvial ou lacustrino em sua periferia. Os Períodos glaciais *sensu strictu* são sempre representados por hiatus/discordâncias, caso do Carbonífero Inferior nas bacias do Paraná e Parecis.

No continente antártico atualmente ocorre deposição localizada de sedimentos apenas nas bordas do mesmo. Na grande vastidão continental, há dezenas de milhões de anos, nada acontece, pois as geleiras, com base seca, aguardam um aquecimento global, que possibilita a sua retração e deposição de sedimentos periglacial.

Formação Anari (Pinto Filho 1977)/Formação Tapirapuã-Neojurássico/Eocretáceo (Corrêa & Couto 1972)

Este evento magmático, de composição básica, aflora no sudeste do Gráben do Colorado, sob a denominação de Formação Anari (Pinto Filho 1977), enquanto que sob a denominação de Formação Tapirapuã (Corrêa & Couto 1972), tem suas melhores exposições na serra homônima, próximo de Tangará da Serra (MT).

A Formação Anari é constituída de basaltos isotrópicos, com granulação fina a afanítica, coloração cinza-chumbo, tendo disjunção colunar como principal característica estrutural. Subordinadamente existem corpos de diabásios que são distinguidos pela sua granulação grossa e ausência de vidro vulcânico. O basalto da Formação Tapirapuã apresenta uma composição mineralógica e características gerais similares às rochas da Formação Anari. É também isotrópico, cinza-chumbo, de granulação afanítica, com estruturas amigdaloidais, disjunção colunar e esfoliação esferoidal (Figura 3.33 e 3.34).



Figura 3.33 - Basalto da Formação Tapirapuã com diferentes níveis de intemperismo (14°40'48''S e 57°17'12'W)



Figura 3.34 - Detalhe da esfoliação esferoidal do basalto da Formação Tapirapuã.

Pinto Filho *et al.* (1977), pela analogia com outras regiões assumiu a idade cretácica para esta formação, a qual foi correlacionada com a Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, em função do contato com os sedimentos eólicos da Formação Rio Ávila, a qual estes autores denominaram de Formação Botucatu.

A idade deste magmatismo básico, obtida pelo método K/Ar, em amostras coletadas no Estado de Rondônia, estão mostradas na tabela I. Marzoli *et al.*(1999), em amostra coletada na Serra de Tapirapuã-MT dataram em 198 ± 0 Ma., pelo método Ar/Ar (Tabela II). Justificando a inversão do posicionamento na estratigrafia proposta por Pinto Filho *et al.* (1977), em relação aos sedimentos eólicos da Formação Rio Ávila.

Tabela I- Idades K/Ar na Formação Anari.

Idade	(Ma)	AUTORES
208±14	Jurássico Inferior	Pinto Filho <i>et al.</i> 1977
178±3	Jurássico	Santos & Oliveira, 1980
147±6	Jurássico Superior	Santos & Oliveira, 1980
111±8	Cretáceo	Santos <i>et al.</i> 1977

Tabela II - Idades K/Ar e Ar/Ar da Formação Tapirapuã.

Idades	(Ma)	AUTORES
112±3 K/Ar	Cretáceo	Minioli <i>et al.</i> 1971
198±8 Ar/Ar	Jurássico	Marzoli <i>et al.</i> 1999

Formação Rio Ávila - Jurássico (Schobbenhaus 2003)

Esta formação aflora a norte de General Carneiro, no vale do rio Culuene e a noroeste de Vilhena, onde se encontra sua seção-tipo. No primeiro local, consiste de arenito vermelho, friável, com grãos arredondados, bem a mal selecionados. A noroeste de Vilhena, limitada por falhas, aflorando em escarpas, ocorrem arenitos cor de rosa, com granulometria fina a média, bem selecionados e arredondados, com expressiva bimodalidade. As principais estruturas sedimentares em ambos lugares são acamamentos cruzados cuneiformes, que no último local apresentam uma espessura de 20 metros no *foreset* (Figura 3.35).


Litologia	Descrição	Interpretação
	<p data-bbox="560 443 912 517">Arenito bimodal, médio, cor-de-rosa, com estratificação cruzada tabular de grande porte, cortado por diabásio.</p>	<p data-bbox="927 443 1278 495">Dunas eólicas formadas em ambiente desértico.</p>

Figura 3.35 - Coluna estratigráfica da Formação Rio Ávila, montada na margem da BR-364 (

A Formação Rio Ávila na Bacia dos Parecis tem numerosas evidências de origem eólica. Desde Ribeiro Filho *et al.* (1975), o acamamento cruzado é interpretado como eólico, conforme mostrado nas belíssimas exposições próximo do povoado de Paredão Grande (Figura 3.36).



Figura 3.36 - Exposição do arenito eólico na BR-070, próximo ao povoado de Paredão Grande.

Esta interpretação foi confirmada pelas observações feitas nos trabalhos de campo a noroeste de Vilhena, onde a quebra negativa de relevo forma escarpas, nas quais aparece o arenito com estratificação cruzada de grande porte e expressiva bimodalidade dos grãos (Figuras 3.37 e 3.38).

O contato inferior da formação é com a Formação Ponta Grossa a norte de General Carneiro. O contato superior se dá com os sedimentos cenozóicos e com a Formação Parecis. A espessura da Formação Rio Ávila foi estimada por Siqueira (1989) em 90 metros.



Figura 3.37 - Exposição na BR-364 do arenito eólico da Formação Rio Ávila.



Figura 3.38 - Arenito eólico da Formação Rio Ávila, na RO-399 próximo de Colorado do Oeste-RO.

Kimberlitos

Os kimberlitos que ocorrem na borda W do Cráton Amazônico, mais precisamente na região SE do Estado de Rondônia, estão alojados nos sedimentos paleozóicos da Formação Pimenta Bueno e demais unidades da Bacia dos Parecis. Esses kimberlitos são do Cretáceo e afloram em grupos de vários corpos a sudeste e noroeste da Bacia dos Parecis, ao longo de um arco (Schobbenhaus *et al.* 1984).

Os corpos no sudeste da bacia, estão no Estado do Mato Grosso. São kimberlitos ígneos primários e sedimentos tipo caldeira, contendo xenólitos de arenito e do embasamento cristalino. O contato dos *pipes* kimberlíticos com as encaixantes são zonas brechadas. Os corpos a noroeste estão nos estados do Mato Grosso e Rondônia, alguns desses corpos são diamantíferos e cortam o embasamento assim como as formações Fazenda da Casa Branca e Pimenta Bueno (Figura 3.39).



Figura 3.39 - Kimberlito intrudido no folhelho da Formação Pimenta Bueno, no igarapé das Porcas, município de Pimenta Bueno.

Os corpos que ocorrem nos grabens de Pimenta Bueno e Colorado apresentam a forma de *pipes*, alinhados na direção NW-SE. A rocha encontra-se bastante alterada, de coloração esverdeada e marrom, com estrutura brechóide, caracterizada pela presença de fragmentos angulosos da rocha encaixante, principalmente seixos dos conglomerados e folhelhos, ambos pertencentes à Formação Pimenta Bueno.

Macroscopicamente observa-se uma rocha com textura porfirítica, apresentando fenocristais de flogopita, picro-ilmenita, granada, magnetita e olivina serpentinizada. Além dos minerais reconhecidos macroscopicamente ocorrem carbonatos e óxido de ferro como produto de alteração hidrotermal.

Em análise de lâminas delgadas observa-se que há predominância de fenocristais euédricos de olivina; a granada encontra-se bastante fraturado, com serpentina e óxido de ferro preenchendo as microfraturas; a serpentina apresenta-se com a típica textura em malha, provavelmente uma mistura de crisotila e lizardita. A matriz é formada por um denso agregado de diminutos cristais de ilmenita e serpentina.

Análise do solo próximo dos corpos para os elementos cromo, níquel, cobalto e cobre, mostram uma perfeita concordância dos picos analíticos desses elementos com os *pipes* kimberlíticos. A mesma análise para sedimentos de corrente apresentam valores pouco expressivos.

Amostragem realizada nos corpos mostrou a presença de diamantes de boa qualidade, de tamanho pequeno, hábito octaédrico, com bordas corroídas por dissolução. Ocorrem também diamantes tipo industrial, brilhantes, de tamanho pequeno, cor preta e forma irregular.

Grupo Parecis - Cretáceo (Oliveira 1915)

Este grupo aflora no setor sudoeste da Bacia dos Parecis, na área limitada pelo centro de Colorado do Oeste, Vilhena, Brasnorte e Alto Paraguai. É constituído de conglomerados, arenitos e pelitos (Figura 3.40).

Metros	Litologia	Descrição	Interpretação
150 m	Formação Utiariti	Arenito bimodal com estratificação cruzada acanalada cuneiforme, interestratificado com argilito	Lagos interdunas invadidos por dunas migrantes.
		Arenito bimodal com estratificação cruzada tabular de grande porte.	Dunas tipo <i>seif</i> ou partes de dunas tipo barcanas ou estrelas.
		Arenito com estratificação cruzada acanalada com níveis de seixos na base e lentes de argilito.	Fácies fluvial; avulsão do canal indica baixa subsidência.
		Arenito bimodal com estratificação cruzada tabular de grande porte.	Dunas eólicas tipo <i>seif</i>
		Arenito fino com níveis de chert e marcas onduladas	Lagos interdunas
	Formação Salto das Nuvens	Conglomerado com seixos de arenito e quartzo, intercamadado com arenito fino.	Seqüência fluvial de alto gradiente. Os conglomerados representam depósitos de abandono
		Arenito fino a médio com intercalações de argilito e conglomerado.	Ambiente desértico: lagos, rastos e planícies de areia e cascalho
		Arenito fino com estratificação plano-paralela	Barras transversais e antidunas
		Conglomerado polimítico, mal selecionado com seixos de gnaiss, arenito e ardósia, intercalado com arenito fino.	Planície de areia e cascalho ou <i>wadis</i> .

Figura 3.40 - Coluna estratigráfica do Grupo Parecis, composta por perfis levantados no sul da bacia (base), no centro da mesma (parte média) e na estrada entre Colorado do Oeste e Vilhena (parte superior).

Padilha (1974) dividiu o Grupo Parecis, naquela época considerada como formação em dois membros, chamando-os informalmente como eólico a porção inferior e aquoso a porção superior. Posteriormente Barros *et al.* (1982) designaram de Formação Salto das Nuvens a porção inferior e Formação Utiariti a porção superior. O membro inferior de Padilha (1974) consiste de arenitos fino a médio, apresentando intercalações de argilitos e conglomerados.

Acamamentos cruzados tipo cunha com um metro de altura e dezenas de metros de extensão são comuns (Barros & Pastore Jr. 1974). Os arenitos da porção superior no centro da bacia são brancos, cor de rosa, amarelos e cinzas, finos a médios, contendo camadas silicificadas com *ripple marks* preservadas (Padilha *et al.* 1974). No topo da formação os arenitos são silicificados, ou ortoquartzito, com camadas de arenito siltoso.

O contato inferior do Grupo Parecis é com os arenitos eólicos da Formação Rio Ávila. O contato superior é com a cobertura terciária. A espessura da formação está entre 120 a 150 metros (Padilha, 1974).

Formação Salto das Nuvens - Barros et al. (1982)

No Estado do Mato Grosso, próximo à cidade de Tangará da Serra, Barros *et al.* (op.cit.), criaram a Formação Salto das Nuvens para designar os conglomerados, intercalados com lentes de arenitos vermelhos, além de arenito bimodal, com estratificação cruzada de grande porte.

A seção-tipo desta formação encontra-se na Cachoeira Salto das Nuvens no rio Sepotuba, que representa a porção inferior do Grupo Parecis. Os sedimentos foram depositados em ambientes de leque aluvial e canal fluvial, com contribuição eólica.

Os conglomerados basais que afloram no sudoeste da bacia são polimíticos, mal selecionados, com clastos de gnaisses, quartzito, arenito, folhelho e ardósia (Barros & Pastore Jr. 1974). Os seixos dos conglomerados da porção intermediária da formação são de arenito e quartzo; seus diâmetros estão em torno de 30 centímetros (Figuras 3.41 e 3.42).



Figura 3.41 - Conglomerado da Formação Salto das Nuvens próximo de Tangará da Serra-MT (14°35'18''S e 57°42'48''W).

Silva *et al.* (2003) posicionaram esta unidade no Cretáceo Médio a Superior, embasados na ocorrência de fósseis de *Mesosuchidae* (*Notosuchidae*). Segundo esses autores esses fósseis são répteis crocodylomorfos de hábito terrestre, de ocorrência comum em rochas sedimentares do Cretáceo em toda América do Sul. Fato esse que confirma o posicionamento neste período da seqüência superior da Bacia dos Parecis.



Figura 3.42 - Detalhe do conglomerado da Formação Salto das Nuvens, no mesmo local da foto anterior.

Formação Utiariti - Barros et al. (1982)

A porção superior do Grupo Parecis, Barros *et al.* (1982) designaram de Formação Utiariti, correspondendo às partes mais elevadas do Planalto dos Parecis.

Os arenitos que compõem esta unidade ocorrem nas corredeiras do Rio Papagaio, tendo um contato gradativo com a unidade inferior. São rochas com cores variadas, desde amarela, roxa a avermelhada, compostas essencialmente de quartzo e feldspato. São maciças ou localmente apresentando estratificação plano-paralela ou cruzada de pequeno porte. A granulometria varia de fina a média, com ocorrência de seixos nas porções basais.

Na estrada entre Colorado e Vilhena, a Formação Utiariti é composta de arenitos e folhelhos ou arenito argiloso. Os arenitos são bimodais, com seixos dispersos e grandes acamamentos cruzados tipo cunha (Figuras 3.43 e 3.44).

Na seqüência intermediária, o arenito tem numerosos canais preenchidos por conglomerados com mais de sete metros de largura e um metro de profundidade. Adicionalmente, existem lentes de argilito. No topo da seqüência, argilito e arenito argiloso exibem intercalações lateralmente persistentes, de arenito com estratificação cruzada de grande porte.

Padilha *et al.*(1974) interpretaram este membro inferior da Bacia dos Parecis como eólico. Esta interpretação está embasada na intercalação de argilito e conglomerado desse membro, que pode corresponder a depósitos de lagos rasos e planícies de areia com seixos das áreas interdunas; as dunas são representadas pelas camadas de *foreset* cruzado de grande porte.



Figura 3.43 - Arenito bimodal da Formação Utiariti com estratificação cruzada em cunha de grande porte (14°31'14''S e 57°54'52''W).



Figura 3.44 - Arenito eólico da Formação Utiariti na RO-399, próximo de Colorado do Oeste-RO

Os conglomerados que preenchem os canais da seqüência intermediária, são interpretados como depósitos de *lag* e a seqüência, como depositada por correntes efêmeras de alto gradiente (Figura 3.45). A parte superior da seqüência sugere a presença de uma área onde os lagos de interdunas são repetidamente preenchidos pela migração das dunas. O ambiente deposicional do membro superior do Grupo Parecis foi interpretado por Padilha (1974) como fluvial-lacustrino (Figura 3.46); as *ripple marks*

preservadas nas camadas de sílex, indicam deposição em águas rasas, possivelmente nas margens de um lago fechado. Os seixos do conglomerado são provavelmente derivados do membro inferior.



Figura 3.45 - Canais fluviais com depósito de *leg* na formação Utiariti, aflorante na RO-399.



Figura 3.46 - Seção fotográfica mostrando depósito lacustre da Formação Utiariti.

Cobertura Inconsolidada

Esta Cobertura Inconsolidada, de idade terciária/quadernária, aflora na porção leste da bacia e parcialmente sobre o Grupo Parecis, na parte central. Consistem de sedimentos arenosos, siltosos e arenosiltosos, além de lateritas. Localmente contém cascalho, que em alguns locais encontram-se cimentados por óxido de ferro, devido aos processos de lateritização (Figuras 3.47, 3.48 e 3.49).

A areia inconsolidada é de granulação média a grossa, mal selecionada, de cor amarelada, sujeita à intensa ação erosiva das águas pluviais, facilitada pelo desmatamento da vegetação de cerrado, formando enormes vossorocas no terreno.



Figuras 3.47 - Cascalho cimentado com óxido de ferro no topo da Formação Utiariti.



Figura 3.48 - Crosta laterítica com superfície erosiva na base da Cobertura Inconsolidada.



Figura 3.49 - Cobertura Inconsolidada da Bacia dos Parecís, mostrando os processos de erosão recente.

3.5 - PALEOGEOGRAFIA DA BACIA DOS PARECIS E CORRELAÇÃO COM AS BACIAS PALEOZÓICAS INTERIORES.

A sedimentação na Bacia dos Parecis possivelmente iniciou no Neo-Ordoviciano ou no início do Siluriano, começando com a sedimentação, durante a fase rifte da bacia, com a deposição das formações Cacoal e Pimenta Bueno na Sub-bacia de Rondônia. A primeira é correlata com a Formação Rio Maria, do Grupo Rio Ivaí e a segunda é correlata da Formação Lagoa Azul do Grupo Itararé da Bacia do Paraná.

No Devoniano o preenchimento da bacia continua no extremo leste da Bacia dos Parecis, com uma sedimentação continental e litorânea da Formação Furnas, passando gradativamente para uma sedimentação marinha, com a deposição dos pelitos da Formação Ponta Grossa, na Sub-bacia do Xingu. Representa uma inundação progressiva da plataforma no Eodevoniano, atingindo o pico em 440Ma, correspondendo a um ciclo transgressivo-regressivo, que na Bacia do Paraná constituiu a Superseqüência Paraná de Milani (1997).

O ambiente deposicional era caracterizado por um clima árido, onde houve deposição dos sedimentos em leques aluviais, deltas e planície de maré, compondo a fase inicial de preenchimento do rifte, com formação de fácies próximo das margens iniciais da bacia, que não aparecem na porção central da mesma. A incursão marinha no rifte teria ocorrido de leste para oeste, condicionada à formação do sistema que compõe a Sub-bacia de Rondônia.

A Formação Furnas é composta na base por arenito e conglomerado, encobertos por um arenito médio a grosso, com estratificação cruzada de várias naturezas. No topo ocorre arenito fino e siltito argiloso, com estruturas típicas de planície de maré. O arranjo vertical dessa formação é indicativo de uma transgressão marinha ocorrida na Bacia do Paraná no início do Devoniano (Figura 3.50).

A deposição dos sedimentos da Formação Ponta Grossa ocorreu em ambiente plataformal onde a influência marinha suplantou os processos deposicionais dos sistemas costeiros e transicionais da Formação Furnas. Portanto, a Formação Cacoal representa a porção continental da seqüência sedimentar inicial da Bacia dos Parecis, passando pelos sedimentos costeiros da Formação Furnas, mesmo não sendo observado nenhum registro em afloramento dessa passagem, até completar a seqüência com os sedimentos marinhos da Formação Ponta Grossa.

Na Bacia do Parnaíba a Formação Itaim (Caputo 1984), correlata da Formação Maecuru da Bacia do Amazonas, é composta de uma intercalação de arenito, folhelho e siltito, indicando também uma transgressão marinha ocorrida, durante o Devoniano Inferior, nas bacias do Parnaíba e do Amazonas. Sendo perfeitamente correlacionáveis com a formação Ponta Grossa da Bacia dos Parecis.

Segundo Góes & Feijó (1994), a Formação Itaim corresponde à base do Grupo Canindé, o qual representa a seqüência deposicional devoniana da Bacia do Parnaíba, correspondente à maior transgressão marinha ocorrida nesta bacia, cuja inundação máxima é representada pelos folhelhos Pimenteiras com bons índices para rocha geradora de hidrocarbonetos.

A fase transicional de rifte para sinéclise na Bacia dos Parecis, foi marcada por profundas modificações climáticas. Nestas condições é que foram depositadas as formações glaciogênicas Pimenta Bueno e periglaciogênica Fazenda da Casa Branca. Estas unidades constituem o pacote permocarbonífero da Bacia dos Parecis correlacionado com a Superseqüência Gondwana I de Milani (1997) na Bacia do Paraná.

Após pico da glaciação cujo registro estratigráfico é o hiato erosivo/não deposicional do Eocarbonífero, esta fase transicional é caracterizada inicialmente por invasão marinha e aumento progressivo na batimetria da Sub-bacia de Rondônia, onde ocorre a deposição dos sedimentos da Formação Pimenta Bueno. Sob condições ainda glaciais a deposição ocorre durante o Carbonífero em ambiente fluvial, deltáico, lacustrino e marinho raso.

O pacote sedimentar glaciogênico contém, da base para o topo, depósitos fluviais de arenitos com estratificações cruzadas, interestratificados com folhelho marrom micáceo. Na porção intermediária aparecem os depósitos com influência glacial, com diamictitos, varvitos, siltitos e pelitos com seixos pingados (unidade *dropstone*). Na porção superior ocorre uma intercalação de arenitos finos, siltitos e argilitos, capeada por calcário dolomítico, evidenciando uma diminuição na profundidade da água do mar e retorno às condições áridas (Siqueira 1989).

Este período glacial está representado também na Bacia do Paraná pelo Grupo Itararé, do qual faz parte a Formação Lagoa Azul, relacionada ao Neocarbonífero e correlata da Formação Pimenta Bueno. É constituída por um pacote arenoso inferior, sobreposto por folhelho e diamictito. Estes sedimentos recobrem uma superfície erosiva que limita o topo do Grupo Paraná, relacionada à Orogenia Eo-Herciniana, a qual ocorreu associada ao desenvolvimento de calotas de gelo, resultando em hiato expressivo na estratigrafia da bacia.

A Orogenia Eo-Herciniana afetou também as bacias do Parnaíba e Solimões, marcada por hiatos na estratigrafia dessas bacias, com retomada da sedimentação no Neocarbonífero, representada pelas Formações Piauí e Juruá, respectivamente. Entretanto, as condições climáticas são diferentes das àquelas atuantes durante a deposição dos sedimentos da formação Pimenta Bueno na Bacia dos Parecis. Representam depósitos arenosos, com eventuais ocorrências de conglomerados, folhelhos e calcários, depositados em ambiente fluvial, litorâneo e desértico, sob forte aridez.

A Formação Fazenda da Casa Branca, proposta por Leal (1978), foi correlacionada por Siqueira (1989), com a porção superior do Grupo Itararé da Bacia do Paraná e com a Formação Pedra de Fogo da Bacia do Parnaíba, ambas de idade permiana.

Costa *et al.* (1975) registraram a presença de restos de planta silicificada do Gênero *Psaronius*. Os arenitos, siltitos, argilitos, diamictitos e conglomerados da Formação Fazenda da Casa Branca, depositados em ambiente periglacial, segundo estes autores, podem ser correlacionados com a Formação Aquidauana da Bacia do Paraná, relacionada ao *Stephaniano* por Daemon & Quadros (1970). Esta correlação foi também proposta por Pinto Filho (1977), com base na similaridade litológica e na presença de restos de plantas relacionadas ao Carbonífero Superior, conforme registrado na Bacia dos Parecís por Costa *et al.* (1975), através da caracterização da presença de restos de planta silicificada do Gênero *Psaronius*.

Embora correlacionáveis temporalmente, as formações Fazenda da Casa Branca da Bacia dos Parecís e Pedra de Fogo da Bacia do Parnaíba foram depositadas em contextos paleoclimáticos distintos. Enquanto a primeira representa depósitos periglaciais, a segunda é caracterizada pela presença de sílex, calcário e arenito fino intercalado, interpretados como depositados em ambientes de mares rasos a litorâneos, com planícies de *sabkha*.

Na Bacia do Solimões a Formação Fonte Boa, proposta por Caputo (1984) para designar o Permiano Superior desta bacia, com base nas datações em palinomorfos de Daemon & Contreiras (1971). É constituída de folhelhos e siltitos, intercalados com arenito muito fino, depositados em ambiente continental desértico. Esta formação pode ser perfeitamente correlacionada com a Formação Pedra de Fogo da Bacia do Parnaíba. Entretanto, correlaciona-se apenas temporalmente com a Formação Fazenda da Casa Branca em função do contraste de condições climáticas e deposicionais.

Durante o Mesozóico, entre a orogênese Gondwanite e a Tectônica Juruá, a Região Amazônica foi novamente afetada por outro evento extensional. Este evento ocorreu após um período de soerguimento das bacias dos Parecís, Solimões, Amazonas e Parnaíba, sendo evidenciado por hiato na estratigrafia dessas bacias, marcado pela superfície de discordância que limita o topo da Seqüência Permo-carbonífera. O evento extensional provocou uma nova subsidência, compensada pela deposição de sedimentos eólicos e derrames de rochas vulcânicas básicas, em ambiente continental, sob condições de clima árido, num amplo deserto gondwânico.

Na Bacia dos Parecís esta sedimentação eólica está representada pela Formação Rio Ávila e o vulcanismo básico está representado pela Formação Anari/Tapirapuã. Na Bacia do Paraná esta seqüência sedimentar e vulcânica está representado pelas formações Botucatu e Serra Geral, respectivamente, mesmo considerando o basalto da Formação Serra Geral mais jovem que os basaltos das formações Anari/Tapirapuã.

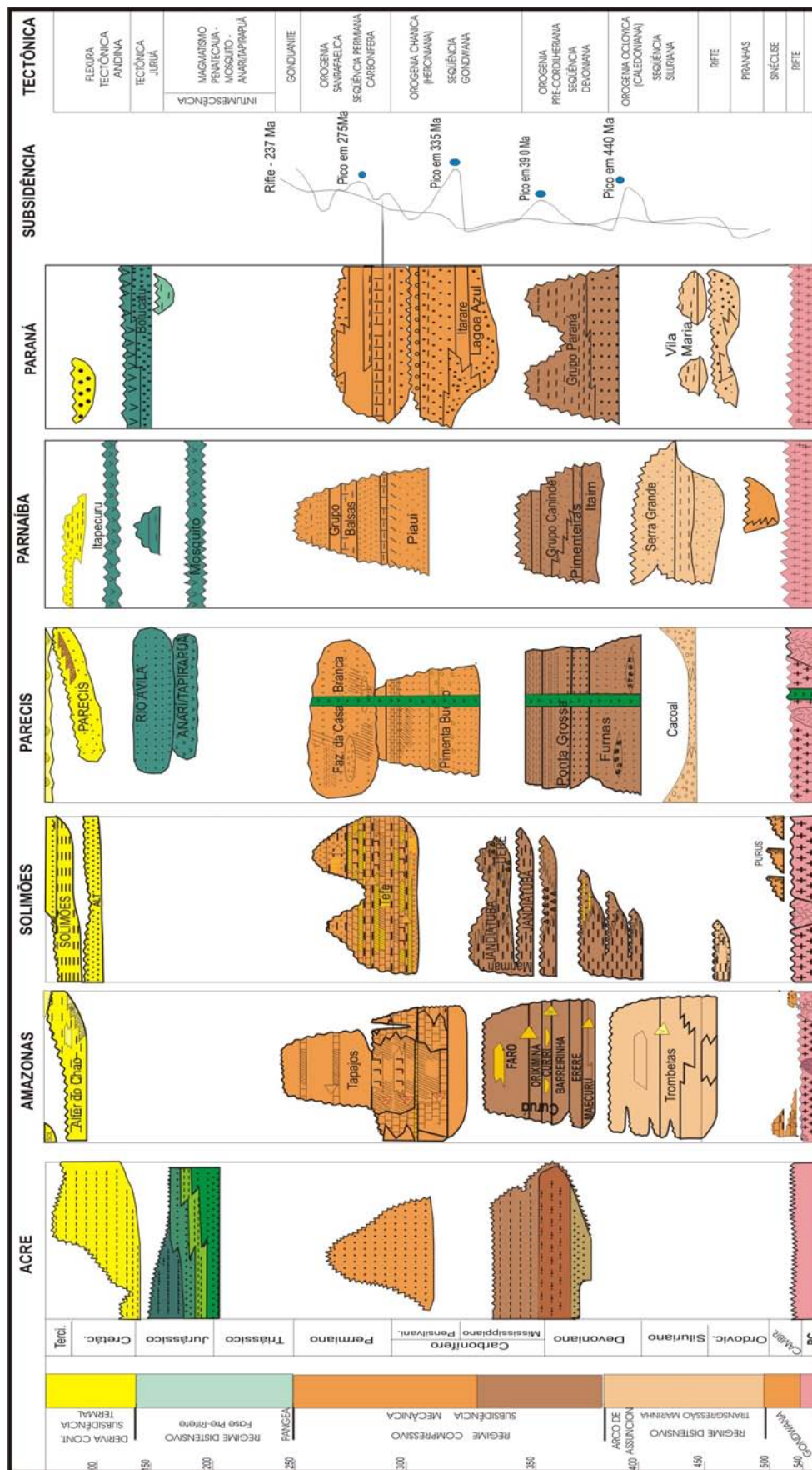


Figura 3.50 - Correlação da Bacia dos Parecis com as demais bacias paleozóicas brasileiras (modificado de Milani (1997) e Teixeira (2001)).

Na Bacia do Solimões, apesar da ausência de sedimentos eólicos relacionados aos períodos Jurássico e Cretáceo, ocorre o Magmatismo Penatecaua (Issler 1974), ocorrido entre a Orogenia Tardi-Herciniana e o Tectonismo Juruá. Apresenta-se intercalado, através de diques e soleiras, nas rochas paleozóicas das bacias do Solimões e Amazonas. Este magmatismo foi relacionado ao Eojurássico através da idade de 190 ± 20 Ma., obtida por Mizusaki *et al.* (1992) e está relacionado aos basaltos continentais gerados durante o rompimento do Pangea.

Na Bacia do Parnaíba, entretanto, os basaltos de idade Juro-Triássica da Formação Mosquito (Aguiar 1969) e os arenitos eólicos da Formação Corda, são perfeitamente correlacionáveis com os basaltos Anari/Tapirapuã e sedimentos eólicos da Formação Rio Ávila na Bacia dos Parecis.

Prosseguindo com a subsidência da bacia até o Cretáceo Superior, ainda em fase sinéclise, ocorre a deposição dos sedimentos flúvio-lacustres do Grupo Parecis (Oliveira 1915). Este Grupo é correlacionado com o Grupo Bauru da Bacia do Paraná e com a Seqüência cretácica, composta pelas formações Grajaú, Codó e Itapecurú da Bacia do Parnaíba. A correlação com o Grupo Bauru é completa, pois, além da contemporaneidade, o mesmo é constituído de depósitos flúvio-aluviais, com contribuição eólica, depositados em fase sinéclise da Bacia do Paraná. Entretanto, na Bacia do Parnaíba, o sistema Grajaú-Codó-Itapecurú, depositou-se, respectivamente, em ambientes fluvial-marinho e fluvial-restrito, diferenciando-se do Grupo Parecis pela presença da incursão marinha intermediária Codó.

A Formação Alter do Chão da Bacia do Solimões, segundo Caputo (1984), é composta de sedimentos fluviais e lacustres, depositados em clima tropical úmido, em fase sinéclise da bacia. Estão relacionados ao Cretáceo Superior por correlação com a Bacia do Amazonas, na qual foram encontrados dentes de dinossauros. Portanto, a correlação com o Grupo Parecis é aceitável em termos litológicos, ambiência deposicional e contexto geotectônico.

Não existem evidências de forte modificação da Bacia dos Parecis por eventos pós-deposicionais. Entretanto, durante o Cenozóico, o soerguimento da Cordilheira Andina teve reflexo na bacia. Nesta época ocorreu o soerguimento do Arco do Rio Guaporé, que separa a Bacia dos Parecis da Depressão Sub-andina e a sedimentação cenozóica foi restringida à Bacia dos Parecis.

Esta sedimentação denominada de Formação Ronuro (Santos 2003) ou simplesmente Cobertura Detrítica-laterítica é marcada, na base, por uma crosta laterítica desmantelada, a qual limitava o topo do Grupo Parecis. Esta cobertura cenozóica pode ser correlacionada com a Formação Solimões das bacias do Amazonas e Solimões e Formação Cachoeirinha da Bacia do Paraná.

3.6 - ANÁLISE TECTÔNICA DA BACIA DOS PARECIS

O embasamento da Bacia dos Parecis é composto por rochas do Cráton Amazônico, formado por acreção através da colagem dos cinturões de cisalhamento Rio Negro-Juruena e Sunsas-Aguapeí, durante o Ciclo Transamazônico de idade proterozóica (Neves *et al.*1995). Este cráton supostamente é um fragmento do Laurentia, e teria sido uma grande placa continental que foi acrecionada às partes central e sudeste do Continente Sulamericano (Neves & Cordani 1991).

No setor sudoeste do Cráton Amazônico, processos tectônicos intraplaca, durante o Paleozóico, tiveram como resultado a formação das grandes bacias sedimentares do Solimões e Amazonas, além da Bacia dos Parecis, objeto deste estudo, as quais foram preenchidas por seqüências sedimentares continentais e marinhas, fortemente controladas por estruturas do embasamento (Neves *et al.* 1984).

Mapas magnéticos de pseudoiluminação, o qual é um dispositivo utilizado em programas de tratamentos de dados geofísicos como o *geosoft*, que utilizando uma fonte de luz, com um determinado posicionamento de inclinação e declinação, servem para realçar as estruturas posicionadas perpendicularmente à fonte de luz. No caso da Bacia dos Parecis como os principais lineamentos estão na direção NW-SE o feixe de luz foi posicionado na direção NE-SW.

Baseado na interpretação deste mapa, auxiliada com o mapa magnético de campo total (Figura 3.51), pode-se afirmar que o início da evolução da Bacia dos Parecis está relacionado com a formação de uma junção tríplice (tipo rrr) durante o Ordoviciano, a qual preservou em grabens a sedimentação proterozóica e permitiu a deposição dos sedimentos paleozóicos da Bacia dos Parecis.

Junções tríplices podem freqüentemente se formar onde está ocorrendo arqueamento termal. Correspondem à fragmentação da litosfera em três placas tectônicas. Estas placas estão separadas por falhas normais ou transcorrentes profundas, correspondendo a zonas de sutura na crosta terrestre. Na porção sudoeste do Cráton Amazônico ocorre uma zona de sutura que separa o Terreno Nova Brasilândia dos terrenos Jamari e Roosevelt. Esta zona corresponde a falha Itapuã, que delimita um dos braços da junção tríplice tipo rrr.

A Formação Cacoal foi depositada na Sub-Bacia de Rondônia ou Fossa Tectônica de Rondônia, em ambiente de leques aluviais e encoberta pelos sedimentos glaciogênicos da Formação Pimenta Bueno. Esta porção da bacia engloba dois braços da junção tríplice, correspondentes aos grabens de Pimenta Bueno e Colorado, enquanto que os sedimentos costeiros da Formação Furnas, foram encobertos pelos sedimentos marinhos da Formação Ponta Grossa na Sub-Bacia do Alto Xingu, correspondente ao terceiro braço dessa junção tríplice, que evoluiu da fase rifte até sinéclise.

De acordo com os dados apresentados, constatamos que a evolução da Bacia dos Parecis foi a partir de uma bacia tipo rifte, iniciando no domínio oeste da bacia, denominada de Sub-bacia de Rondônia, com a deposição das formações Cacoal e Pimenta Bueno. Os dados gravimétricos sugerem a continuidade desta depressão tectônica para sudoeste, no Baixo Gravimétrico dos Parecis, ocupando a metade oeste da bacia. Este domínio é interpretado como uma transição de bacia tipo rifte para sinéclise, onde foram depositadas as formações Fazenda da Casa Branca e Rio Ávila e o Grupo Parecis.

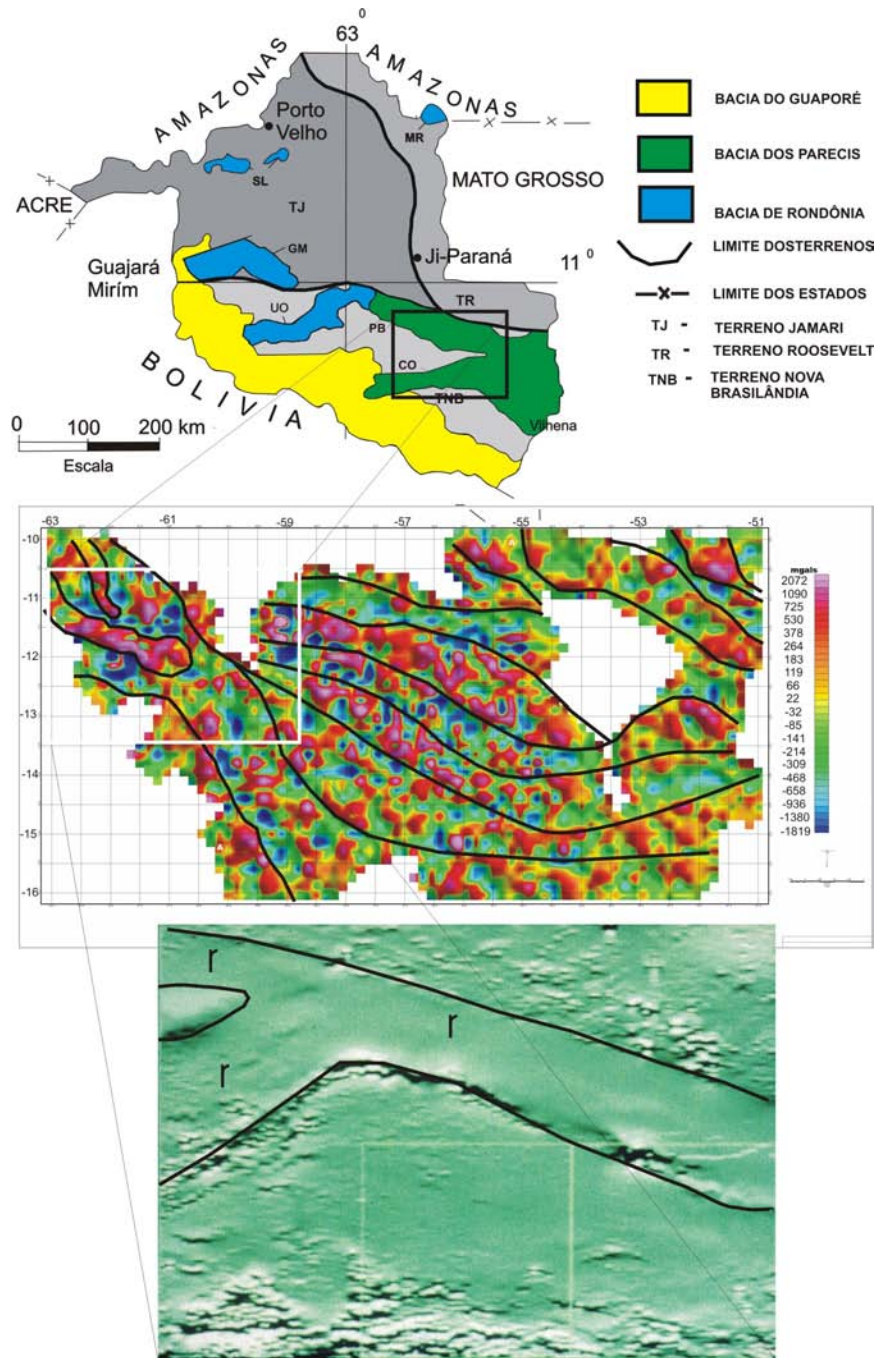
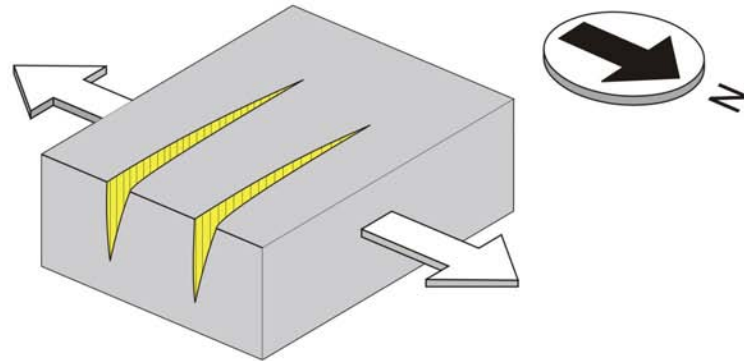
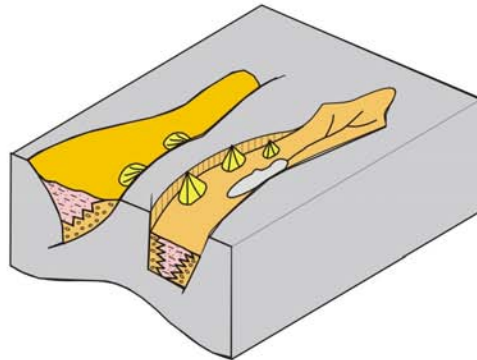


Figura 3.51 - Imagem magnética de pseudo-iluminação da porção oeste da Bacia dos Parecis, mostrando os riftes precursores da mesma (textura lisa), embasada na interpretação do mapa magnético de contagem total .

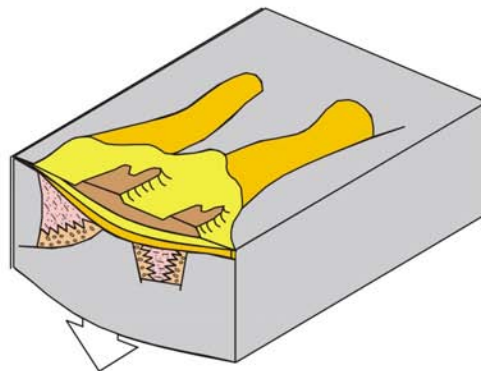
A passagem da fase rifte para a fase sinéclise da bacia, foi marcada por profundas modificações tectônicas e climáticas. Nessas condições foi depositada a Formação Pimenta Bueno (glaciogênica), durante a fase rifte e a Formação Fazenda da Casa Branca (fluvial/peri-glaciogênica), já na fase sinéclise (Figura 3.52). Estas unidades constituem o pacote permo-carbonífero da Bacia dos Parecis correlacionado com a Superseqüência Gondwana I de Milani (1997) na Bacia do Paraná.



(A) Tafrogênese: extensão no setor sudoeste do Cráton Amazônico formando os grabens de Pimenta Bueno e Colorado.



(B) Deposição das formações Cacoal e Pimenta Bueno no interior dos grabens.



(C) Koilogênese: final da fase rift com subsidência regional e deposição das formações Fazenda da Casa Branca, Rio Ávila, Anari e Parecis.

Figura 3.52-Blocos diagramas mostrando a evolução da porção oeste da Bacia dos Parecis.

O domínio leste da bacia, denominado de Depressão do Alto Xingu, representa o registro da fase sinéclise termal da bacia. Este domínio recebeu os sedimentos arenosos da Formação Furnas, passando gradativamente para os sedimentos pelíticos da Formação Ponta Grossa, sotopostos à Cobertura Cenozóica Inconsolidada, representando uma inundação progressiva da plataforma no Eodevoniano, atingindo o pico em 440 Ma, correspondendo a um ciclo transgressivo-regressivo, que na Bacia do Paraná constitui a Superseqüência Paraná de Milani (1997).

Durante o Mesozóico, após um período erosivo sob condições de extrema aridez, refletindo em uma quebra no registro estratigráfico da Bacia dos Parecis, correspondendo a um período de intumescência da bacia, entre a orogênese Gondwanite e a Tectônica Juruá, a região Amazônica foi novamente afetada por outro evento extensional, provocando uma nova subsidência na bacia, compensada pela deposição de sedimentos eólicos e derrames de rochas vulcânicas alcalinas, em ambiente continental e clima árido, num amplo deserto gondwânico, relacionados às formações Rio Ávila e Anari/Tapirapuã, respectivamente, correlatas das formações Botucatu e Serra Geral, que constituem a Superseqüência Gondwana III de Milani (1997).

4.1 - ASPECTOS GERAIS

A evolução tectonossedimentar da Bacia dos Parecis foi avaliada neste trabalho por meios de dados geofísicos e geológicos, desde a sua implantação no Neo-Ordoviciano até o final de sua fase evolutiva no Cretáceo. Apesar da ausência de fósseis nas unidades paleozóicas que compõem a bacia e apenas dois furos de sonda executados, as formações foram empilhadas com base em dados de campo e correlação com a Bacia do Paraná e a sua evolução tectônica foi embasada nos dados geofísicos. Reconhecemos, entretanto, que os dados são insuficientes, tanto da bacia como do embasamento que a sustenta, para uma definição mais precisa e detalhada de sua evolução tectônica e história da subsidência. Porém, como um dos trabalhos pioneiros sobre a bacia, suas carências com certeza serão supridas com o desenvolvimento de mais pesquisa na região.

As informações disponíveis no momento levam a uma interpretação que a geração da bacia começou com o segundo evento distensivo, com vetor extensional de direção NE-SW, que afetou a borda oeste do Cráton Amazônico, com formações de bacias alongadas na direção E-W ou NW-SE, possivelmente relacionados com a Orogenia Taconiana. Este evento distensivo gerou o rifte precursor da Bacia dos Parecis, no qual foi depositada a Sequência Ordoviciano, composta pela Formação Cacoal. A partir do Devoniano sua evolução assemelha-se muito à evolução da Bacia do Paraná, com a deposição das formações Furnas e Ponta Grossa na Depressão do Alto Xingu, no extremo leste da bacia, através de uma transgressão marinha, durante a qual os sedimentos continentais da Formação Furnas foram cobertos pelos sedimentos marinhos da Formação Ponta Grossa. Denominação dada para estas unidades devido a grande semelhança e contemporaneidade com as homônimas da Bacia do Paraná.

A fase transicional de rifte para sinéclise na Bacia dos Parecis foi marcada por profundas modificações climáticas, fato constatado nas outras bacias amazônicas, bem como também na Bacia do Paraná, com a deposição de sedimentos de origem glacial e periglacial representados, respectivamente, pelas formações glaciogênicas Pimenta Bueno e Fazenda da Casa Branca. Estas unidades constituem o pacote permo-carbonífero da Bacia dos Parecis, correlacionado com a Supersequência Gondwana I, de Milani (1997), na Bacia do Paraná.

O Mesozóico na Bacia dos Parecis foi marcado por um período de profunda erosão nos sedimentos previamente depositados, sob condições de extrema aridez, refletindo uma quebra no registro estratigráfico da Bacia dos Parecis, bem como nas demais bacias amazônicas. Entre a orogênese Gondwanide e a Tectônica Juruá, a Região Amazônica foi novamente afetada por outro evento extensional, provocando uma nova subsidência intracratônica, ou seja, sem interferência de movimentos tectônicos extrabaciais, no interior do grande continente Gondwana. Esta subsidência foi compensada

pela deposição de sedimentos eólicos e derrames de rochas vulcânicas, relacionados às formações Rio Ávila e Anari/Tapirapuã, respectivamente. O mesmo evento ocorreu na Bacia do Paraná com as formações Botucatu e Serra Geral, esta última mais jovem que as formações Anari/Tapirapuã.

Durante o Cenozóico, o soerguimento da Cordilheira Andina, provocou a elevação do Arco do Rio Guaporé, sendo desmantelada uma crosta laterítica, a qual limitava o topo do Grupo Parecis e a sedimentação cenozóica.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

O substrato da Bacia dos Parecis corresponde em grande parte ao cinturão móvel Rondônia-Juruena (Santos in Bizzi 2003) e uma pequena porção, a oeste, ao cinturão móvel Sunsás (Tassinari 1996), entidades geotectônicas formadas durante o Meso e Neoproterozóico Médio, respectivamente.

A implantação da bacia deu-se no Neo-Ordoviciano, quando a Região Amazônica foi afetada por um evento extensional, com a geração de um sistema de riftes intracontinentais, aproveitando zonas de fraqueza anteriores, os quais foram preenchidos pelo menos em parte pela Formação Cacoal.

Sobre este sistema de riftes depositaram-se, do Devoniano ao Cretáceo, as formações Furnas, Ponta Grossa, Pimenta Bueno, Fazenda da Casa Branca, Rio Ávila e Grupo Parecis. As unidades litoestratigráficas citadas formam seqüências deposicionais separadas por discordâncias regionais, com indicação de deposição em uma bacia tipo sinéclise de interior continental.

Estas formações podem ser agrupadas em cinco seqüências sedimentares: Ordoviciano, Devoniano, Carbonífero-permiano, Juro-cretáceo e Cretáceo.

A Seqüência Ordoviciano se restringe à Formação Cacoal, correspondente à fase rifte da bacia, composta de conglomerados, grauvacas, folhelhos e dolomitos, interpretados como depositados em leques aluviais, deltas e lagos.

As formações Furnas e Ponta Grossa, componentes da Seqüência Devoniano, correspondentes à fase de transição de rifte para sinéclise da bacia, durante a formação do continente Gondwana. A primeira consiste de arenitos com seixos, depositados em ambiente transicional e a segunda de folhelhos depositados em ambiente marinho. Esta seqüência representa uma transgressão marinha atribuída ao aumento da taxa de subsidência e conseqüente aumento do nível do mar durante o Emsiano.

A Seqüência Carbonífero-permiano compreende os conglomerados, folhelhos e arenitos de origem glacial da Formação Pimenta Bueno, e os conglomerados, arcóseos e folhelhos de ambiente periglacial da Formação Fazenda da Casa Branca.

Durante o Mesozóico (Juro-cretáceo), a Região Amazônica foi afetada por outro evento extensional, relacionado à separação entre a América do Sul e a África, quando depressões foram preenchidas por rochas sedimentares e vulcânicas. Na Bacia dos Parecis este evento corresponde aos derrames basálticos das formações Anari e Tapirapuã, que ocorreram em torno de 198Ma., os quais foram cobertos, em tempo muito próximo ou concomitante aos derrames, pelos arenitos de origem eólica da Formação Rio Ávila.

A Superseqüência Cretácea se restringe ao Grupo Parecis, do Cretáceo Superior, composta por conglomerados e arenitos, depositada em ambientes fluvial e eólico. Corpos kimberlíticos do mesmo período cortam esses sedimentos nas regiões noroeste e sudeste da bacia.

A interpretação dos mapas gravimétricos da Bacia dos Parecis indica um baixo gravimétrico na porção leste da bacia, o qual foi denominado por Siqueira (1989) Sub-bacia de Rondônia ou Fossa Tectônica de Rondônia. Esta depressão muito profunda, em torno de 6 km, corresponde aos grabens de Pimenta Bueno e do Colorado, os quais se estendem por mais de 700km para leste, abaixo das sub-bacias Juruena e Alto Xingu.

O Mapa da Segunda Derivada Vertical do campo gravitacional da Bacia dos Parecis mostra uma perfeita seqüência de altos e baixos estruturais, alinhados segundo uma estruturação NW-SE, correspondendo aos grabens do Colorado, Pimenta Bueno, Noroeste do Rio Xingu e Sudoeste do Rio Xingu.

A modelagem gravimétrica na Bacia dos Parecis forneceu resultados interessantes sobre a arquitetura crustal na região da bacia. As seções crustais permitiram verificar a configuração da descontinuidade de Moho, segundo um acamadamento espacial típico de uma crosta interior rifteada, coberta por uma espessa camada sedimentar, a qual foi precursora da Bacia dos Parecis, onde a descontinuidade de Moho atinge 40km de profundidade. No restante da bacia a interface crosta-manto apresenta-se levemente ondulada, com profundidade média em torno de 30km. Esta configuração deve-se possivelmente ao afinamento crustal/litosférico e elevação da astenosfera, conseqüentes dos processos de rifteamento.

Referências Bibliográficas

- Adamy A. & Romanini S. J. (orgs.). 1990. *Geologia da região Porto Velho-Abunã*; Porto Velho (SC.20-V-B-V), Mutumparaná (SC.20-V-C-VI), Jaciparaná (SC.20-V-D-I), Abunã (SC.20-V-C-V). Estados de Rondônia e Amazonas. Porto Velho, DNPM/CPRM. 273p. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil).
- Aguiar G. A. 1969. *Bacia do Maranhão: geologia e possibilidades de petróleo*. Belém, PETROBRÁS. (Relatório Interno).
- Almeida F. F. M., Neves, B. B. B., Carneiro C. D. R. 2000. The origin and evolution of the South America. *Earth Science Reviews*, 50: 77-111.
- Almeida F. F. M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências*, 13: 139-158.
- Amadou B. I. 1993. *Fácies sedimentares e evolução diagenética dos arenitos da Formação Faro (Eo-Carbonífero) da Bacia do Amazonas*. Universidade Federal do Pará, Belém, Dissertação de Mestrado, 116p.
- Amaral G. 1974. *Geologia pré-cambriana da Região Amazônica*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 212p.
- Amorim J. L., Rizzotto G. J., Scandolara J. E. 1999. Terreno Jamari, região central de Rondônia: evidências de processos tafrogenéticos que precedem a convergência do início do mesoproterozóico do segmento sudoeste do Cráton Amazônico. In: Simp. Geol. Amazônia, 6, Manaus, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 270-273.
- Arana J., Della Giustina I. D., Vaz P. T., Barcelos C. A. 1990a. Bacia do Acre, arcabouço estrutural sísmico. Manaus, PETROBRÁS/DENOC/DINTER. 7p (Relatório Interno).
- Arana J., Della Giustina I. D., Vaz P. T., Barcelos C. A. 1990b. Bacia do Acre, prospectos exploratórios. Manaus, PETROBRÁS/DENOC/DINTER. 55p (Relatório Interno).
- Arana J., Della Giustina I. D., Vaz P. T., Barcelos C. A. 1990c. Bacia do Acre, reavaliação e perspectivas. Manaus, PETROBRÁS/DENOC/DINTER. 47p (Relatório Interno).
- Bahia R. B. C. & Pedreira A. J. 1996. Depósitos glaciogênicos da Formação Pimenta Bueno (Carbonífero) na região de Rolim de Moura, sudeste de Rondônia. *A Terra em Revista*, 1: 24-29.
- Bahia R. B. C., Quadros M. L. do E. S., Pedreira A. J. 1996. As coberturas sedimentares fanerozóicas da região sudeste de Rondônia. In: Cong. Bras. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 1:299-302.
- Bahia R. R. & Abreu F. A. M. 1985. O rift do Amazonas. Sistema aulacogênico na Plataforma Amazônica. In: Simp. Geol. Amazônia, 2, Belém, *Anais*, 1: 222-241.
- Barros A. M. & Pastore Junior W. P. 1974. *Projeto Alto Guaporé*. Relatório Final. Folha Tangará da Serra-SD.21-Y-B. Goiânia, DNPM/CPRM 11v., v. 1.
- Barros A. M., Silva R. H. da, Cardoso O. R. F. A., Freire F. A., Souza Junior J. J. de, Rivetti M., Luz D. S. da, Palmeira R. C. de B., Tassinari C. C. G. 1982. Geologia. In: Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SD. 21 Cuiabá*; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. p.25-192. (Levantamento de Recursos Naturais, 26).
- Barros M. C. & Carneiro E. P. 1990. *Assessment of oil prospects, southern part of Blok 8. Maranon Basin, Peru*. Rio de Janeiro, BRASPETRO. (Relatório Interno).
- Bettencourt J. S., Onstott T.C., De Jesus T., Teixeira W. 1995. Tectonic interpretation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages on country rocks from the Central sector of the Rio Negro-Juruena Province, SW Amazon Craton. In: Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, Belém, *Abstracts*, p. 14.

- Bizzi L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J. H. (eds.) 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. Brasília, CPRM. 673p.
- Braga L. F. S. & Siqueira L. P. 1996. Three dimensional gravity modelling of the basement topography beneath Parecis Basin, Brazil, constrained by spectral estimates of depth to magnetic sources. In: Latin American Petroleum Congress, 5, 8p.
- Caputo M. V., Rodrigues R., Vasconcelos D. N. N. de. 1971. *Litoestratigrafia da Bacia do Rio Amazonas*. Belém, PETROBRÁS. (Relatório Técnico Interno, 641-A).
- Caputo M. V. 1974. *Interpretação ambiental no sistema cretáceo nas Bacias do Acre, Ucayali e Pastaza*. Belém, PETROBRÁS/RENOR/DIREX. 9p. (Relatório Interno).
- Caputo M. V., Juca G. A. C., Brazil I. R. 1979. *Bacia do Acre, possibilidades de petróleo na seção Pré-Cretácea*. Belém, PETROBRÁS/RENOR/DIREX. 27p. (Relatório Interno).
- Caputo M. V. 1984. *Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil*. University of California, Santa Barbara, Tese de Doutorado, 583p.
- Caputo M. V. 1985. Origem do alinhamento estrutural do Juruá-Bacia do Solimões. In: Simp. Geol. Amazônia, 2, Belém, *Anais*, 1: 242-251.
- Caputo M. V. & Silva O. B. 1991. Sedimentação e tectônica da Bacia do Solimões. In: G. P. Raja Gabaglia & E.J. Milani. *Origem e evolução de Bacias Sedimentares*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. p.169-193.
- Carneiro R. G. & Schneider R. L. 1976. *Reavaliação das possibilidades petrolíferas da Bacia do Alto Amazonas*. Belém, PETROBRÁS/RENOR. 25p. (Relatório Interno).
- Ciguel J. H., Pedreira A. J., Góis J. R. 1996. Os icnofósseis da localidade de Sítio Cercado, Brasil-Formação Furnas (Siluro-Devoniano), flanco oriental da Bacia do Paraná. In: Simpósio Sul Americano do Siluro-Devoniano, Ponta Grossa, *Anais*, p. 319-335.
- Cordani U. G., Tassinari C. G., Teixeira W., Basei M. A. S., Kawashita K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congr. Geol. Chileno, 2, Arica, *Actas*, 4: 137-148.
- Correa J. A. & Couto E. A. do. 1972. *Projeto Aluviões Diamantíferos de Mato Grosso*. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. 2v. (Relatório de Arquivo Técnico da DGM, 1940).
- Costa M. G. F. 1984. *Reinterpretação sedimentológica da Formação Monte Alegre-área do Juruá-Bacia do Alto Amazonas*. Rio de Janeiro, CENPES/PETROBRÁS. 23p. (Relatório Interno).
- Costa J. B. S. & Hasui Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: M.L. da Costa, R.M. Angélica (coords.). *Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, FINEP/SBG-Núcleo Norte, p. 15-90.
- Costa S. A. G., Fragomeni P. R. P., Fragomeni M. G. 1975. *Projeto Serra do Roncador*. Reconhecimento Geológico. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. 3v.
- Cruz N. M. C. 1980. Palinologia de sedimentos paleozóicos do Território Federal de Rondônia. In: Congr. Bras. Geol., 31, Balneário de Camboriú, *Anais*, 5: 3041-3048.
- Cunha P. R. C., Gonzaga F. G., Coutinho L. F. C., Feijó F. J. 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, 8(1): 47-55.
- Daemon R. F. & Contreiras C. J. A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: Cong. Bras. Geol., 25, São Paulo, *Anais*, 3: 79-88.
- Daemon R. F. & Quadros L. P. de. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da Bacia do Paraná. In: Congr. Bras. Geol., 24, Brasília, *Anais*, p.359-412.
- Della Fávera J. C., Terra G. J. S., Soares J. A. M., Costa M. G. F., Cesero P., Neves C. A. D., Lima M. P. 1980. *Estudo sedimentológico da Formação Monte Alegre-área do Juruá, Bacia do Alto Amazonas*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/DEPEX/LABOR/DENOR. 27p. (Relatório Interno).

- Dewey J. F. 1982. Plate tectonic and the evidence of the British Isles. *J. Geol. Soc.*, **139**: 371-412.
- Dickinson W. R. 1974. Plate tectonic and sedimentation. In: W.R. Dickinson (ed.) *Tectonic and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Especial Publication, **22**: 1-27.
- Dickinson W. R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: G. G. Zuffa (ed.). *Provenance of arenites*. S.l., Reidel. p. 333-361.
- Dickinson W. R. & Suczek C. A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *AAPG Bull.*, **63**: 2182-2364.
- Eiras J. F., Becker C. R., Souza E. M., Gonzaga F. G., Silva J. G. F. da, Daniel L. M. F., Matsuda N.S., Feijó F. J. 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, **8**(1):17-45.
- Esteves F. R. 1983. Exploração na área do Juruá. In: Congr. Bras. Petróleo, 2, Rio de Janeiro, *Anais*, **23**: 46.
- Esteves F. R. 1984. *Mecanismo das placas da América Central-Pacífico Sul e a sua influência na evolução tectono-sedimentar da Bacia do Alto Amazonas durante o Mesozóico*. Manaus, PETROBRÁS/DEPEX/DENOC. 14p. (Relatório Interno).
- Feijó F. J. & Souza R. G. 1994. Bacia do Acre. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, **8**(1): 5-8.
- Figueiredo A. J. de A., Barros A. M., Eulálio Filho, A., Rodrigues A. P., Barreto B. F., Pimentel G. B., Couto J. G. P., Reischl J. L., Costa S. A. G., Resende Filho S. T., Pastore Júnior W. P., Ribeiro Filho W. 1974. *Projeto Alto Guaporé*. Relatório Final. Folha Tangará da Serra SD.21-Y-B. Goiânia, CPRM, v.1.
- Figueiredo A.M. F. & Raja Gabaglia G. P. 1986. Sistema classificatório aplicado às Bacias Sedimentares Brasileiras. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4):350-369.
- Folk R. L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, Hemphill. 159 p.
- Freitas A. F. de 1977. *Projeto Presidente Hermes*. Relatório Final de Pesquisa. Porto Velho, CPRM. 1v.
- Frostick L. E. & Reid I. 1987. Tectonic control of desert sediments in rift basins ancient and modern. In: L. E. Frostick & I. Reid (eds.) *Desert Sediments: ancient and modern*. Oxford, Blackwell. p. 53-68. (Geological Society Special Publication, 35).
- Góes A. M. O. & Feijó F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, **8** (1): 57-67.
- Hasui Y., Haralyi N.L., Schobbenhaus C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Simp. Amazônico, 2, Manaus, *Anais*, p. 129-147.
- Hoffman J. & Hower J. 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust-faulted disturbed belt of Montana, USA. In: P. A. Scholle & P. R. Schluger (eds.). *Aspects of diagenesis*. Tulsa, Soc. Econ. Paleont. Mineral. p. 55-79. (Spec. Publ., 26).
- Hower J., Eslinger E. V., Hower M. E., Perry E. A. 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geol. Soc. America Bull.*, **87**: 725-737.
- Isotta C. A. L., Carneiro J. M., Kato H. T., Barros R. J. 1978. *Projeto Província Estanífera de Rondônia*. Relatório Final. Porto Velho, CPRM, 16v.
- Issler R. S. 1974. Esboço geológico-tectônico do Craton do Guaporé. In: Congr. Bras. Geol., **28**, *Resumo das Comunicações*, p. 659-665.
- Kingston D. R., Dishroon C.P., Williams P. A. 1983. Global basin classification system. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **67**:2175-2193.

- Lacerda Filho J. V., Valente C. R., Bahia R. B. C., Lopes R. C., Romanini S. J., Oliveira I. W. B., Oliveira C. C., Sachs L. L. B., Silva V. A., Batista I. H. 2004. Folha SD. 22 Goiás. In: C. Schobbenhaus, J. H. Gonçalves, J. O. S. Santos, M. B. Abram, R. Leão Neto, G. M. M. Matos, R. M. Vidotti, M. A. B. Ramos, J. D. A. de Jesus (eds.) *Carta geológica do Brasil ao milionésimo*. Sistema de Informações Geográficas. Brasília, CPRM. 1 CD-Rom.
- Lanzarini W. L. 1984. *Fácies sedimentares e ambiente deposicional da Formação Monte Alegre na área do Juruá, Bacia do Alto Amazonas; diagênese e permoporosidade dos arenitos reservatórios*. Universidade Federal de Ouro Preto, Departamento de Geologia, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 215p.
- Leal J. W., Silva G. F., Santos D. B. dos, Teixeira W., Lima M. I. C. de, Fernandes A. C., Pinto A. do C. 1978. Geologia. In: Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SC.20 Porto Velho*; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p.17-184. (Levantamento de Recursos Naturais, 16).
- Litherland M. & Bloomfield K. 1981. The proterozoic history of eastern Bolivia. *Precambrian Research*, **15**: 157-179.
- Litherland M., Annells R. N., Appleton J. D., Berrangé J. P., Bloomfield K., Burton C. C. J., Darbyshire D. P. F., Fletcher C. J. N., Hawkins M. P., Klinck B. A., Llanos A., Mitchell W. I., O'Connor E. A., Pitfield P. E. J., Power G., We5bb B. C. 1986. *The geology and mineral resources of the bolivian precambrian shield*. London, British Geological Survey. 152p. (Overseas Memoir, 9).
- Litherland M., Annells R. N., Darbyshire D. P. F., Fletcher C. J. N., Hawkins M. P., Klinck B. A., Mitchell W. I., O'Connor, E. A., Pitfield P. E. J., Power G., Webb B. C. 1989. The Proterozoic of eastern Bolivia and its relationship to the Andean Mobile Belt. *Precambrian Research*, **43**: 157-174.
- Lobato F. P. N. S., Appell. E., Godoy M. C. F. T. de, Ritter J. E. 1966. *Pesquisa de cassiterita no Território Federal de Rondônia*. Relatório Final. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 209p. (Boletim, 125).
- Marzoli A., Renne P. R., Piccirillo E. M., Ernesto M., Bellieni G., De Min A. 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, **284**:616-618.
- Mason H. C. & Caputo M. V. 1964. *Reconhecimento e semi-detahle geológico do centro oeste do Estado do Acre*. Belém, PETROBRÁS. 66p. (Relatório Interno).
- Miall A. D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits: a summary. In: A. D. Miall (ed.) *Fluvial sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. p. 597-604 (Memoir, 5).
- Miall A. D. 1996. *The geology of fluvial deposits*. Springer-Verlag, 582 pp.
- Miall A. D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Review*, **13**:1-62.
- Miall A. D. 1985. Architectural-elements analysis: a new methods of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Review*, **22**:261-308.
- Milani E. J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutorado, 255p.
- Milani E. J. & Thomaz Filho A. 2000. Sedimentary basins of South America. In: U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (eds.). *Tectonic evolution of South América*. Rio de Janeiro, 31 International Geological Congress. p. 389-449.
- Miura K. 1972. Possibilidades petrolíferas da Bacia do Acre. In: Cong. Bras. Geol., **26**, Belém, Anais, **3**: 15-20.

- Mizusaki A. M. P., Wanderley Filho J. R., Aires, J. R. 1992. *Caracterização do magmatismo básico das Bacias do Solimões e do Amazonas*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. (Relatório Interno).
- Moura P. 1936. Estudos geológicos para pesquisa de petróleo no vale do Juruá, Território do Acre. *Mineração Metalurgia*, **1**(4): 135-139.
- Neves B. B. B. & Cordani U. G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 23-40.
- Neves B. B. de B. 2002. Main stages of the development of the sedimentary basins of South America and their relationship with the tectonics of supercontinents. *Gondwana Research*, **5**(1):175-196.
- Neves B. B. B., Fuck R. A., Cordani U. G., Thomaz Filho A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil : a case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, **1**: 495-510.
- Neves C. A. O., Campos J. N. P., Teixeira L. B., Rodrigues R., Triguís, J. A. 1989. *Integração geológica e exploratória da Bacia do Amazonas*. Manaus, PETROBRÁS/DENOC. 113p. (Relatório Interno, 131-07338).
- Ojakangas R. W. 1985. Evidence of early Proterozoic glaciation: the dropstone unit-diamictite association. *Geological Survey of Finland Bulletin*, **331**:51-72.
- Oliveira C. M. M. de. 1994. *Estilos estruturais e evolução tectônica da Bacia do Acre*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 205p.
- Oliveira E. P. 1915. Reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso. Expedição Científica Roosevelt-Rondon. In: Rio de Janeiro. Comissão Linhas Telegráficas Estratégicas de Mato Grosso ao Amazonas, *Publicação*, **50**:1-82.
- Oliveira E. P. 1912. O terreno devoniano do Sul do Brasil. *Anais da Escola de Minas*, **14**:31-41.
- Olzeswki W. J. 1988. *Report on the isotopic analysis of samples from Central Roraima, Northwest Amazonas, and Central Rondonia*.
- Oppenheim V. 1937. Geological exploration between upper Juruá river, Brazil, and middle Ucayali river. *Amer. Assoc Petr. Geol. , Bull.*, **21**(1): 97-110.
- Padilha A. V., Montes A. de S. L., Barros C. A. F. de, Lemos D. B., Frota G. B., Luz J. da S., Moreira J. M. P., Moreno J. J. P., Montes M.L., Menezes Filho N. R., Cardoso O. R. F. A., Lima P. F. C., Almeida W. J. de, Abreu Filho W., Silveira W. P., Santana W. R. R. 1974. *Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso*. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM, v.1.
- Pinto Filho F. P., Freitas A. F. de, Melo C. F. de, Romanini S. J. 1977. *Projeto Sudeste de Rondônia*. Relatório Final. Porto Velho, DNPM/CPRM. 4v.
- Plummer F. D. 1946. *Geossinclineo do Parnaíba*. Rio de Janeiro, Conselho Nacional do Petróleo.
- Reineck H.E. & Singh I.B. 1980. *Depositional sedimentary environments*. 2.ed. Berlin, Springer-Verlag. 551p.
- Ribeiro Filho W., Luz J. S., Abreu Filho W. 1975. *Projeto Serra Azul*. Reconhecimento Geológico. Relatório Final. Goiânia, DNPM/CPRM. v. 1.
- Riker S. R. L. & Oliveira M. A. 2001. Enfoque geológico-geotectônico da Região do Domo do Sucunduri-Estado do Amazonas. In: Simp. Geol. Amazônia, 7, Belém, *Resumos Expandidos*, 1 CD-Rom.
- Rizzotto G. J. 1999. *Petrologia e ambiente tectônico do Grupo Nova Brasilândia-RO*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 136p.

- Rodrigues R., Vasconcelos D. N. N., Caputo M. V. 1971. *Sedimentologia das Formações Pre-Pensilvanianas da Bacia do Amazonas*. Belém, PETROBRÁS. 91p. (Relatório Interno, 643).
- Rodrigues R., Takaki T., Stamato M. 1984. *Avaliação geoquímica da Bacia do Alto Amazonas*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES/DIVEX. 31p. (Relatório Interno).
- Saes G. S. & Leite J. A. D. 1993. Evolução tectono-sedimentar do Grupo Aguapeí, Proterozóico Médio na porção meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e oriente boliviano. *Rev. Bras. Geoc.*, **23**(1):31-37.
- Saes G. S., Leite J. A. D., Alvarenga C. J. S. Ferreira Filho C. F., Matos J. B. 1986. *Projeto Jauru-Reserva do Cabaçal, MT*. Relatório Final. Cuiabá, DNPM/UFMT. 23p.
- Santiago A. F., Santos J. O. S., Maia R. G. N. 1980. Estratigrafia preliminar da Bacia Sedimentar do Alto Tapajós. In: Congr. Bras. Geol., 31, Balneário de Camboriú, *Anais*, **2**: 786-797.
- Santos J. O. S. 2003. Geotectônica dos escudos das Guianas e Brasil-Central. In: L. A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R. M. Vidotti, J. H. Gonçalves (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. Brasília, CPRM. 673p.
- Santos J. O. S., Hartmann L. A., Gaudette H. E., Groves D. I., McNaughton N. J., Fletcher I. R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3** (4):453-488.
- Scandolaro J. E., Silva C. R. da, Rizzotto G. J., Quadros M. L. do E. S., Bahia R. B. C. 1995. Compartimentação lito-estrutural da porção ocidental do Cráton Amazônico - Estado de Rondônia. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 84-86.
- Scandolaro J. E., Rizzotto G. J., Bahia R. B. C., Quadros M. L. do E. S., Silva C. R. da, Amorim, J. L. de. 1997. *Mapa geológico do Estado de Rondônia*. Escala 1:1.000.000. Porto Velho, CPRM.
- Scandolaro J. E., Rizzotto G. J., Silva L. C. 1992. Geologia da região de Nova Brasilândia, sudeste de Rondônia. In: Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, **2**:154-155.
- Schobbenhaus C., Campos D. de A., Derze G. R., Asmus H. E. 1981. *Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais*. Escala 1:2.500.000. Brasília, MME/DNPM.
- Schobbenhaus C., Campos D. de A., Derze G. R., Asmus H. E. (eds.) 1984. *Geologia do Brasil*; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Brasília, MME/DNPM. 501p.
- Silva A. J. P. da, Lopes R. da C., Vasconcelos A. M., Bahia R. B. C. 2003. Bacias sedimentares e Meso-Cenozóicas interiores. 2003. In: Bizzi L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J. H. (eds.) *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. Brasília, CPRM. 673p.
- Silva G. G., Lima M. I. C., Andrade A. R. F., Issler R. S., Guimarães G. 1974. Geologia. In: Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. *Geologia das Folhas SB. 22 Araguaia e parte da SC. 22 Tocantins*; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- Silva, O. B. 1987. *Análise da Bacia do Solimões (Revisão estratigráfica, magmatismo e geoquímica)*. Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 177p.
- Silva C.H., Simões L.S.A., Ruiz A.S. 2003. Mineralização de ouro em veios de quartzo no garimpo do Abdala, Baixada Cuiabana-MT. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 3, Cuiaba, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 72-73.
- Siqueira L. P. 1989. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **3**:3-16.

- Siqueira L. P. & Teixeira L. B. 1993. Bacia dos Parecis: nova fronteira exploratória da Petrobrás. In: Congr. Intern. Soc. Bras. Geof., 3, Rio de Janeiro, *Resumos Expandidos*, 1:168-170.
- Soares P. C., Landim P. M. B., Fúlfaro V. J. 1974. Avaliação preliminar da evolução geotectônica das Bacias Intracratônicas Brasileiras. In: Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, *Anais*, 4:61-83.
- Soares P. C., Landim P. M. B., Fúlfaro V. J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian Intracratonic Basins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89: 181-191.
- Soeiro R. S. 1981. *Projeto Prospecção de Carvão Energético em Rondônia*. Relatório Final. Porto Velho, DNPM/CPRM.
- Souza E. C., Melo A. F. de, Adamy A., Soeiro R. S. 1975. *Projeto Noroeste de Rondônia*: Relatório Final. Porto Velho, CPRM. 12v.
- Souza E. P. & Hildred P. R. 1980. Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí oeste de Mato Grosso. In: Congr. Bras. Geol., 31, Balneário de Camboriú, *Anais*, 2: 813-825.
- Souza Filho P. W. M., Quadros M. L. do E. S., Scandolara J. E., Silva Filho E. P. da S., Reis M. R. 2000. Compartimentação morfoestrutural e tectônica do sistema fluvial Guaporé-Mamoré-Alto Madeira, Rondônia-Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 29(4):469-476.
- Szatmari P., Simões I. de A., Carvalho R. S. 1975. *Evaporitos da Bacia do Amazonas*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. 128p. (Relatório Interno).
- Tassinari C. C. G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 139p.
- Tassinari C. C. G., Cordani U. G., Nutman A. P., Van Schmus W. R., Bettencourt J. S., Taylor P. N. 1996. Geochronological systematics on Basement Rocks from the Rio Negro-Juruena Province (Amazonian Craton) and Tectonic Implications. *Intern. Geol. Rev.*, 38:161-175.
- Tassinari, C. C. G. & Macambira, M. J. B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3):174-182.
- Teixeira L. B. 2001. Evidência geofísica de rifts precursores nas Bacias Paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós. In: Workshop sobre Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-Americanas, p.1-8.
- Teixeira L. B. 1993. Bacia do São Francisco: estilo estrutural e perspectivas exploratórias. In: Congr. Inter. Soc. Bras. Geof., 3, Rio de Janeiro, *Resumos Expandidos*, 1:139-141.
- Torres L. C. A., Theodorovicz A., Cavalcante J. C., Romanini S. J., Ramalho R. 1979. *Projeto Sudoeste de Rondônia*. Relatório Final. Porto Velho, CPRM. 7v.
- Vidotti R.M., Ebinger C.J., Fairhead J.D. 1998. Gravity signature of the western Paraná Basin, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, 139:117-132.
- Wanderley A. F. L. 1937. *Estrutura da Serra do Divisor*; estudos geológicos na Bacia do Ucayali e estratigrafia do noroeste do Acre. Rio de Janeiro, DNPM. 213p.
- Wanderley Filho J. R. 1991. *Evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento*. Universidade Federal do Pará, Belém, Dissertação de Mestrado, 125p.
- Zalán P. V. 1991. Influence of pre-andean orogenies on the Paleozoic intracratonic Basins of South America. In: Simp. Boliviano, 4, Bogotá, *Memorias*, Tomo 1, Trabajo 7.

ANEXO

**A SEQÜÊNCIA PROTEROZÓICA
(ESTENIANA-TONIANA) NA BORDA OESTE DO
CRATON AMAZÔNICO, ESTADO DE RONDÔNIA**

A SEQÜÊNCIA PROTEROZÓICA (ESTENIANA-TONIANA) NA BORDA OESTE DO CRATON AMAZÔNICO, ESTADO DE RONDÔNIA

16 figuras

RESUMO

ABSTRACT

INTRODUÇÃO

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

FORMAÇÃO PALMEIRAL

Ortoconglomerado maciço ou com estratificação

incipiente (Gm)

Arenito com estratificação horizontal (Sh)

Arenito com estratificação cruzada acanalada (St)

Arenito com estratificação cruzada planar (Sp)

Arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Sl)

Arenito maciço (Sm)

Modelo Depositional

Paleocorrente

Petrografia

Correlação da Formação Palmeiral com outras unidades

Tectônica

EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

CONCLUSÕES

Referências

A SEDIMENTAÇÃO PROTEROZÓICA (ESTENIANA-TONIANA) NA BORDA OESTE DO CRATON AMAZÔNICO

Ruy Bahia

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

CPRM – REPO (Residência de Porto Velho)

Av. Lauro Sodré, 2561 – Bairro dos Tanques

Porto Velho, Rondônia

78.904 – 300

E-mail: ruybahia@pv.cprm.gov.br

Augusto Pedreira

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

Av. Ulysses Guimarães, 2862

Salvador, Bahia

Email= apedreira@sa.cprm.gov.br

RESUMO

A sedimentação proterozóica na porção ocidental do Cráton Amazônico, estudada em detalhe na Serra dos Pacaás Novos, localizada na região oeste do Estado de Rondônia, nas adjacências da cidade de Guajará-Mirim, é constituída mormente de conglomerados e arenitos da Formação Palmeiral, relacionada do Esteniano ao Toniano. A análise faciológica permitiu distinguir seis litofácies que incluem: (1) ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente (Gm); (2) arenito com estratificação horizontal (Sh); (3) arenito com estratificação cruzada acanalada (Sk); (4) arenito com estratificação cruzada planar (Sp); (5) arenito com estratificação sigmóide (Ss); e (6) arenito maciço (Sm). A fácies conglomerática, constituída de seixos de quartzo, quartzito, arenito e rochas vulcânicas, é interpretada como barras longitudinais ou lençóis empilhados, gerados durante eventos de alta descarga. Níveis compostos por lentes arenosas, representam depósitos formados durante períodos de baixa descarga em canais menores. Esta interpretação aponta para os sedimentos Palmeiral um estilo fluvial entrelaçado, tipo *Scott*. Entretanto, ficam dúvidas se este padrão relaciona-se à um sistema fluvial proximal ou de leque aluvial.

A proveniência dos depósitos da Formação Palmeiral é mostrada pelos seus diferentes tipos de fragmentos líticos, incluindo quartzo, quartzito, arenito e rochas vulcânicas, os quais somente em parte são derivados do embasamento cristalino. Fragmentos de rocha do Complexo Jamari não foram encontrados.

As rochas sedimentares da Formação Palmeiral passaram por vários processos diagenéticos incluindo sobrecrescimento de quartzo, formação de caulinita e ilitização. Podem ocorrer pseudomorfos de ilita a partir de caulinita. A dissolução por pressão é bem documentada por concavidades em seixos da fácies conglomerática.

Na Serra dos Pacaás Novos a Formação Palmeiral está confinada em graben, que possivelmente no Cenozóico sofreu inversão de relevo, responsável pela atual configuração morfológica da serra. A análise estrutural possibilitou a separação de três domínios estruturais.

Palavras chave: Formação Palmeiral. Proterozóico (Esteniano-Toniano) caracterização faciológica, petrografia e tectônica.

ABSTRACT

The Serra dos Pacaás Novos, located in the western part of Rondônia, near the town of Guajará Mirim, and inserted in the Amazonian Craton, is built up mainly by conglomerates and sandstones of the Upper Proterozoic Palmeiral Formation. The facies analysis allow to distinguish six lithofacies: (1) massive or crudely bedded ortoconglomerate (Gm); (2) sandstone with horizontal bedding (Sh); (3) trough cross-bedded sandstone (Sk); (4) planar crossbedded sandstones (Sp); (5) sigmoidal cross-bedded (Ss) and (6) massive sandstones (Sm). The conglomerate facies was interpreted as longitudinal bars or stacked sheets formed during events of high discharge. The interbedded lenses of sandstone, on the other hand, was deposited during low water in minor channels. This interpretation points to a fluvial style with a braided channel pattern similar to the Scott type of Miall (1977). However, it is uncertain if this depositional pattern may be related to a proximal fluvial system or to a alluvial fan.

The provenance of the Palmeiral deposits is shown by their different types of lithic fragments including quartz, quartzite, sandstone and volcanic rocks, which only in part are derived from the crystalline basement. Rock fragments from the nearby Jamarí Complex (basement) were not found.

The Palmeiral Formation went through several diagenetic processes which include quartz overgrowths, formation of kaolinite, illitization of kaolinite and pressure solution well documented by cavities in gravels.

In the Serra of Pacaás Novos, the Palmeiral Formation is confined to a graben structure which, possibly during Cenozoic, suffered relief inversion leading to the present morphological configuration of the graben. The structural analysis resulted in the separation of three structural sectors

Key words: Palmeiral Formation. Proterozoic (Stenian-Tonian), characterization faciologic, petrography and tectonic.

INTRODUÇÃO

A sedimentação proterozóica na borda oeste do Cráton Amazônico, ocorrem em uma bacia tipo sinéclise, denominada de Bacia de Rondônia (Scandolara *et al.* 1999), posteriormente confinada em estruturas tipo graben, é constituída de sedimentos siliciclásticos, os quais em sua seção-tipo aflorante na Serra dos Pacaás Novos é composta essencialmente por depósitos fluviais designados de Formação Palmeiral (Lobato *et al.* 1966).

Os aspectos faciológicos das rochas da Formação Palmeiral na Serra dos Pacaás Novos foram apresentados por Bahia (1997) utilizando-se apenas de dados de superfície. Neste trabalho apresentam-se as características faciológicas e descrevem-se as estruturas sedimentares e geometria dos depósitos aflorantes na serra dos Pacaás Novos, Município de Guajará Mirim, Estado de Rondônia (Figura 1). A interpretação faciológica segue as propostas de Miall (1996) tendo como principal objetivo o entendimento da cobertura sedimentar proterozóica na borda oeste do Cráton Amazônico.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Os primeiros trabalhos geológicos de abrangência regional na porção ocidental do Cráton Amazônico foram realizados por Oliveira (1915); Lobato *et al.* (1966); Souza *et al.* (1975); Isotta *et al.* (1978); Leal *et al.* (1978); Torres *et al.* (1979); todos visavam principalmente mapeamentos geológicos em escala regional (1:500.000 e 1:1000.000), acompanhados de prospecção geoquímica, visando identificar depósitos minerais.

Scandolara *et al.* (1999) redefiniram o embasamento cristalino regional como Complexo Jamarí, conforme proposto por Isotta *et al.* (1978), constituído de migmatitos e ortogneisses de composições granítica e granodiorítica. A porção do embasamento onde predominam granulitos, charnockitos e enderbitos foi designada de Complexo Jarú. As rochas desses complexos foram deformadas por cisalhamento dúctil, sob condições metamórficas na fácies anfibolito superior.

Datações radiométricas pelo método Pb/Pb e U/Pb, realizadas em ortogneisses e granulitos realizadas por Santos *et al.*(2000); Bettencourt *et al.*(2001) e Payolla *et al.*(1998)) indicaram idades entre 1.640 e 1750 Ma., colocando o embasamento cristalino regional no Proterozóico Inferior (Estateriano).

Sobre o embasamento já cratonizado assenta-se discordantemente o Grupo Roosevelt com idade obtida por Santos *et al.* (2000) de 1740 ± 8 Ma (Pb/Pb), constituído de rochas psamíticas, pelíticas e químicas exalativas, deformadas e metamorfisadas na fácies anfibolito médio. A porção superior dessa seqüência é constituída predominantemente de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias metamorfisadas no fácies xisto-verde.

No Proterozóico Médio (Caliminiano) ocorreram intrusões graníticas com textura rapakivi e quimismo alcalino a subalcalino, denominadas de Suíte Serra da Providência, relacionadas ao período distensivo do final do Ciclo Orogênico Rondoniano. Alguns maciços graníticos foram datados pelo método U/Pb e forneceram idades entre 1.606 a 1532 Ma (Bettencourt *et al.*1999).

No final do Proterozóico Médio (1450 – 1100Ma), idade obtida pelo método U-Pb em zircão detrítico por Santos *et al.* (2003), a borda oeste do Cráton Amazônico foi afetada pelo Ciclo Orogênico Sunsás. Após este ciclo formou-se uma extensa bacia sedimentar tipo IS (Interior *Sag*), segundo a classificação de Kingston *et al.* (1983). Esta bacia foi preenchida por arenitos e conglomerados de origem fluvial, os quais foram denominados de Formação Palmeiral (Figura 1). Sua idade é de 1031 ± 29 Ma obtida pelo método U-Pb em zircão detrítico (Santos *et al.* 2000).

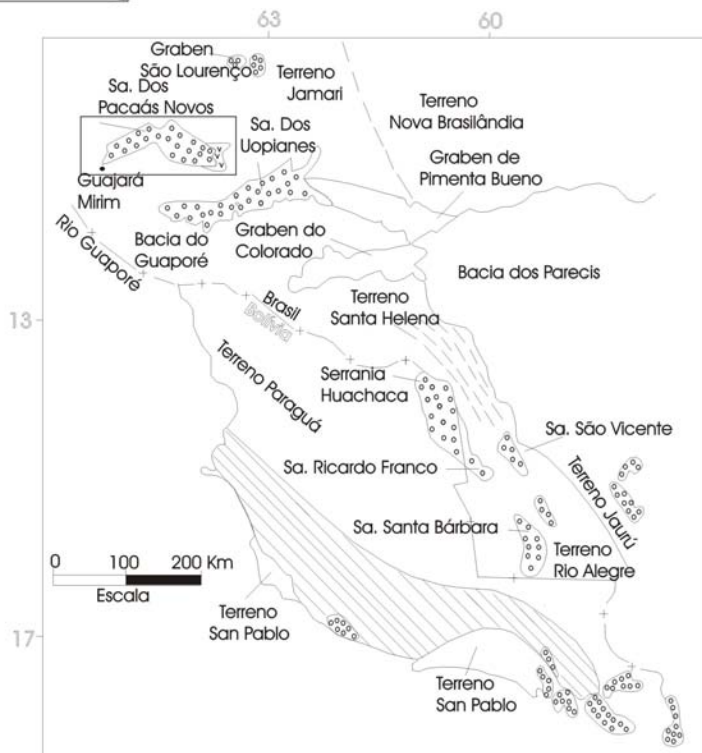
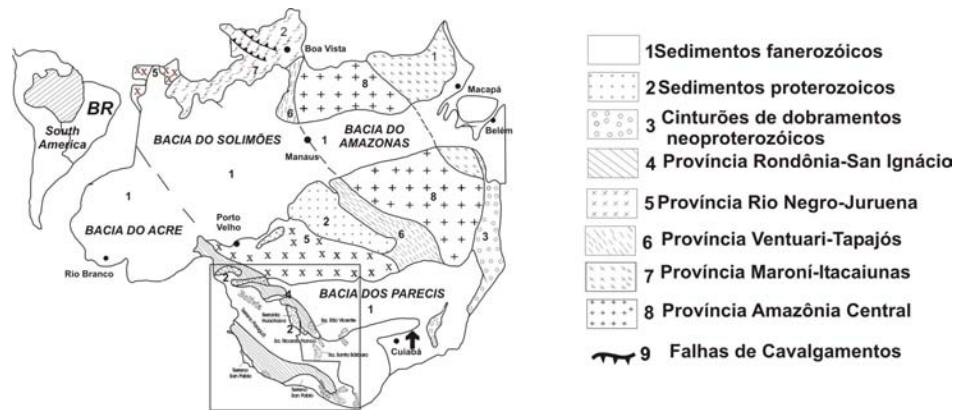


FIGURA - Mapa das coberturas proterozóicas da borda oeste do Cráton Amazônico e seus domínios.

Esta cobertura sedimentar se estende até o Estado do Mato Grosso, onde é denominada de Grupo Aguapeí (Figueiredo & Olivatti, 1974) e chega até território boliviano, designada de Grupo Sunsás (Litherland *et al.* 1986).

Na Serra dos Pacaás Novos estes sedimentos são intercalados, na base da Formação Palmeiral, pelos alcalis-basaltos da Formação Nova Floresta (Leal *et al.* 1978), com idade Ar/Ar de 1062 ± 3 Ma (Tohver *et al.* 2003).

FORMAÇÃO PALMEIRAL

Esta unidade foi definida por Lobato (1966) na vila de Palmeiral, situada nas margens do rio Madeira, km 159 da BR - 364. Posteriormente foi estendida por Souza *et al.* (1975), até as Serras dos Pacaás Novos e Uopianes, por fazer parte da mesma bacia deposicional

A Formação Palmeiral é constituída principalmente de ortoconglomerados e arenitos, cuja análise faciológica indicou a presença de um sistema fluvial entrelaçado (Figura 2).

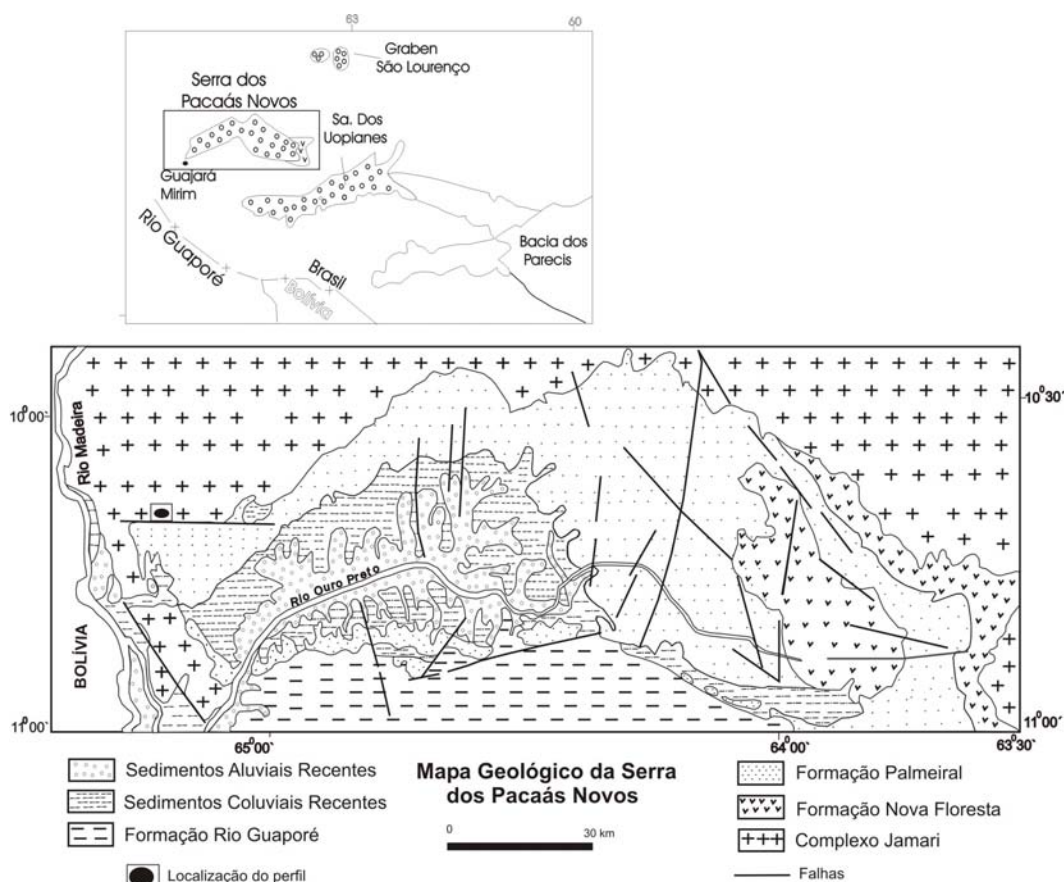


Figura 2 - Mapa geológico da Serra dos Pacaás Novos

Com base na análise principalmente de litossomas e estruturas sedimentares, foram definidas 6 (seis) litofácies (Figura 3). Essas litofácies abrangem ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente (Gm); arenito com estratificação horizontal (Sh); arenito com estratificação cruzada acanalada (St); arenito com estratificação cruzada planar (Sp); arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Sl) e arenito maciço (Sm).

Litologia	Descrição	Interpretação dos processos
Solo com fragmentos de laterita	Solo com fragmentos de laterita	
St	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Dunas tipo 3D formada em regime de fluxo inferior
Sm	Arenito maciço	Deposição através de fluxo em suspensão
St	Arenito seixoso com estratificação cruzada acanalada	Dunas tipo 3D formada em regime de fluxo inferior
Sh	Arenito com estratificação horizontal e seixos nos planos de estratificação	Fluxo plano em regime de fluxo superior
Sp	Arenito com estratificação cruzada planar	Dunas tipo 2D formada em regime de fluxo inferior
Sh	Arenito com estratificação horizontal	Deposição em camadas planas em regime de fluxo superior
Sh	Arenito com estratificação horizontal e seixos nos planos de estratificação	Deposição em camadas planas em regime de fluxo superior
Ss	Arenito com estratificação cruzada sigmóide	Deposição em transição de regime de fluxo inferior para superior
St	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Dunas tipo 3D formada em regime de fluxo superior
Sh	Arenito seixoso com estratificação horizontal	Deposição em camada plana em regime de fluxo superior.
Gm	Lençóis de conglomerado maciço ou levemente estratificado suportado pelos clastos	Deposição em camadas conglomeráticas formadas durante alta descarga sedimentar

Figura 3 – Perfil composto da Formação Palmeiral na borda norte da Serra dos Pacaás Novos.

O código usado para designar estas fácies foi modificado de Miall (1978, 1996), onde a letra maiúscula representa o tipo de litologia presente (G-cascalho; S-areia), enquanto que a letra minúscula indica a estrutura sedimentar típica da litofácies.

Ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente (Gm)

Este ortoconglomerado representa a fácies mais expressiva da unidade. Ocorre em forma de espessas camadas, associadas aos arenitos na borda norte da serra dos Pacaás Novos, onde

atinge aproximadamente 40 m de espessura aflorante. Ao norte e nordeste da serra, corpos conglomeráticos apresentam grande continuidade lateral, como comprova sua presença também nas proximidades da vila de Palmeiral (BR-364, km 112). Já ao sudoeste da borda norte da serra dos Pacaás Novos, o conglomerado desaparece, dando lugar as fácies psamíticas sendo, no entanto, desconhecido o tipo de contato.

O conglomerado é polimítico, de coloração rosa, contendo pouca matriz arenosa. Os clastos são de quartzo-arenito, quartzo, quartzito e de rochas vulcânica intermediária (dacito), com tamanhos variando de 1 cm até 50 cm de comprimento; apresentam-se geralmente bem arredondados e moderadamente a pobremente selecionados. O grau de arredondamento pode ser afetado pela presença de concavidades na superfície de clastos resultantes da dissolução por pressão, devido à grande profundidade de soterramento. Predominam os seixos oblatos sobre os prolatos, geralmente mostrando imbricamento do tipo a(t) b(i) (Figura 4). O ortoconglomerado é maciço, às vezes apresentando estratificação plano-paralela incipiente (Figura 5).

A presença de clastos arredondados e comumente imbricados indica deposição por transporte por tração na superfície do leito do rio. A estratificação plano-paralela dos corpos conglomeráticos é relacionada a um transporte rápido de clastos sob condições de alta descarga (cheias) e alta carga sedimentar. Segundo Hein & Walker (1977), os lençóis conglomeráticos que se desenvolvem sob estas condições estendem-se mais rapidamente a jusante do que crescem verticalmente. Desta maneira forma-se um lençol de baixo relevo paralelo ao fluxo e com acamamento horizontal (barra longitudinal). Segundo Miall (1996), lençóis conglomeráticos que se acumulam em águas mais profundas tendem a desenvolver *foresets* de formas de leito transversais.

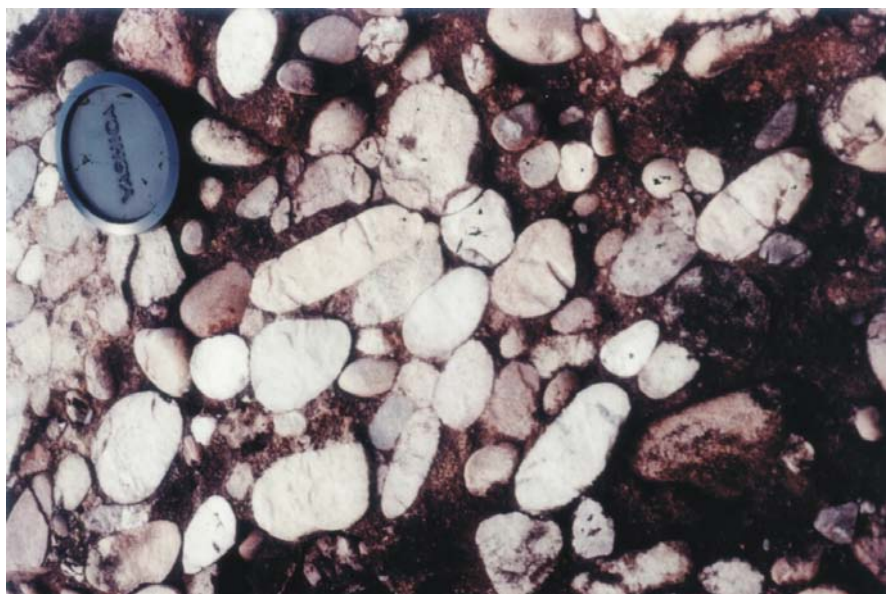


Figura 4 - Conglomerado da Formação Palmeiral apresentando contato côncavo-convexo e imbricamento dos seixos.



Figura 5 - Conglomerado da Formação Palmeiral com estratificação horizontal.

Arenito com estratificação horizontal (Sh)

Esta fácies é constituída essencialmente de arenito amarelado, fino a médio, com grãos bem selecionados e arredondados. A geometria dos corpos é em forma de camadas tabulares, com espessura de até 80 cm, que internamente exibem estratificação plano-paralela, com linhas de seixos nos planos de estratificação (Figura 6). Os seixos são bem arredondados com diâmetro

máximo de 5cm, são compostos essencialmente de arenito fino, cimentado, o qual difere do arenito hospedeiro.

Esta fácies se forma sob condições de regime de fluxo superior, na transição de fluxo subcrítico para o supercrítico. Possíveis velocidades seriam em torno de 1 m/s a uma profundidade da água de 25 a 50cm. Os seixos foram provavelmente depositados a partir de tapetes de tração de areia, nos quais se movimentaram por rolamento (ver Miall, 1996).

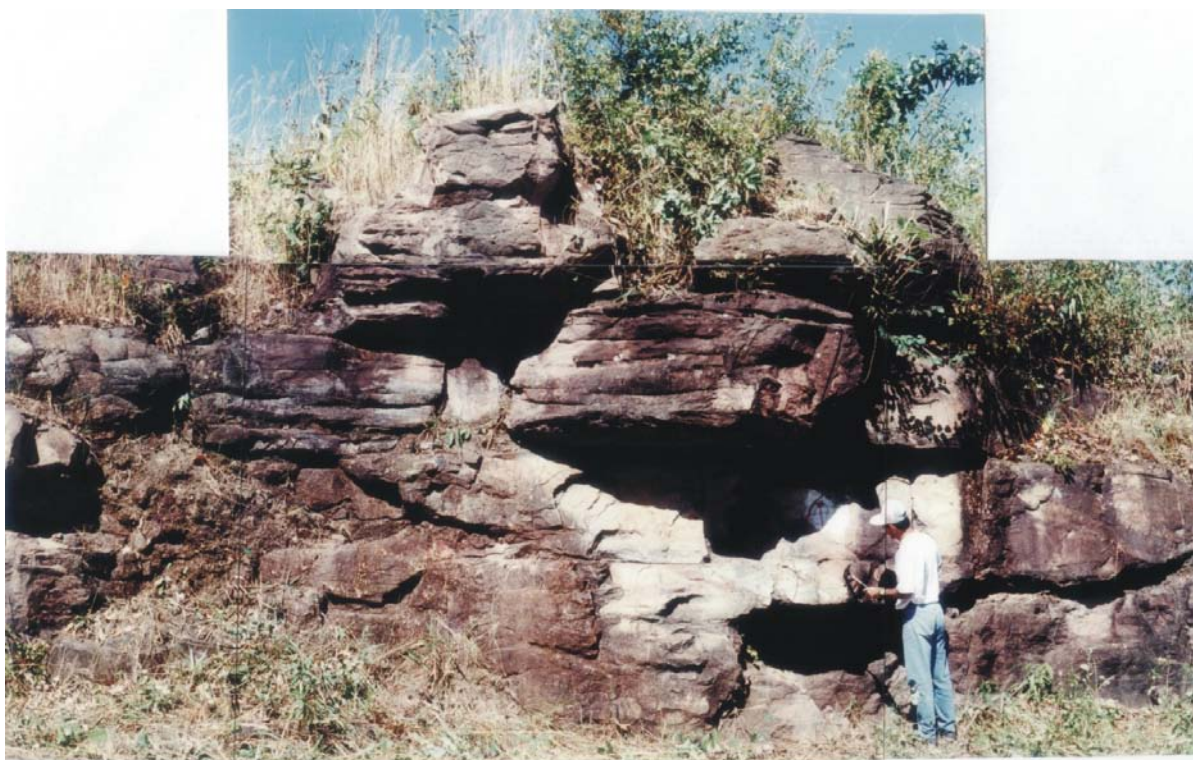


Figura 6 – Arenito da Formação Palmeiral com estratificação horizontal (fácies Sh), aflorante na Serra dos Pacaás Novos.

Arenito com estratificação cruzada acanalada (St)

Esta litofácies foi observada na base e no topo do perfil da estrada de acesso à torre da EMBRATEL, na Serra dos Pacaás Novos. Corresponde a um arenito cor-de-rosa a amarelado, fino a médio, com grãos bem selecionados e arredondados. Apresenta estratificação acanalada de médio porte, com *sets* mostrando espessuras de 50 a 60cm (Figura 7). É comum a presença de seixos arredondados de arenito fino dispersos nos planos de estratificação.

A estratificação cruzada acanalada é o resultado da migração de dunas com cristas sinuosas (tipo 3D). Segundo Tucker (1991) a ocorrência deste tipo de dunas depende de aumento da razão de profundidade, da velocidade da corrente e da carga em suspensão, que são sempre maiores do que as dunas com cristas retas (tipo 2D).



Figura 7 – Vista frontal da estratificação cruzada acanalada em arenito da Formação Palmeiral na Serra dos Pacaás Novos.

Arenito com estratificação cruzada planar (Sp)

Associado ao arenito com estratificação plano-paralela (Sh), ocorre à fácies Sp, constituída por arenito de coloração cinza, granulometria grossa, com grãos angulosos e mal selecionados. Exibe estratificação cruzada tabular, com *sets* de até 50cm de espessura, cujas superfícies limitantes são aproximadamente horizontais e planas sem feições de escavação (Figura 8). Às vezes aparecem seixos de óxido de manganês dispersos nesse arenito.

Esta litofácies se forma pela migração de dunas 2D. A areia é transportada por tração e suspensão intermitente ao longo do flanco a montante da forma de leito e depositada por processo gravitacional (*avalanching*) sobre os *foresets*.



Figura 8 – Arenito com estratificação cruzada planar (fácies Sp).

Arenito com estratificação cruzada sigmóide (Ss)

Esta fácies ocorre associada ao arenito com estratificação horizontal (Sh). Forma corpos lenticulares com extensão lateral de alguns metros e espessura de 90cm. O arenito é róseo, fino a médio e possui grãos bem selecionados e arredondados. A estratificação cruzada é assintótica referentes às superfícies limitantes superiores e inferiores dos *sets*. Além de apresentar esta característica sigmóide, o baixo ângulo dos estratos marca este tipo de estratificação (Figura 9).

Esta fácies é relacionada à deposição sob condições críticas da passagem para o regime de fluxo superior na presença de concentrações elevadas de grãos em suspensão, o que reduz o desenvolvimento da turbulência de fluxo e o poder erosivo de redemoinhos de separação. Assim, pode ocorrer trapeamento de areia sobre cristas arredondadas de dunas, gerando estratificação cruzada sigmóide de baixo ângulo (Miall 1996).



Figura 9 – Arenito com estratificação cruzada sigmóide da Formação Palmeiral.

Arenito maciço (Sm)

Este arenito encontra-se na porção intermediária do perfil da estrada de acesso à torre da EMBRATEL. É uma rocha cor de rosa ou amarela, de granulometria média, com grãos bem selecionados e arredondados. O arenito maciço ocorre em camadas tabulares, as quais atingem até 60cm de espessura (Figura 10).



Figura 10 – Arenito maciço da Formação Palmeiral (fácies Sm) na Serra dos Pacaás Novos.

Miall (1996) interpreta a textura maciça em arenitos fluviais como produto de fluxos gravitacionais ou modificações pós-deposicionais (p.e. fluidização), acredita-se que a formação do arenito em questão possa ser mais bem atribuída a fluxo hiperconcentrados, com deposição rápida a partir de suspensão durante os períodos de cheias (Collinson 1996).

Modelo Depositional

A fácies Gm é a fácies predominante do sistema fluvial responsável pela deposição dos sedimentos da Formação Palmeiral. A presença de seixos até matacões caracteriza uma carga de leito muito elevada como ocorre em sistemas de canais fluviais de baixa sinuosidade, do tipo *braided channel systems*. Nos corpos ou lençóis (*gravel sheets*) conglomeráticos, interpretados como barras longitudinais, gerados durante eventos de alta descarga, são intercaladas lentes arenosas (fácies Sp e Sh) que se formaram como depósitos de canais menores (canais entre barras) durante períodos de baixa descarga. A alta variação da descarga aliada com a capacidade transportadora variável do fluxo são dois fatores importantes que favorecem um padrão de canais entrelaçados com baixa sinuosidade. Esta característica e a pouca profundidade do sistema, sugerida pela estruturação dos lençóis conglomeráticos da fácies Gm, apontam para um estilo fluvial que Miall (1977) denominou tipo *Scott* segundo o rio Scott (fluvioglacial) no Alasca.

Os modelos de Trollheim e Donjek, ambos também de rios entrelaçados com leito conglomerático (*gravel-bed-braided rivers*), não são aplicáveis para as fácies da Formação Palmeiral. O primeiro vale mais para conglomerados depositados predominantemente por fluxos gravitacionais, enquanto o segundo modelo inclui sedimentos mais finos e sucessões de conglomerado-arenito, com granodecrescência ascendente, sugere a deposição em águas mais profundas (Miall 1996). O modelo Saskatchewan Sul (Miall 1978) foi introduzido para representar os rios *braided* com sedimentação essencialmente arenosa. De acordo com este autor esses rios comumente apresentam depósitos residuais de cascalho na base (litofácies Gm), acima dos quais as areias grossas são transportadas como carga de fundo, com tendência de formar dunas de cristas sinuosas as quais originam a litofácies St. A litofácies Sp pode desenvolver nas porções mais rasas dos canais e a litofácies Sh no topo das barras durante as enchentes. Observando-se o perfil composto da Formação Palmeiral nota-se uma grande semelhança com o

modelo Saskatchewan Sul, pois o conglomerado da base da Formação (litofácies Gh), encontra-se recoberto pelos arenitos das litofácies Sp, St, Ss e Sh. Entretanto, existem dúvidas se os depósitos fluviais da Formação Palmeiral representam produtos de um sistema fluvial proximal ou fluvial distributário (leque aluvial). O grau de arredondamento dos seixos não descarta a segunda possibilidade já que seixos tornam-se bem arredondados após poucos quilômetros de transporte (Reineck & Singh, 1980). Aliás, se o contato entre o conglomerado e os arenitos fosse realmente transicional, a interpretação de leque aluvial para o conglomerado e de sistema fluvial *braided* para a parte dos arenitos poderia ser tomada em consideração.

Paleocorrente.

O estudo das paleocorrentes é importante para o entendimento da evolução paleogeográfica, estilo de canal fluvial e principalmente a geologia da área. Este estudo é baseado essencialmente em 110 medidas de estratos de *foresets* da estratificação cruzada 2D, de eixos de estratos curvados da estratificação 3D, de imbricação dos seixos oblatos nos conglomerados e da orientação do eixo maior de seixos prolatos.

A Figura 11 mostra que os dados obtidos em locais afastados entre si indicam paleocorrente de NNE para S e SW. Este sentido de transporte é concordante com os padrões de paleocorrentes das formações Arco Íris/Fortuna nas serras Huanchaca/Santa Bárbara e Cuatro Carpas na serra Huanchaca (Saes, 1999). Fortalece assim a interpretação da existência, do Esteniano ao Toniano, de um grande sistema fluvial, com canais de baixa sinuosidade, que mantinha um fluxo de NE/N para SW/S, em grande bacia sedimentar tipo IS que se estendia desde o Estado de Rondônia, passando pelo Estado do Mato Grosso, chegando até o território boliviano. Entretanto, a paleocorrente da Formação Morro Cristalina, porção superior do Grupo Aguapeí apresenta direção contrária às demais unidades inferiores (fms. Fortuna e Vale da Promissão) com direção de SE para NW, tomadas em estratificações cruzadas planar e festonada, provavelmente de origem eólica (Saes 1999).

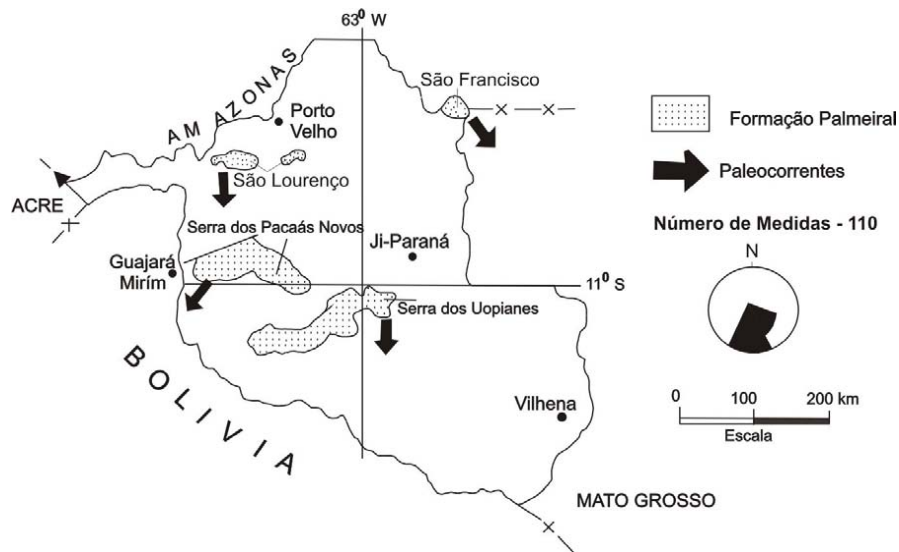


Figura 11 - Mapa de distribuição das paleocorrentes na Formação Palmeiral.

Apesar de pequeno, o número de medidas de paleocorrente corrobora a interpretação de um grande sistema fluvial para a Formação Palmeiral. Mais medidas, no entanto, são necessárias para a elaboração de um mapa regional de paleocorrentes para se ter uma avaliação mais precisa da bacia fluvial dessa formação.

Petrografia

Os arenitos da Formação Palmeiral são finos a médios, ocorrendo subordinadamente frações grossas. Em geral, o grau de seleção varia de moderada a boa. Entretanto, os arenitos tornam-se mal selecionados onde ocorrem sob a forma de lentes no ortoconglomerado e apresentam estratificação cruzada tabular.

A avaliação, tanto do arredondamento quanto do grau de seleção, é prejudicada em função da presença de sobrecrescimento homoaxial de quartzo e de bordas corroídas de quartzo pela sericita. Estes fenômenos obliteram freqüentemente os contatos entre os grãos; ocorrem contatos tangenciais e côncavos-convexos, sendo os contatos retilíneos geralmente com suturas, conhecidos com estilólitos. O arcabouço dos arenitos é, na maioria das vezes, fechado mais podem ocorrer porções “abertas” devido à presença abundante de “matriz”. Como esta “matriz” é composta essencialmente por minerais formados durante a diagênese, além de minerais

alterados e deformados, as partes do arcabouço “abertas” devem ser consideradas, na realidade, como fechadas.

Os arenitos são compostos, além de quartzo, por grãos de sílex, filossilicatos, identificados através de difração de raio X como caulinita e illita, além de grãos esporádicos de feldspatos e vulcanitos.

Os grãos de quartzo apresentam-se predominantemente sob a forma monocristalina enquanto que os grãos policristalinos são poucos e se confundem com fragmentos de sílex. O quartzo ocorre também como cimento homoaxial, localmente associado com calcedônia. Os filossilicatos, ou substituem grãos de feldspato (?), ou preenchem poros intergranulares como componentes autigênicos. Vários cristais de illita apresentam a forma vermicular de caulinita evidenciando que durante a diagênese ocorreu precipitação de caulinita e ilitização deste mineral.

É possível que a parte de caulinita, ainda presente nos arenitos, seja mais jovem e de origem intempérica. Segundo Hower *et al.* (1976) e Hoffman & Hower (1979), a formação de illita ocorre, em geral, a temperaturas superiores ao intervalo de 120 - 150° C quando a caulinita torna-se instável. O feldspato é do tipo microclíneo; os grãos de vulcanito foram reconhecidos apenas com base na textura, i.e, através da presença de pequenos cristais com forma de ripas.

A composição atual dos arenitos da Formação Palmeiral é a de um quartzo-arenito caulínítico e ílítico, de acordo com a classificação de Folk (1974). Não restam, entretanto, dúvidas que o sedimento original tinha um grande conteúdo de feldspato oriundo provavelmente do embasamento cristalino, podendo ser classificado como um arcósio. As modificações pós-deposicionais (cimentação, formação de caulinita e illita, além da compactação) ocorrem principalmente no domínio da diagênese; feições que apontam para metamorfismo não foram observadas.

Os clastos de arenito, encontrados no ortoconglomerado, são finos, com boa seleção. Os grãos são subarredondados, às vezes de difícil observação devido a presença de cimento silicoso, marcado pela *dust line* (Figura 12). Os contatos entre os mesmos são geralmente côncavos-convexos, às vezes retilíneos com suturas (estilolitos). O arcabouço do arenito é fechado, formado essencialmente por grãos de quartzo, principalmente monocristalinos. De acordo com a classificação de Folk (1974), este arenito pode ser um quartzo-arenito.

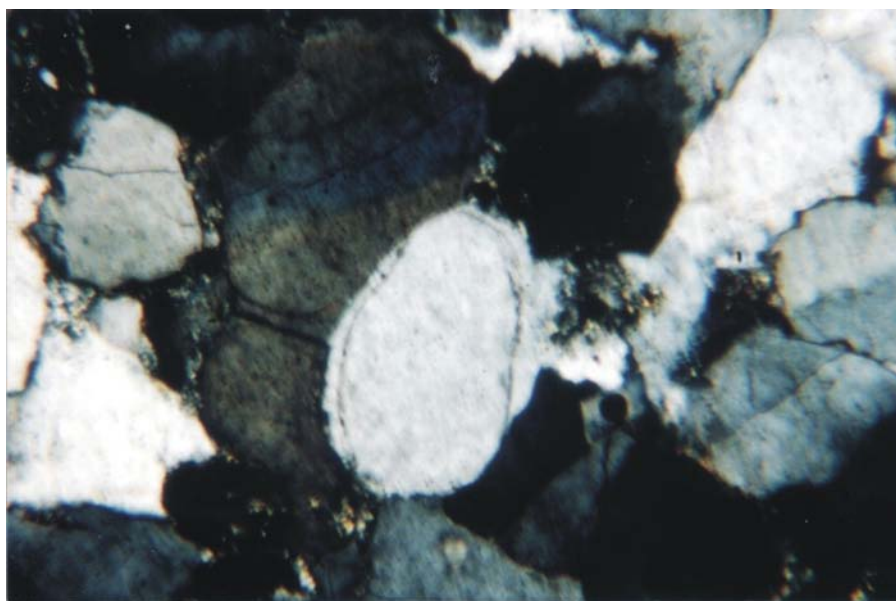


Figura 12 – Foto do quartzo arenito com *dust line* e estilolitos.

Clastos de vulcanitos não são frequentes no ortoconglomerado da Formação Palmeiral. A rocha vulcânica, de coloração avermelhada, apresenta textura porfírica, caracterizada pela presença de fenocristais de feldspato totalmente ilitizados (pseudomorfos de ilita a partir de feldspato) imersos em uma matriz de granulação média (200 μ) a grossa. A matriz é composta essencialmente de ilita (feldspato ilitizado) contendo baixos teores de quartzo e minerais opacos. Em virtude da profunda ilitização dos feldspatos, a classificação da rocha torna-se difícil, possivelmente trate-se de um dacito. Rochas vulcânicas intermediárias relacionadas a seqüência metavulcano-sedimentar Nova Brasilândia, localizada a norte e a sul da Serra dos Pacaás Novos poderiam ter fornecido esta rocha.

Correlação da Formação Palmeiral com outras unidades.

A cobertura sedimentar proterozóica designada de Formação Palmeiral, relacionada ao período entre o Toniano e o Esteniano, é representada essencialmente por rochas siliciclásticas plataformais com estratos sub-horizontais ou até verticalizados por tectonismo de natureza rúptil-dúctil, conforme mostrado na figura 13. No Estado de Rondônia, nas serras dos Pacaás Novos e Uopiane, é constituída de conglomerados e arenitos.



Figura 13 – Arenito da Formação Palmeiral com acamamento dobrado na Serra dos Pacaás Novos.

A idade dos sedimentos da Formação Palmeiral pode ser estabelecida pelas datações realizadas em zircões detríticos coletados por Santos (2002), as quais indicaram idade máxima de 1031 ± 29 Ma pelo método U-Pb e pelas idades dos basaltos da Formação Nova Floresta, intercalados na base da Formação Palmeiral, datados pelo método Ar-Ar em rocha

total, que indicaram idade de 1062 ± 3 Ma (Tohver *et al.* 2002), não muito diferente daquela obtida por Leal *et al.* (1978) de 1098 ± 17 pelo método K-Ar.

Portanto, fica muito bem estabelecido o posicionamento estratigráfico da Formação Palmeiral, mais jovem que o Grupo Nova Brasilândia, o qual faz parte do Ciclo Sunsás, que juntamente com o Complexo Jamari, serviu como área-fonte dos sedimentos da Formação Palmeiral. Este posicionamento fica comprovado pelas datações de Santos (2000), assim como também pela presença predominante de seixos de quartzo-arenito e poucos de rocha vulcânica (dacito) nos conglomerados, possivelmente devido à baixa resistência ao transporte das rochas vulcânicas. A contemporaneidade com a Seqüência Aguapeí está embasada em datações radiométricas e ambiência deposicional, no qual se observa uma seqüência de ambiente continental fluvial, passando para uma seqüência de ambiente costeiro, terminando com uma seqüência marinha. Este seqüência deposicional está conforme o preenchimento sedimentar de uma sinéclise de interior cratônico e não como em uma bacia tipo *foreland*, conforme proposto por Santos *in* Schobbenhaus (2003) para a Bacia de Rondônia.

No Estado de Mato Grosso, a cobertura sedimentar proterozóica que sustenta a serra São Vicente, denominada de Grupo Aguapeí, foi considerado Seqüência Aguapeí por Souza & Hildred (1980), constituída pelas Formações Fortuna, Vale da Promissão e Morro Cristalina (Figura 14).

A Formação Fortuna, como unidade basal da cobertura sedimentar, é constituída de arenitos e conglomerados, depositados em ambiente fluvial entrelaçado (Meneses *et al.* 1993). Medidas de estratificação cruzada acanalada indicam paleocorrente para SW.

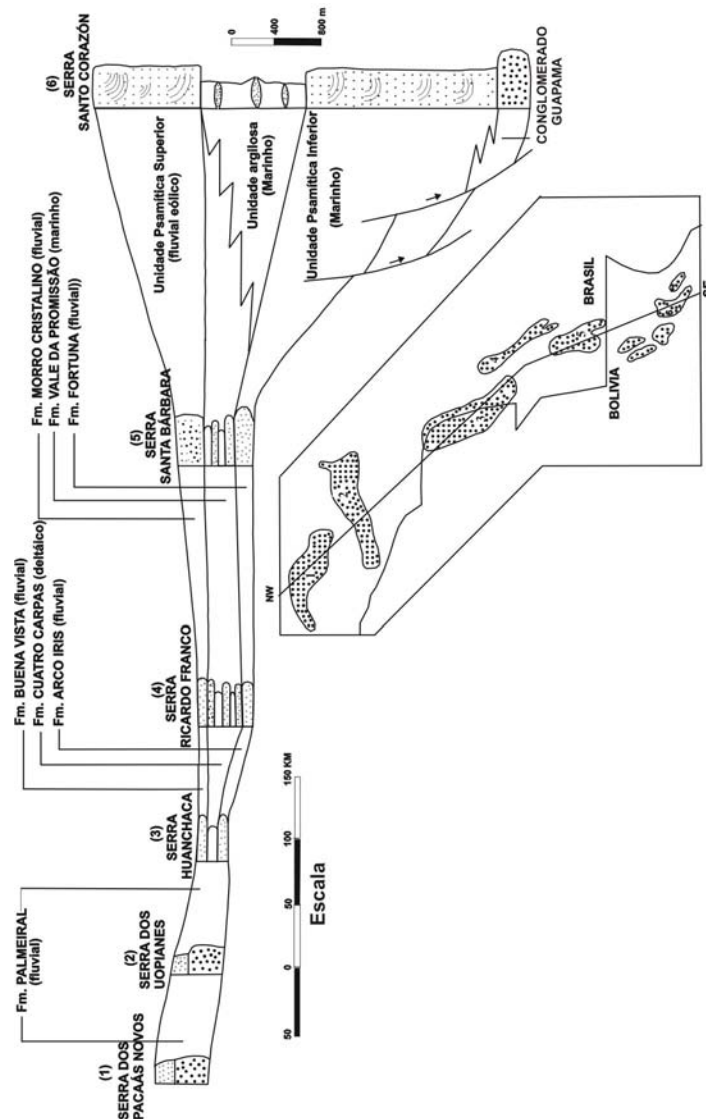


Figura 14 - Correlação da Formação Palmeiral com outras unidades sedimentares proterozóica da borda oeste do Cráton Amazônico (modificado de Saes 1987).

A Formação Vale da Promissão representa uma cunha de sedimentos marinhos, composta de arenitos e pelitos intercalados, com características de plataforma marinha rasa.

A Formação Morro Cristalina, por sua vez, é constituída essencialmente de arenitos e subordinadamente conglomerados, depositados em ambiente fluvial, com contribuição eólica. Dados de estratificação cruzada planar de grande porte, indicam paleocorrentes de SE para NW, mostrando uma inversão do sentido de fluxo para esta unidade, a qual pode representar segundo Saes & Leite (1993) uma cobertura continental de caráter molassóide.

Entretanto, Saes (1999) mostra um sistema entrelaçado com direção geral NW-SE, concordante com a direção de fluxo do sistema fluvial entrelaçado da Formação Palmeiral, sendo retrabalhado por corrente eólica de direção SE-NW. Admite uma evolução da bacia segundo os três estágios preconizados por Kingston *et al.* 2003, com um estágio inicial rifte (Formação Fortuna); estágio sinéclise (Formação Vale da Promissão) e estágio de inversão (Formação Morro Cristalina), com desenvolvimento de discordâncias e erosão de partes das unidades inferiores. Apresenta uma deformação progressiva para as três unidades que compõem o Grupo Aguapeí. As duas inferiores (Fms. Fortuna e Vale da Promissão) estão dobradas e metamorfisadas, enquanto que a unidade superior (Fm. Morro Cristalina) encontra-se indeformada e sem metamorfismo regional. Entretanto, esta deformação ocorre apenas próximo às zonas de cisalhamento, à medida que se distancia dessas zonas as camadas apresentam-se horizontais e sem deformação, conforme afloram na serra Ricardo Franco.

A Formação Palmeiral também se encontra parcialmente deformada por zonas de cisalhamento na região de palmeiral, onde foi definida e também na serra dos Pacaás Novos (Figura 13). Este fato é muito comum nas coberturas sedimentares proterozóicas do Cráton Amazônico. Datação U-Pb em zircão detrítico indica idade máxima de 1221 ± 14 Ma em amostra de rocha da Formação Vale da Promissão (Santos *et al.* 2001).

Em território boliviano, os sedimentos de cobertura plataformal sustentam a serra Huanchaca (denominada de São Vicente no Brasil) e afloram amplamente no rio Santo Corazón, onde são designados de Grupo Sunsas (Litherland *et al.* 1986). Nesta região, o grupo está subdividido em Conglomerados Guapama (unidade basal) depositado em ambiente de leque aluvial; Unidade Psamítica Inferior (Litherland & Bloomfield 1981), representando depósitos arenosos de caráter arcossiano, depositados de planície de maré, que passam na serra São Vicente para arenitos e conglomerados fluviais (Saes & Leite, 1993); Unidade Argilosa (Litherland & Bloomfield, 1981), de origem marinha (leques submarinos); Unidade Psamítica Superior

(Litherland *et al.* 1986), constituída principalmente por quartzo-arenitos relacionados à ambiente fluvio-eólico.

De acordo com os dados faciológicos obtidos da Formação Palmeiral, a transgressão marinha não alcançou a Serra dos Pacaás Novos. Entretanto, sedimentos marinhos poderiam estar escondidos na parte inferior, não aflorante, dessa formação, assim como os sedimentos da fase rifete (Formação Fortuna). A correlação da Formação Palmeiral com pelo menos parte do Grupo Aguapeí é muito provável, sustentada pelos padrões faciológicos, paleocorrentes e datação geocronológica executada por Santos (2001) e apresentada acima.

Dúvidas surgem, contudo, quanto à correlação com a Formação Morro Cristalina (parte superior do Grupo Aguapeí), por apresentar sentido de paleocorrentes tomadas em estratificações cruzadas tabular e festonada de grande porte, provavelmente de origem eólica, oposto àquelas obtidas na Formação Palmeiral. Este fato não invalida, portanto, a correlação com a Formação Palmeiral, ainda baseado em Saes (1999), a Formação Palmeiral e o Grupo Aguapeí fazem parte de uma única bacia sedimentar tipo sinéclise de inteiro continental, com desenvolvimento segundo os padrões de Kingston *et al.* (1983)

TECTÔNICA MODIFICADORA DA BACIA

Aspectos Gerais e Geometria de Macro-Escala

Através da análise estrutural e da interpretação de imagens de satélite e radar da Serra dos Pacaás Novos, apoiadas por medidas de estruturas diretamente nos afloramentos, foi possível observar que o padrão estrutural dominante na região da Serra dos Pacaás Novos é de natureza essencialmente rúptil-dúctil, com falhamentos /fraturamentos/dobramentos relacionados aos lineamentos (zonas de cisalhamento) Araras e Quatorze de Abril. Desses lineamentos destacam-se as falhas São Luiz, com direção geral E-W e inflexão para SE, limitando a borda sul da Serra dos Pacaás Novos. A falha Jaciparaná com direção NW, limitando a borda NE da serra e por

último a falha Ouro Preto, com direção NE-SW correspondendo a borda norte da Serra dos Pacaás Novos (Figura 15).

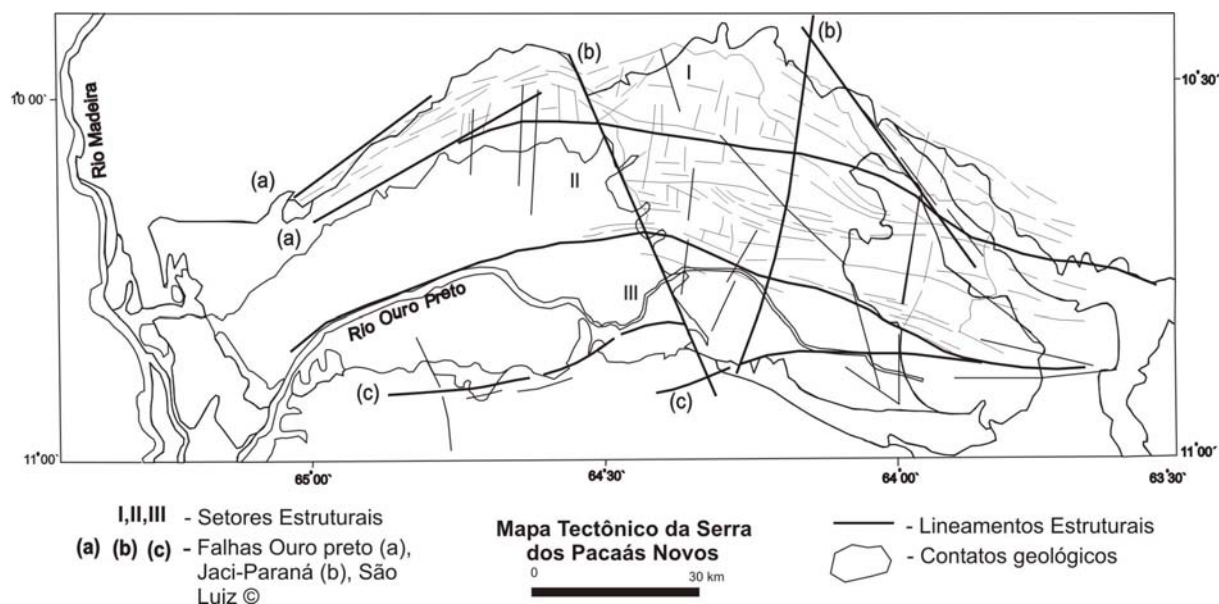


Figura 15 – Esboço estrutural da Serra dos Pacaás Novos, em planta, com seus setores estruturais (I,II,III) e as falhas: a- Ouro Preto; b- Jaciparaná; c- São Luiz.

A interpretação desses sistemas de falhamentos, através das imagens de radar, possibilitou a separação de pelo menos três setores estruturais que afetam os sedimentos da Serra dos Pacaás Novo. A análise visual de imagens obtidas pelo satélite LANDSAT TM5, tem possibilitado a identificação de lineamentos, cuja geometria parece estar relacionada à movimentação direcional. Uma grande quantidade de anisotropia pode ser visualizada, as quais aparentemente parecem representar porções de tramas planares, em parte ligadas a processos dúcteis, esculpando a geometria de um duplex transcorrente, subdividido em pelo menos três setores, descritos a seguir:

Setor I

O Setor I situa-se no extremo norte da serra dos Pacaás Novos, apresentando a forma de uma lente delgada, com ligeiro espessamento para leste, limitado pelas zonas de cisalhamento rúptil-dúctil 1 e 2. Posiciona-se na direção E-W, com suas extremidades voltadas para SSW e SSE, compondo uma geometria curvilínea, com concavidade voltada para sul. Este Setor

caracteriza-se pela riqueza de estruturas rupteis-dúcteis, representadas por fraturas/falhas, com planos verticalizados, em particular nas proximidades da Zona de Cisalhamento Rúptil-Dúctil 1 (ZCRD 1). Esses elementos planares parecem desenhar um pequeno duplex formado a partir de diminutas tramas tabulares. Para oeste deste Setor, os elementos texturais correspondentes, parecem sofrer espaçamento e desenhar tramas de maior tamanho. As estruturas desse domínio são reflexos da movimentação transcorrente que afetou as rochas do embasamento cristalino que bordeja a Serra dos Pacaás Novos.

Setor II

O Setor II ocupa a parte central da serra dos Pacaás Novos, posicionada grosseiramente na direção E-W, com ligeira inflexão e concavidade voltada para sul. Está limitado pelas ZCRD 2 e 3, encontrando-se parcialmente encoberto por sedimentos recentes. A porção oeste do Setor II apresenta uma baixa densidade de elementos texturais, ao passo que a porção leste tem inclinação suave para a WNW-ESE. É possível a visualização de um pequeno duplex transcorrente sigmoidal, limitado por estruturas aproximadamente E-W e *splays* orientados a NW-SE. Destaca-se a alta densidade de anisotropias, concentrando-se ao longo da ZCRD 3, indicando “locus” de concentração de movimentação na parte sul deste Setor.

Setor III

O Setor III está localizado no extremo sul da Serra dos Pacaás Novos, limitado pelas ZCRD 3 e 4. É o domínio mais simples do sistema de lineamentos, com baixa densidade de anisotropias planares, orientadas para ENE-WSW, constituindo uma geometria do tipo circular, representando um tipo de duplex transcorrente, que evolui a partir de cunhas.

EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

A Serra dos Pacaás Novos, constituída pela Formação Palmeiral apresenta um formato sigmóide alongado na direção E-W, com ligeira inflexão para S. Está inserido no embasamento cristalino (Complexo Jamari) através de estruturas distensivas tipo grabens, formados durante o Neoproterozóico, os quais passaram por um processo de inversão de relevo através da neotectônica ou erosão diferencial, com geomorfologia de serra atualmente (Figura 16).

Estas estruturas, entretanto, não serviram como sítio de sedimentação para a Formação Palmeiral. Os tipos de seixos, padrão de paleocorrente, a correlação com outras unidades proterozóicas e suas ocorrências fora da Serra dos Pacaás Novos apontam para uma bacia relativamente grande, provavelmente do tipo *sag* intracratônica (IS), que abrigou a Formação Palmeiral. Portanto, fragmentos de rochas do Complexo Jamarí (embasamento cristalino) que bordeja a serra dos Pacaás Novos, não foram encontrados.

A evolução tectônica dos grabens onde está preservada a Formação Palmeiral está relacionada a movimentos tectônicos do embasamento cristalino. Durante o Neoproterozóico, um regime distensivo afetou a borda ocidental do Cráton Amazônico, levando a abatimento de blocos e preservação dos sedimentos da Formação Palmeiral, dentro desses grabens. Posteriormente, reativações de natureza transcorrente das antigas falhas normais modificaram a geometria original da estrutura, formando os lineamentos e/ou zonas de cisalhamento da serra.

A última fase tectônica é vinculada ao quadro neotectônico responsável pelo soerguimento da Formação Palmeiral o qual resultou na formação da Serra dos Pacaás Novos, fenômeno comprovado pela presença de fragmentos de uma antiga crosta laterítica desmantelada durante o soerguimento, preenchendo fraturas nos arenitos.

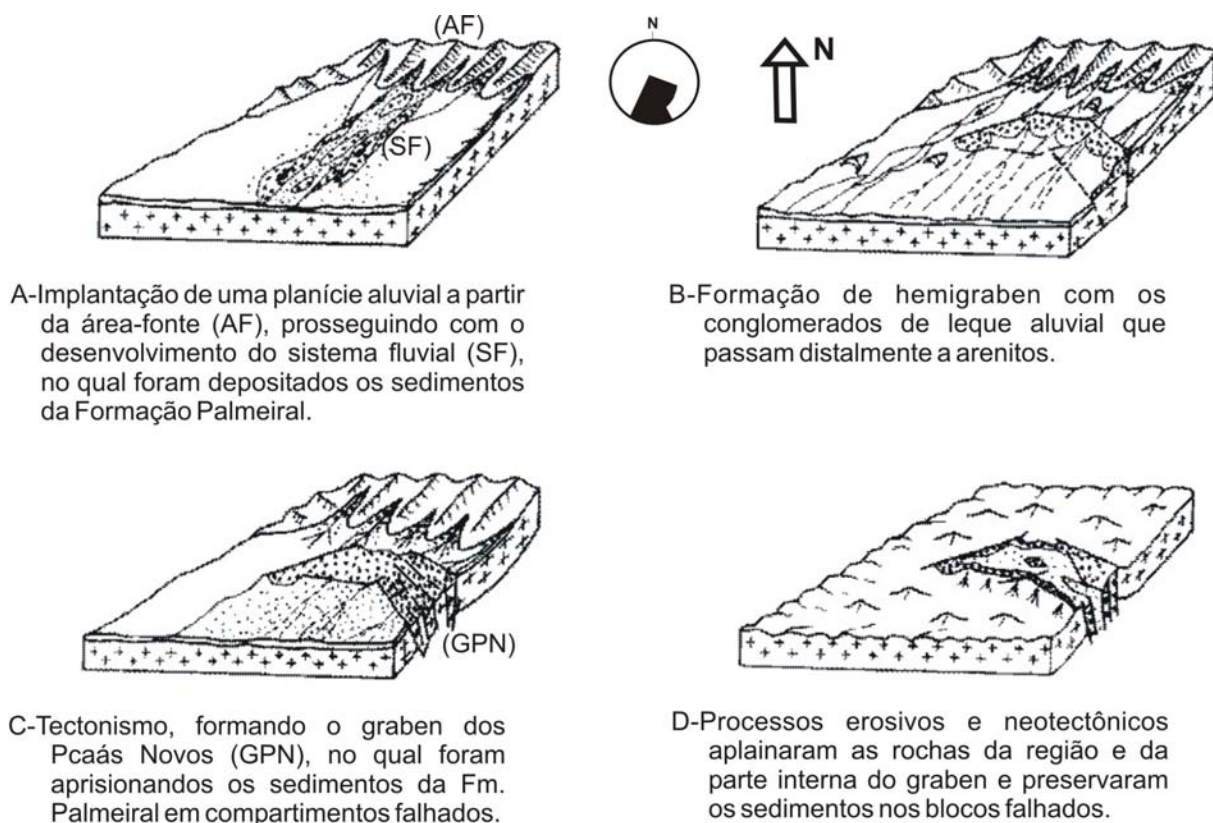


Figura 16 - Evolução geotectônica da Serra dos Pacaás Novos.

CONCLUSÕES

A Formação Palmeiral da Serra dos Pacaás Novos é constituída por ortoconglomerados polimíticos e arenitos cujas litofácies caracterizam um sistema fluvial *braided* proximal ou de leque fluvial. As fácies identificadas incluem ortoconglomerado maciço ou com estratificação incipiente; arenitos com estratificações cruzadas acanalada, tabular e sigmoidal; arenito com estratificação horizontal e arenito maciço. Os dados de paleocorrente e a correlação com o Grupo Aguapeí sugerem que a Formação Palmeiral foi depositada em uma bacia bem maior (*Sag* Intracratônica), a qual experimentou uma deformação modificadora, com formação de estruturas tipo grabens, as quais apenas preservou a formação da erosão. As áreas fonte dos sedimentos da formação, situadas a N e NE da Serra dos Pacaás Novos, são representadas pelo embasamento

crystalino (seixos de quartzo, quartzito) e por unidades mais jovens contendo rochas sedimentares (quartzo-arenito) e vulcanitos (dacito ?).

A Formação Palmeiral confinada numa estrutura tipo graben, sofreu deformações em condições rúptil-dúctil, e provavelmente no Cenozóico, uma inversão de relevo, devido a neotectônica ou à erosão diferencial, haja vista que arenito e conglomerado bem cimentados são mais resistentes à erosão do que as rochas do embasamento cristalino, fato este que levou a sua atual configuração morfológica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bahia R.B.C. 1997. *A Formação Palmeiral (Proterozóico Superior) na Serra dos Pacaás Novos, oeste de Rondônia*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, 88 p.
- Bettencourt J. S., Tosdal R.M., Leite Junior. W.B., Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southern border of the Amazonian Craton, Brazil: reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, **95**:41-67.
- Collinson J.D. 1996. Alluvial sediments. In: H.G. Reading (Ed.). *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, p. 37-82.
- Figueiredo A.J. de A. & Olivatti O. 1974. *Projeto Alto Guaporé*. CPRM, Goiânia, v. 11.
- Folk R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill, Austin, 159 p.
- Hein F.J. & Walker R.G. 1977. Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, **14**: 562-570.
- Hoffman J. & Hower J. 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust-faulted disturbed belt of Montana, USA. In: P.A. Scholle & P.R. Schluger (Eds.) *Aspects of diagenesis, based on symposia sponsored by the*

- eastern and by rocks mountain section*. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, p. 55 - 79. (Spec. Publ., 26).
- Hower J., Eslinger E.V., Hower M.E., Perry E.A. 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediments: 1. Mineralogical and chemical evidence. *B. Geological Society of America*, **87**: 725-737.
- Isotta C.A.L., Carneiro J.M., Kato H.T., Barros R.J. 1978. *Projeto Província Estanífera de Rondônia*. CPRM, Porto Velho, 16 v.
- Leal J.W.L., Silva G.F., Santos D.B. dos, Teixeira W., Lima M.I.C. de, Fernandes A.C., Pinto A. do C. 1978. Geologia. *In*: Brasil. DNPM. Projeto RADAMBRASIL. *Folha SC. Porto Velho*; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 663 pp.: (Levantamento de Recursos Naturais, 16) p. 17-184.
- Litherland M. & Bloomfield K. 1981. The proterozoic history of eastern Bolivia. *Precambrian Research*, **15**: 157-179.
- Litherland M., Annells R.N., Appleton J.D., Berrangé J.P., Bloomfield K., Burton C.C.J., Darbyshire D.P.F., Fletcher C.J.N., Hawkins M.P., Klinck B.A., Llanos A., Mitchell W.I., O' Connor E.A., Pitfield P.E.J., Power G., Webb B.C. 1986. *The geology and mineral resources of the Bolivian Precambrian shield*. British Geological Survey, London, 153 p.
- Lobato F.P.N.S., Appel L.E., Godoy M.C.F.T. de, Ritter J.E. 1966. *Pesquisa de Cassiterita no Território Federal de Rondônia*. Relatório final. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 125, 209 p.
- Menezes R.G. de (Org.) 1993. Pontes e Lacerda. Folha SD. 21 - Y - C - II. Estado do Mato Grosso. Escala 1:100.000. DNPM/CPRM, Brasília, 126 p.
- Miall A.D. 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Sci. Review*, **13**:1-62

- Miall A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models of braided river deposits: a summary . *In: A.D. Miall (ed.) Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists. Petrol. Geol. Memoir, 5, p. 597- 604.
- Miall A.D. 1996. *The geology of fluvial deposits*. Springer-Verlag, 582 p.
- Oliveira E. P. de. 1915. *Geologia*; reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso. Expedição Científica Roosevelt-Rondon. Comissão de Linhas Telegráficas do Mato Grosso, Publicação nº 59, 82 p.
- Payolla B.L., Kozuch M., Leite Junior W.B., Bettencourt J.S., Van Schmus W.R. 1998. Novas idades U-Pb em zircões de gnaisses e granitóides da região de Ariquemes, Estado de Rondônia: implicações para a evolução geológica da borda sudoeste do Cráton Amazônico. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Anais*, p. 39.
- Reineck H.E. & Singh I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. 2.ed. Springer-Verlag, 551 p.
- Saes G.S. 1999. *Evolução tectônica e paleogeográfica do aulacógeno Aguapeí (1.2-1.0Ga) e dos terrenos do seu embasamento na porção sul do Cráton Amazônico*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 135 p.
- Saes G.S., Alvarenga C.J. S de, Cunha J.E. 1987. Depósito da plataforma marinha dominada por marés e tempestades do proterozóico médio na porção sudoeste do Cráton Amazônico, Região de Rio Branco, MT. *In: SBG, Simpósio sobre Sistemas Depositionais no Pré-Cambriano, 1, Anais*, p. 1-5.
- Saes G.S. & Leite J.A.D. 1993. Evolução tectono - sedimentar do Grupo Aguapeí, proterozóico médio na porção meridional do Cráton Amazônico: Mato Grosso e Oriente Boliviano. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**: 31-37.

- Santos J.O.S, Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3** (4):453-488.
- Scandolaria J.E., Silva C.R. da, Rizzotto G.J., Quadros M. L do. E. S., Bahia R.B.C. 1995. Compartimentação lito-estrutural da porção ocidental do Cráton Amazônico - Estado de Rondônia. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 84-86.
- Scandolaria J.E., Rizzotto G.J., Bahia R.B.C., Quadros M.L. do E.S., Silva C.R. da, Amorim J.L. de. 1999. *Mapa geológico do Estado de Rondônia*. Escala 1:1.000.000. CPRM, Porto Velho.
- Souza E.C., Melo A.F. de, Adamy A., Soeiro R.S. 1975. *Projeto Noroeste de Rondônia: Relatório final*. CPRM, Porto Velho, 12 v.
- Souza E.P. & Hildred P.R. 1980. Contribuição ao estudo da geologia do Grupo Aguapeí oeste de Mato Grosso. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, *Anais*, p. 813-825.
- Tohver E., Van Der Pluijm B.A., Van Der Voo R., Rizzotto G.J., Scandolaria J.E. 2002. Paleogeography of the Amazon Craton at 1.2 Ga: early Grenvillian collision with the Llano segment of Laurentia. *Earth and Planetary Science Letters*, **199**:185-200.
- Torres L.C.A., Theodorovicz A., Cavalcante J.C., Romanini S.J., Ramalho R. 1979. *Projeto Sudoeste de Rondônia. Relatório final*. CPRM, Porto Velho, 7 v.
- Tucker M.E. 1991. *Sedimentary petrology; an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Science, Oxford, 260 p.