UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

THAIS BORBA SANTOS

ANÁLISE ESTRUTURAL DA BACIA DO AMAZONAS, REGIÃO DE ITAITUBA - PA

CURITIBA
2010

THAIS BORBA SANTOS

ANÁLISE ESTRUTURAL DA BACIA DO AMAZONAS, REGIÃO DE ITAITUBA - PA

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Geologia, Área de concentração Geologia Exploratória, Linha de Pesquisa Análise de Bacias e Petrofísica, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como parte das exigências para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador:
Prof. Dr. Eduardo Salamuni

Co-orientadores:
Prof. Dr. Carlos Eduardo de M. Barros
Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla

CURITIBA
2010

Santos, Thais Borba
Análise estrutural da bacia do Amazonas, região de Itaituba, PA / Thais Borba Santos. - Curitiba, 2010.
92 f. : il.; graf.; tabs.

Orientador: Eduardo Salamuni
Co-orientadores: Barros, Carlos Eduardo de M.; Rostirolla, Sidnei Pires
Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia.

1. Bacias (Geologia). 2. Geologia estrutural. I. Salamuni, Eduardo. II. Barros, Carlos Eduardo de M. III. Rostirolla, Sidnei. IV. Título.

CDD 551.8

TERMO DE APROVAÇÃO

Thais Borba Santos

"ANÁLISE ESTRUTURAL DA BACIA DO AMAZONAS,REGIÃO DE ITAITUBA-PA".

Dissertação de Mestrado aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no Curso de Pós-Graduação em Geologia, área de concentração em Geologia Ambiental, da Universidade Federal do Paraná. A comissão julgadora foi formada por:

Dr. Adriano Roessler Viana - PETROBRAS

Prof. Dr. Elvo Fassbinder - UFPR

Prof. Dr. Eduardo Salamuni - UFPR
Presidente

Curitiba, 15 de maio de 2009.

Ao meu Pai que me apoiou, esteve ao meu lado e ensinou que para alcançar meu objetivo seriam necessárias apenas três coisas: estudar, estudar e estudar...

"O único homem que está isento de erros, é aquele que não arrisca acertar"

Albert Einstein

AGRADECIMENTOS

Ao Professor Dr. Sidnei Pires Rostirolla pelos ensinamentos geológicos e pessoais, me fazendo compreender o quão importante é o aprimoramento profissional. Pela ajuda ao trilhar meu caminho com uma orientação sem igual, na escolha da área, tema, viagens de campo, discussões e críticas. Agradeço pela oportunidade de trabalhar em projetos de pesquisa no LABAP com um grupo de pessoas competentes que me ensinaram muito geologia.

Ao Professor Dr. Eduardo Salamuni e Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros pelas orientações e correções do manuscrito.

Professor e amigo Msc. Fernando Mancini pelas incontáveis revisões de texto, paciência nas discussões, por me aguentar no dia-a-dia pedindo ajuda com artigos, livros, figuras, interpretações, imagens... E por nunca deixar o desânimo tomar conta e fazer acreditar que era possível.

Aos membros da banca, Dr. Adriano Viana e Dr. Elvo Fassbinder pelas discussões e sugestões do volume final.

Ao relator da qualificação Dr. Cláudio Riccomini pelas correções e sugestões durante o desenvolvimento da pesquisa.

À PETROBRAS (Petróleo Brasileiro S/A) em convênio com PROFEX (Programa Tecnológico em Fronteiras Exploratórias) - Rede Geotectônica pelo financiamento do projeto.

Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná pelo apoio acadêmico.

Ao colega Edimar Perico pela paciência com a vizinha de bancada e pelas revisões de texto e dicas nos 10 ensaios da defesa.

Aos colegas do LABAP Isabella, José Bazzile, Ramiro, Kaluan, Midori, Matinho, Marcão, Jeferson, Bárbara, João, Guilherme, Rafaela, Alessandra, Chico, Cristina VPC e Cristina Vega pelo excelente apoio no trabalho e bons momentos em campo e no laboratório.

Aos meus familiares, principalmente Tia Guila e Glaucio pelo incentivo, palavras de conforto nos momentos difíceis e por acreditarem nesta que para mim parecia não ter fim.

RESUMO

O trabalho foi desenvolvido ao longo do rio Tapajós na região de Itaituba (PA) na porção sudoeste da Bacia do Amazonas. A área abrange rochas da cobertura sedimentar fanerozóica e do embasamento da Província Amazônia-Central. A região foi selecionada para avaliar as reativações de falhas do embasamento durante a evolução estrutural da Bacia do Amazonas, por apresentar uma seção aflorante contínua de rochas do paleozóico ao longo do rio Tapajós. A análise estrutural é utilizada como principal método para determinar as diferentes fases de deformação rúpteis com auxílio de interpretação de imagens orbitais (SRTM – escalas 1:800.000 e 1:200.000) e aeromagnetometria. A descrição de afloramentos com análise descritiva e cinemática foi utilizada para determinação de paleotensões (métodos de Turner e Angelier). Os resultados indicam pelo menos cinco fases de deformação rúpteis, hierarquizadas cronologicamente de D1 até D5. As fases D1 e D2 afetam apenas as rochas do embasamento, com caráter transcorrente e cristalização de epidoto e sílica nos planos de falhas. Estas fases foram correlacionadas, respectivamente, às orogenias de formação do Cráton do Amazonas e ao evento Brasiliano. Na bacia, a fase D3 foi registrada por falhas de direção N60-70E, de natureza compressiva, correlacionável às orogenias responsáveis pela formação do Pangea, no final do Permiano. A fase D4, caracterizada pela presença de falhas normais de direção NE, coincidentes com os diques de diabásio cartografados na região, foi correlacionada ao magmatismo Penatecaua. A fase D5 é composta por um sistema conjugado de estruturas N50-70W (sinistral) e N60-70E (dextral) geradas num campo de tensão com $\sigma 1$ orientado a E-W. As estruturas tectônicas desta última fase estão registradas nas rochas cenozóicas da Formação Solimões e coberturas correlatas e foram interpretadas como resultado da propagação de tensões da subducção andina.

ABSTRACT

The study was developed in the Itaituba (PA) region along the Tapajos River in the southwestern part of the Amazon Basin. The area includes rocks of the Phanerozoic sedimentary cover and basement, from the Central Amazonian Province. The region was selected to evaluate the basement faults reactivation during the structural evolution of the Amazonas Basin, due to the fact that a continuous section of outcropping Paleozoic rocks is observed along the Tapajos River. The main method used to determine the different stages of brittle deformation was Structural analysis with support of satellite images interpretation (SRTM - scales 1:800.000 and 1:200.000) and aeromagnetometry. The field approach of outcrops was made by descriptive and kinematics analysis and the resulting data were used to determine the paleostress (methods of Turner and Angelier). The results indicate at least five brittle deformation phases, arranged chronologically from D1 to D5. D1 and D2 phases affect only the basement rocks, with transcurrent character and crystallization of epidote and silica in the fault plans. These phases were respectively correlated with the orogenies of the Amazon Craton and the Brasiliano event. In the basin, D3 phase was recorded by a faulty direction N60-70E, with compressive character, correlated with the orogenies responsible for the Pangea genesis in the Late Permian. D4 phase, characterized by the presence of normal faults with NE direction, coincident with the diabase dikes mapped in the region, was correlated with the Penatecaua magmatism. Phase D5 is composed by a conjugated system of structures N50-70W (sinistral) and N60-70E (dextral) created in a stress field with $\sigma 1$ oriented towards EW. The tectonic structures of the latter phase are recorded in the Cenozoic rocks of the Solimões Formation and similar coverage of rocks and have been interpreted as a result of the propagation andean subduction strains.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS I
LISTA DE TABELA VI
1 INTRODUÇÃO 1
1.1 Objetivos 4
1.2 Localização e Acesso 4
2 MÉTODOS, MEIOS E CONCEITOS 5
2.1 Pesquisa bibliográfica 5
2.2 Banco de dados 6
2.3 Imagens de sensores remotos 7
2.3.1 Análise de Lineamentos 8
2.4 Levantamento de campo 10
2.5 Análise estrutural 10
2.5.1 Fundamentação teórica 12
2.5.2 Análise descritiva e cinemática 18
3 GEOLOGIA REGIONAL 24
4 ARCABOUÇO ESTRUTURAL 36
5 ANÁLISE ESTRUTURAL 50
5.1 Fases de deformação 51
5.1.1 Fase D1 53
5.1.2 Fase D2 57
5.1.3 Fase D3 60
5.1.4 Fase D4 63
5.1.5 Fase D5 66
5.2 Cronologia das fases de deformação 71
6 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS 73
7 CONCLUSÕES 85
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 87

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: localização e acesso à área de estudo. Mapa de contexto geológico regional modificado de CPRM (2004). 5
Figura 2: Banco de dados em SIG, o retângulo corresponde à área de estudo. 6
Figura 3: lineamentos de 1ª ordem interpretados para área. 9
Figura 4: lineamentos de 1ª ordem refinados interpretados para área. 9
Figura 5:lineamentos de 2ª ordem interpretados para área. 10
Figura 6: mapa geológico com as localização dos afloramentos de afloramentos descritos em campo. (Base geológica: carta um ao milionésimo – CPRM, 2004). 11
Figura 7: envoltória de ruptura Mohr-Coulomb. (a) envoltória de ruptura mostrando a interseção no eixo y; (b) círculo de Mohr que não tangencia a envoltória de ruptura, portanto representa o estado de tensão estável; (c) círculo de Mohr que tangencia a envoltória de ruptura, o estado de tensão no instante da ruptura; (d) círculo de Mohr representando a instabilidade e impossível estado de tensão (modificado de Marshak & Mitra, 1998). 13
Figura 8: classificação de indicadores cinemáticos. 1: escala das ocorrências dos indicadores cinemáticos (a: microscópico; b: dezenas de milímetros; c: métrico); 2: três diferentes tipos de setas que indicam os graus de confiabilidade em cada um dos indicadores cinemáticos (a: bom; b: razoável; c: ruim); BD: bloco diagrama; OMO: orientação mineralógica oblíqua; PPE: elemento planar anterior; P: plano; S: seção. Extraído de Doblas (1998). 14
Figura 9: classificação de falhas. Modificado de Davis (1984). 15
Figura 10: classificação de falhas proposta por Anderson (1951). Modificado de McClay (1987). 16
Figura 11: Visão em planta da evolução de uma zona de cisalhamento. Experimento em caixa de areia com espessura de 10 cm. Fonte: Naylor *et al.* (1986). 17
Figura 12: Modelo de Riedel. Representação das fraturas geradas por cisalhamento simples. 17
Figura 13: esquema de escalonamento de fraturas R e P, e estria inferida. 19
Figura 14: projeção das fraturas R e Y, lineação de interseção dos planos e estria inferida. 20
Figura 15: projeção dos planos Y e P. Plano auxiliar perpendicular a intercessão dos planos, que contém os pólos de Y e P. 20
Figura 16: Fratura R estimada a partir da relação angular de Y e P. Estria inferida a 90º da interseção dos planos. 20
Figura 17: Esquema do conceito de diedros retos. (a) Plano de falha (PF) com estria (S) indicando movimentação normal e plano auxiliar (PA) ortogonal ao plano de falha e a estria; (b) projeção dos planos e estrias no diagrama de Schmidt-Lambert com a indicação dos

diedros de compressão e distensão; (c) diedros retos para uma falha normal; (d) diedros retos para uma falha reversa. Modificado de Vicente *et al.* (1992).....21
Figura 18: Esquema do princípio do método de Angelier com exemplo de falhas normais. O somatório das figuras (a) e (b) gera a última (c), PF é o plano de falha; PA é o plano auxiliar; S é o sentido de movimento da falha. Modificado de Torquato *et al.* (1996).....22
Figura 19: Obtenção das tensões pelo critério de Mohr-Coulomb. (A) Bloco diagrama e visualização ciclográfica do plano de falha e estria indicando o movimento; (B) Plano auxiliar que contém σ_1 e σ_3; (C) Indicação das tensão e relação angular com a estria. Fonte: De Freitas *et al.* (2005). 23
Figura 20: Bacias intracratônicas brasileiras (Souza-Lima 2005).....24
Figura 21: Blocos crustais e cinturões. Extraido de Costa & Hasui (1997). 26
Figura 22: Províncias geocronológicas propostas por Tassinari & Macambira (1999). 26
Figura 23: Províncias geocronológicas propostas por Santos *et al.* 2000.....27
Figura 24: Mapa de anomalia Bouguer da Bacia do Amazonas. As linhas não contínuas correspondem ao eixo das anomalias positivas, que seguem o eixo de maior profundidade da bacia. Os traços contínuos são interpretações de três lineamentos que podem corresponder à zonas de cisalhamento do embasamento. O retângulo amarelo indica a área de estudo. Fonte: Costa (2002). 29
Figura 25: coluna estratigráfica da Bacia do Amazonas proposta por Cunha *et al.* (1994)...30
Figura 26: arcabouço tectônico proposto por Rezende & Brito (1973). O retângulo amarelo indica a área de estudo. 33
Figura 27: Lineamentos interpretados por Wanderley Filho (1991). Modificado de Costa (2002).....34
Figura 28: arcabouço tectônico da região Amazônica, mostrando as falhas maiores. Extraído de Costa (1995).....35
Figura 29: Setores estruturais propostos por Costa (2002). Sistemas de falhas transcorrentes de Urucará indicado pela seta. Retângulo indicando a área de estudo. Modificado de Costa (2002). 36
Figura 30: Mapa hipsométrico sobre modelo SRTM com azimute de iluminação de 45º para área de estudo.....37
Figura 31: A) Megalineamentos (1ª ordem). B) Lineamentos refinados de 1ª ordem. Traço vermelho é o limite da bacia.....38
Figura 32: Lineamentos de 1ª ordem em preto e lineamentos de 2ª ordem em amarelo. Traço vermelho representa o limite da bacia.....38
Figura 33: diagramas de comprimento e freqüência acumulados dos lineamentos de 1ª ordem.....39

Figura 34: diagramas de comprimento e freqüência acumulados dos lineamentos de 1ª ordem refinados. 40
Figura 35: diagramas de comprimento e freqüência dos lineamentos de 2ª ordem. 41
Figura 36: mapa geológico CPRM (2004) com lineamentos de 1ª ordem refinados e 2ª ordem, em pretos os da bacia e em azul os do embasamento. Traço vermelho representa o contorno da bacia. 42
Figura 37: diagramas de comprimento e freqüência acumulada dos lineamentos de 1ª ordem para bacia. 43
Figura 38: diagramas de comprimento e freqüência acumulada dos lineamentos de 1ª ordem para embasamento. 44
Figura 39: diagramas de comprimento e freqüência acumulada dos lineamentos de 1ª ordem refinados para bacia. 45
Figura 40: diagramas de comprimento e freqüência acumulada dos lineamentos de 1ª ordem refinados para embasamento. 46
Figura 41: diagramas de comprimento e frequência acumulada para os lineamentos de 2ª ordem para bacia. 47
Figura 42: diagramas de comprimento e frequência acumulada para os lineamentos de 2ª ordem para embasamento. 48
Figura 43: arcabouço estrutural da área de estudo com base em imagem SRTM, locais de descrição de afloramentos e limite da bacia em vermelho. 49
Figura 44: interpretação do mapa de magnetometria do gradiente horizontal total (GHT) continuado para 5.000 metros, extraído da série de aerolevantamentos Brasil ao milionésimo (CPRM 2004). 49
Figura 45: mapa de arcabouço estrutural regional, locais de descrição de afloramentos e limite da bacia em vermelho. 50
Figura 46: Diagrama geral de fraturas observadas no campo. 53
Figura 47: foto geral e detalhe das fraturas do tipo P (direção N72W/78NE), R (direção N22E/75NW) e Y (direção (N17E/77NW). Os sigmóides indicam movimentação sinistral em riolitos do Grupo Uatumã. Afloramento 04. 54
Figura 48: estereograma das fraturas do afloramento 04. 55
Figura 49: sistema de fraturas, com movimento sinistral, fraturas R (direção N72E/83SE), T em detalhe (direção N30E/80NW) e R' (direção N12E/66NW). Riolito do Grupo Uatumã. Afloramento 05. 55
Figura 50: estereogramas das fraturas e paleotensões do afloramento 05. 56
Figura 51: diagrama de isolinha de paleotensão dos afloramentos 01 a 05 obtido pelo método de Turner. 56

Figura 52: diagramas de paleotensões e falhas dos afloramentos 01 a 05 obtido pelo método de Angelier. O primeiro diagrama representa as áreas de maior probabilidade de conter o σ_1 e σ_3.....57
Figura 53: planos de falhas estriados com degraus indicando movimentação sinistral e epidotização. Afloramento 05, atitude dos planos N46W/79SW, Ln 315/6 e N50W/70SW, Ln N149/23. 58
Figura 54: plano de falha estriado. Afloramento 03, atitude do plano N38E/85NW, e estria (Ln) N271/84.....58
Figura 55: diagrama com os planos de falhas estriados dos afloramentos 03 e 05.....59
Figura 56: diagrama de isolinhas de paleotensões da fase D2 pelo método de Turner. 59
Figura 57: diagrama de paleotensões da fase D2 pelo método de Angelier, indica as áreas de probabilidade de conter σ_1 e σ_3. E diagrama com as falhas que possuem estrias desta fase de deformação.....59
Figura 58: fraturas escalonadas com cinemática dextral, atitude N10W/78SW, em arenitos da Formação Maecuru. Afloramento 09. 61
Figura 59: sistema de fraturas Riedel, com cinemática dextral. Afloramento 14 arenito da Formação Maecuru. Atitudes Y N87W/89NE e R N78W/85NE. 61
Figura 60: Zona de falha com sigmóides e indicação cinemática dextral. Atitude da zona de falha Y é N86E/87SE e das sigmóides P N76E/78SE. Calcarenito da Formação Itaituba. Afloramento 39. 62
Figura 61: diagramas das fraturas descritas nos locais 09, 14 e 39. Fraturas escalonadas R e P, direção principal da Y e estrias nos planos R; todos os locais possuem indicação de movimentação dextral. No segundo diagrama estão representadas as falhas normais. 62
Figura 62: diagramas de isolinhas de paleotensões da fase D3. Método de Turner. 63
Figura 63: diagrama de paleotensões da fase D3 pelo método de Angelier. Porções mais escuras e mais claras representam áreas de probabilidade de conter σ_1 e σ_3 respectivamente. 63
Figura 64: diagrama, a esquerda, com falhas normais e fraturas descritas no afloramento 14. Diagrama, a direita, de contorno e roseta das fraturas dos locais 14, 15, 20 e 26. 64
Figura 65: fraturas escalonadas sinistrais (N24E/85SE) e dextrais (N21E/80SE), com indicação de movimento normal. Arenito da Formação Maecuru. afloramento14. 65
Figura 66: tensão das falhas descritas no afloramento 26.....65
Figura 67: mapa de contexto geológico da área, afloramentos descritos em campo, diques mapeados e zonas de falhas dextrais. Modificado de CPRM (2004), Eiras *et al.* (1998) e Rezende & Brito (1973).....66

Figura 68: esquema com a direção principal das falhas normais e as zonas de cisalhamento de Rezende & Brito (1973), com indicação da tensão σ_3.....66
Figura 69: sigmóides em sedimentos da Formação Solimões. Direção principal Y N54W/89NE e das sigmóides P N68W/89SW. Afloramento 21.....67
Figura 70: estrias e degraus indicando movimentação inversa sinistral. Afloramento 21, plano N-S/62W, Ln N332/42. 68
Figura 71: fraturas Riedel indicando movimentação sinistral em arenitos conglomeráticos da Formação Solimões. Afloramento 48, medidas Y N30W/86SW e P N37W/88SW. 68
Figura 72: diagrama com as principais fraturas dos afloramentos 21 e 48. 69
Figura 73: fraturas escalonadas indicando movimentação dextral, possui estrias. Calcarenito da Formação Itaituba, Local 56, direção do escalonamento N34E/86SE, Ln N35/19. 69
Figura 74: diagrama com as principais direções dos planos escalonados do afloramento 27. 70
Figura 75: arenito feldspático da Formação Monte Alegre, afloramento 27. (A) fratura escalonada com indicação de movimentação sinistral, direção principal N01W/89NE; (B) fraturas escalonadas dextrais, com padrão *pull apart*, direção principal do plano R N57E/80NW.....70
Figura 76: diagramas de isolinhas de paleotensão da fase D5. Método de Turner. 71
Figura 77: diagrama de paleotensões da fase D5 pelo método de Angelier. Porções mais escuras e mais claras representam áreas de maior probabilidade de conter σ_1 e σ_3 respectivamente. 71
Figura 78: esquema geral das fases deformacionais e principais direções das fraturas correspondentes a cada fase. 72
Figura 79: lineamentos interpretadas a partir do mapa magnetométrico de gradiente horizontal total continuado para 5.000 metros. Os traços vermelhos são os limite Paleozóico da bacia com o embasamento a sul e com a seção cretácea a norte. 74
Figura 80: mapa de lineamentos interpretados na SRTM. Em vermelho os limites Paleozóico e seção cretácea. 75
Figura 81: mapa da tectônica de cisalhamento e estruturas associadas. Nota-se estruturas NW com movimentação dextral que deslocam o eixo da bacia. Modificado de Rezende & Brito (1973). 76
Figura 82: lineamentos de direção NW, transversais a bacia, interpretados como falhas de transferência, segundo Wanderley Filho (1991). Nota-se o deslocamento do eixo da bacia e da linha de charneira. 76
Figura 83: estilo estrutural proposto para Bacia do Amazonas por Costa (2002). O sistema de falhas trancorrentes de Urucará que desloca o eixo gravimétrico, sugerindo movimentação sinistral. 77

Figura 84: lineamentos propostos por Santos *et al.* 1975. Notal a direção N40E do lineamento Tapajós. 78
Figura 85: mapa com as principais estruturas reconhecidas na SRTM e os diagramas dos afloramentos que possuem estruturas semelhantes com os lineamentos. 79
Figura 86: Linha sísmica situada no Bloco Tapajós. Notar as discordâncias das seqüências Pré-Cambrina, Permo-Carbonífera e Cretáce-Terciária, e as falhas que não atingem a última seqüência. Extraído de Travassos & Barbosa Filho 1990. 80
Figura 87: traçado do arcabouço estrutural da área com as direções principais de tensões para fase D3 e possível cinemática para os conjuntos de falhas N50-70W (distensional-dextral), N60-70E (compressiva-sinistral) e E-W (dextral). 81
Figura 88: traçado do arcabouço estrutural da área com as direções principais de tensões para fase F2, e possíveis cinemática para os conjuntos de falhasN10-20E (distensional), N50-70W (dextral), N60-70E (sinistral) e E-W (dextral). 82
Figura 89: traçado do arcabouço estrutural da área com as direções principais de tensões para fase D5 e, possíveis cinemática para os conjuntos de falhas N50-70W (sinistral), N60-70E (dextral) e E-W (distensional). 83
Figura 90: quadro esquemático de idades prováveis pra as fases de deformações. 84

LISTA DE TABELA

Tabela 1: planos e estrias que foram utilizados para confecção dos diagramas de paleotensão. 52

1 INTRODUÇÃO

Este trabalho faz parte do projeto "Caracterização estrutural do embasamento da Bacia do Amazonas e implicações para reativações de falhas durante o Fanerozóico" referente ao convênio Petrobras e Universidade Federal do Paraná. O convênio está relacionado a Rede Temática em Estudos Geotectônicos com objetivo de formação e capacitação de recursos humanos. As atividades desenvolvidas tiveram financiamento da Petrobras.

A Bacia Sedimentar do Amazonas, até início da década de 80, compreendia todo o Vale do Rio Amazonas (Caputo 1984). Após as interpretações geológicas e geofísicas advindas dos dados obtidos pela Petrobras, dividiu-se esta região em Bacia do Solimões (Alto Rio Amazonas) e Bacia do Amazonas (Médio e Baixo Rio Amazonas), separadas pela feição estrutural do Arco de Purus.

Os trabalhos pioneiros sobre geologia na Bacia do Amazonas estão relacionados às viagens da Expedição Thayer em 1865 e 1866 e Expedições Morgan nos anos de 1870 e 1871 (Mendes & Petri 1971). Com a descoberta de acumulações de hidrocarbonetos na bacia, na década de 50, principalmente na região do antigo Alto Amazonas (Bacia do Solimões), as pesquisas no Médio e Baixo Amazonas (Bacia do Amazonas) foram drasticamente reduzidas. Vários esforços foram realizados para aumentar o conhecimento sobre a geologia da bacia, visando o entendimento de sua evolução e preenchimento sedimentar. Entre eles destacam-se os trabalhos do Projeto RADAM (Santos *et al.* 1975) com a análise e mapeamento de unidades associando trabalhos de campo com análise de imagens de radar e fotografias aéreas. Após este primeiro avanço sobre a Geologia da Amazônia, a Petrobras efetuou várias campanhas na bacia compreendendo, mapeamentos geológicos, poços, programas de levantamento geofísico (sísmica, gravimetria e aeromagnetometria) e geoquímicos, para a definição de alvos exploratórios com potencial petrolífero.

A Bacia do Amazonas é uma bacia intracratônica com cerca de 500.000km², abrange parte dos estados do Amazonas e Pará, situa-se entre os escudos pré-cambrianos das Guianas (ao Norte) e Brasileiro (ao Sul) (Cunha, *et al.* 1994). Segundo os mesmos autores, a bacia possui uma sequência de preenchimento sedimentar paleozóica e outra mesozóica-cenozóica. O

embasamento sobre o qual a bacia foi instalada, denominado de Cráton do Amazonas, é constituído por rochas com idades desde arqueanas até neoproterozóicas.

A evolução geológica do Cráton do Amazonas foi estudada por diversos autores desde a década de 70 (Almeida *et al*. 1977, Cordani *et al.* 1984, Costa & Hasui 1997, Tassinari & Macambira 1999, Santos *et al.* 2000), os principais dados utilizados foram de arcabouço estrutural, geocronologia, litoestrutural, gravimetria e magnetometria. Um dos modelos propostos para instalação da Bacia do Amazonas relaciona geração de falhas e material vulcânico no período neoproterozóico/cambriano a processos de rifteamento com preenchimento posterior de sedimentos flúvio-lacustrino (Almeida 1967, Almeida *et al.* 2000, Zalán 2004 e Cunha *et al.* 1994).

O início da deposição da bacia (unidades paleozóicas) ocorreu em ambientes continentais e marinhos marcado por uma tectônica calma e pela ausência de magmatismo (Almeida *et al.* 2000). Com base na coluna estratigráfica proposta por Cunha *et al.* 1994, os grupos paleozóicos são: **Grupo Trombetas** composto pelas formações Autás-Mirim (arenitos e folhelhos neríticos neo-ordovicianos), Nhamundá (arenito neríticos e depósitos glacigênicos), Pitinga (folhelhos e diamictitos marinhos) e Manacapuru (arenitos e pelitos neríticos e litorâneos). No **Grupo Urupadi** ocorrem as formações Maecuru (arenitos e pelitos neríticos deltaicos) e Ererê (siltitos, folhelhos e arenitos neríticos e deltaicos). O **Grupo Curuá** constituído pelas formações Barreirinha (folhelho negro), Curiri (diamictitos, folhelhos e siltitos de ambientes glaciais), Oriximiná (arenitos e pelitos fluviais regressivos) e Faro (arenitos flúvio-deltaicos). **Grupo Tapajós** contêm as formações Monte Alegre (arenitos eólicos intercalados com siltitos e folhelhos interdunas e lagos de ambiente desértico gradando para marinho raso), Itaituba e Nova Olinda (calcários de inframaré e evaporitos de planície de *sabkha*) e Formação Andirá (siltitos, arenitos e folhelhos avermelhados).

Segundo Zalan (2004), a colisão final dos continentes Gondwana e Laurásia (orogenia Herciniana) no Neopermiano-Eotriássico, afetou a porção onde se situa a Bacia do Amazonas, gerando esforços de direção N-S que podem ter afetado o Escudo das Guianas e a bacia. Após a deposição paleozóica e a orogenia que originou o Pangea houve ruptura da placa durante

o Neotriássico ao Eojurássico, caracterizado por esforços distensionais E-W. Ocorreu a formação de estruturas N-S, preenchidas por vulcanismo básico, na forma de diques e soleiras associados, afetando sedimentos paleozóicos (Cunha *et al.* 1994 e Zalan 2004).

Posteriormente ao evento distensivo, a região NW da placa sul americana foi submetida a esforços compressivos (Caputo 1984), cuja origem está relacionada, segundo o autor, ao início da convergência da placa do Oceano Pacífico com a placa Sul Americana. O relaxamento dos esforços compressivos criou sítios deposicionais que acomodaram as unidades cretácea e cenozóica da Bacia do Amazonas, representada pelo **Grupo Javari** (Cunha *et al.* 1994). Este grupo compreende a Formação Alter do Chão (arenitos e pelitos avermelhados bioturbados) e a Formação Solimões (pelitos com restos de conchas, moluscos e vegetais). A intensificação da Orogenia Andina após o início da subducção da Placa do Caribe sob a Sul-Americana, gerou uma compressão de direção E-W que causou soerguimento da cordilheira, intensa erosão e conseqüente inversão da drenagem dos Andes para o Atlântico (Pindell & Tabbut 1995).

A estruturação da Bacia do Amazonas é configurada por um eixo E-W de deposição da bacia, provavelmente herança das fases iniciais de rift, identificada em mapas gravimétricos (Bahia & Abreu 1985, Costa 2002 e Costa & Hasui *et al.* 1997). A estruturação NW intensamente marcada no embasamento sofreu reativação, gerando arcos na bacia, deformando e controlando a sedimentação em diferentes idades (Wanderley Filho 1991 e 1996, Sena Costa *et al* 2001). Além destas duas direções principais (N-S e NW), ocorrem lineamentos de direção NE, menos evidentes, mas com origem tectônica relacionada aos movimentos de reativações paleozóicas e cenozóicas das antigas estruturas do embasamento.

Apesar dos vários esforços de levantamento de dados realizados na Bacia do Amazonas, esta ainda é pouco conhecida e apresenta grandes desafios para a compreensão de sua evolução estrutural, principalmente com respeito aos processos de reativações de estruturas preexistentes e caracterização cinemática de eventos rúpteis recorrentes. Tendo em vista as novas perspectivas de exploração de hidrocarbonetos, a indústria do petróleo tem usado como alvo estudos das bacias paleozóicas.

Considerando o potencial não descoberto inerente a áreas terrestres ainda relativamente pouco exploradas, a região de Itaituba (PA), às margens do rio Tapajós, foi selecionada como área para o estudo. Na região são encontradas exposições de rochas nas margens e no entorno do rio, que permitem uma adequada avaliação das reativações de falhas do embasamento durante a evolução estrutural da bacia, e suas implicações para o entendimento do arcabouço estrutural da porção centro-sul da Bacia do Amazonas.

1.1 Objetivos

O objetivo principal é caracterizar o arcabouço estrutural da área e a cronologia dos eventos deformacionais rúpteis que ocorrem na área do rio Tapajós, na Bacia do Amazonas.

O objetivo secundário do trabalho consiste em apresentar a evolução da área, visando diferenciar os eventos de deformação que atingiram as seções aflorantes na Bacia do Amazonas e embasamento. Além de determinar a provável herança tectônica com reativações de falhamentos do embasamento na bacia.

1.2 Localização e Acesso

A área de estudo localiza-se na porção centro-oeste do Estado do Pará, abrangendo os municípios de Itaituba, São Luiz, Aveiro, Trairão e Rurópolis, sendo limitada pelas coordenadas geográficas 3º20’ e 4º40’S e 56º30’ e 54º50’W (Figura 1). O acesso à área se faz pelas rodovias Transamazônica e BR-163, e também, a partir de Santarém, pelo rio Tapajós, em percurso de barco com aproximadamente 20 horas até São Luiz. As atividades de campo estão limitadas aos meses de seca da região amazônica, julho a novembro, pois no restante do ano as chuvas são intensas, deixando submersos os afloramentos situados ao longo das margens do rio. As rodovias da região não são asfaltadas e em épocas de muita chuva ficam intransitáveis. Nas etapas de campo, foram descritos afloramentos localizados nas margens do rio Tapajós, próximo às Cidades de Itaituba e Aveiro.

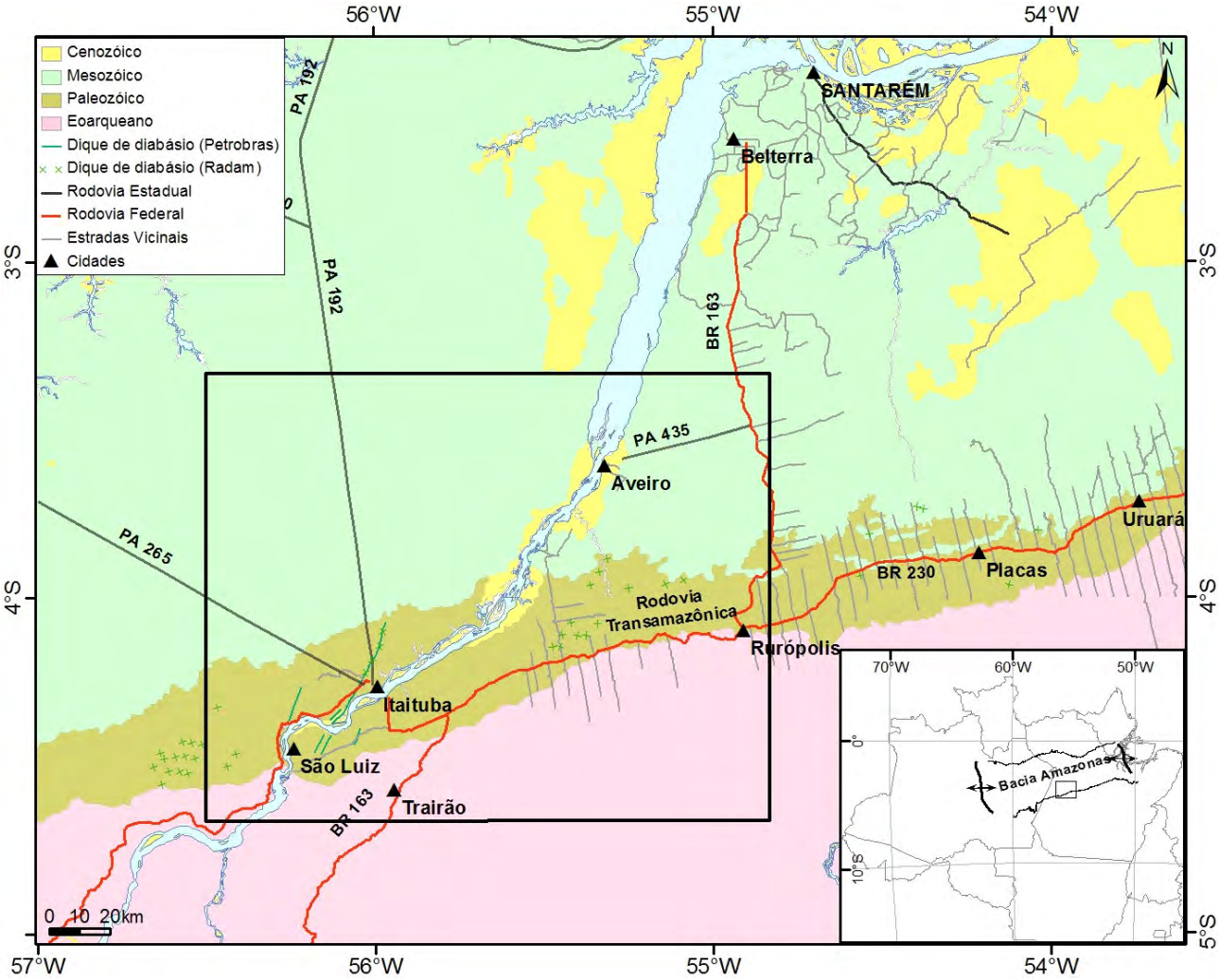

Figura 1: localização e acesso à área de estudo. Mapa de contexto geológico regional modificado de CPRM (2004).

2 *MÉTODOS, MEIOS E CONCEITOS*

2.1 Pesquisa bibliográfica

Os trabalhos consultados abrangem diversos temas relacionados à geologia e métodos aplicados na área de estudo. Na busca de material bibliográfico foi dada ênfase a artigos publicados, livros, teses, dissertações e mapas geológicos. Os principais temas pesquisados sobre a geologia regional e local foram estratigrafia e evolução do arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas e do embasamento. As referências de caráter metodológico estão vinculadas ao processamento e interpretação das imagens orbitais, e modelos e teorias aplicadas à análise de paleotensões.

2.2 Banco de dados

Para armazenar as informações adquiridas foi criado um banco de dados georreferenciado em SIG (Sistema de Informação Geográfica), com auxílio do *sotware* ArcGis™. O SIG é um sistema computacional que permite armazenar e integrar informações geográficas de diferentes fontes e escalas (Figura 2).

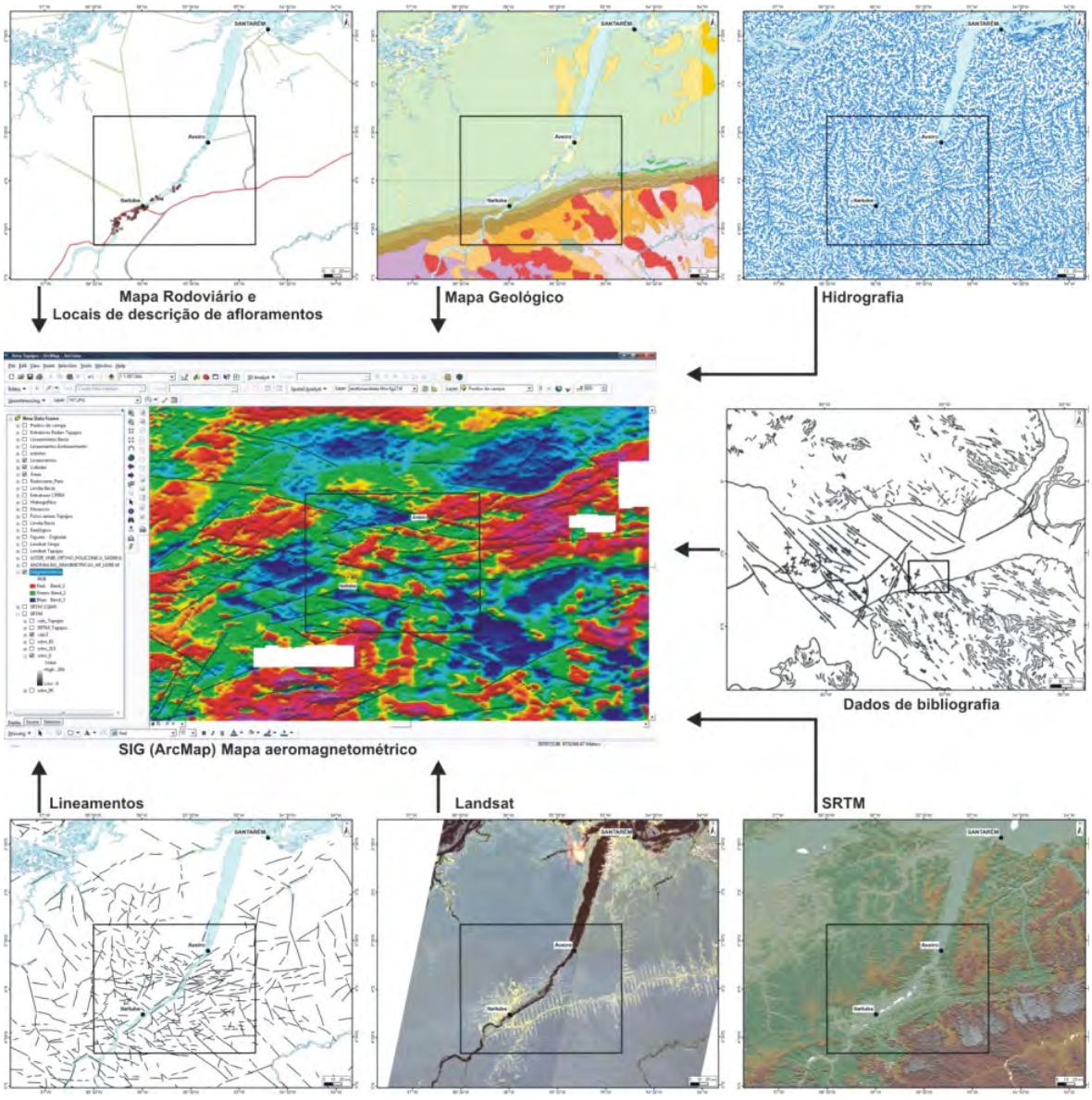

Figura 2: Banco de dados em SIG, o retângulo corresponde à área de estudo.

As informações que compõem o banco de dados são principalmente imagens e dados vetoriais, como mapas geológicos, figuras da bibliografia, imagens SRTM, Landsat, mapas geofísicos, hidrografia, mapa rodoviário, mapa de localização de afloramentos descritos e interpretações das imagens.

2.3 Imagens de sensores remotos

Sensoriamento remoto é a técnica de obtenção de imagens e outros tipos de dados sobre uma área (objeto ou feição) da superfície terrestre, coletados por instrumentos que não estejam em contato físico com os objetos investigadas por meio da captação da energia refletida ou emitida pela superfície (Florenzano, 2007). A partir destas imagens é possível obter informações a respeito da superfície do terreno. As imagens de sensores remotos utilizadas para análise de morfoestruturas foram imagens de radar obtidos pelo *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) e de satélite (Landsat 7), associadas a imagens obtidas a partir de dados aerogeofísicos. Para interpretação de morfoestruturas foram utilizadas principalmente as imagens SRTM nas escalas variando entre 1:800.000 – 1:200.000, adquiridos no *site* da *United States Geological Survey* (USGS) no formato ARC-info (*.adf*), pela seleção da janela da área pelos limites geográficos. O conjunto de dados é obtido com projeção WGS-84, posteriormente convertidos para o sistema de coordenada SAD-69, e processados no programa ArcMap™ usando a extensão Spatial Analyst. O processamento gerou imagens pseudo-sombreadas (*hillshade*) com quatro diferentes iluminações (0º, 45º, 90º e 315º), constituindo um modelo digital de elevação com 90 m de resolução. Para auxiliar na identificação das estruturas nas imagens SRTM, foram utilizadas imagens de satélite Landsat 7ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*) obtidas no *site* da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) sob a forma de cenas com área de aproximadamente 185 km^2, dividida em 9 bandas. Para recobrir a área foram utilizadas quatro cenas, 227-62; 227-63; 228-62; 227-63, as quais foram processadas no programa PCI Geomatica®.

A base de dados aerogeofísicos, proveniente do levantamento do Brasil ao milionésimo da CPRM (2004), apresenta dados de magnetometria representados pelo mapa de anomalia residual do projeto Mag Brasil, filtrados com continuação ascendente para 5.000 m, gradiente horizontal, amplitude e

inclinação do sinal analítico. O mapa obtido dos CD's da CPRM está georreferenciado no formato Geotiff. O reconhecimento de anomalias magnéticas auxiliou no traçado dos lineamentos.

2.3.1 Análise de Lineamentos

Este item descreve o método para reconhecimento e traçado de lineamentos, cujos resultados são apresentados no capítulo 5. Arcabouço Estrutural.

Morfoestruturas são feições geomorfológicas relacionadas exclusivamente às estruturas geológicas, podendo ser estruturas lineares ou curvas. Um lineamento, segundo Hobbs (1912) e O'Leary (1976), é mapeável, com característica lineares simples ou compostas de uma superfície, cujas partes estão alinhadas em uma relação retilínea ou ligeiramente curvilínea e que difere distintamente dos padrões adjacentes e presumivelmente reflete um fenômeno subsuperfície. A análise de morfoestruturas foi baseada nestes conceitos e realizada com o objetivo de identificar padrões geométricos, principais direções e relações espaciais entre as estruturas. A interpretação dos lineamentos foi realizada a partir da análise de dados SRTM com auxílio de traçados sobre imagem Landsat e mapa aeromagnetométrico, em ambiente SIG.

As primeiras feições interpretadas foram os lineamentos, denominados de 1ª ordem (Figura 3), maiores do que 10 km em comprimento ou em continuidade, traçados nas escalas variando de 1:800.000 até 1:400.000. Para melhor posicionamento, os lineamentos foram retraçados na escala 1:200.000 (Figura 4), e então denominados de lineamentos de 1ª ordem refinados. Os lineamentos chamados de 2ª ordem, consistem em feições não reconhecidas na escala 1:800.000, foram traçados na escala 1:200.000 e possuem menor comprimento que os de 1ª ordem (Figura 5). As escalas de traçado dos lineamentos foram escolhidas de modo que as estruturas reconhecidas nas imagens fossem representativas.

Após a etapa de campo alguns lineamentos foram reinterpretados próximo aos afloramentos de campo, conforme principais direções medidas em afloramentos.

A partir dos dados vetorizados dos lineamentos, com o auxílio do *software* RockWorks, foram gerados diagramas de rosetas de densidade de comprimento e freqüência acumulados para cada grupo de lineamentos. Estes diagramas e mapas foram correlacionados aos dados de campo.

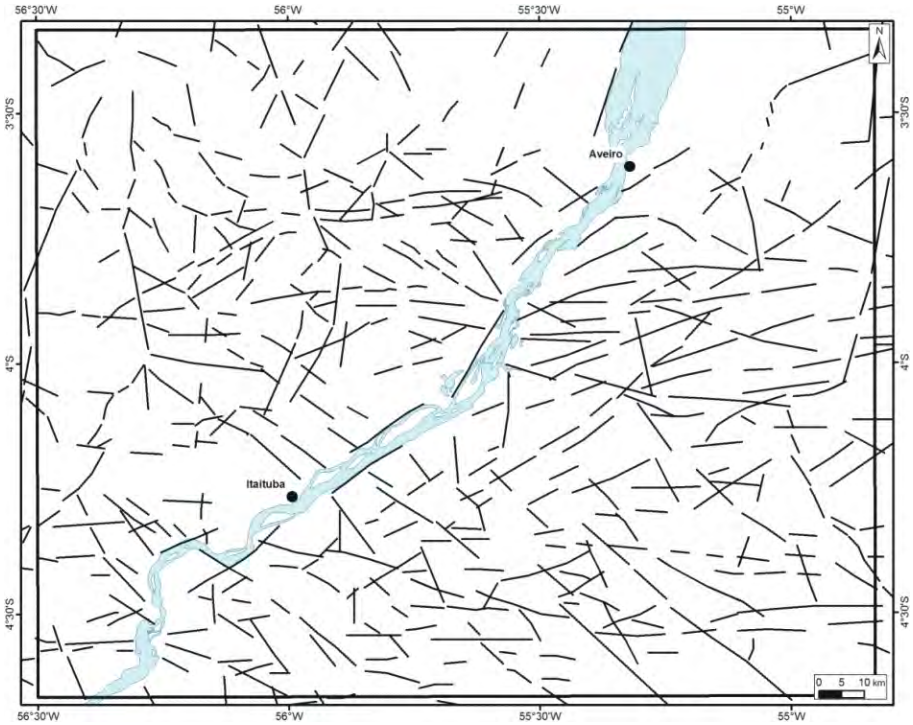

Figura 3: lineamentos de 1ª ordem interpretados para área.

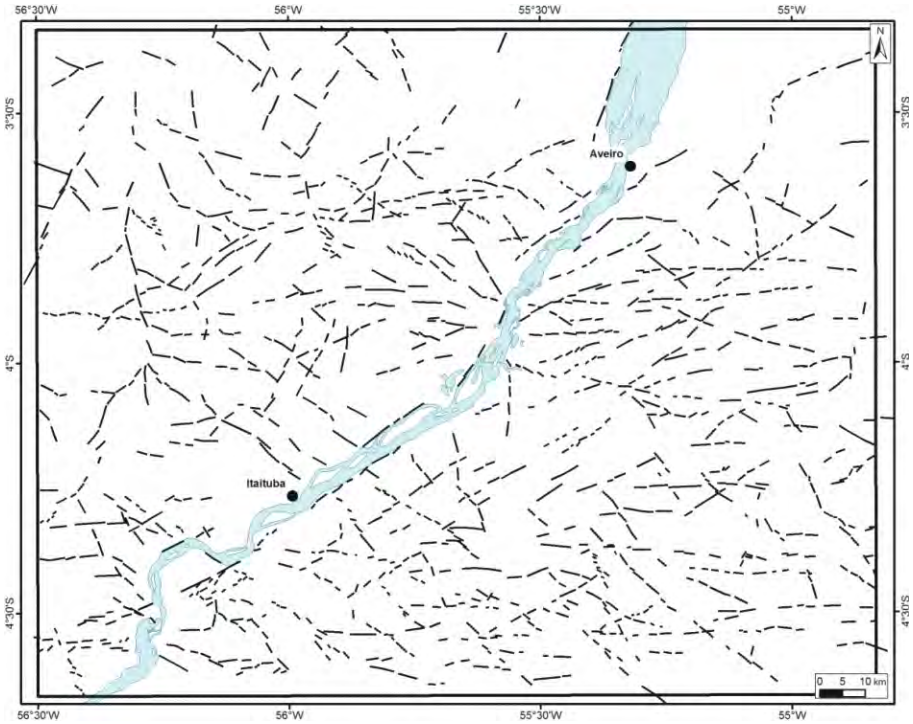

Figura 4: lineamentos de 1ª ordem refinados interpretados para área.

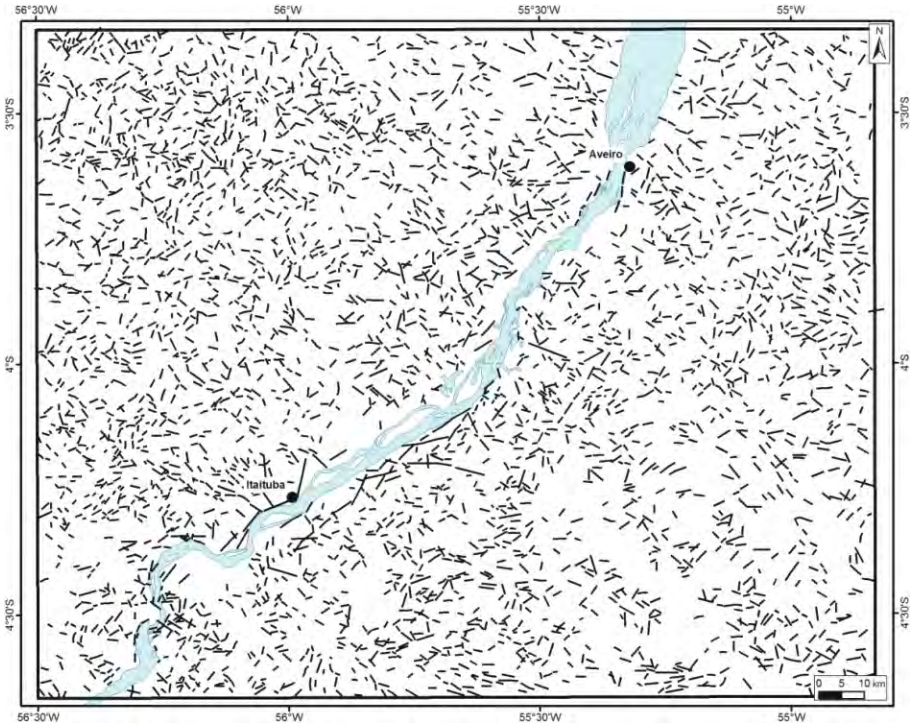

Figura 5:lineamentos de 2ª ordem interpretados para área.

2.4 Levantamento de campo

O levantamento de dados de campo totalizou 20 dias de campo com total de 77 afloramentos descritos (Figura 6). O método de obtenção dos dados em afloramento consistiu do reconhecimento e obtenção de medidas de estruturas rúpteis com bússola Brunton, bem como a descrição das relações geométricas entre as estruturas de Riedel e da cinemática dos planos de falhas e estruturas associadas.

2.5 Análise estrutural

Análise estrutural é o ramo da geologia estrutural composto pelas análises descritiva (tanto física como geométrica), cinemática (avaliação de translação, rotação, dilatação e distorção) e dinâmica (interpretação das forças e tensões responsáveis pela deformação) (Davis 1984). Estas três formas de análise proporcionam uma alavanca para descrever e interpretar estruturas e sistemas estruturais em qualquer escala para diferentes regiões.

Serão abordados alguns conceitos a respeito da geração das estruturas descritas em campo no subitem Fundamentação teórica.

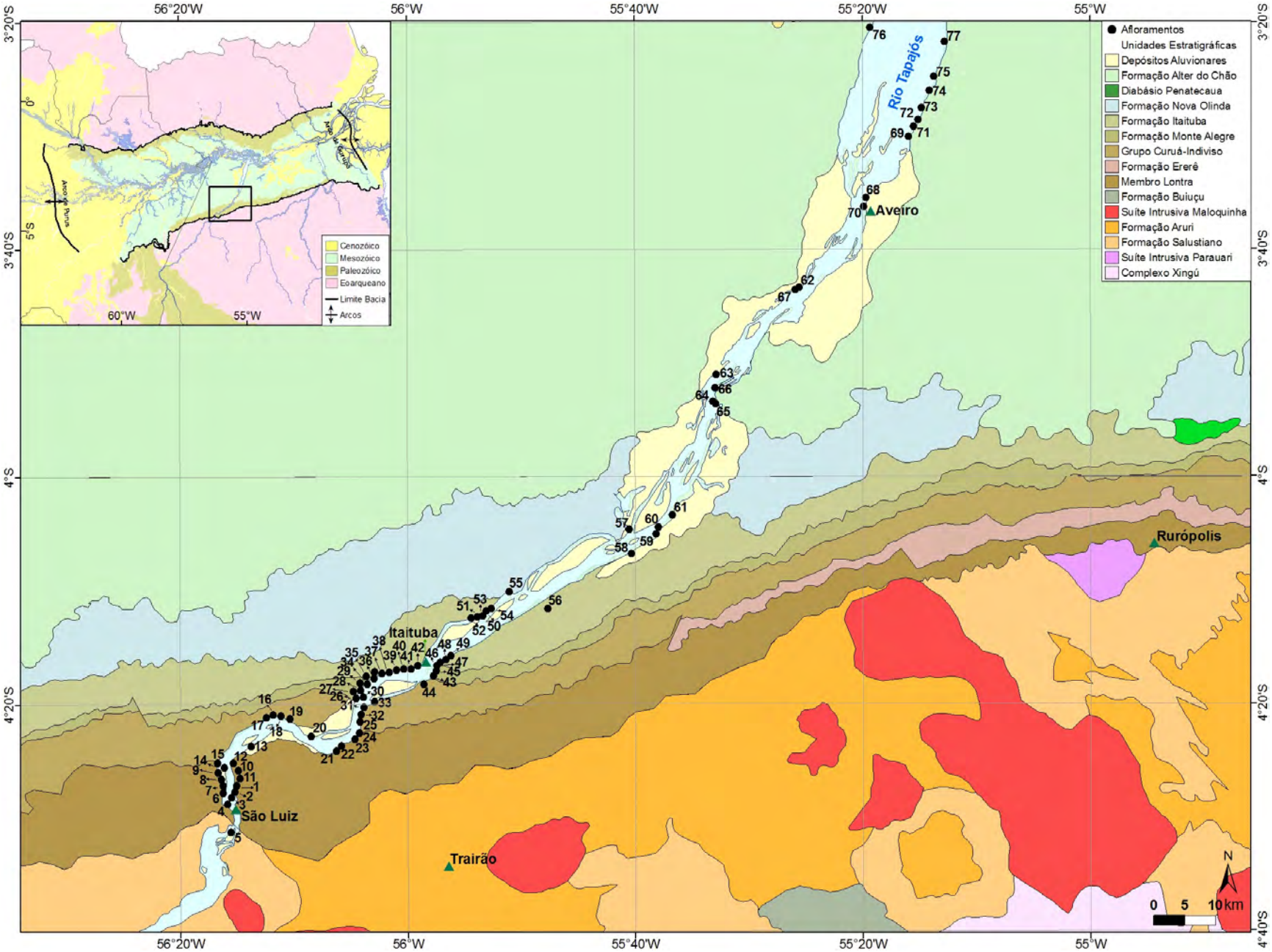

Figura 6: mapa geológico com a localização dos afloramentos descritos em campo. (Base geológica: carta um ao milionésimo – CPRM, 2004).

2.5.1 Fundamentação teórica

As principais feições estruturais reconhecidas, descritas e medidas em campo são de natureza rúptil, formadas sob condições de baixas temperaturas e baixas pressões confinantes, encontradas em profundidade rasa da crosta, favorável a deformação por ruptura ou fraturamento. Esta deformação é governada pelo critério de Mohr-Coulomb, que especifica o estado de tensões da fratura analisada. O critério de ruptura é definido a partir de ensaios de compressão triaxial aplicados a corpos de prova, e depende de propriedades mecânicas de rocha (coesão e coeficiente de fricção interna) e das tensões cisalhante e normal.

O critério de ruptura Mohr-Coulomb é descrito pela equação $\tau=C+\mu\sigma_n$, onde τ é a tensão cisalhante, C é a coesão, μ é o coeficiente de fricção interna, σ_n é a tensão normal, e também pode ser representado no diagrama de Mohr-Coulomb por uma curva (envoltória de ruptura), Figura 7a. A envoltória de ruptura é uma linha reta cuja inclinação é o coeficiente de fricção interna (μ) e a interseção com o eixo y é a coesão (C). A diferença das tensões máxima ($\sigma1$) e mínima ($\sigma3$), representadas no eixo x do diagrama, é o diâmetro do círculo de Mohr que define a tensão diferencial, ou estado de tensões aplicado à rocha. Quando o círculo de Mohr está abaixo da envoltória e não a toca, o estado de tensão é estável e não ocorre a ruptura (Figura 7b).

Se a tensão diferencial for incrementada de tal forma que o diâmetro do círculo tangencie a envoltória, é neste instante que a rocha rompe e ocorre a formação de uma fratura (Figura 7c). Se a rocha sofre ruptura no instante em que o estado de tensão é tal que o círculo alcança a envoltória de ruptura, seria impossível ter um estado de tensão definido pelo prolongamento do círculo de Mohr além do envelope de ruptura, como demonstra a Figura 7d.

As fraturas são as principais estruturas encontradas em campo, cujo significado, difundido por Marshak & Mitra (1998), pode ser usado para descrever qualquer tipo de descontinuidade ou como uma superfície sobre a qual a rocha tem perda da coesão.

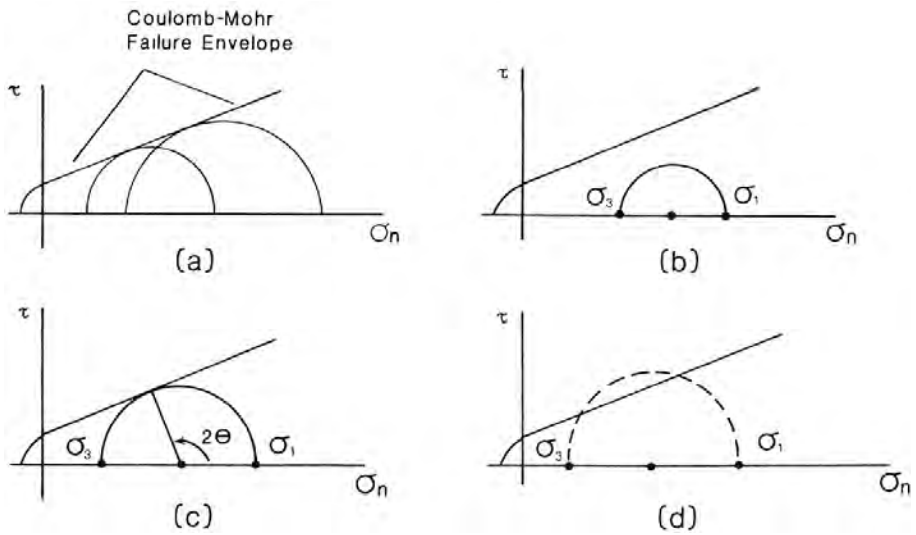

Figura 7: envoltória de ruptura Mohr-Coulomb. (a) envoltória de ruptura mostrando a interseção no eixo y; (b) círculo de Mohr que não tangencia a envoltória de ruptura, portanto representa o estado de tensão estável; (c) círculo de Mohr que tangencia a envoltória de ruptura, o estado de tensão no instante da ruptura; (d) círculo de Mohr representando a instabilidade e impossível estado de tensão (modificado de Marshak & Mitra, 1998).

Segundo Marshak & Mitra (1998) zona de cisalhamento é uma zona relativamente estreita com limites subparalelos onde a deformação cisalhante foi localizada. Zonas de cisalhamento podem ser formadas sob diferentes condições de deformação e são subdivididas em três domínios (Ramsay 1980): zonas de cisalhamento dúctil, rúptil-dúctil e rúptil. Em zona de cisalhamento rúptil a rocha é deformada por processos de deformação rúptil. Se a zona for uma fratura discreta planar em que ocorra deslocamento é chamada de falha. Se a zona de cisalhamento rúptil é composta por falhas anastomosadas subparalelas, que separam blocos de rochas indeformadas com geometria lenticular, ou se a zona for uma banda tabular que contenha rochas cominuídas, é denominada de zona de falha.

Indicadores cinemáticos são elementos estruturais que auxiliam na determinação do sentido de movimento do cisalhamento ou de uma falha (Marshak & Mitra, 1998). Segundo Doblas (1998) a dedução para o movimento do cisalhamento em planos de falhas a partir de indicadores cinemáticos é um procedimento comum na geologia estrutural, particularmente em áreas rúpteis. Os indicadores cinemáticos em superfícies de deslizamento (falha) podem ser classificados e subdivididos em 11 grandes grupos (Figura 8), de acordo com suas características morfológicas e geométricas (Doblas 1998).

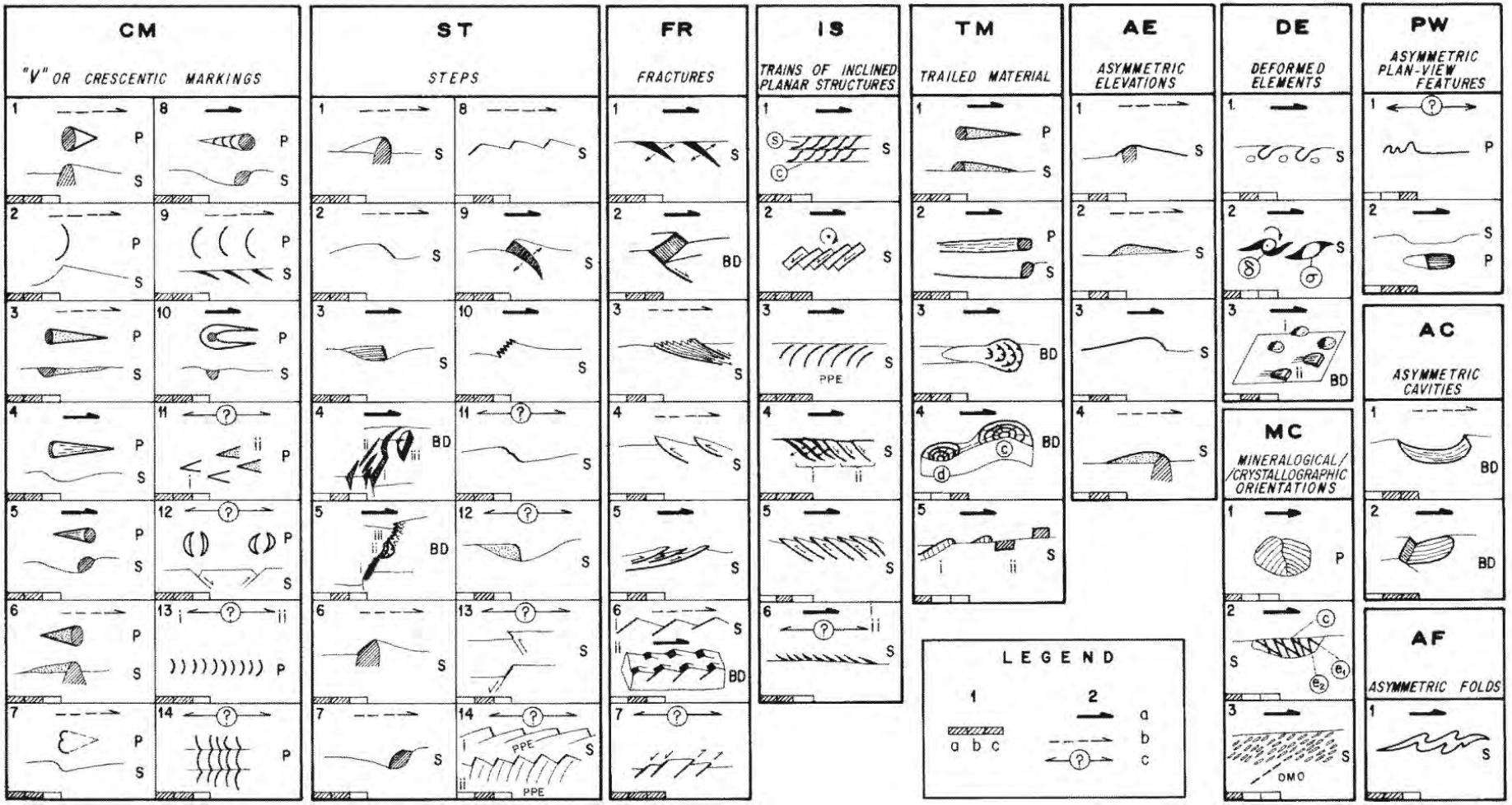

Figura 8: classificação de indicadores cinemáticos. **1**: escala das ocorrências dos indicadores cinemáticos (a: microscópico; b: dezenas de milímetros; c: métrico); **2**: três diferentes tipos de setas que indicam os graus de confiabilidade em cada um dos indicadores cinemáticos (a: bom; b: razoável; c: ruim); BD: bloco diagrama; OMO: orientação mineralógica oblíqua; PPE: elemento planar anterior; P: plano; S: seção. Extraído de Doblas (1998).

A classificação de falhas proposta por Davis (1984) tem como base o mergulho de planos de falha, que corresponde ao vetor de deslocamento entre dois pontos que eram coincidentes antes do falhamento. Para classificar falhas é necessário saber a direção e o sentido da translação. O autor separa as falhas em 4 grupos: A) Transcorrentes, B) de Mergulho, C) Oblíquas e D) Rotacionais (Figura 9).

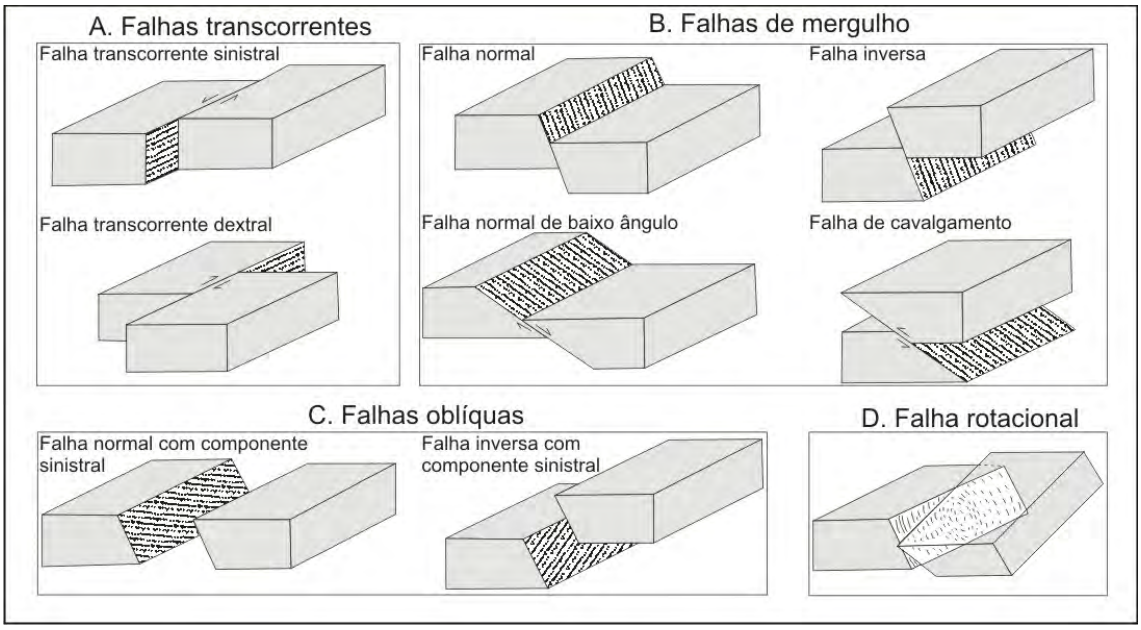

Figura 9: classificação de falhas. Modificado de Davis (1984).

Segundo Anderson (1951), as falhas são classificadas em três tipos fundamentais quanto a sua dinâmica: *Falhas normais, Falhas transcorrentes e Falhas inversas* (Figura 10). Segundo o mesmo autor considera-se uma tensão principal vertical a superfície terrestre onde a mesma pode variar entre as tensões σ_1, σ_2 ou σ_3.

Nas zonas de cisalhamento e falhas descritas em campo foram identificados 3 principais tipos de indicadores cinemáticos: estrias, degraus e fraturas secundárias, segundo a classificação proposta por Doblas (1998). Estrias são marcas de crescimento produzidas por partículas duras de farinha de rocha e são orientadas na direção do movimento de falha. Degraus são encontrados em superfícies de falhas e são perpendiculares às estrias. Este critério para reconhecer degraus é baseado na orientação da ascensão dos degraus (os quais podem ser definidos por elementos planares, ou protuberâncias assimétricas ou grãos), sendo que indicam o sentido do

movimento do bloco oposto (Doblas 1998). Segundo o mesmo autor, existem pelo menos 40 diferentes tipos de degraus envolvendo uma grande variedades de mecanismos de deformações.

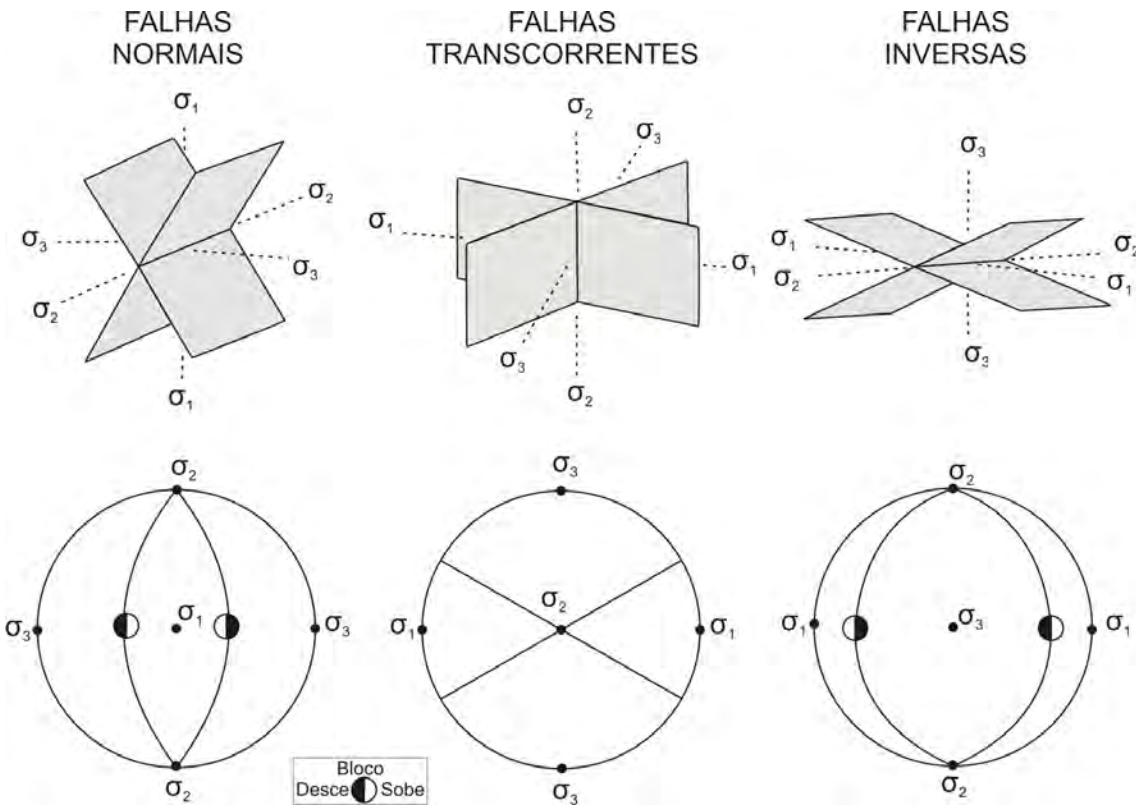

Figura 10: classificação de falhas proposta por Anderson (1951). Modificado de McClay (1987).

As fraturas secundárias em zonas de cisalhamento são chamadas de "Riedel", e indicam o sentido de movimentação da zona constituindo os indicadores cinemáticos. Baseado em modelos físicos de laboratório Naylor *et al*. (1986) observaram que as primeiras estruturas geradas são fraturas sintéticas (R) e suas terminações tentem a tangenciar a direção principal (Figura 11). As fraturas antitéticas (R') formam-se ocasionalmente nas zonas de sobreposição das terminações. Com a continuidade da deformação as fraturas R são unidas por fraturas sintéticas secundárias (P). O arranjo geométrico das fraturas R e P formam uma zona principal anastomosada, primeiro compondo lentes bem definidas e depois evoluindo para cisalhamento em uma direção (Y) paralela a zona principal. O conjunto completo de estruturas ainda inclui as fraturas antitéticas (X) e as fraturas distensionais (T) conforme Figura 12.

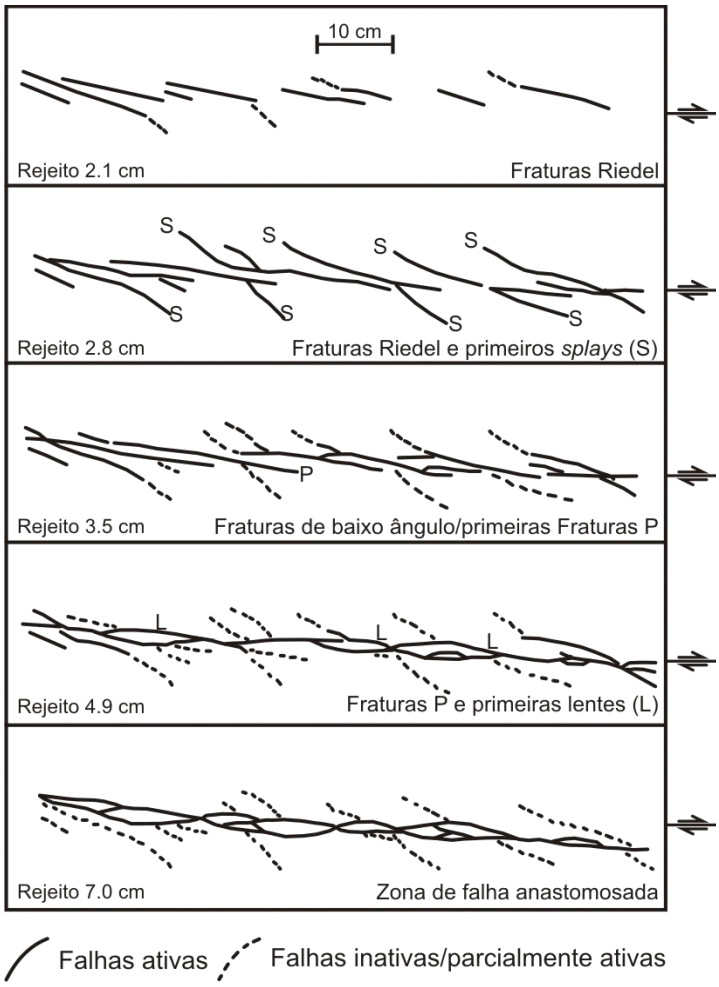

Figura 11: Visão em planta da evolução de uma zona de cisalhamento. Experimento em caixa de areia com espessura de 10 cm. Fonte: Naylor *et al*. (1986).

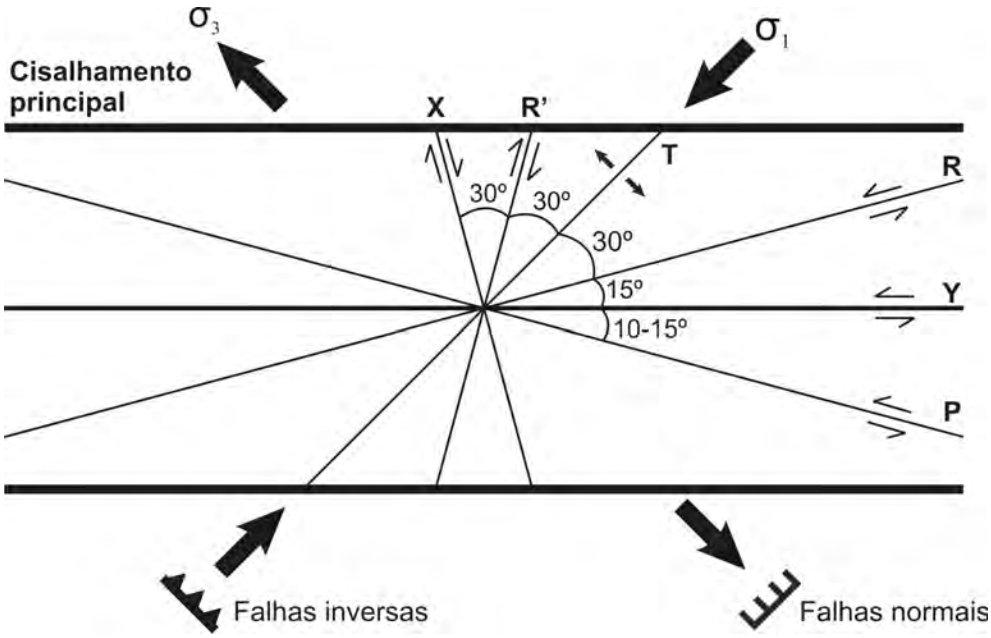

Figura 12: Modelo de Riedel. Representação das fraturas geradas por cisalhamento simples.

A partir da compilação dos dados das atitudes e cinemática dos planos de falhas, juntas e estrias, foi elaborada uma planilha em *Excel* para confecção dos diagramas estruturais.

2.5.2 Análise descritiva e cinemática

A análise descritiva foi iniciada no campo, com o reconhecimento de estruturas, medidas de suas orientações, descrição de seus componentes físicos e geométricos, estudo da estratigrafia e petrografia das rochas. Esta avaliação permitiu verificar a direção e o sentido de movimentação nos planos de falhas a partir de indicadores cinemáticos. Um banco de dados foi confeccionado para organização dos dados estruturais coletados em campo, separados em feições planares e lineares, com suas respectivas cinemáticas para facilitar a geração de diagramas de rosetas e de contorno. O programa utilizado para confecção dos diagramas foi *StereoNett* 2.45.

Como complemento a análise cinemática, buscou-se diferenciar e caracterizar fases de deformação que afetaram as rochas da região, a partir de diagramas de paleotensões. Tensão (*stress*) é o valor total da força atuando em toda superfície de um elemento. Esta força é uma quantidade vetorial caracterizada por direção e magnitude e é simbolizada por uma seta no espaço. A tensão é uma função das tensões cisalhante e normal, com componente triaxial com tensão máxima (σ_1), intermediária (σ_2) e mínima (σ_3).

Para determinação das paleotensões foram aplicados os métodos de Turner (1953) e Angelier & Mechler (1977), os quais têm como base de dados as atitudes das falhas e estrias contidas nos planos e sua respectiva cinemática. Devido à ausência de estrias em alguns planos de falhas foi estimou-se a direção de estrias a partir de relações geométricas de fraturas Riedel (Figura 13), aumentando a quantidade de dados para confecção dos diagramas de paleotensões.

Em um sistema transcorrente a identificação de fraturas Riedel escalonadas do tipo R e P podem indicar o sentido de movimento entre blocos rochosos. Conhecida a cinemática e direção dos planos de escalonamento e principal de falha é possível estimar a direção da estria.

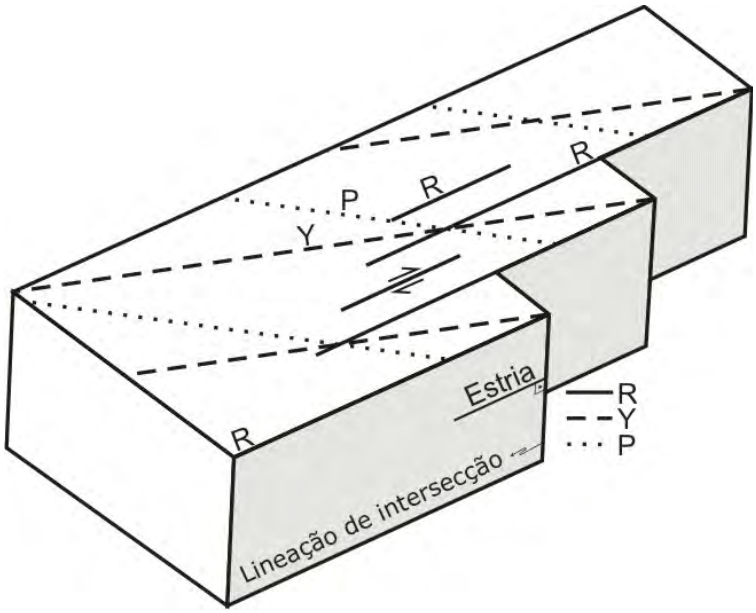

Figura 13: esquema de escalonamento de fraturas R e P, e estria inferida.

Para extração da estria optou-se pelo plano R, devido a melhor qualidade e quantidade dos dados obtidos em campo, e porque são as primeiras fraturas a serem geradas em sistemas transcorrentes, segundo o modelo de Riedel.

O método para determinação da direção de estrias consiste na projeção da lineação de interseção formada entre o plano de fratura R e o plano de ruptura principal (Y) medidos em campo, a partir da qual infere-se a 90º a lineação correspondente à estria no plano R (Figura 14).

Nos casos onde existia o escalonamento de fraturas P a ângulo de aproximadamente 15º com a fratura principal Y (ângulo normal), inferiu-se a fratura R a partir de um plano auxiliar perpendicular a interseção dos planos (Figura 15 e Figura 16). Repetiu-se o procedimento para estimar a estria a partir do plano R (Figura 16). Quando a relação angular entre P e Y era maior que 15º, a estria foi inferida a partir do plano Y, pois nestes casos R, tende a ser subparalelo a Y. Com a aplicação deste método a quantidade de medidas das direções lineares de movimentos aumentou de 29 para 46.

Um dos métodos aplicados para obtenção das paleotensões foi o dos diedros retos (Angelier & Mechler 1977), o qual define campos de esforços principais para regiões falhadas. Para cada plano de falha é criado um plano auxiliar ortogonal ao plano de falha e a estria nele contido.

Figura 14: projeção das fraturas R e Y, lineação de interseção dos planos e estria inferida.

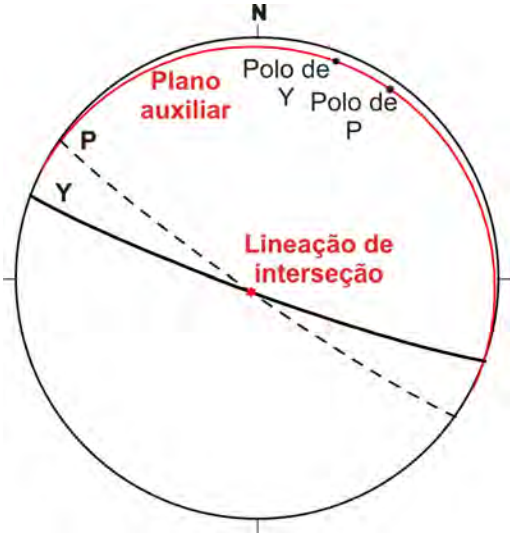

Figura 15: projeção dos planos Y e P. Plano auxiliar perpendicular a intercessão dos planos, que contém os pólos de Y e P.

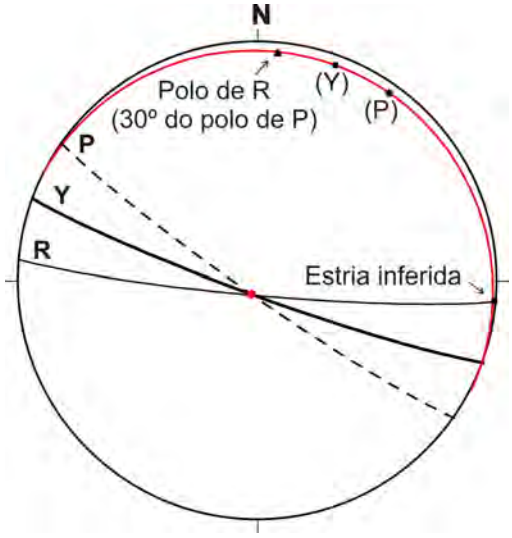

Figura 16: Fratura R estimada a partir da relação angular de Y e P. Estria inferida a 90º da interseção dos planos.

Os dois planos projetados no diagrama de Schmidt-Lambert delimitam quatro diedros retos, dois em compressão e dois em distensão, os quais indicam a área de maior probabilidade de conter as tensões σ_1 e σ_3 respectivamente (Figura 17). Para saber quais dos diedros são de compressão ou distensão verifica-se o sentido de movimento da falha indicado pela estria. A Figura 17 exemplifica um plano de falha (PF) com deslocamento normal indicado pela direção da estria (S), os espaços no diagrama entre o plano de falha e o plano auxiliar (PA) representam zonas compressivas (σ_1) e os espaços em branco são zonas distensivas (σ_3).

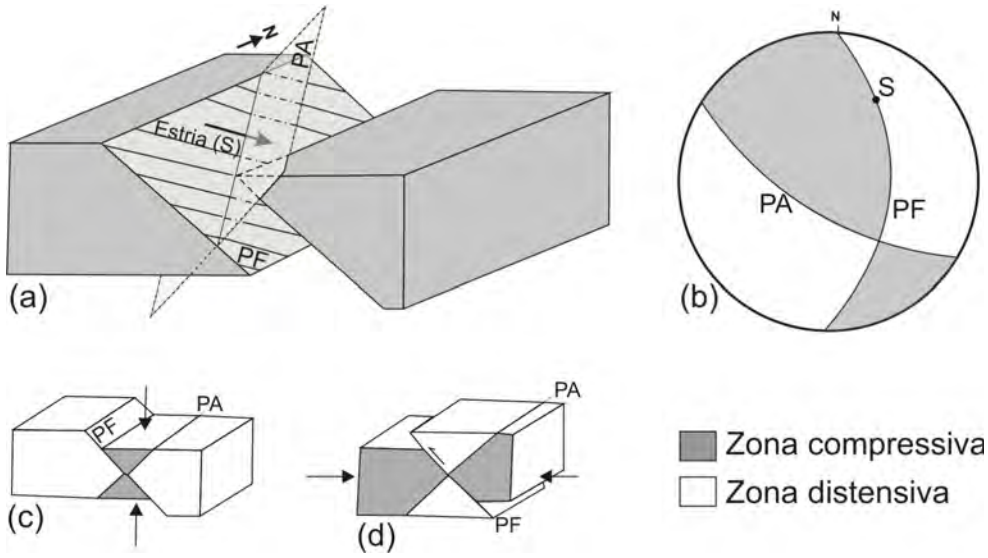

Figura 17: Esquema do conceito de diedros retos. (a) Plano de falha (PF) com estria (S) indicando movimentação normal e plano auxiliar (PA) ortogonal ao plano de falha e a estria; (b) projeção dos planos e estrias no diagrama de Schmidt-Lambert com a indicação dos diedros de compressão e distensão; (c) diedros retos para uma falha normal; (d) diedros retos para uma falha reversa. Modificado de Vicente *et al.* (1992).

O método dos diedros retos é aplicado para um conjunto de falhas compatíveis, ou seja, que tenham sido geradas em um mesmo evento deformacional, obtendo uma porção no espaço comum a todos os diedros de compressão e uma porção comum aos diedros de distensão (Figura 18). Quanto maior a variação de medidas compatíveis, mais restritas são as regiões de σ_1 e σ_3, porém não é dada uma direção vetorial para as tensões e sim uma área de concentração dos eixos, levando-se em conta que a tensão intermediária (σ_2) é o pólo do plano que contém σ_1 e σ_3, e seu valor só pode ser determinado por meio de cálculos complementares (Torquato *et al.* 1996). O método dos diedros retos pode ser aplicado de forma manual, no diagrama de Schmidt, ou automático, com o uso do programa TRADE ou Stereonet 2.4.

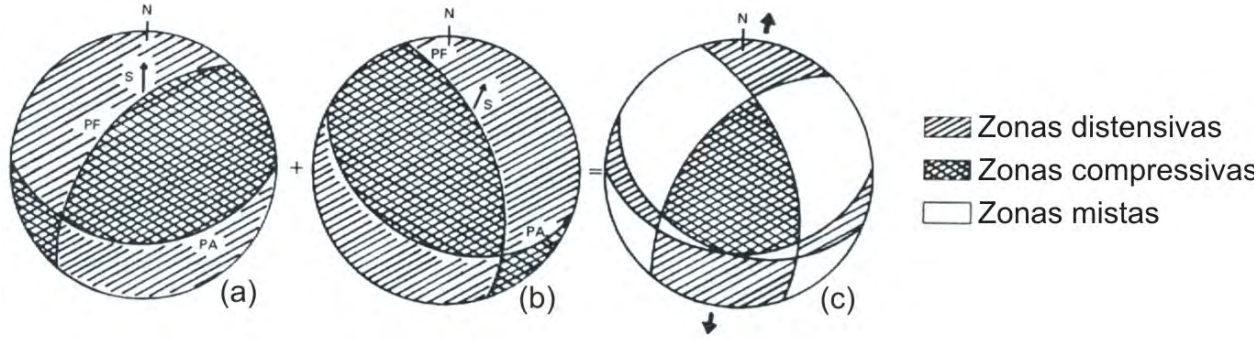

Figura 18: Esquema do princípio do método de Angelier com exemplo de falhas normais. O somatório das figuras (a) e (b) gera a última (c), PF é o plano de falha; PA é o plano auxiliar; S é o sentido de movimento da falha. Modificado de Torquato *et al.* (1996).

O principal critério para determinação das direções das tensões pelo método de Turner é a deformação triaxial referente ao plano de falha, onde $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Este critério é conhecido como critério de Mohr-Coulomb, o qual representa graficamente o estado de tensão obtido por experimentos triaxiais (Marshak & Mitra 1998 e De Freitas *et al.* 2005). Os valores de tensão (σ_1, σ_2 e σ_3) obtidos por meio deste método são vetoriais, para cada plano de falha contendo estria e indicação de sentido de movimento.

Para cada plano de falha (Figura 19A) projeta-se um plano auxiliar que contém a estria e o pólo do plano de falha, ou seja, ortogonal ao plano de falha (Figura 19B). Segundo De Freitas *et al.* (2005) o eixo de σ_1 está inserido neste plano auxiliar e possui um ângulo α em relação a estria entre 20º e 40º, o ângulo geralmente é de 30º para fraturas rúpteis. O eixo σ_3, contido no plano auxiliar, posiciona-se a um ângulo β, complementar de α, em relação ao mesmo referencial (estria) e com rotação no sentido oposto. O vetor de σ_2 está contido no pano de falha e perpendicular à estria. A representação das tensões em bloco diagramas e em diagramas está na Figura 19.

O método de Turner é aplicado a falhas individuais, uma vez que o dado de tensão é vetorial para cada falha. As direções dos vetores das paleotensões são obtidas no programa Sigmas (De Freitas 2006), o qual gera uma tabela com as medidas das mesmas. Para a análise de um conjunto de falhas, utiliza-se as tabelas com os valores dos sigmas, gerando diagramas de contorno para representação da densidade dos eixos das tensões obtidas.

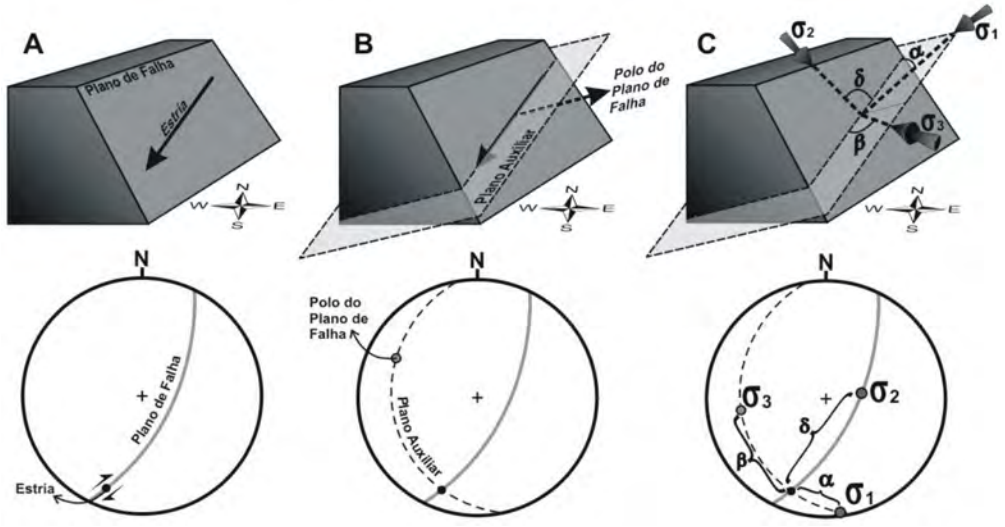

Figura 19: Obtenção das tensões pelo critério de Mohr-Coulomb. (A) Bloco diagrama e visualização ciclográfica do plano de falha e estria indicando o movimento; (B) Plano auxiliar que contém σ_1 e σ_3; (C) Indicação das tensão e relação angular com a estria. Fonte: De Freitas *et al*. (2005).

Segundo Marshak & Mitra (1998), uma geração de estruturas refere-se a um conjunto de estruturas (lineações, foliações, clivagens, dobras, falhas) que se formaram durante um mesmo intervalo de tempo em resposta a um mesmo campo de tensão. Uma fase de deformação é o intervalo de tempo durante o qual uma única geração de estruturas é produzida. Um evento de deformação consiste em uma ou mais fases de deformações que são temporalmente e geneticamente relacionadas. Com base nestes conceitos e na análise cinemática e paleotensões, caracterizou-se as fases de deformações que afetaram as rochas da bacia e do embasamento. Devido à dificuldade em reconhecer a relação cronológica das estruturas descritas em todos os afloramentos, as interpretações basearam-se na relação conjunta entre as estruturas descritas em campo imagens e os diagramas de paleotensões. O método para separar e relacionar cronologicamente as fases de deformação consistiu em avaliar as relações espaciais entre conjuntos de estruturas superpostas, discriminando aqueles que apresentavam coerência cinemática. Quando a relação cronológica não era facilmente observada em campo, a separação em fases baseou-se na compatibilidade das estruturas aos diversos conjuntos de paleotensões determinados.

3 GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia do Amazonas compreende as anteriormente denominadas bacias do Médio e Baixo Amazonas (Caputo, 1984). É uma bacia intracratônica, com cerca de 500.000 km², abrangendo parte dos estados do Amazonas e Pará (Cunha *et al.* 1994). A bacia está limitada pelo Arco de Purus a oeste (Figura 20), separando-a da Bacia do Solimões e pelo Arco de Gurupá a leste, limite com a Bacia de Marajó. É preenchida por rochas fanerozóicas de espessura de 5.000 m aproximadamente (Costa 2002). A Bacia do Amazonas se instalou sobre as rochas do Cráton Amazônico, o qual está inserido no contexto da Plataforma Sul-Americana (PSA) definida por Almeida (1967). O cráton compõem um embasamento dividido em dois escudos, o das Guianas ao norte e do Brasil Central ao sul, separados pelas rochas sedimentares da Bacia do Amazonas.

Figura 20: Bacias intracratônicas brasileiras (Souza-Lima 2005).

O embasamento da PSA é constituído por crosta continental arqueana e proterozóica formada durante 3 eventos orogênicos principais: Transamazônico, fim do Mesoproterozóico e Brasiliano (Almeida *et al.* 2000), que ocorreram em diversos locais dos atuais continentes africano e sul-americano. O evento Brasiliano ocorreu por todo o Neoproterozóico e Cambriano, quando teve lugar a consolidação dos cinturões de dobramento com os núcleos cratônicos, formando assim o supercontinente Gondwana (Almeida 1967). Este seria o último evento colisional que o Cráton do Amazonas participou, representado pelos cinturões Araguaia, Paraguai e Tucavaca ao seu redor (Geraldes 2007).

Desde a década de 70 diversos autores vêm estudando e propondo evoluções geológicas para o cráton. Os trabalhos do projeto RADAM, na década de 70, foram utilizados como base para o trabalho de Almeida *et al.* (1977), o qual definiu províncias estruturais para o Cráton do Amazonas. A partir de dados geocronológicos Cordani *et al.* (1984) apresentam um modelo para o embasamento da Bacia do Amazonas com um núcleo arqueano envolvido por cinturões móveis de idades paleo a mesoproterozóica. Outra proposta de modelo geotectônico para o embasamento é a de Costa & Hasui (1997). Com base na análise de dados litoestruturais, gravimétricos e magnetométricos, estes autores reconheceram blocos crustais de granito-greenstone de idade arqueana circundados por cinturões de alto grau, representados por zonas de cisalhamento transcorrentes e de cavalgamentos com direções principais NE-SW, NW-SE e ENE-WSW (Figura 21).

As propostas mais aceitas atualmente para evolução do Cráton Amazônico são de Tassinari & Macambira 1999 (Figura 22) e Santos *et al.* 2000 (Figura 23). Os primeiros autores subdividem o Cráton do Amazonas em seis províncias geocronológicas com limites traçados com base em análises isotópicas do embasamento metamórfico, dados geofísicos e características geológicas das rochas. As províncias, da mais antiga para mais nova, possuem as denominações de Amazônia-Central (2,5 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,25-2,0 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95-1,8 Ga), Rio Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55-1,3) e Sunsás (1,3-1,0 Ga).

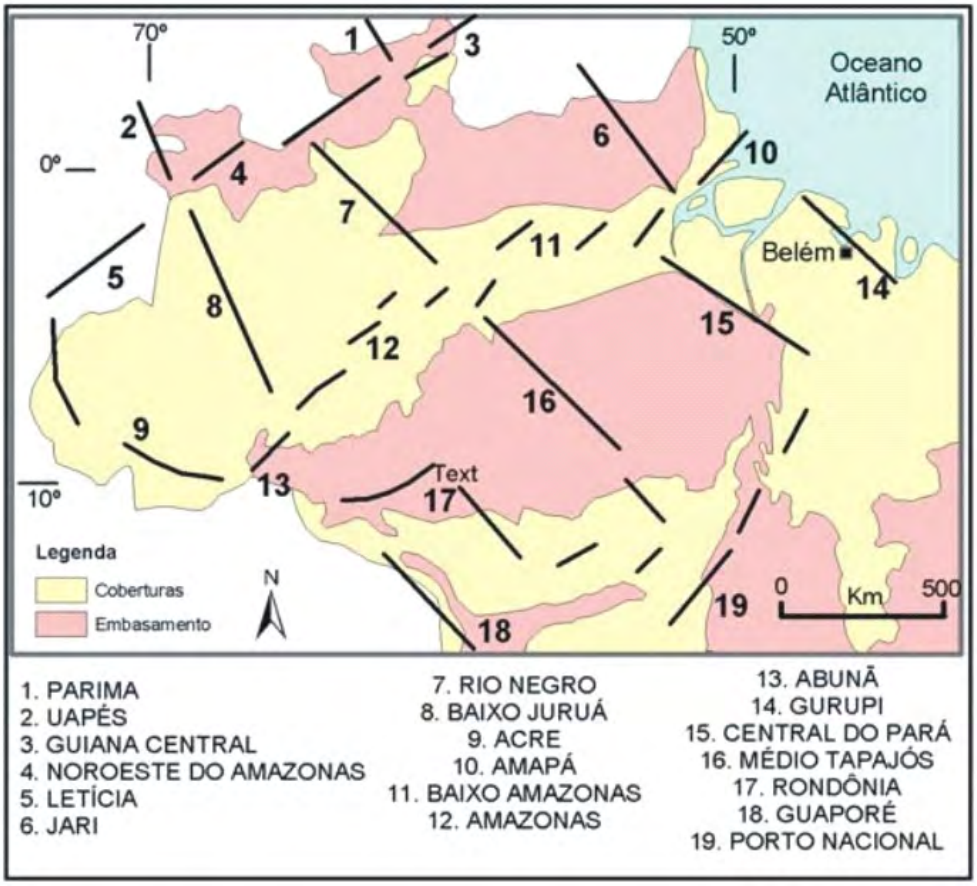

Figura 21: Blocos crustais e cinturões. Extraido de Costa & Hasui (1997).

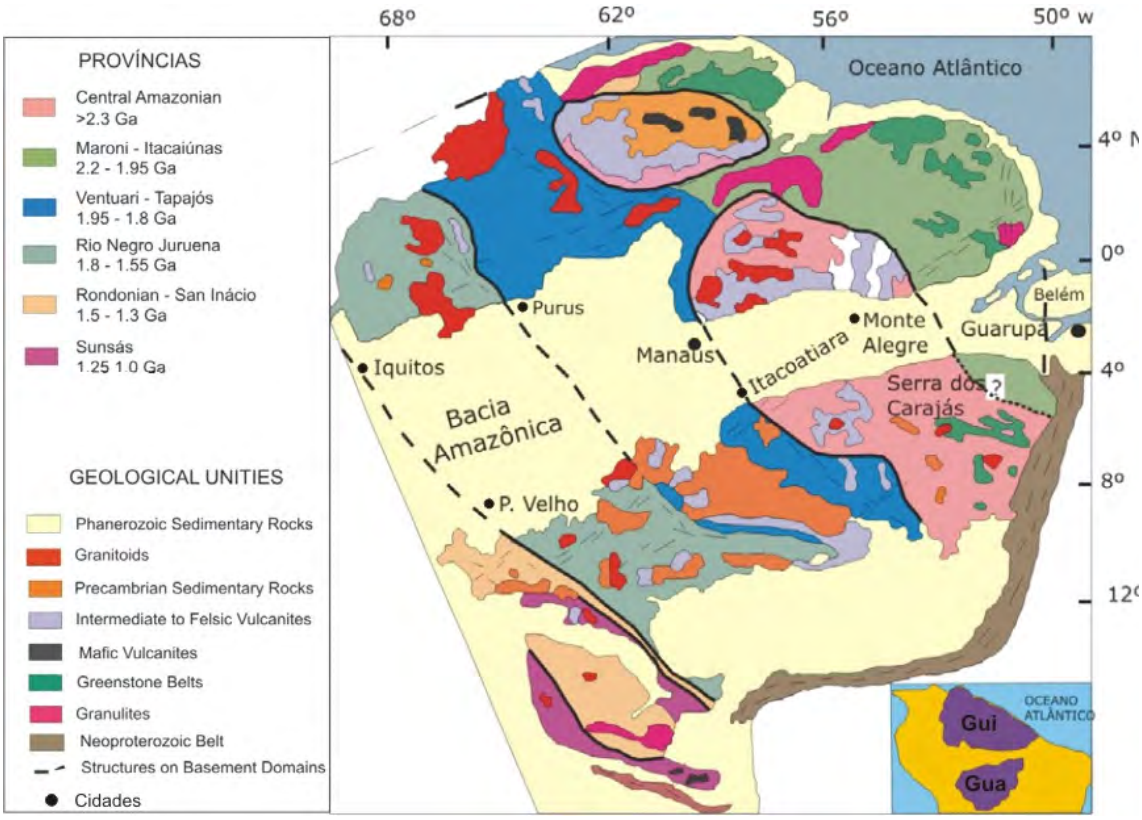

Figura 22: Províncias geocronológicas propostas por Tassinari & Macambira (1999).

Para Santos *et* al. 2000, o cráton pode ser subdividido em 7 provincias geocronológicas: Carajás e Imataca (3,1-2,53 Ga), Transamazônico (2,25-2,0 Ga), Tapajós-Parima (2,1-1,87 Ga), Amazônia Central (1,88-1,86 Ga), Rio Negro (1,86-1,52 Ga), Rondônia-Juruena (1,75-1,47 Ga) e Sunsás (1,33-0,99 Ga). Estes autores basearam-se principalmente em datações geocronológicas, consigerando dados estruturais e geológicos. O evento magmático Uatumã, representado por unidades de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas cálcio-alcalinas ácidas a intermediárias, possui idade *sensu lato* de 1.88 Ga (Juliani *et al.* 2006). Segundo os mesmos autores, estas unidades vulcânicas estão distribuídas nas províncias Tapajós-Parima e Amazônia Central, e foram interpretadas como formadas em orogenias oceano-continente.

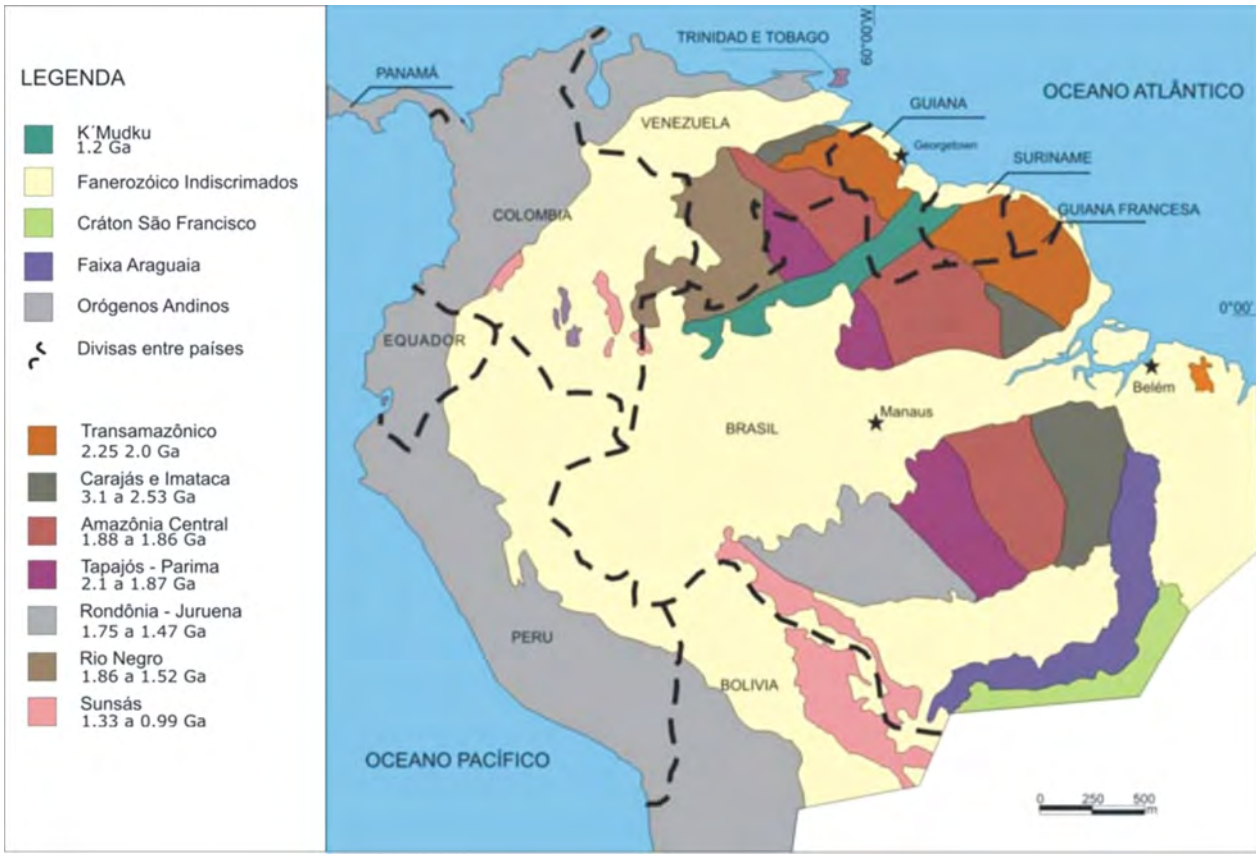

Figura 23: Províncias geocronológicas propostas por Santos *et al*. 2000.

Após a formação do embasamento da PSA, no chamado estágio de transição (Almeida 1967), ocorreu diminuição dos processos de dobramento e aumento dos processos de falhamento (fase tafrogênica), com a geração de fossas intermontanas, antefossas e bacias marginais, e conseqüente

preenchimento por sedimentos de origem detrítica continental e material vulcânico (Almeida & Hasui 1984). Estes sedimentos deram origem às rochas do Grupo Purus (Cunha *et al.* 1994), depositadas em sistemas alúvio-flúvio-lacustres.

Alguns autores relacionaram as falhas (eventos distensionais) e geração de material vulcânico a processos de rifteamento que poderiam ter originado a Bacia do Amazonas (Almeida 1967, Almeida *et al.* 2000, Zalán 2004). Outra proposta, sugere que a origem da bacia estaria relacionada à Orogênese Brasiliana, atuante na Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia (Almeida 1967, Caputo 1984, Brito-Neves *et al.* 1999). Estes autores consideraram a existência de esforços compressivos de direção E-W, reativando estruturas pré-cambrianas, e alívio destes esforços na direção N-S, iniciando um *rift*, e posterior resfriamento de massas plutônicas após esforços distensionais ocorrendo subsidência regional.

Ao analisar mapas gravimétricos de anomalia Bouguer, Bahia & Abreu (1985) e Costa (2002) chamaram atenção para um campo magnético anômalo de máximos gravimétricos no centro da bacia, constituindo um alinhamento ao longo do seu depocentro (Figura 24). Aqueles autores relacionaram a anomalia à presença de corpos densos na base da crosta originados por intrusão de magma básico associado a adelgaçamento da crosta. Para Costa & Hasui (1997) estas feições estão relacionadas à suturas arqueanas, reativadas por cavalgamentos e zonas de cisalhamento no Proterozóico, responsáveis pelo soerguimento de rochas da base da crosta, resultando nas anomalias.

Após o estágio de transição instalaram-se bacias paleozóicas gondwânicas na Placa Sul Americana, no período entre o Ordoviciano e o Jurássico, em ambientes continentais e marinhos (Almeida *et al.* 2000). Este estágio, chamado de estabilização, é marcado por uma calma tectônica com ausência de magmatismo e eventos deformacionais. Durante este período ocorreu a formação dos arcos de grande porte, explicados por Zalán (2004) e Cunha *et al.* (1994) como reativações das falhas do embasamento, devido à compressão e soerguimento provocados pelas orogenias na margem andina da placa gondwânica. Estas orogenias, segundo estes mesmos autores, também foram responsáveis pelas regressões marinhas que definiram as discordâncias na bacia. Os grupos Urupadi e Curuá, separados do Trombetas por uma

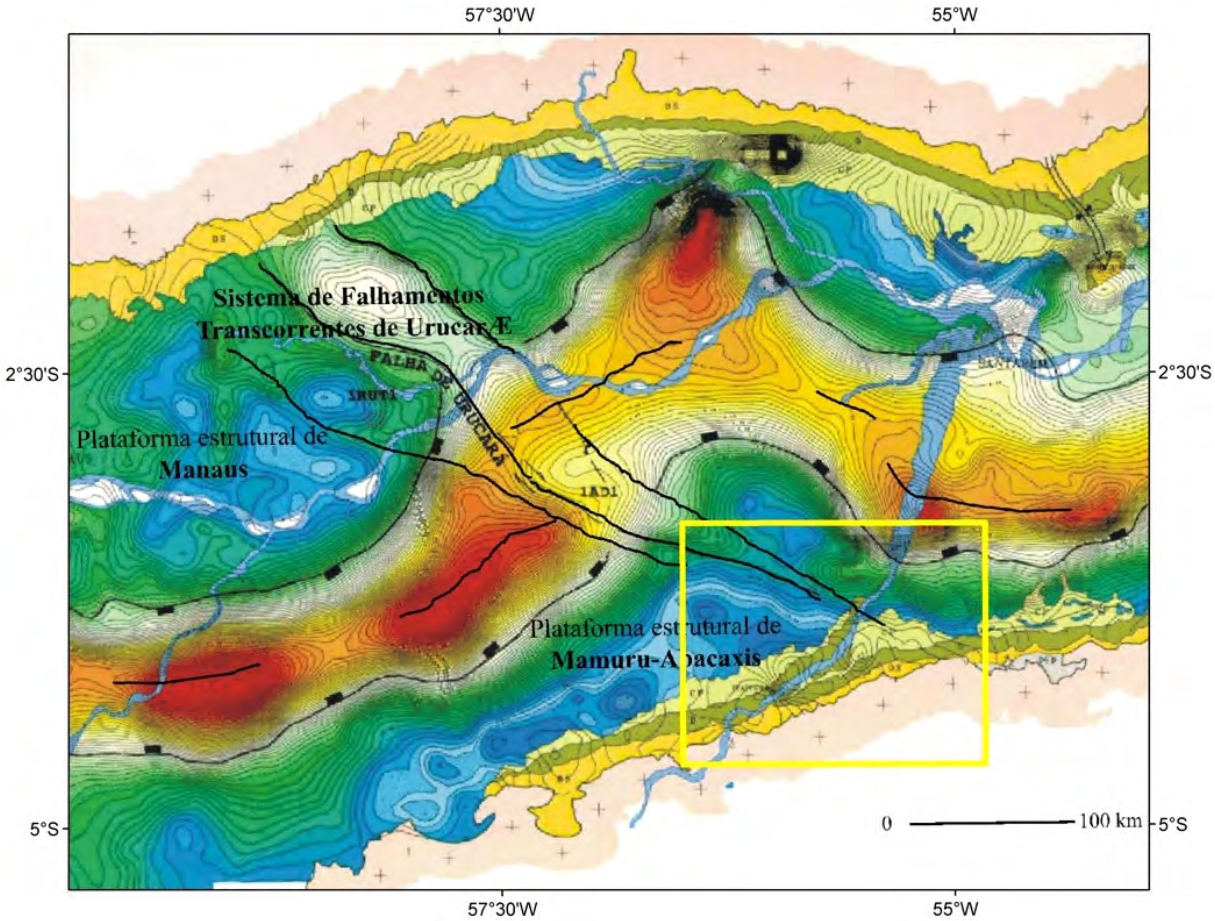

Figura 24: Mapa de anomalia Bouguer da Bacia do Amazonas. As linhas não contínuas correspondem ao eixo das anomalias positivas, que seguem o eixo de maior profundidade da bacia. Os traços contínuos são interpretações de três lineamentos que podem corresponder à zonas de cisalhamento do embasamento. O retângulo amarelo indica a área de estudo. Fonte: Costa (2002).

O Arco de Purus influenciou na deposição das primeiras unidades paleozóicas (Grupo Trombetas) da Bacia do Amazonas, pois impedia a conexão dos sedimentos com a Bacia do Solimões, depositadas em *onlap* sobre o arco (Cunha *et al.* 1994). A deposição neste estágio ocorria em ambiente glacial alternado com marinho, com ingressões de sedimentos de leste para oeste, ultrapassando o Arco de Gurupá, com unidades correlacionáveis as rochas das bacias do nordeste africano.

Com base na coluna estratigráfica proposta por Cunha *et al.* (1994), Figura 25, o Grupo Trombetas é composto pelas formações **Autás-Mirim** (arenitos e folhelhos neríticos neo-ordovicianos), **Nhamundá** (arenito neríticos e depósitos glacigênicos), **Pitinga** (folhelhos e diamictitos marinhos) e **Manacapuru** (arenitos e pelitos neríticos e litorâneos).

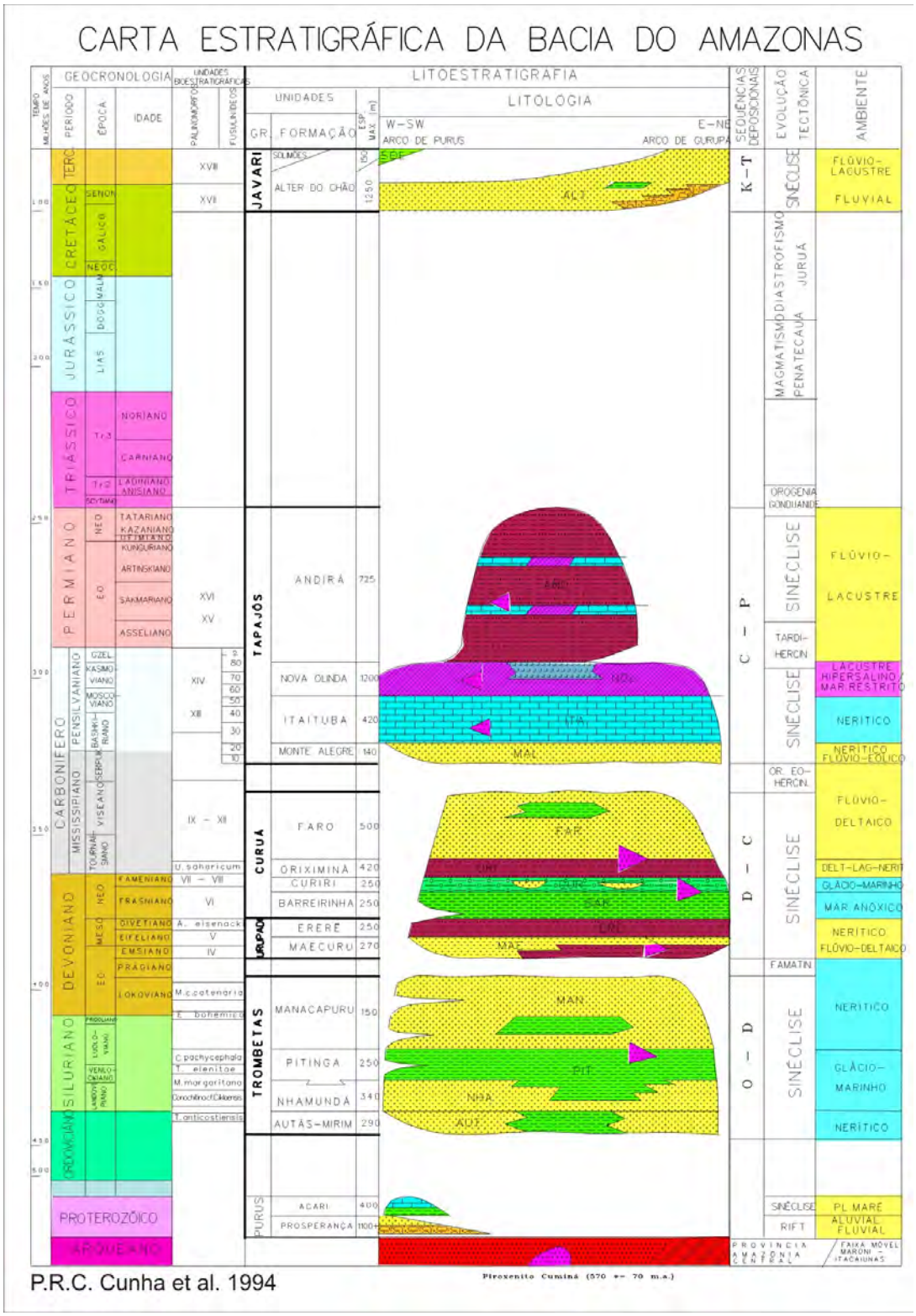

Figura 25: coluna estratigráfica da Bacia do Amazonas proposta por Cunha *et al.* (1994).

discordância provocada pela orogenia Caledoniana, possuem características trangressivas-regressivas, e sedimentação marinha com incursões glaciais. Estes grupos possuem correlação com as bacias africanas sem conexão com a

do Solimões. No Grupo Urupadi ocorrem as formações **Maecuru** (arenitos e pelitos neríticos deltaicos) e **Ererê** (siltitos, folhelhos e arenitos neríticos e deltaicos). Após um pulso regressivo foi depositado o Grupo Curuá, constituído pelas formações **Barreirinha** (folhelho negro), **Curiri** (diamictitos, folhelhos e siltitos de ambientes glaciais), **Oriximiná** (arenitos e pelitos fluviais regressivos) e **Faro** (arenitos flúvio-deltaicos).

Mudanças climáticas de frio para quente e árido caracterizam o novo ciclo transgressivo-regressivo representado pelo Grupo Tapajós, o qual está separado por discordância do Grupo Curuá, e contêm as formações **Monte Alegre** (arenitos eólicos intercalados com siltitos e folhelhos interdunas e lagos de ambiente desértico gradando para marinho raso), **Itaituba** e **Nova Olinda** (calcários de inframaré e evaporitos de planície de *sabkha*) e **Formação Andirá** (siltitos, arenitos e folhelhos avermelhados). Este grupo encerra a deposição paleozóica na Bacia do Amazonas.

Segundo Zalan (2004), a colisão final dos continentes Gondwana e Laurásia (orogenia Herciniana) no Neopermiano-Eotriássico, afetou a porção norte da PSA, gerando esforços de direção N-S que podem ter afetado o Escudo das Guianas e a Bacia do Amazonas transversalmente. Seguindo esta idéia, Cunha *et al.* (1994) afirmaram que esta orogenia provocou um soerguimento na bacia e originou uma discordância regional. Nesta fase, a Formação Andirá teria sofrido intenso processo erosivo, com remoção de aproximadamente 1.000m de seus sedimentos.

Após a deposição paleozóica e a Orogenia Herciniana começou, no interior da plataforma, intensa ativação de processos tectônicos que deram origem as margens passivas e ativas do atual continente Sul Americano, chamado por Almeida *et al.* (2000) de estágio de ativação. A ruptura da placa que ocorreu durante o Neotriássico ao Eojurássico, iniciou-se com eventos distensionais na direção leste-oeste, acompanhada de magmatismo básico, representado por intrusões de soleiras e diques com orientação N-S nos sedimentos paleozóicos (Cunha *et al.* 1994 e Zalan 2004). Durante a abertura do Atlântico Central houve a geração do rift de Marajó, que é separado da Bacia do Amazonas pelo Arco de Gurupá (Cunha *et al.* 1994). Após o evento distensivo da abertura do Atlântico Norte, a região NW da PSA foi dominada por esforços compressivos (Caputo 1984), cuja origem estaria relacionada à

convergência do continente com a placa do Pacífico, gerando um sistema de falhas transcorrentes, chamado de Diastrofismo Juruá. Esta estruturação, de direção NE-SW, ocorreu no fim do Jurássico e antes do Aptiano, pois seus registros estão marcados nas rochas básicas intrudidas nas rochas sedimentares paleozóicas durante o evento magmático e não afetaram as rochas da Formação Alter do Chão, aptiana.

O Grupo Javari foi depositado sobre a discordância do topo do Paleozóico, (Figura 25) que afetou as bacias intracratônicas do norte do Brasil, resultado do soerguimento causado pelos eventos tectônicos e magmáticos juro-cretáceos (Eiras *et al.* 1994). O relaxamento dos esforços compressivos criou sítios deposicionais que acomodaram as unidades cretácea e cenozóica da Bacia do Amazonas (formações Alter do Chão e Solimões). A Formação **Alter do Chão** (arenitos e pelitos avermelhados bioturbados) depositada no Neocretáceo, em paleoambientes de planícies abandonadas e rios entrelaçados com clima seco a úmido estenderam-se até as bacias sub-andinas. O soerguimento da cadeia andina, mudanças climáticas de árido para úmido e a transformação dos rios em lagos doces e rasos, são as condições nas quais foram depositadas as rochas da Formação **Solimões** (pelitos com restos de conchas, moluscos e vegetais).

A intensificação da Orogenia Andina, após o início da subducção da Placa do Caribe sob a Sul-Americana, gerou uma compressão de direção E-W que causou soerguimento da cordilheira, intensa erosão e conseqüente inversão da drenagem dos Andes para o Atlântico (Pindell & Tabbut 1995).

Sternberg (1950) foi o primeiro a interpretar feições morfológicas de drenagem e relacioná-las a eventos tectônicos, para região de Manaus, onde as drenagens estão orientadas segundo as direções NE e NW, causado por sistemas de fraturas. O mesmo padrão de drenagem foi reconhecido por Rezende & Brito (1973) para o rio Amazonas e seus afluentes. Neste trabalho os autores identificaram a projeção das anomalias morfoestruturais em subsuperfície a partir de seções sísmicas de reflexão, interpretando as descontinuidades de direção NW na seção paleozóica como falhas transcorrentes, compatíveis com eventos distensivos e o contexto cratônico da bacia (Figura 26).

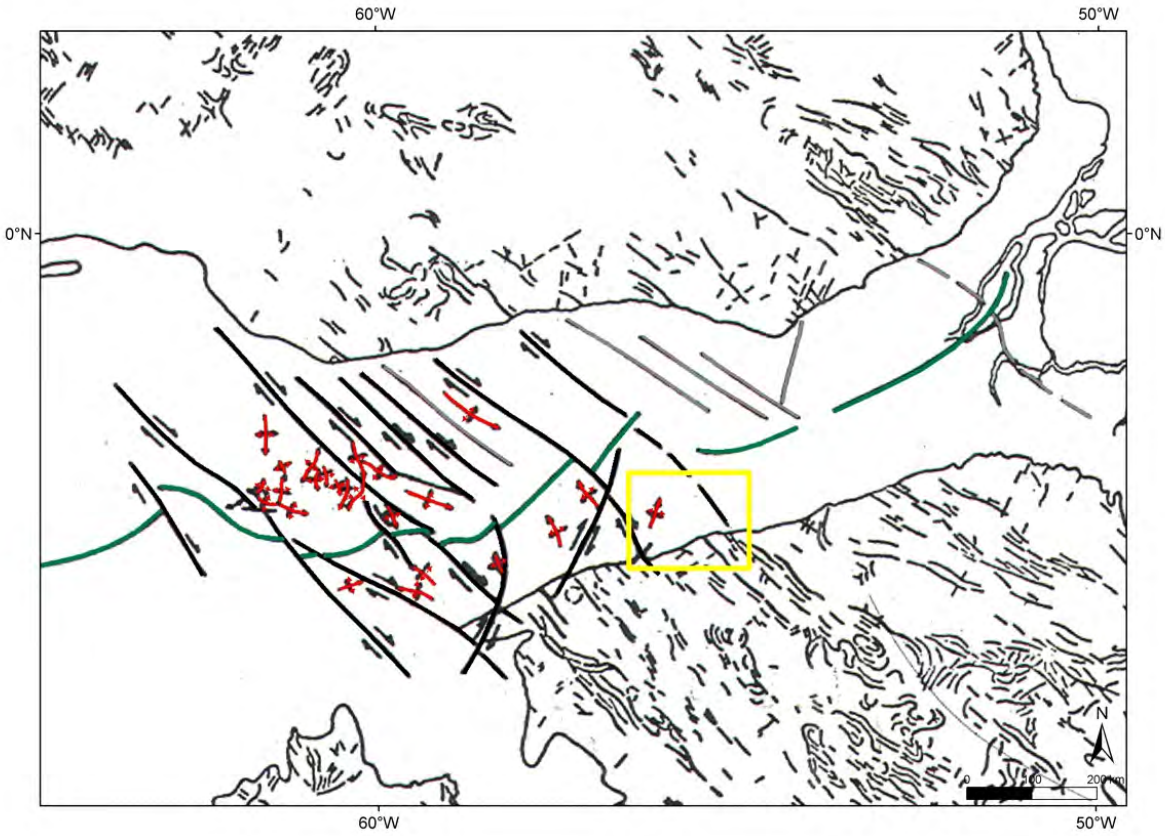

Figura 26: arcabouço tectônico proposto por Rezende & Brito (1973). O retângulo amarelo indica a área de estudo.

Estudos feitos por Wanderley Filho (1991) utilizando informações de mapeamento geológico, poços, mapas sísmicos, mapas gravimétricos, magnéticos e de isópacas indicaram direção preferencial NW dos lineamentos, tanto na bacia como no embasamento, com dois feixes principais de falhas normais de idade paleozóica nas bordas sul e norte da bacia, falha trascorrente de direção NW e cinemática dextral (Falhas Faro-Juruti e Manacapuru-Rio Negro) e sinistral (Paru-Anapu), Figura 27.

A evolução da rede de drenagem e esculturação do relevo estão intimamente ligadas a manifestações neotectônicas. Segundo Hasui (1990, *apud* Costa 2002) estas manifestações ocorreram na Amazônia devido a uma distensão de direção NW-SE em função de um binário E-W, favorecendo o desenvolvimento de estruturas transcorrentes dextrais e a reativação de outras.

Fortes (1996) apresentou um esquema de um megacisalhamento com distensão-rotação sinistrógira ao longo do eixo da bacia. A rotação do cisalhamento E-W gerou as falhas normais e abertas de direção NE-SW que

cortam obliquamente a bacia de um escudo ao outro e estaria associada à distensão N-S.

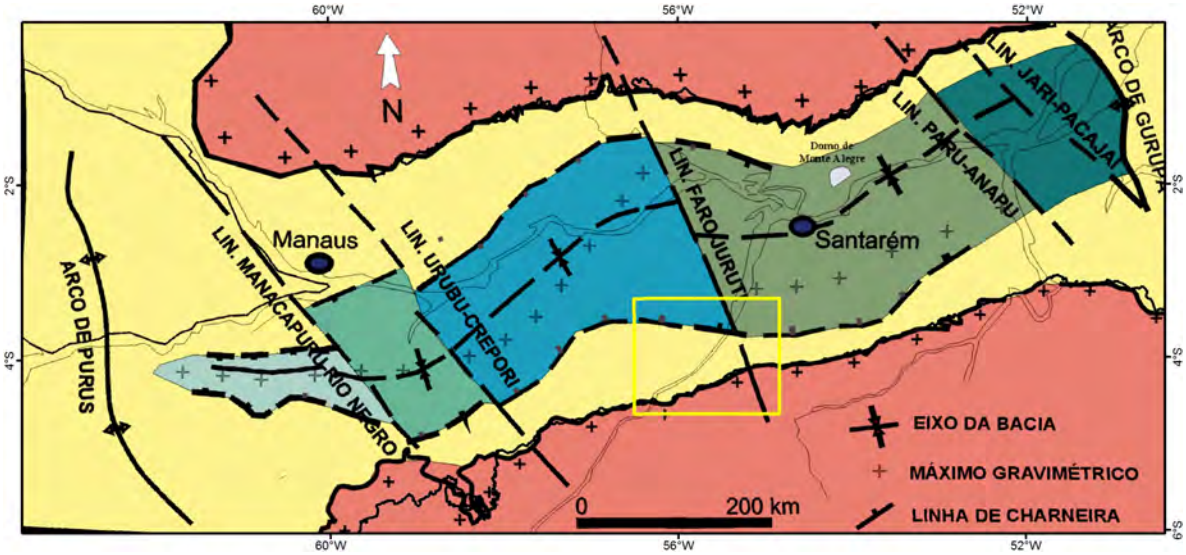

Figura 27: Lineamentos interpretados por Wanderley Filho (1991). Modificado de Costa (2002).

O trabalho de Costa (1995) é baseado em investigações de campo, análises de mapas plani-altimétricos e sensores remotos para reconhecimento das estruturas geradas por movimentação cenozóica presentes na região amazônica. Segundo o autor, as descontinuidades do Cráton do Amazonas tiveram papel importante na distribuição e arranjos neotectônicos, mediante reativações. O autor afirma que a deformação intraplaca causada pela rotação da Placa Sul-Americana para oeste, gerou um par conjugado dextral de direção E-W e, a partir do Mioceno, componentes de tensão passaram a operar no interior da plataforma, com transpressão na direção NW e transtensão na direção NE (Figura 28).

As feições que caracterizam a paisagem da região amazônica estariam relacionadas com movimentações intraplaca e com eventos compressivos que geraram a cadeia andina (Bemerguy *et al.* 2001). Os autores identificaram lineamentos NE-SW e ENE-WSW separados em seis compartimentos morfotectônicos cuja origem está associada com transpressão, transtensão e movimentação transcorrente de idade miocena-pliocena.

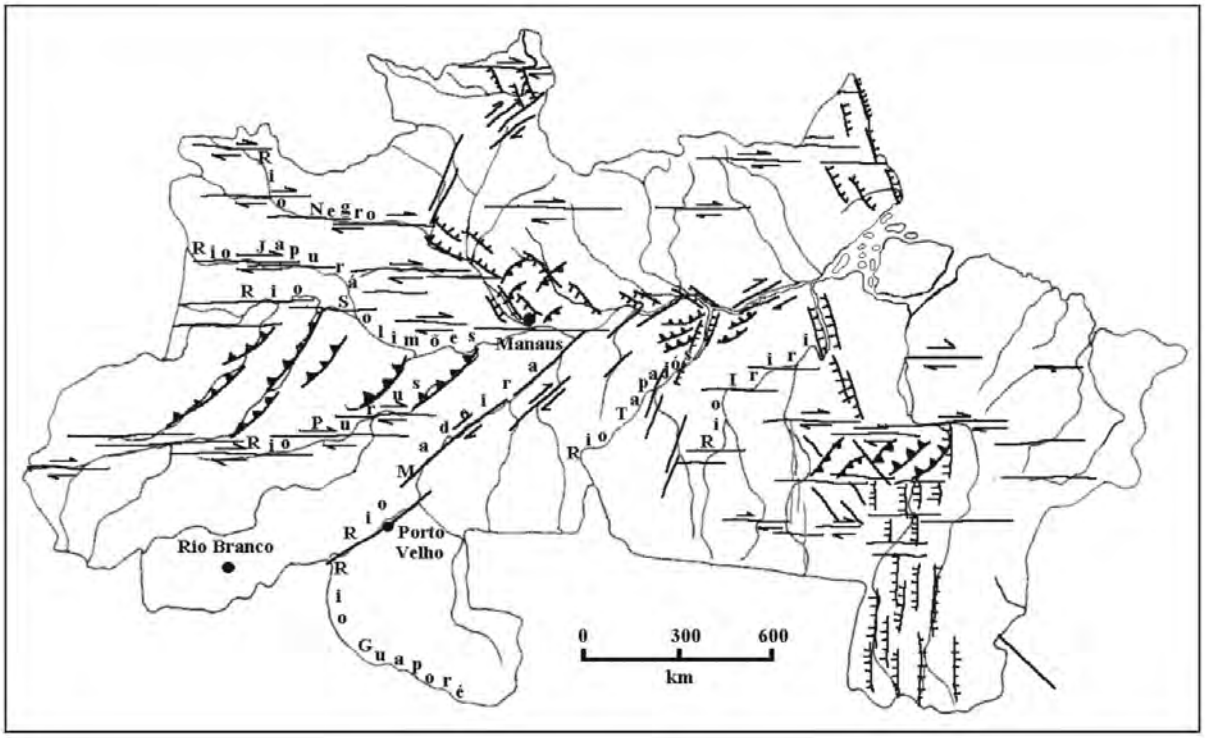

Figura 28: arcabouço tectônico da região Amazônica, mostrando as falhas maiores. Extraído de Costa (1995).

Com o objetivo de identificar estruturas cenozóicas, Costa (2002 e 2003) fez análise e interpretação de seções sísmicas da Bacia do Amazonas. Identificou estilos diferentes de estruturas de região para região, dividindo a bacia em 3 diferentes domínios e 8 setores estruturais. Nos setores Rio Abacaxis-Tapajós e Mamuru passa um sistema de falhas transcorrentes denominado de Urucará (Figura 29), com direção NW-SE, ativo do Eopaleozóico até o Cenozóico. As falhas transcorrentes NE estão amplamente distribuídas no trecho da bacia onde ocorre o sistema NW. A atuação conjunta do Sistema Urucará e falhas NE acentuam as falhas e dobras.

Miranda (1983) caracterizou e interpretou anomalias morfoestruturais na região amazônica utilizando imagens de sensores remotos (Landsat e Radar). Verificou que a disposição alinhada de algumas anomalias delineava importantes *trends* morfoestrurais com orientação ENE e NNW. A partir de análise estatística dos dados obtidos a partir da análise de feições lineares das imagens, caracterizou seis direções principais de lineamentos que configuram faixas estruturais, duas destas com boa correlação com os *trends* morfoestruturais definidos pelas anomalias. Considerou, ainda, que as feições

alinhadas são coincidentes com estruturações do embasamento da Bacia do Amazonas, sugerindo reativação fanerozóica.

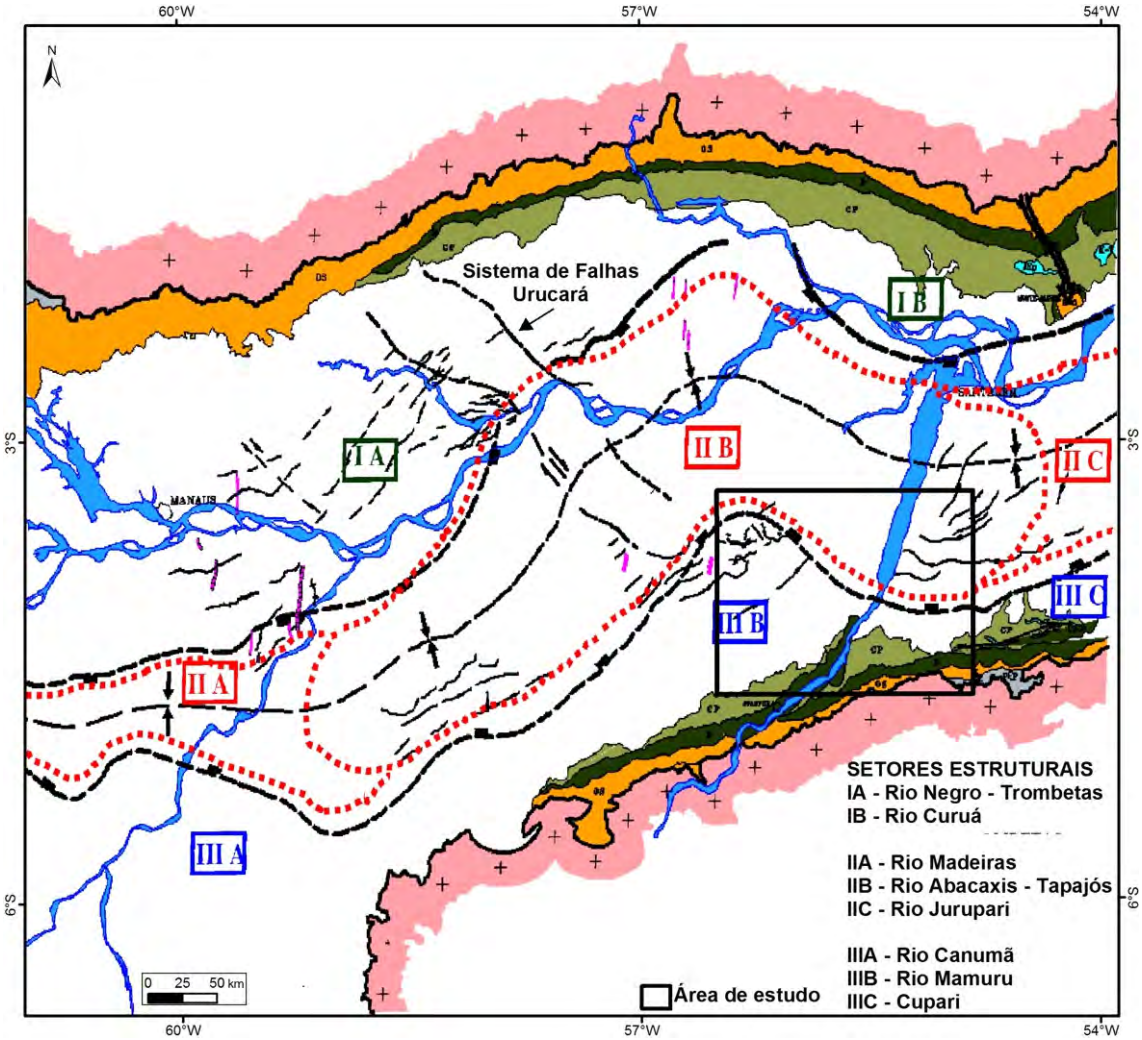

Figura 29: Setores estruturais propostos por Costa (2002). Sistemas de falhas transcorrentes de Urucará indicado pela seta. Retângulo indicando a área de estudo. Modificado de Costa (2002).

4 *ARCABOUÇO ESTRUTURAL*

As imagens SRTM (Figura 30), com resolução de 90 metros, foram utilizadas como base para identificação de estruturas no relevo. Após as modificações feitas no dado original, descritas no capítulo de métodos, obteve-se a imagem SRTM com as iluminações nos sentidos 0°, 45°, 90° e 315°, para realçar as morfoestruturas e facilitar o seu reconhecimento.

Os principais traçados correspondem a feições retilíneas negativas e positivas representadas por lineamentos com comprimentos de dezenas a centenas de quilômetros. Os lineamentos foram traçados primeiramente em

escala variando de 1:800.000 a 1:400.000 numa área regional, designados de primeira ordem, contínuos e com mais de 10 km, visando identificar as estruturas regionais. Para uma maior precisão do traço, os Lineamentos de 1ª ordem foram reposicionados sendo retraçados, na escala 1:200.000, chamados então de Lineamentos de 1ª ordem refinados (Figura 31). Para auxiliar na padronização do traçado, além do padrão de continuidade semelhante ao dos lineamentos de 1ª ordem (megalineamentos), foram detalhados os lineamentos ao longo do rio Tapajós, seguindo os padrões de fraturas encontrados no campo.

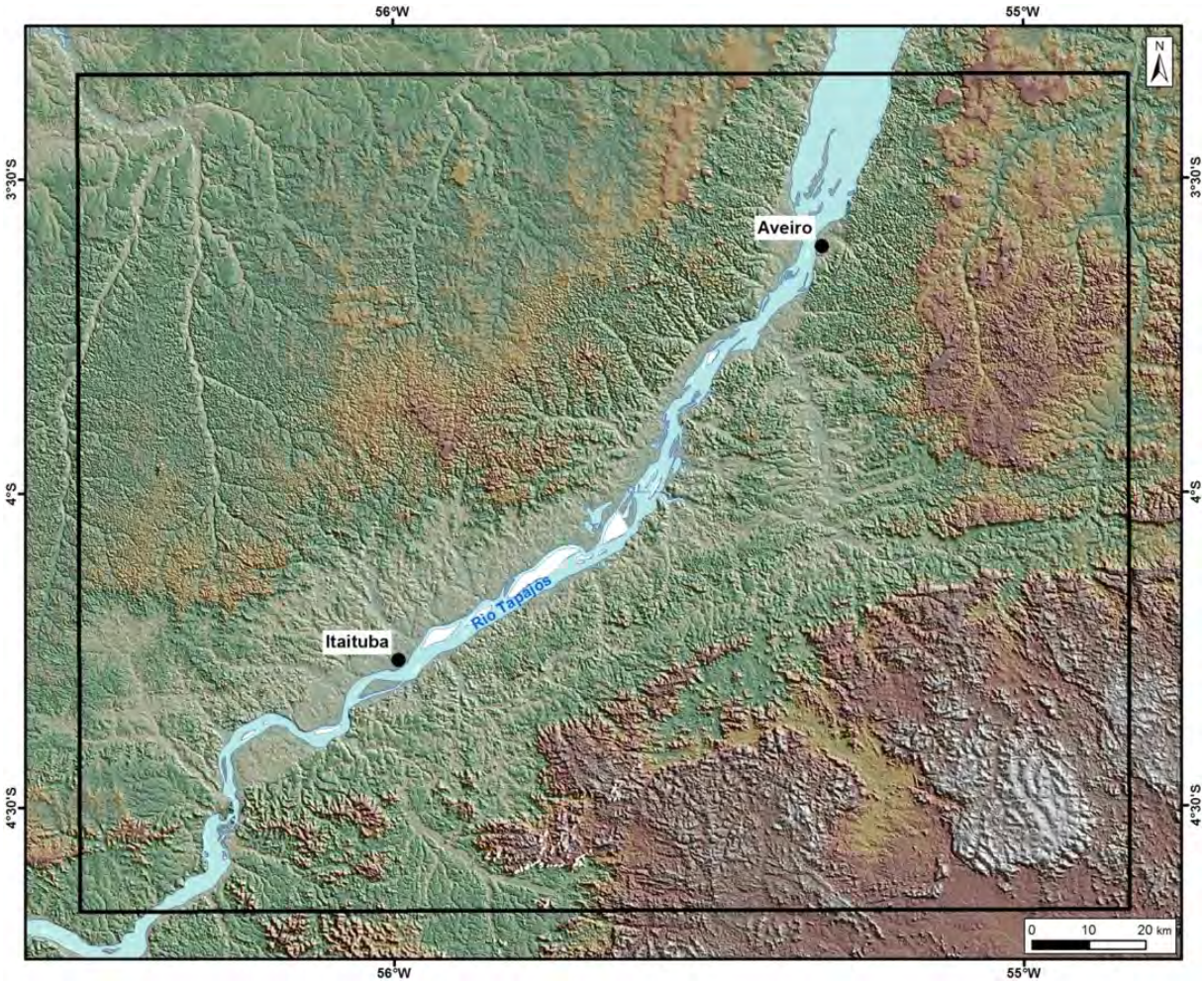

Figura 30: Mapa hipsométrico sobre modelo SRTM com azimute de iluminação de 45º para área de estudo.

Adicionalmente, foram traçados lineamentos de segunda ordem para toda a área, também na escala 1:200.000, que representam as feições/lineamentos ao redor dos lineamentos reconhecidos em menor escala, recobrindo a área fora dos lineamentos de 1ª ordem (Figura 32). Estes

lineamentos possuem menor comprimento que os lineamentos de 1ª ordem refinados, apesar da escala de interpretação ser a mesma.

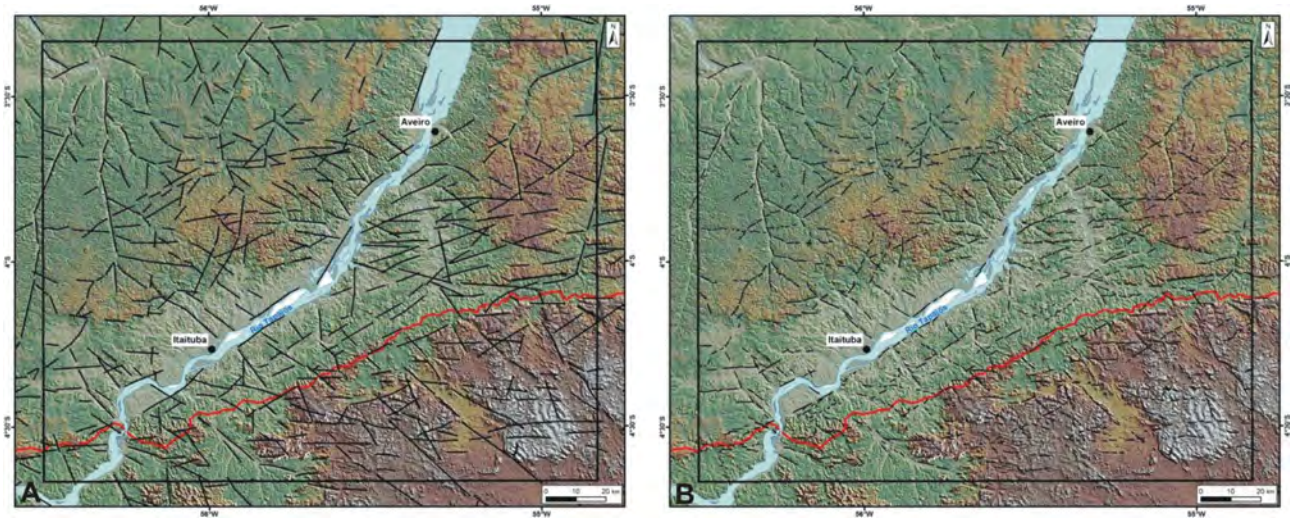

Figura 31: A) Megalineamentos (1ª ordem). B) Lineamentos refinados de 1ª ordem. Traço vermelho é o limite da bacia.

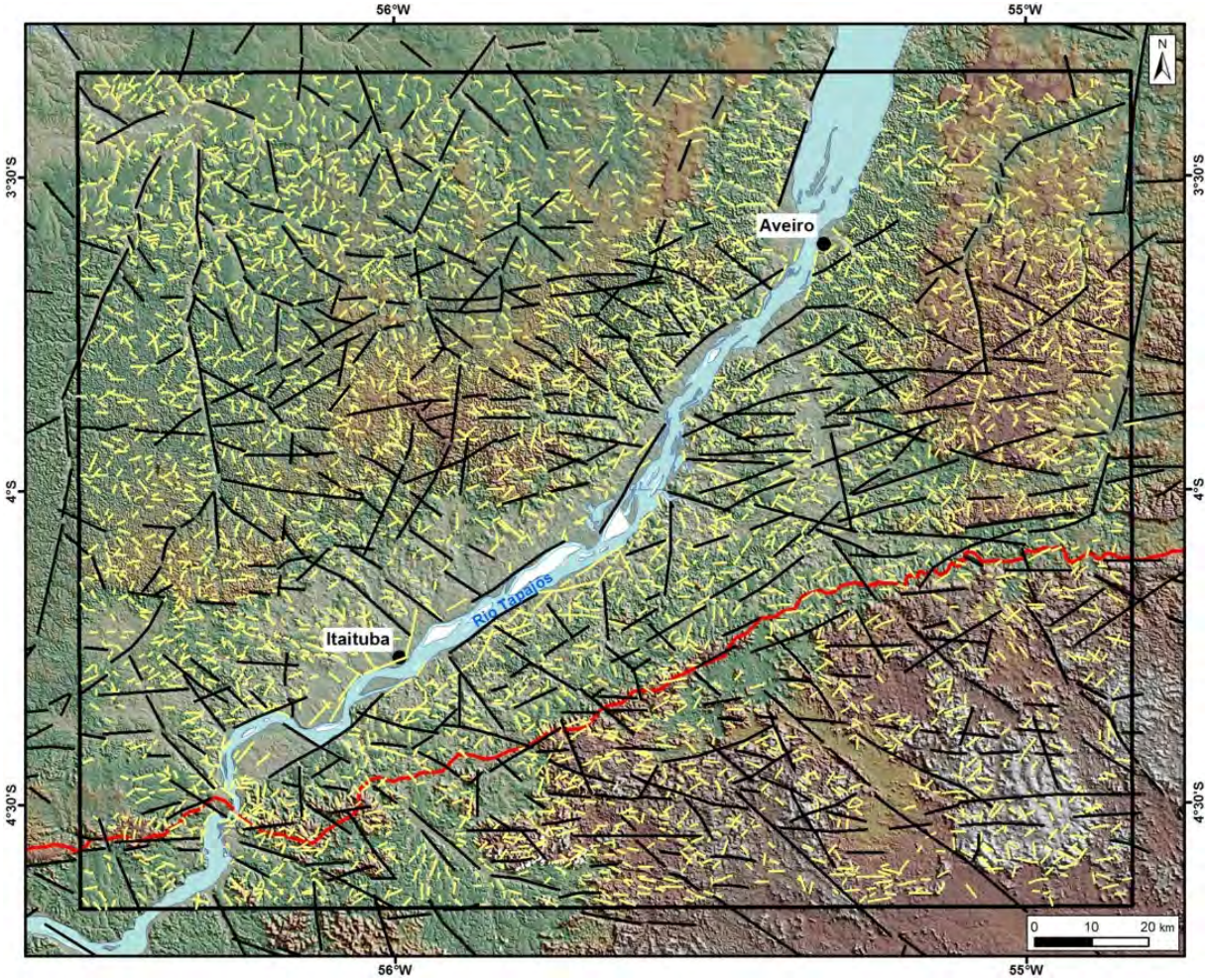

Figura 32: Lineamentos de 1ª ordem em preto e lineamentos de 2ª ordem em amarelo. Traço vermelho representa o limite da bacia.

A partir dos lineamentos traçados, diagramas de rosetas de comprimento e freqüência acumulados foram confeccionados utilizando o *software* RockWorks (2002) para análise geral das direções destes lineamentos. Ainda foram confeccionados gráficos da somatória dos comprimentos dos lineamentos separados por classe azimutal de dez graus.

Os lineamentos de primeira ordem mostraram-se mais freqüentes e com maior comprimento açulado na direção N80-90W, com mais de 170 traços e comprimentos acima de 530km (Figura 33).

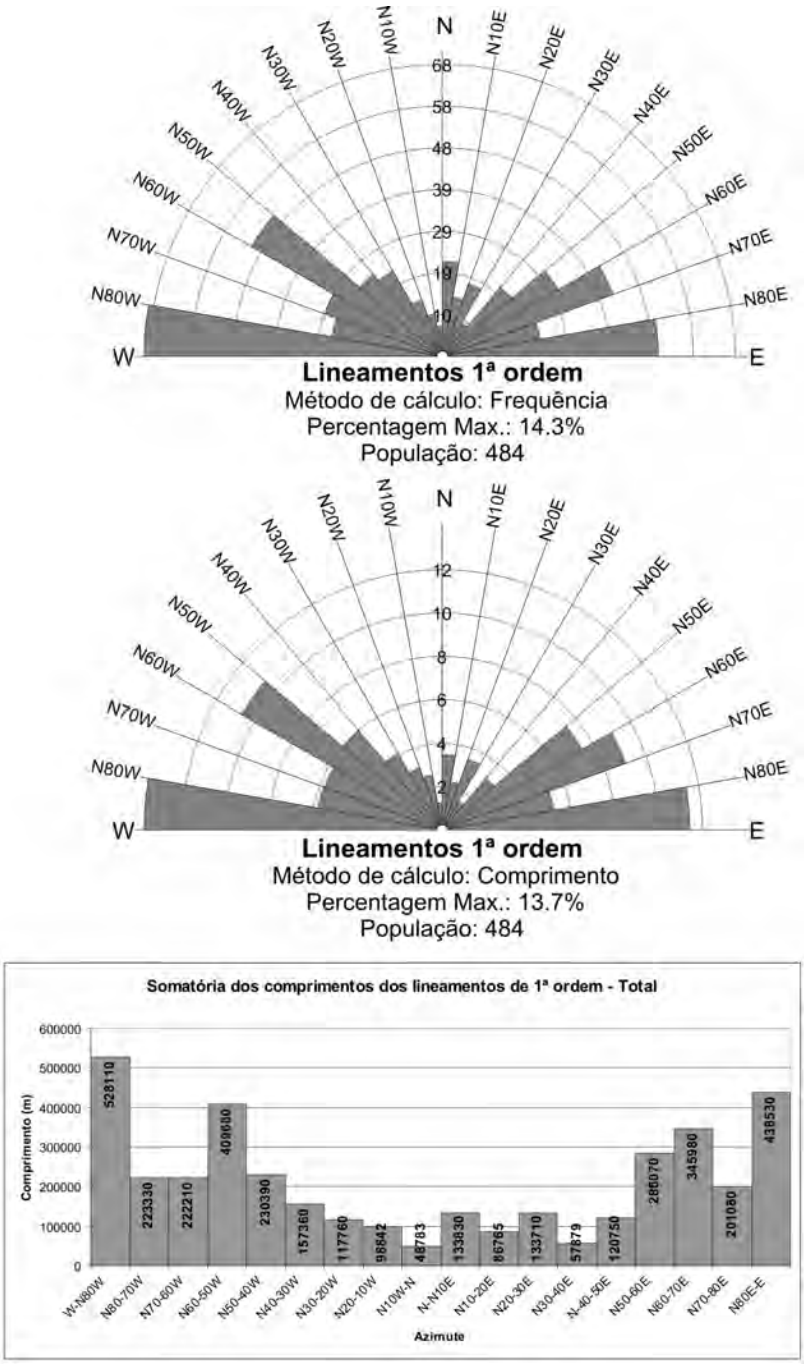

Figura 33: diagramas de comprimento e freqüência acumulados dos lineamentos de 1ª ordem.

A classe azimutal N50-60W é a segunda casse com maior freqüência (>50) e comprimentos de 409km. É possível notar que na direção N80-90E a frequência é semelhante a direção N50-60W, porém o comprimento é maior (438km), sugerindo que os lineamentos nesta direção são mais compridos que na direção NW (Figura 33).

A direção preferencial dos lineamentos de 1ª ordem refinados é N80-90E e N80-90W, com a somatória dos comprimentos de aproximadamente 375km e freqüência com mais de 170 lineamentos na mesma direção. As direções secundárias são N50-60W e N50-70E como mostra a Figura 34.

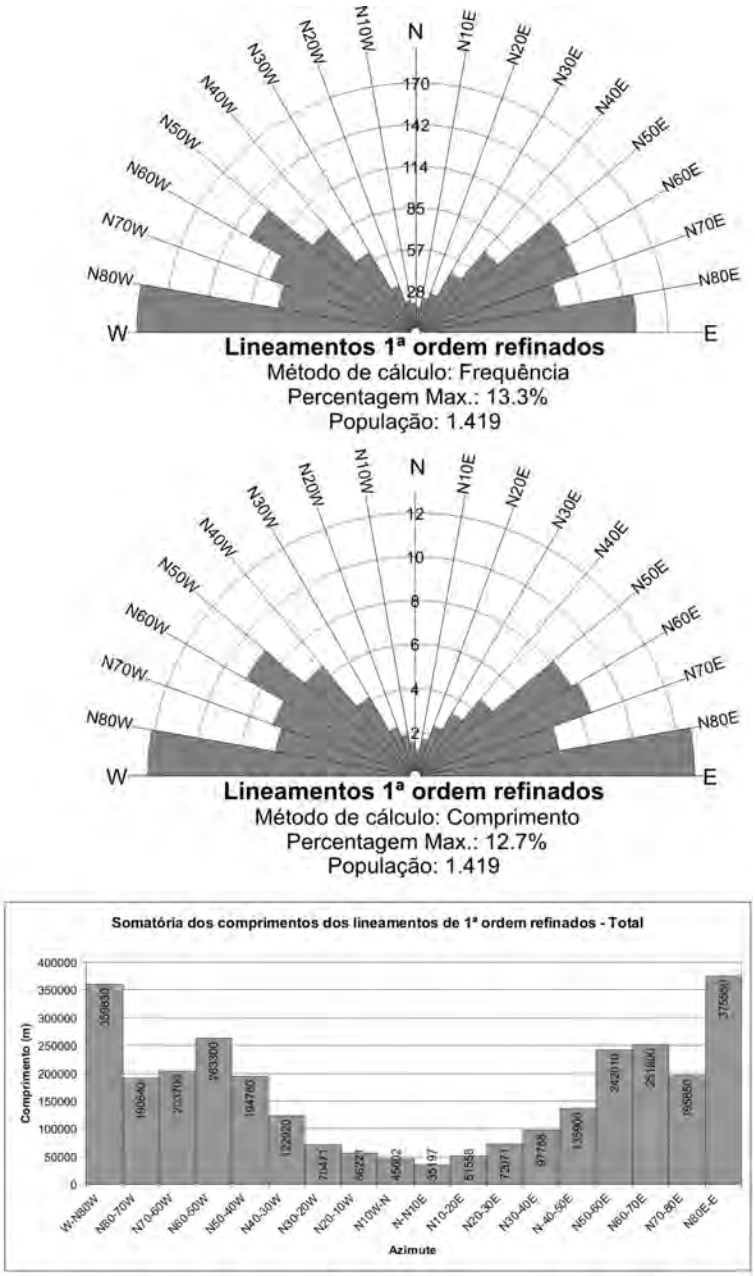

Figura 34: diagramas de comprimento e freqüência acumulados dos lineamentos de 1ª ordem refinados.

Os lineamentos de 2ª ordem possuem maior comprimento acumulado que os lineamentos de 1ª ordem refinados, apesar da escala de interpretação ser a mesma. Possuem direção preferenciais de N80-90W com mais de 420 lineamentos e comprimentos aculados de 700km. As direções secundárias são N50-60W e N50-60E, sendo que os lineamentos na direção NE possuem somatória do comprimento menores (578km) que aqueles de direção NW (594km). Outra direção pouco representativa, porém observada nesta escala de traçado, é a N10E com aproximadamente 170 lineamentos e somatória dos comprimentos de 244km, conforme mostram os diagramas da Figura 35.

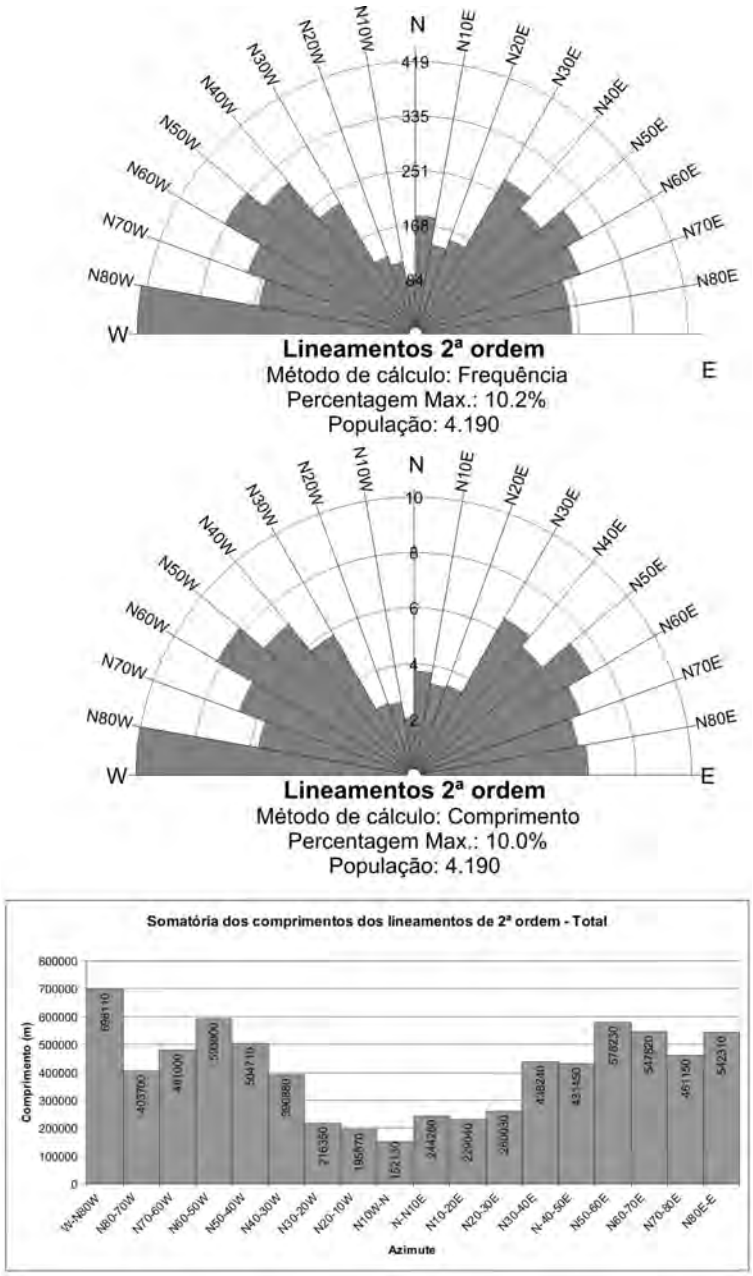

Figura 35: diagramas de comprimento e freqüência dos lineamentos de 2ª ordem.

Os lineamentos traçados possuem dispersão nas direções, em resposta a análise de comprimento e freqüência. Levando-se isto em conta, os lineamentos foram analisados e separados em: (i) lineamentos na bacia e (ii) embasamento (Figura 36).

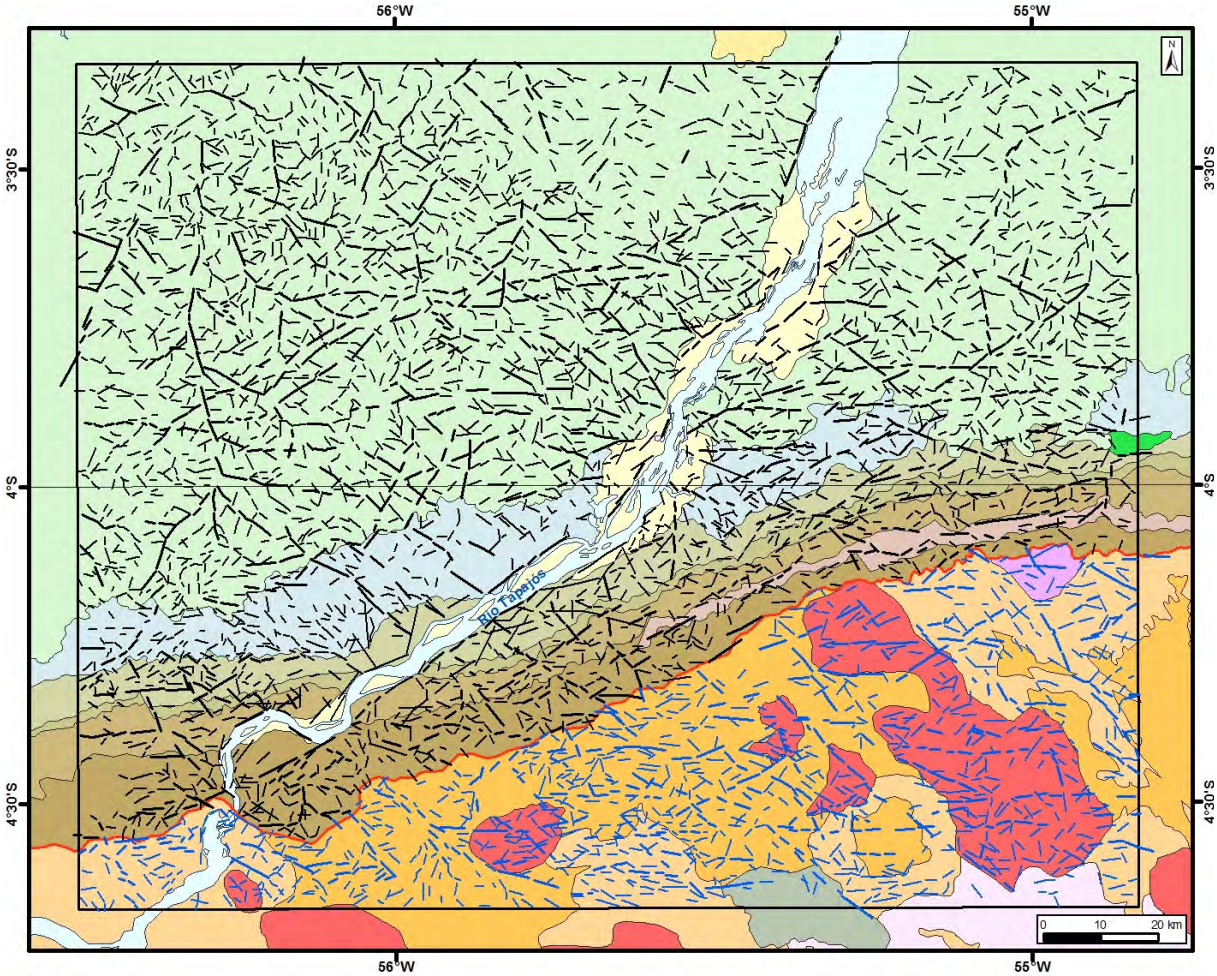

Figura 36: mapa geológico CPRM (2004) com lineamentos de 1ª ordem refinados e 2ª ordem, em pretos os da bacia e em azul os do embasamento. Traço vermelho representa o contorno da bacia.

A partir dos diagramas, gerados com os lineamentos separados para bacia e embasamento, nota-se a predominância da direção E-W, presente em todos os diagramas, variando de N80-90W a N80-90E. Nos lineamentos de primeira ordem (Figura 37) nota-se grande disperssão dos dados para bacia, com três direções principais – N80-90W, N60-70E e N50-60W com comprimentos variando de 259 a 310km nas classes principais. Nos lineamentos do embasamento notam-se duas direções marcantes – N80-90W/N80-90E e N50-60W (Figura 38), e os comprimentos de 215km e 178km. As maiores estruturas NE ocorrem na porção da bacia, ao longo do Rio

Tapajós. A ausência da direção NE no diagrama de primeira ordem para o embasamento deve-se também ao fato de a área não incluir grande extensão do rio na porção interpretada.

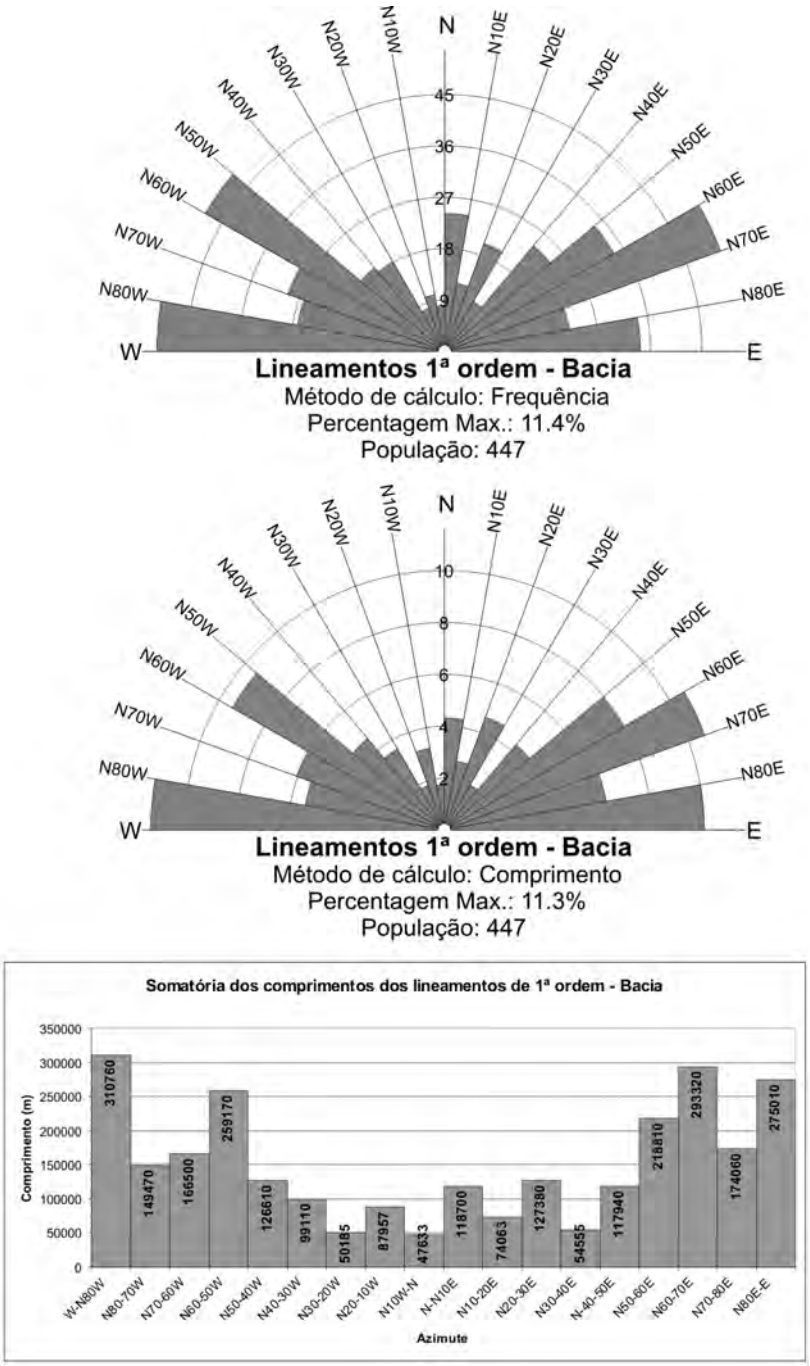

Figura 37: diagramas de comprimento e freqüência acumulada dos lineamentos de 1ª ordem para bacia.

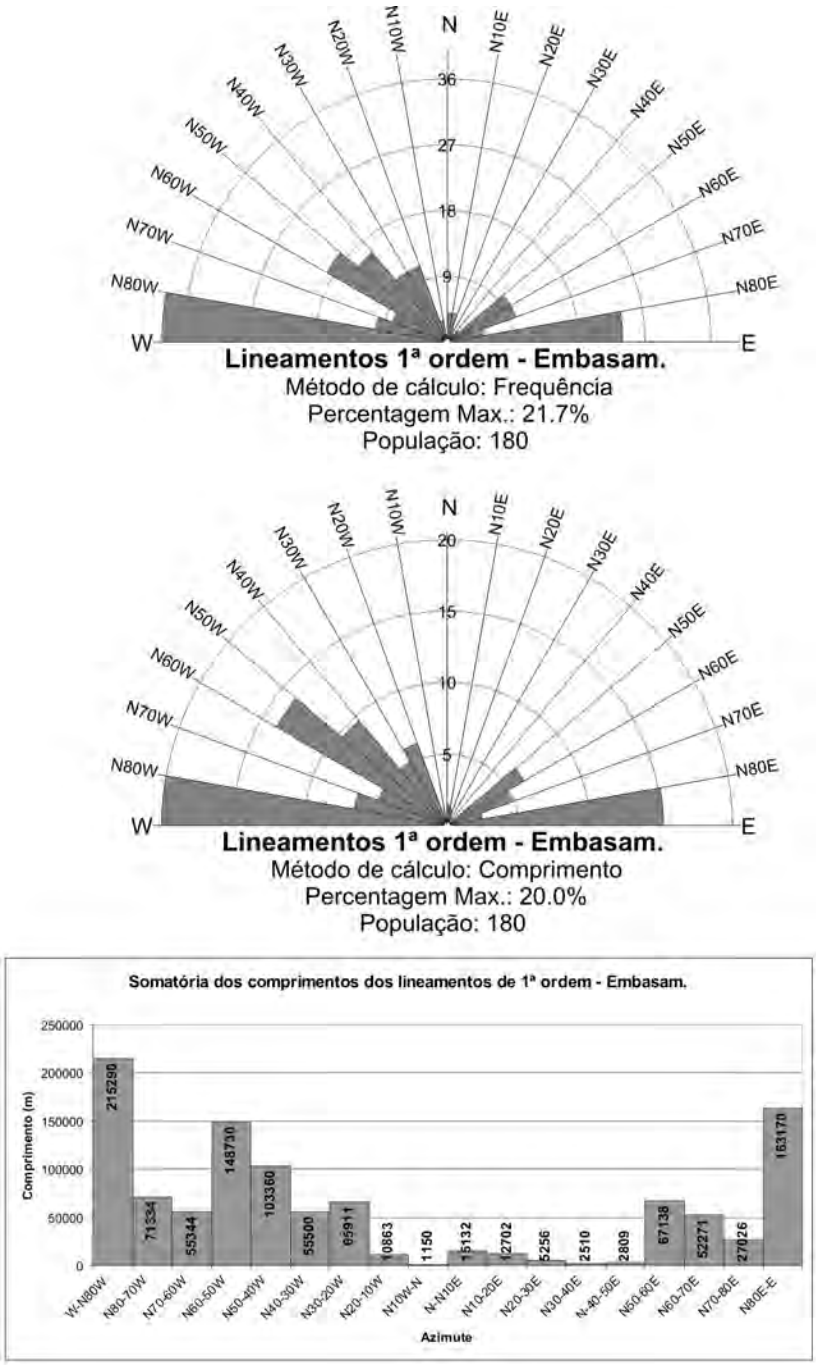

Figura 38: diagramas de comprimento e freqüência acumulada dos lineamentos de 1ª ordem para embasamento.

Nos lineamentos de primeira ordem refinados (Figura 39) nota-se nos diagramas da bacia três direções principais – E-W (N80-90W e N80-90E), ENE (N50-70E) e N50-60W. O padrão de direção dos lineamentos do embasamento é semelhante aos lineamentos de primeira ordem e primeira ordem refinados (N80-90W/N80-90E e N50-60W), conforme a Figura 38 e Figura 40. As principais direções possuem os comprimentos dos lineamentos com 162 a 226 km para bacia e de 100 a 150 km para o embasamento.

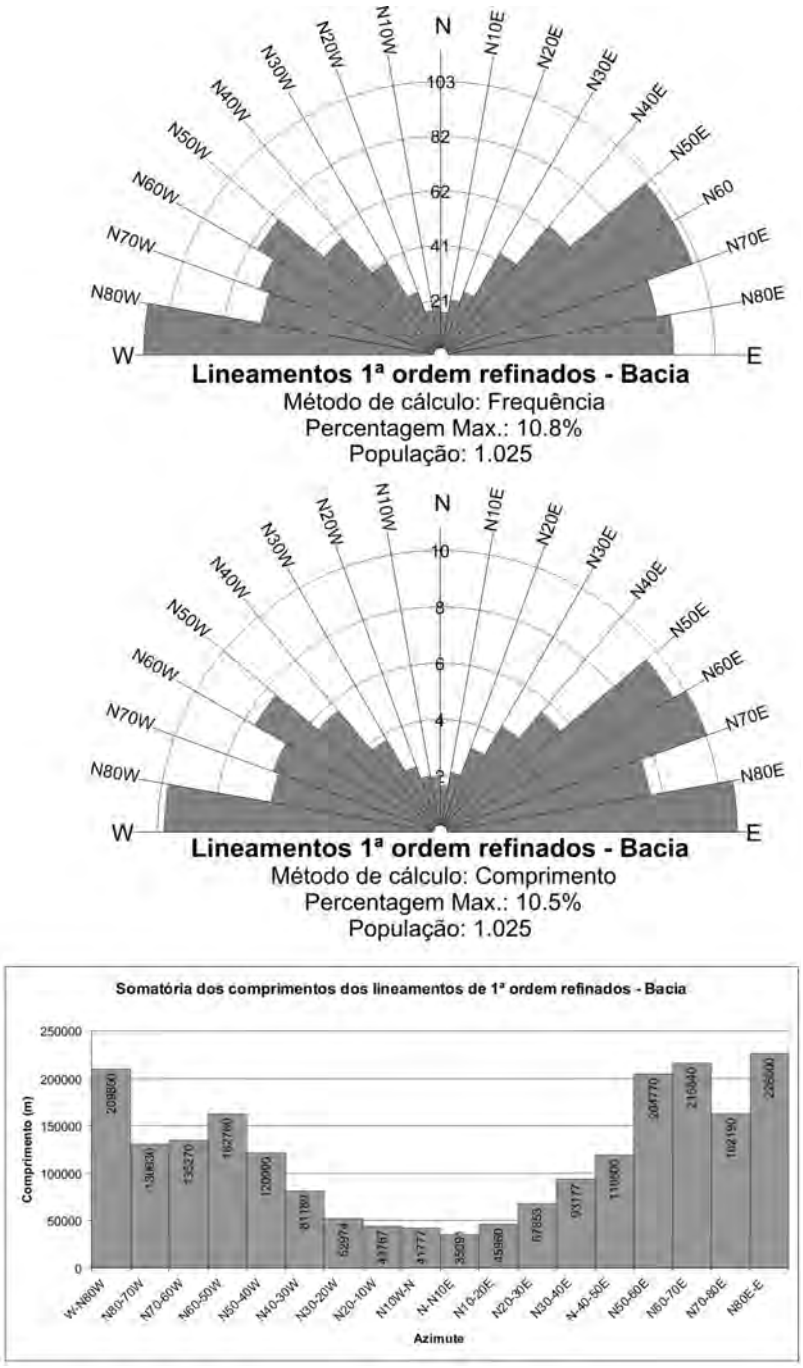

Figura 39: diagramas de comprimento e freqüência acumulada dos lineamentos de 1ª ordem refinados para bacia.

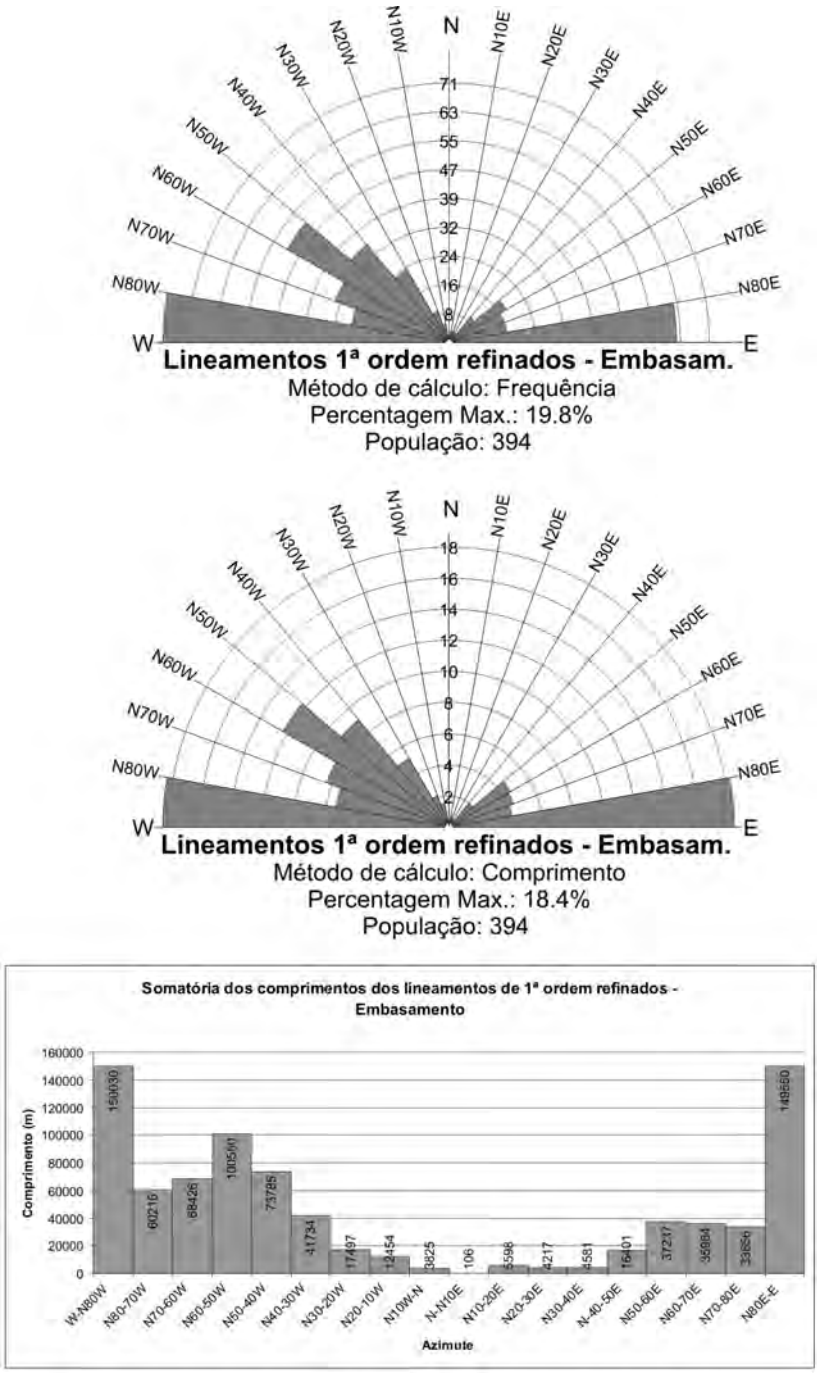

Figura 40: diagramas de comprimento e freqüência acumulada dos lineamentos de 1ª ordem refinados para embasamento.

Os lineamentos de segunda ordem têm a direção N80-90W mais destacada em ambos os casos , bacia e embasamento (Figura 41 e Figura 42), com. Os lineamentos da bacia com direção NW possuem um pico em N50-60W com comprimento de 431km. Já os lineamentos NE da bacia possuem freqüência e comprimento semelhantes entre as direções N30E até E. No embasamento os lineamentos de segunda ordem têm freqüência e comprimento homogêneos nas direções N30-80 tanto para oeste como para

leste, com um pico em N50-60E e N50-60W. A principal diferença nos diagramas da bacia e embasamento para esses lineamentos é a direção N10E, direção secundária e pouco representativa para o embasamento em relação a ocorrência na bacia com freqüência de 150 e comprimento de 209km.

Ao analisar os diagramas dos lineamentos traçados em diferentes escalas e terrenos é possível observar a ocorrência frequente das direções N80-90W e N50-60W.

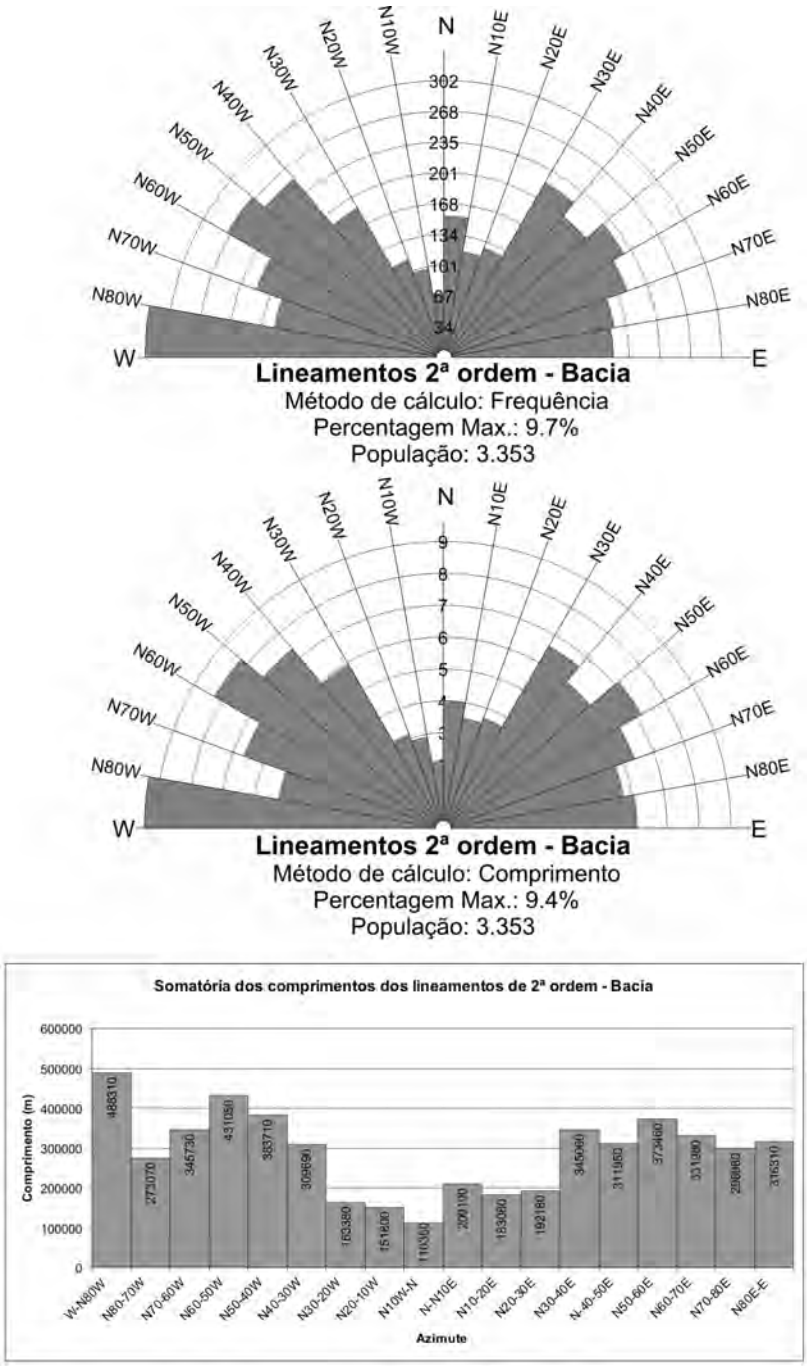

Figura 41: diagramas de comprimento e frequência acumulada para os lineamentos de 2ª ordem para bacia.

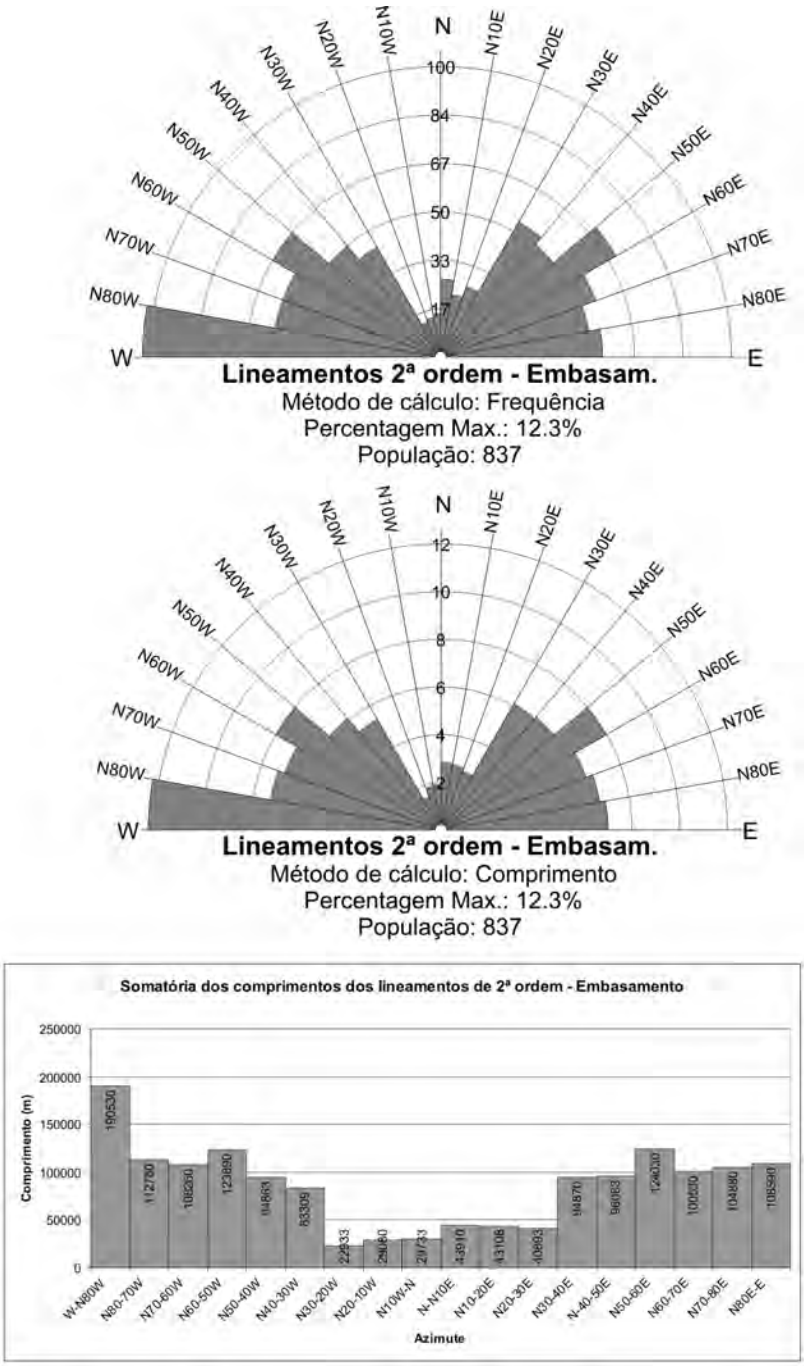

Figura 42: diagramas de comprimento e frequência acumulada para os lineamentos de 2ª ordem para embasamento.

Para definição do arcabouço estrutural utilizou-se como base os lineamentos traçados nas imagens SRTM (Figura 43) e informações da estruturação reconhecida em campo. Como subsídio a interpretação dos lineamentos das imagens orbitais foram interpretadas anomalias magnéticas. A interpretação das anomalias baseou-se no mapa de magnetometria residual da CPRM (Mag Brasil - mapeamento ao milionésimo 2004), com a finalidade de identificar estruturas profundas ou do próprio embasamento (Figura 44).

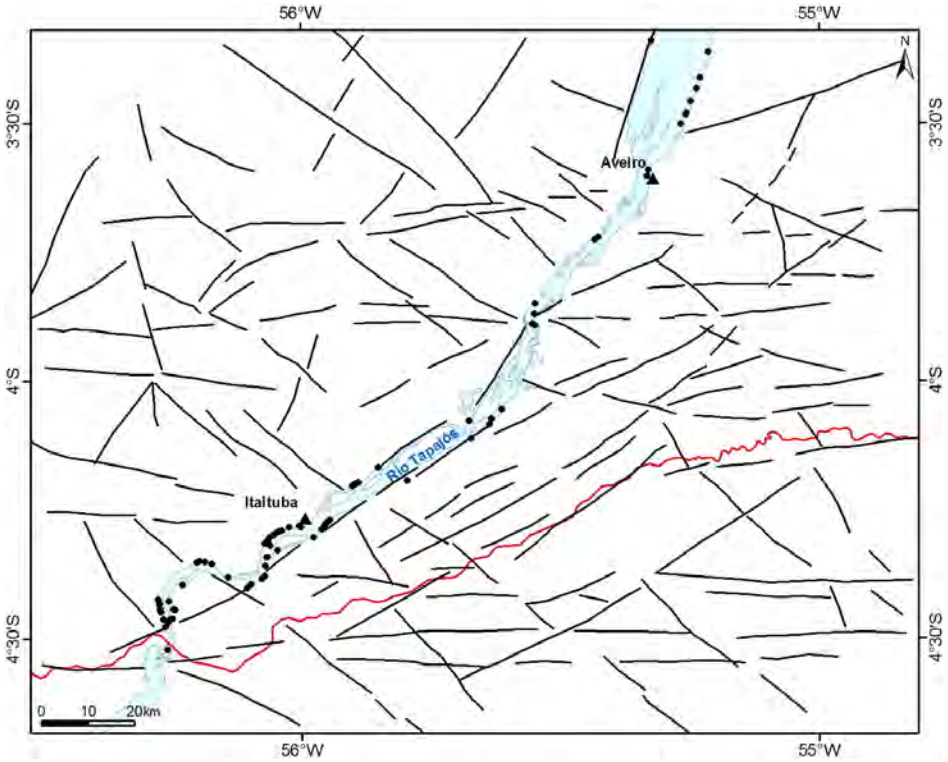

Figura 43: arcabouço estrutural da área de estudo com base em imagem SRTM, locais de descrição de afloramentos e limite da bacia em vermelho.

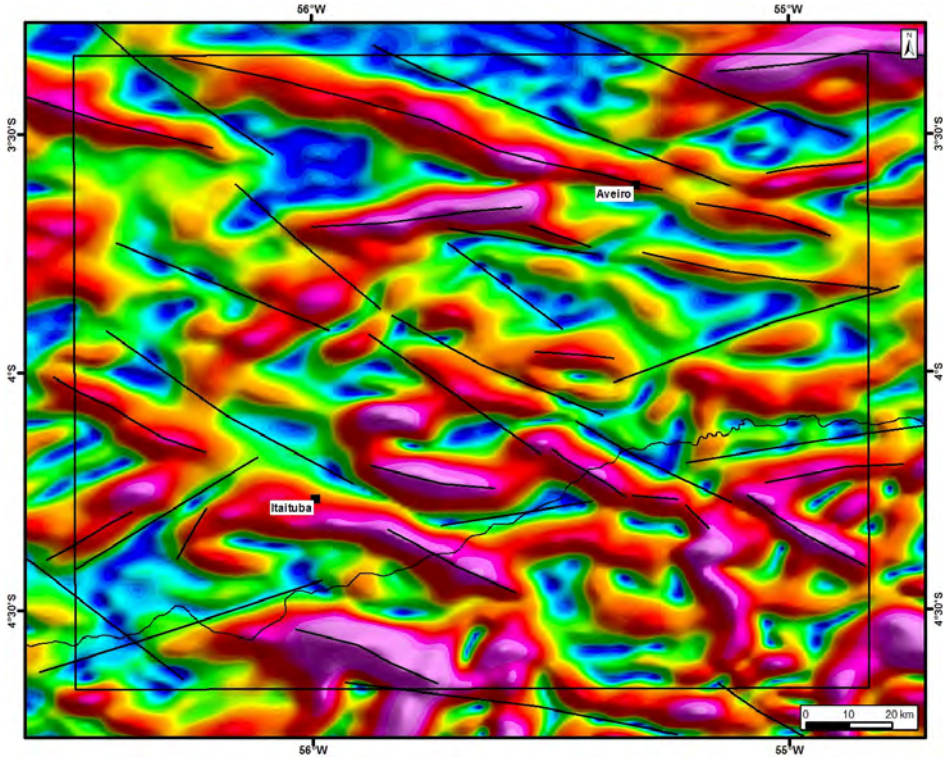

Figura 44: interpretação do mapa de magnetometria do gradiente horizontal total (GHT) continuado para 5.000 metros, extraído da série de aerolevantamentos Brasil ao milionésimo (CPRM 2004).

A integração entre as interpretações, de SRTM, Magnetometria e dados de campo permitiram a confecção de uma mapa de arcabouço estrutural regional para área (Figura 45).

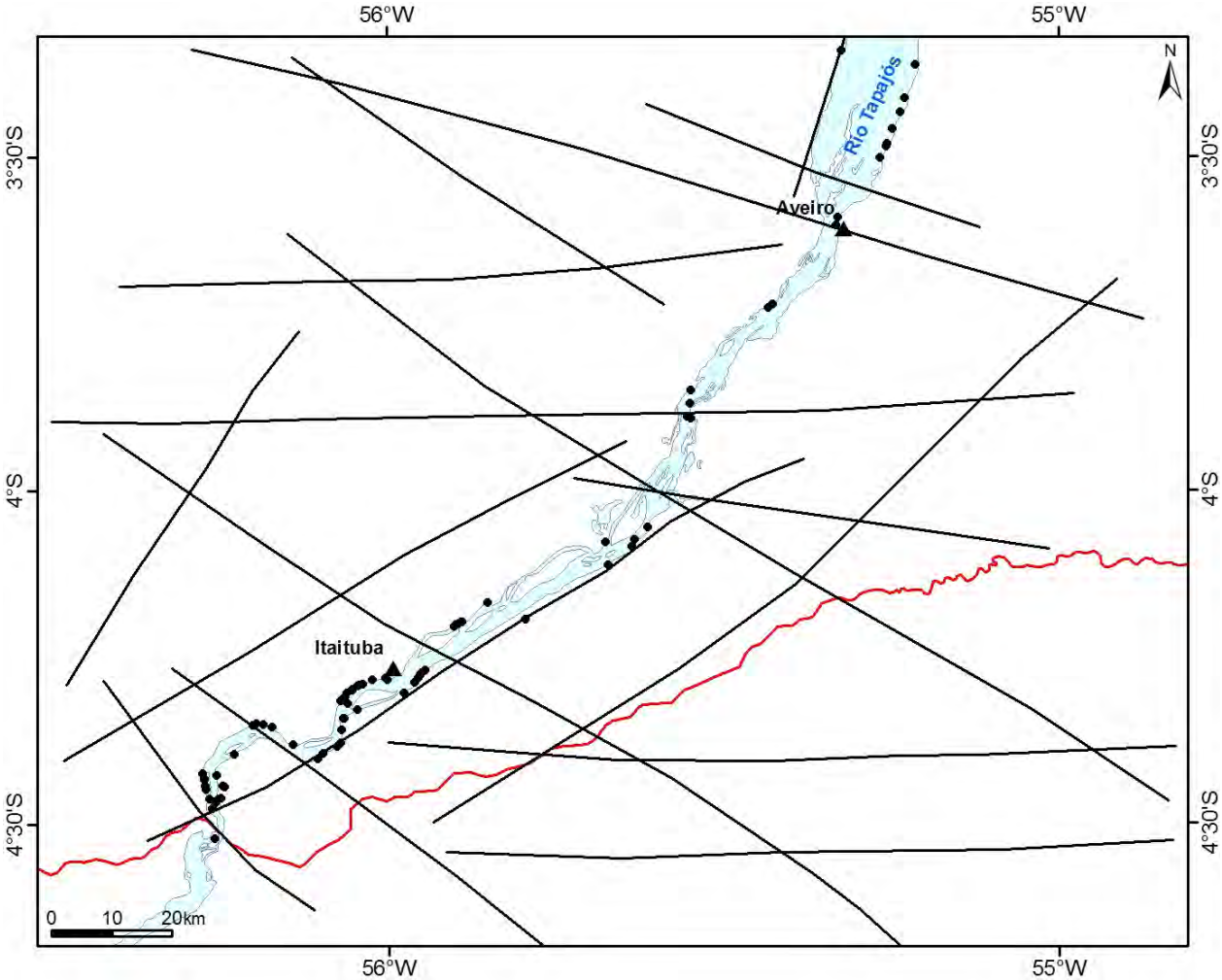

Figura 45: mapa de arcabouço estrutural regional, locais de descrição de afloramentos e limite da bacia em vermelho.

5 ANÁLISE ESTRUTURAL

Buscou-se neste trabalho desenvolver a análise estrutural com o intuito de separar os eventos deformacionais registradas na área, a partir das estruturas descritas em campo. A análise estrutural permitiu a discriminação de cinco diferentes fases de deformação que atingiram as rochas da região, respectivamente D1 a D5.

As relações de superposição entre as estruturas de diferentes gerações só puderam ser estabelecidas em poucos afloramentos (03, 05 e 14). Entretanto apesar de poucos numerosos, essas relações serviram de base

para ordenação cronológica dos eventos deformacionais. Inicialmente, a partir de indicadores cinemáticos mais evidentes, foram determinadas as cinemáticas e paleotensões para esses cruzamentos de estruturas com relação de superposição bem estabelecida. Numa segunda etapa, procurou-se separar visualmente conjuntos de elementos estruturais que apresentam mesmo campo de tensões além de compatibilidade cinemática.

Após a discriminação individual dos campos de tensões e dos respectivos conjuntos de elementos estruturais compatíveis, para cada uma das fases deformacionais (D1 a D5) fez-se a análise descritiva e cinemática. A relação do registro estrutural observado em campo com estruturas descritas na literatura, o posicionamento estratigráfico e geográfico e a proximidade com falhas cartografadas em imagens também foram fatores importantes na definição das fases.

5.1 Fases de deformação

A análise estrutural dos dados de campo associada aos dados de bibliografia, permitiu a diferenciação e caracterização de 5 campos de tensões que deformaram as rochas da área estudada em diferentes intervalos de tempo. Os campos de tensões obtidos a partir da análise de paleotensões foram relacionados às análises cinemática e descritiva para definição das fases de deformação D1 a D5. Para o conjunto de estruturas correspondentes à fase D4, que apresentam apenas dois indicadores cinemáticos lineares, não foi possível a confecção de diagramas de paleotensões. Porém, nesse caso, a classificação das falhas quanto ao tipo (normais), sua relação com falhas descritas na bibliografia e a incompatibilidade com os outros conjuntos estruturais permitiram a separação em fase deformacional distinta das outras.

Os dados de direção e mergulho coletados nos 77 afloramentos descritos em campo totalizam 762 medidas de fraturas das quais 152 possuem indicação de movimento e 53 medidas de estrias em planos de falhas. Para construção dos diagramas de paleotensões foram utilizadas 46 medidas de planos de falha com respectivas lineações e direção de movimento, sendo 17 medidas referentes ao embasamento e 29 à bacia (Tabela 1). Das 5 fases reconhecidas, duas estão impressas no embasamento (D1 e D2), enquanto as

fases D3, D4 e D5 foram identificadas nas rochas paleozóicas e cenozóicas da Bacia do Amazonas.

Afloramento	Atitude Falha		Tipo	Atitude Estria		Cin.	Fase	Unidade
01	N75W	82NE	ZF	N46	81	s	D1	Uatumã
02	N57E	70NW	P.estriado	N44	32	s	D1	Uatumã
03	N39E	78NW	P.estriado	N26	48	s	D1	Uatumã
03	N42E	75NW	P.estriado	N28	42	s	D1	Uatumã
04	N78E	80NW	Y	N77	4	s	D1	Uatumã
04	N73E	77NW	Y	N254	4	s	D1	Uatumã
04	N68E	75NW	R	N61	25	s	D1	Uatumã
04	N68E	75NW	R	N62	22	s	D1	Uatumã
05	N83E	75SE	P.estriado	N89	21	s	D1	Uatumã
05	N80E	86SE	R	N80	12	s	D1	Uatumã
05	N72E	83SE	R	N74	23	s	D1	Uatumã
05	N60E	89NW	R	N60	8	s	D1	Uatumã
03	N38E	85NW	P.estriado	N271	84	s	D2	Uatumã
05	N46W	79SW	P.estriado	N315	6	s	D2	Uatumã
05	N50W	70SW	P.estriado	N149	23	s	D2	Uatumã
05	N51W	70SW	P.estriado	N160	43	s	D2	Uatumã
05	N40W	75SW	P.estriado	N307	12	s	D2	Uatumã
09	N18W	87SW	R	N288	8	d	D3	Maecuru
09	N10W	78SW	R	N107	31	d	D3	Maecuru
14	N70W	86NE	R	N110	5	d	D3	Maecuru
14	N78W	85NE	R	N282	4	d	D3	Maecuru
14	N48W	87NE	R	N312	2	d	D3	Maecuru
14	N60W	86NE	R	N300	6	d	D3	Maecuru
39	N88E	72NW	R	N305	62	d	D3	Itaituba
26	N34E	70SE	Normal	N136	70	n	D4	M.Alegre
26	N49E	72SE	Normal	N179	67	n	D4	M.Alegre
21	N54W	85NE	Y	N125	9	s	D5	Solimões
21	N40W	85SW	Y	N130	0,5	s	D5	Solimões
21	N40W	89SW	Y	N130	1	s	D5	Solimões
21	N42W	85SW	Y	N312	6	s	D5	Solimões
21	N-S	62W	Emp	N332	42	s	D5	Solimões
21	N55E	64NW	R'	N277	54	d	D5	Solimões
21	N58W	80NE	P.estriado	N112	43	s	D5	Solimões
21	N54W	89NE	Y	N126	3	s	D5	Solimões
21	N35W	70SW	Y	N289	37	s	D5	Solimões
27	N57E	80NW	R	N49	39	d	D5	M.Alegre
27	N83W	89NE	R	N88	84	s	D5	M.Alegre
30	N80E	80NW	Y	N79	6	s	D5	M.Alegre
30	N82E	82NW	Y	N81	7	s	D5	M.Alegre
48	N32W	89SW	Y	N122	7	s	D5	Solimões
48	N79W	77NE	R	N90	40	s	D5	Solimões
48	N10W	71SW	R	N268	31	s	D5	Solimões
48	N87E	86SE	R	N265	27	s	D5	Solimões
48	N22W	83SW	Y	N113	7	s	D5	Solimões
56	N34E	86SE	R	N35	19	d	D5	Itaituba
56	N33E	89SE		N212	34	d	D5	Itaituba

Tabela 1: planos e estrias que foram utilizados para confecção dos diagramas de paleotensão. Tabela agrupada por fases de deformação.

As principais estruturas descritas correspondem a sistemas de juntas e falhas observados com intensidades variadas na maioria dos afloramentos. As fraturas foram descritas conforme sua geometria, espaçamento, abertura, preenchimento e indicadores cinemáticos. Em alguns afloramentos, as relações geométricas entre as fraturas configuram o sistema Riedel. Os principais indicadores cinemáticos observados são planos com estrias e degraus, fraturas escalonadas e sigmóides. As fraturas observadas em campo possuem planos orientados preferencialmente segundo as direções N20-30E, N80-85E e N70-80W, sendo predominantemente subverticais (Figura 46), geradas por esforços regionais que ocorreram em pelo menos cinco fases de deformação.

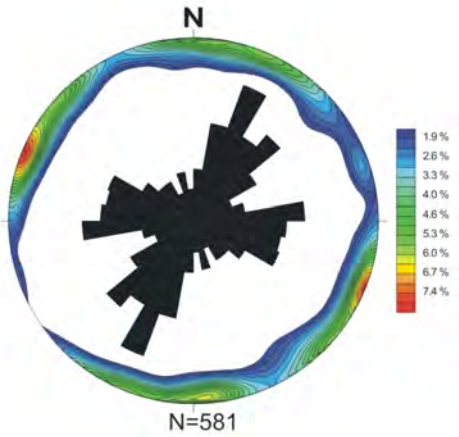

Figura 46: Diagrama geral de fraturas observadas no campo.

5.1.1 Fase D1

A primeira fase de deformação atingiu rochas do Grupo Uatumã, constituído por riolitos, ignimbritos e vulcanoclásticas, que representa o embasamento da área. As principais estruturas que definem esta fase foram descritas nos afloramentos 01 ao 05, representadas por: **fraturas anastomosadas** com espaçamento entre 5 e 10 cm, restritas a faixas de deformação; **fraturas com geometria sigmoidal** e formas lenticulares com espaçamento variando entre 1 e 30 cm identificadas em faixas de deformação constituindo zonas de falhas com espessura variando de 20 cm a 2 m e a relação geométrica dos planos indica fraturas do tipo Y e P do sistema de Riedel; **fraturas de abertura** com forma semelhante à *tension gash*, preenchida por quartzo e material ferruginoso, a relação geométrica com outros planos de fraturas sugere fraturas do tipo T do sistema Riedel; **fraturas**

escalonadas com espaçamento variando de 1 a 40 cm, por vezes encontram-se com abertura milimétrica ou preenchidas por quartzo e material ferruginoso (óxidos e hidróxidos de ferro), cuja relação geométrica indica fraturas do tipo R ou P do sistema Riedel; **sistema de juntas** possui geometria plana a ondulada, preenchidas por material ferruginoso, com planos lisos em sua maioria e espaçamento variando entre 5 e 30 cm; **estrias** definidas por recristalização de minerais, principalmente quartzo e epidoto; **degraus** em planos de falhas de tamanhos milimétricos.

Os planos de falhas correspondentes a esta fase de deformação possuem indicação de movimentação definida principalmente por sistema de fraturas Riedel, estrias e degraus. No afloramento 04 identificou-se um sistema de fraturas Y/P constituindo formas sigmoidais e fraturas escalonadas R, permitindo a identificação de uma cinemática sinistral (Figura 47). Os planos de fraturas escalonados R contém estrias sub-horizontais e degraus confirmando a cinemática do conjunto de falhas. As direções dos planos fraturados medidos neste afloramento estão representadas no diagrama da Figura 48.

Figura 47: foto geral e detalhe das fraturas do tipo P (direção N72W/78NE), R (direção N22E/75NW) e Y (direção (N17E/77NW). Os sigmóides indicam movimentação sinistral em riolitos do Grupo Uatumã. Afloramento 04.

Outro local onde foi possível identificar um padrão de fraturas onde as relações angulares permitem definir o sentido da movimentação foi o afloramento 05. Neste afloramento, as fraturas R e R' indicam cinemática sinistral. As fraturas T, de abertura indicam a direção de $\sigma 1$, estão preenchidas por material ferruginoso com geometria de tension gashes no interior das

fraturas R (Figura 49). Nos diagramas da Figura 50 estão representados os planos de fraturas, estrias e as tensões dos planos que contêm estrias (Sigmas 1, 2 e 3). Nota-se que as direções de σ1 estão próximas aos planos das fraturas T.

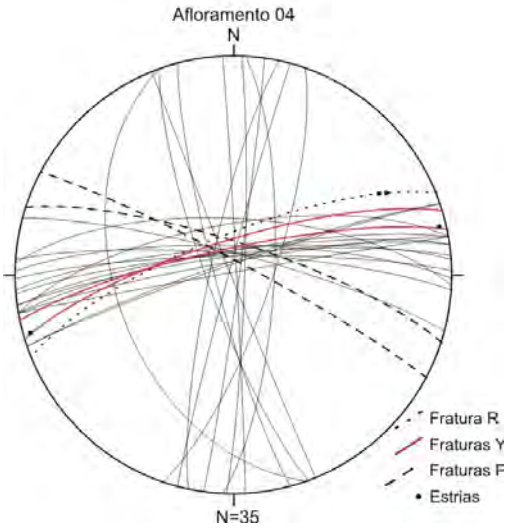

Figura 48: estereograma das fraturas do afloramento 04.

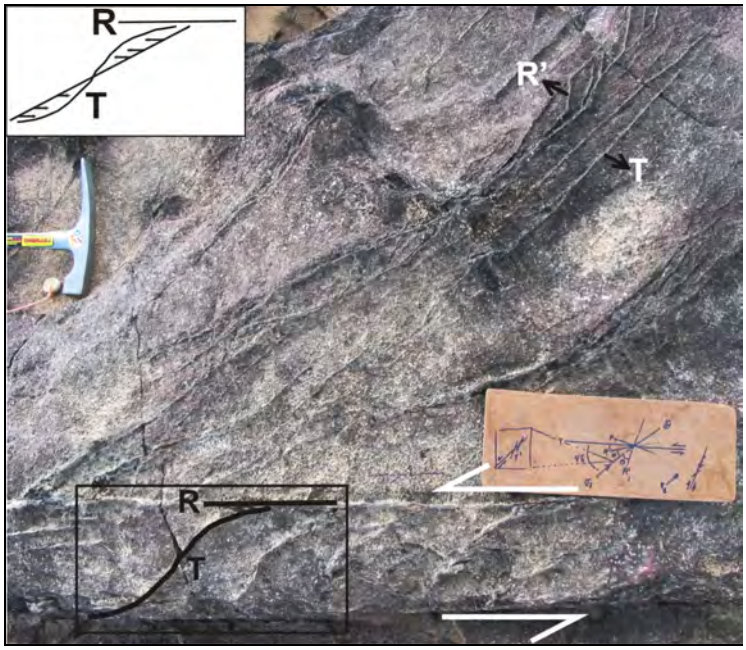

Figura 49: sistema de fraturas, com movimento sinistral, fraturas R (direção N72E/83SE), T em detalhe (direção N30E/80NW) e R' (direção N12E/66NW). Riolito do Grupo Uatumã. Afloramento 05.

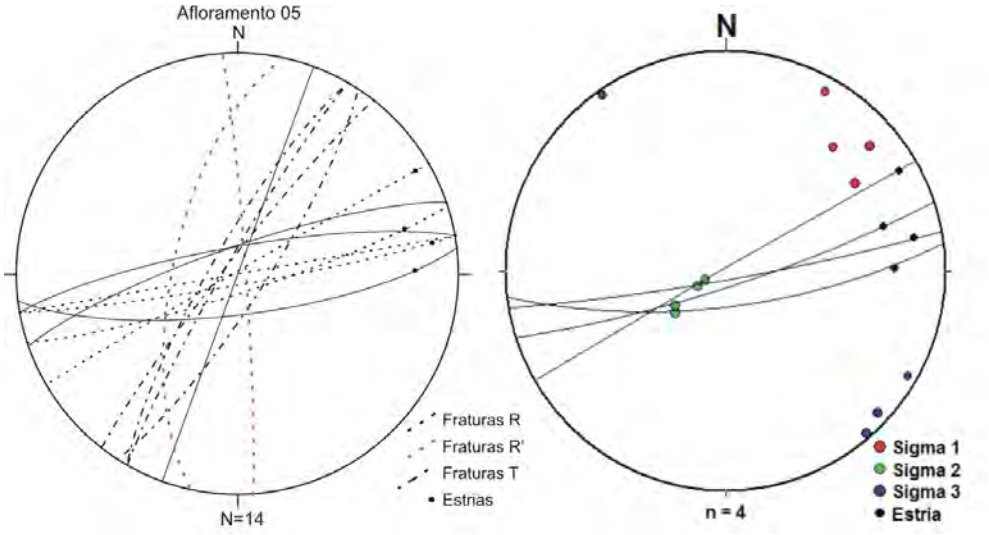

Figura 50: estereogramas das fraturas e paleotensões do afloramento 05.

As falhas do embasamento que contem estrias e indicadores, cinemáticos, e que fossem coincidentes a um mesmo campo de esforços, tiveram as paleotensões definidas pelos métodos de Turner (1953) e Angelier & Mechler (1977). Os vetores obtidos para σ_1, σ_2 e σ_3 segundo o método de Turner foram plotados em um diagrama de isolinhas (Figura 51) e o diagrama confeccionado pelo método de Angelier indica áreas com maior probabilidade de ocorrerem as tensões σ_1 e σ_3, representadas pelas porções escura e clara respectivamente (Figura 52).

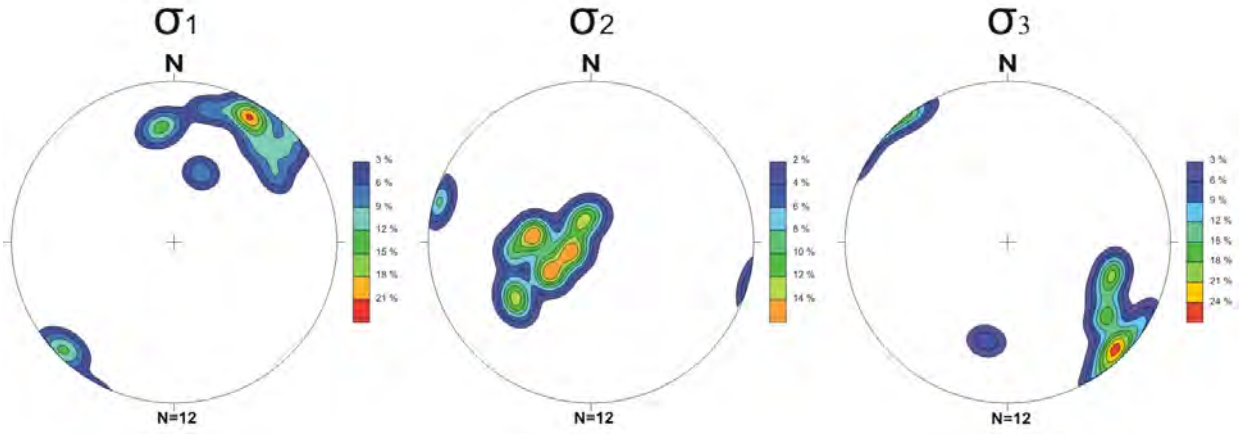

Figura 51: diagrama de isolinha de paleotensão dos afloramentos 01 a 05 obtido pelo método de Turner.

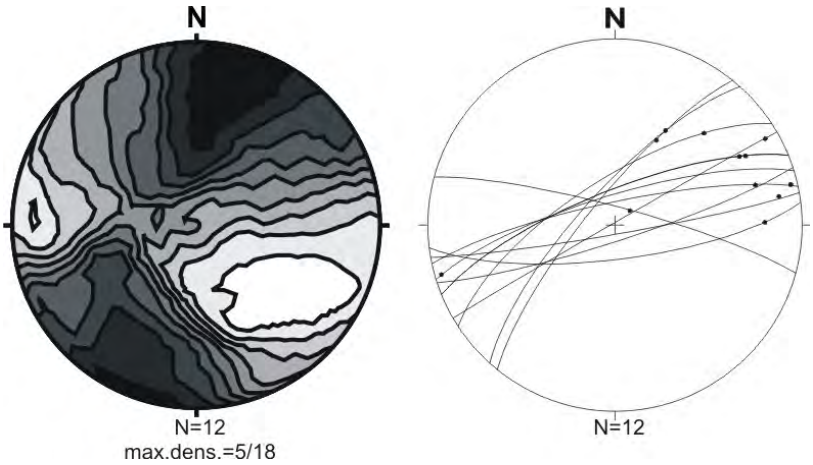

Figura 52: diagramas de paleotensões e falhas dos afloramentos 01 a 05 obtido pelo método de Angelier. O primeiro diagrama representa as áreas de maior probabilidade de conter o σ_1 e σ_3.

Os dois métodos indicam a direção de σ_1 NE-SW e σ_3 concentrado em SE. O σ_2 pode ser observado, no diagrama da Figura 51, vertical, o que indica para este sistema, caráter transcorrente com cinemática sinistral.

5.1.2 Fase D2

As estruturas referentes a esta fase foram identificadas nos afloramentos 03 e 05 e compreendem rochas vulcanoclásticas e riolitos do Grupo Uatumã. As principais estruturas descritas foram: **estrias** definidas por sulcos gerados por grão e recristalização de minerais, principalmente quartzo e epidoto; **degraus** em planos de falhas de tamanhos milimétricos.

Os planos de falhas estriados com degraus, indicam sentido de movimentação sinistral. Nos planos de falhas do afloramento 05 foram observados cristais de epidoto e quartzo, podendo indicar uma fase de hidrotermalismo associada (Figura 53). No afloramento 03 o ângulo de mergulho da estria é 83°, indicativo de falha normal oblíqua (Figura 54 – ver os sulcos). Os planos das falhas estão representados no diagrama da Figura 55.

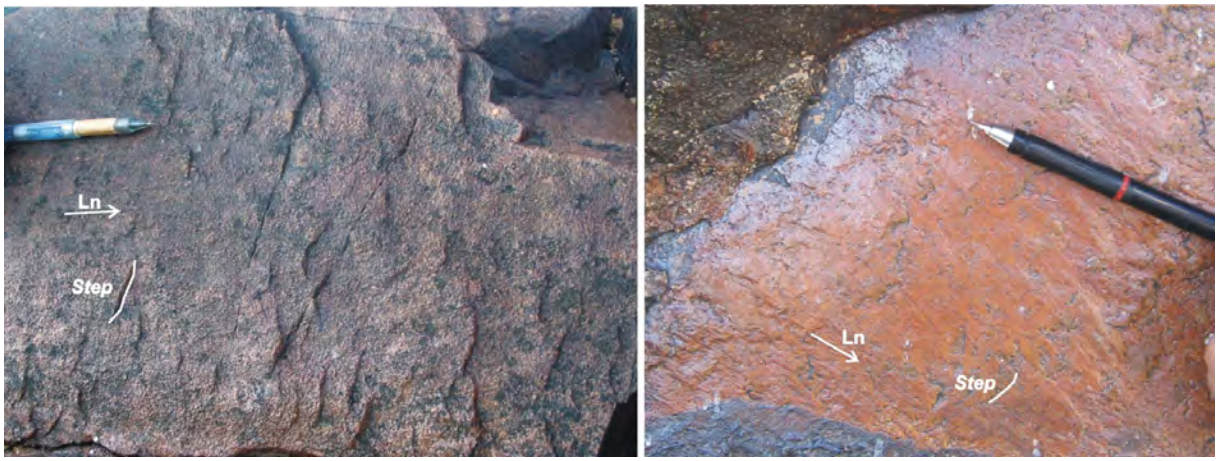

Figura 53: planos de falhas estriados com degraus indicando movimentação sinistral e epidotização. Afloramento 05, atitude dos planos N46W/79SW, Ln 315/6 e N50W/70SW, Ln N149/23.

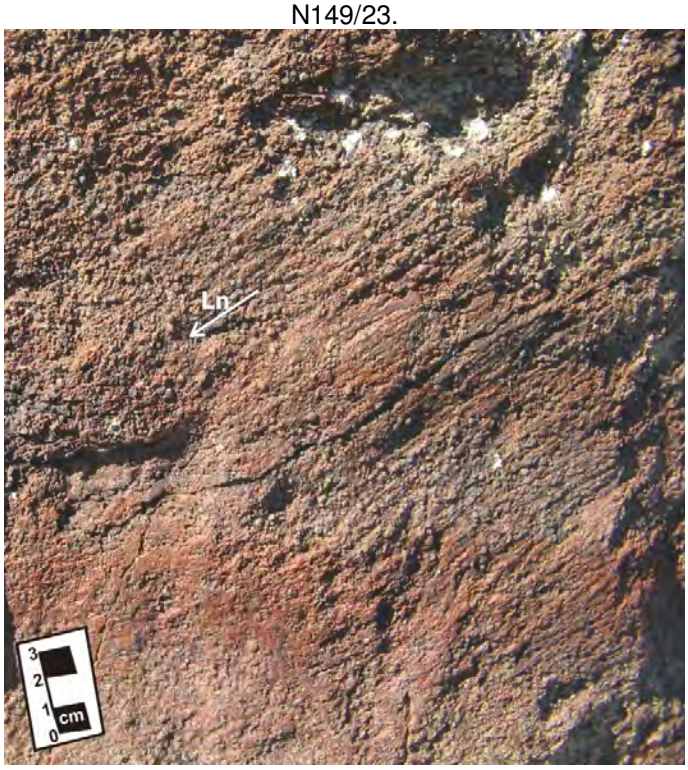

Figura 54: plano de falha estriado. Afloramento 03, atitude do plano N38E/85NW, e estria (Ln) N271/84.

No local onde foi descrito o afloramento 05, as falhas NW estão superpostas as NE e as suas tensões não coincidem com os da fase anterior (Figura 56 e Figura 57).

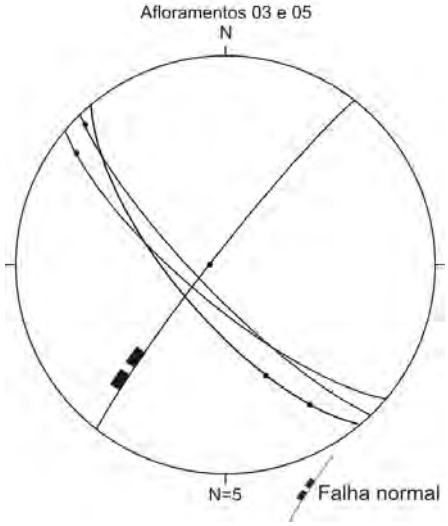

Figura 55: diagrama com os planos de falhas estriados dos afloramentos 03 e 05.

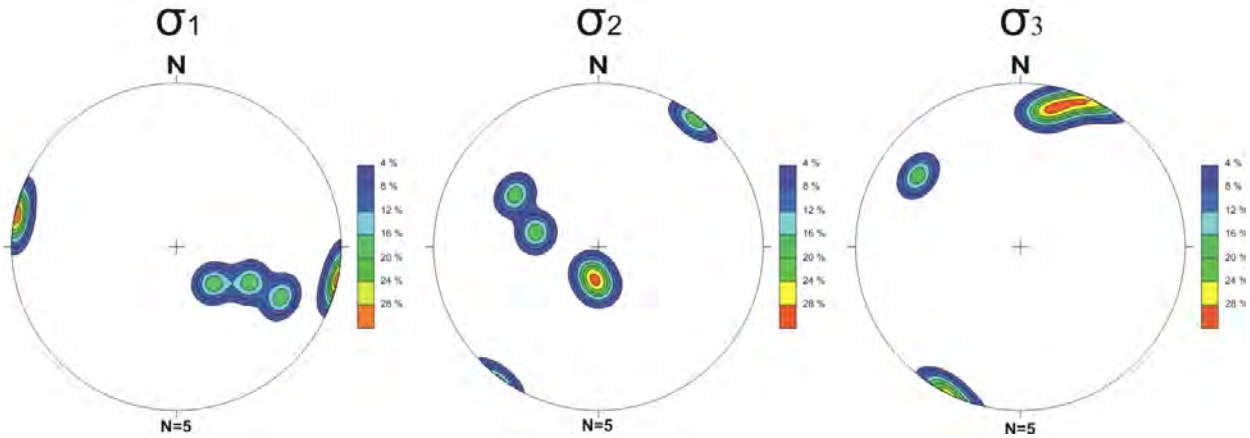

Figura 56: diagrama de isolinhas de paleotensões da fase D2 pelo método de Turner.

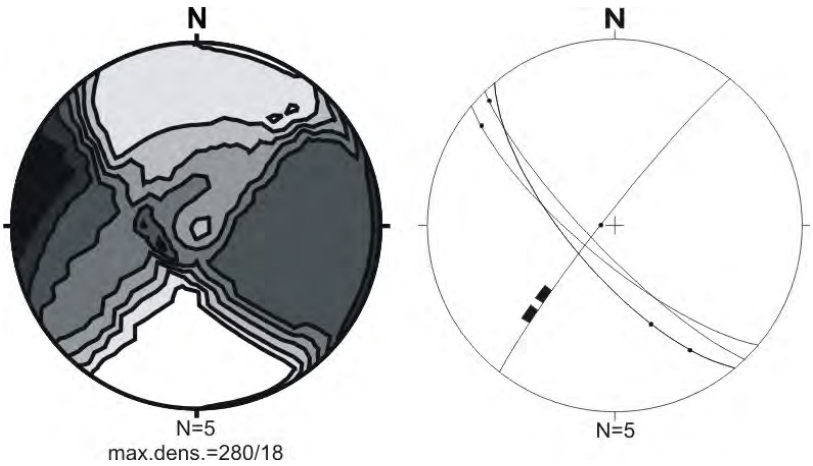

Figura 57: diagrama de paleotensões da fase D2 pelo método de Angelier, indica as áreas de probabilidade de conter σ_1 e σ_3. E diagrama com as falhas que possuem estrias desta fase de deformação.

Para ambos os métodos as direções principais de σ_1 são WNW-ESE e para σ_3 NNE-SSW, com cinemática principal transcorrente sinistral

5.1.3 Fase D3

As rochas onde foram identificados os registros desta fase de deformação fazem parte da sequência paleozóica da Bacia do Amazonas. As rochas descritas são arenitos finos a grossos e conglomeráticos com estratificação cruzada da Formação Maecuru, e arenitos finos a médios na base gradando para calcarenitos médios a finos intercalados com pelitos, siltitos e argilitos da Formação Itaituba. Os principais afloramentos onde foram identificadas estruturas são os 09, 14 e 39, e compreendem: **bandas de deformação** com cimento constituído por material ferruginoso, espessura aproximada de 15cm; **fraturas escalonadas retilíneas** levemente onduladas, o espaçamento varia de 5 a 20 cm, classificadas como fraturas R do sistema Riedel; **fraturas escalonadas sigmoidais** descritas em zonas de falha representadas por fraturas com planos anastomosados e lenticularizados identificados por relações geométricas como fraturas do tipo P e Y do sistema Riedel.

Nos afloramentos 09 (Figura 58) e 14 foram descritas fraturas Y de direção principal N85W e fraturas R, escalonadas, e com direção variando de N70-80W, indicando cinemática dextral (Figura 59). A partir da interseção dos planos Y e R foram inferidas estrias no plano R, permitindo a caracterização de paleotensões destes afloramentos. Uma zona de cisalhamento foi descrita no afloramento 39 com fraturas sigmoidais de direção E-W com mergulho subvertical, espessura de 30 cm (Figura 60), identificadas como fraturas P de Riedel com movimentação dextral, de direção N80E subverticais. As estruturas estão representadas nos diagramas da Figura 61.

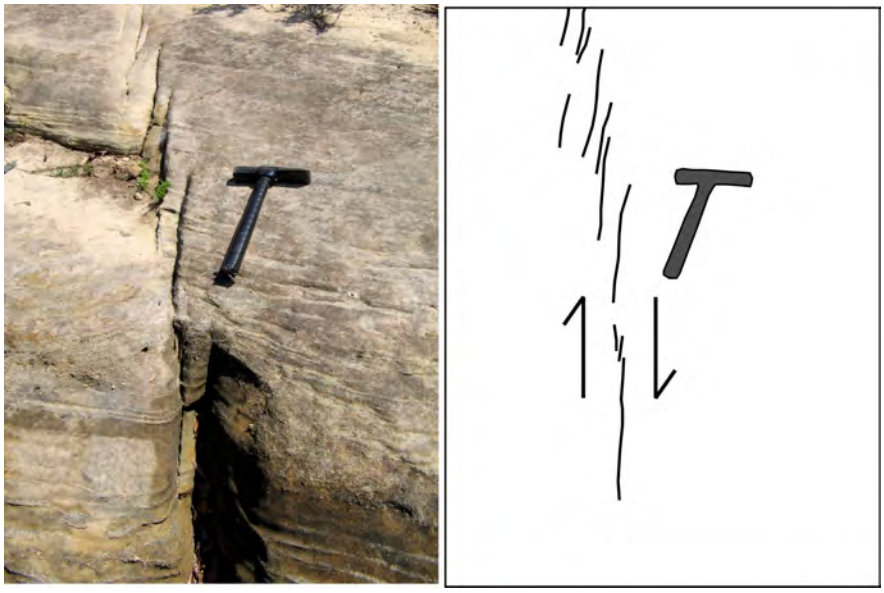

Figura 58: fraturas escalonadas com cinemática dextral, atitude N10W/78SW, em arenitos da Formação Maecuru. Afloramento 09.

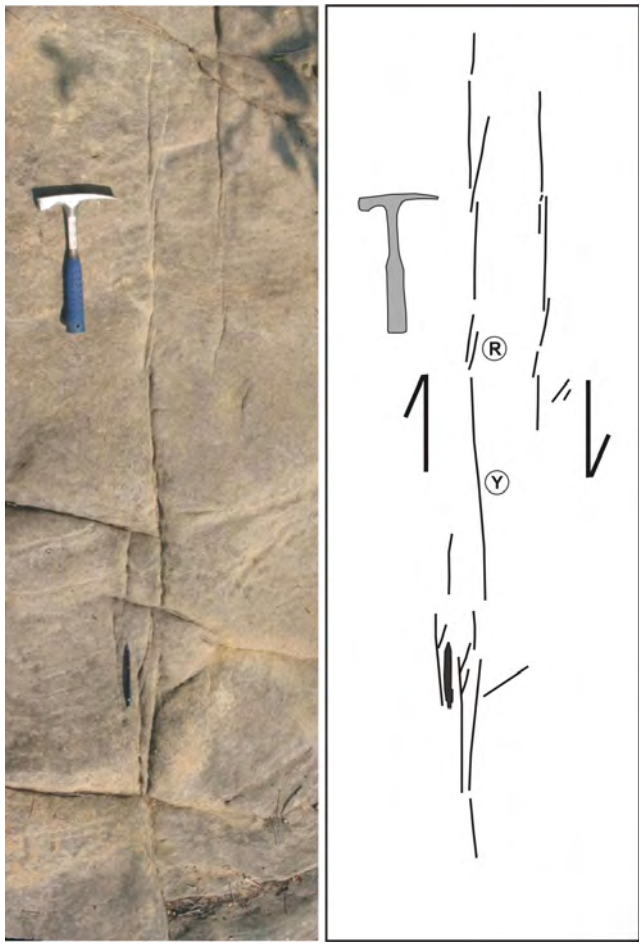

Figura 59: sistema de fraturas Riedel, com cinemática dextral. Afloramento 14 arenito da Formação Maecuru. Atitudes Y N87W/89NE e R N78W/85NE.

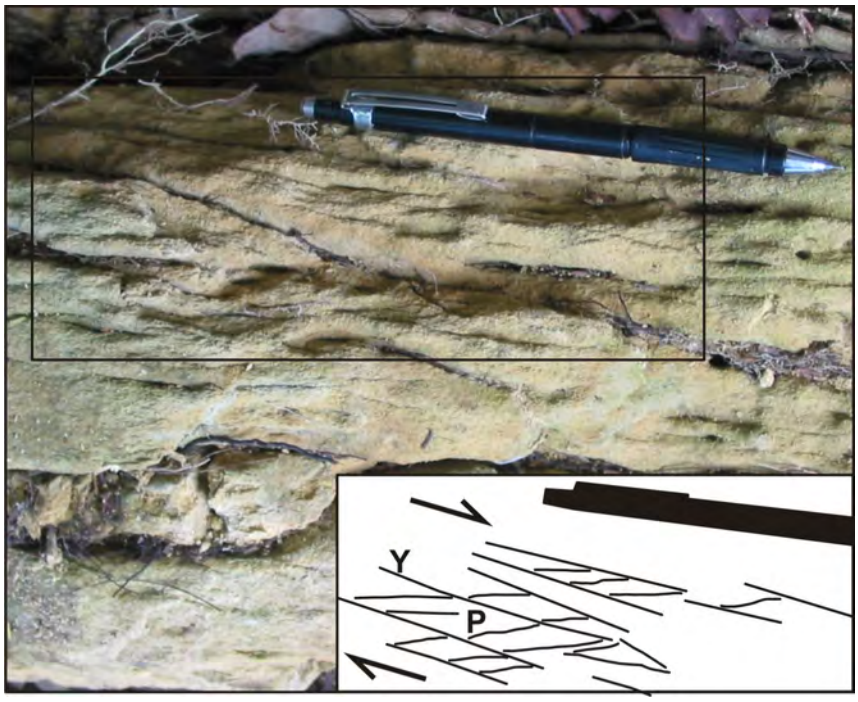

Figura 60: Zona de falha com sigmóides e indicação cinemática dextral. Atitude da zona de falha Y é N86E/87SE e das sigmóides P N76E/78SE. Calcarenito da Formação Itaituba. Afloramento 39.

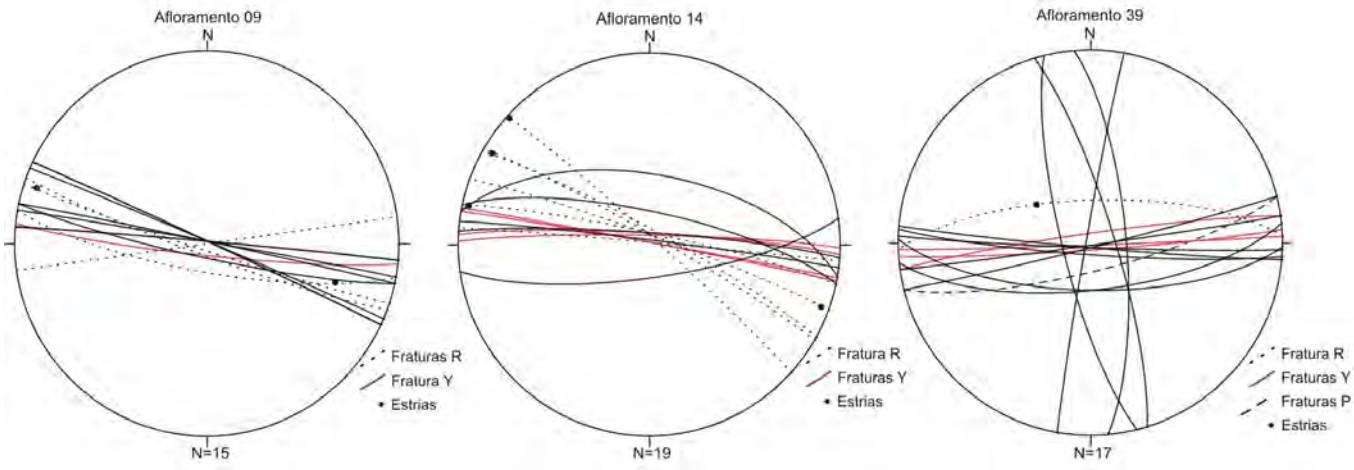

Figura 61: diagramas das fraturas descritas nos locais 09, 14 e 39. Fraturas escalonadas R e P, direção principal da Y e estrias nos planos R; todos os locais possuem indicação de movimentação dextral. No segundo diagrama estão representadas as falhas normais.

As tensões referentes à fase de deformação D3 obtidas pelos métodos de Turner (Figura 62) e Angelier (Figura 63) foram determinadas a partir de planos de falhas estriados dos locais acima descritos. As rochas destes locais correspondem a seção sedimentar paleozóica da Bacia do Amazonas.

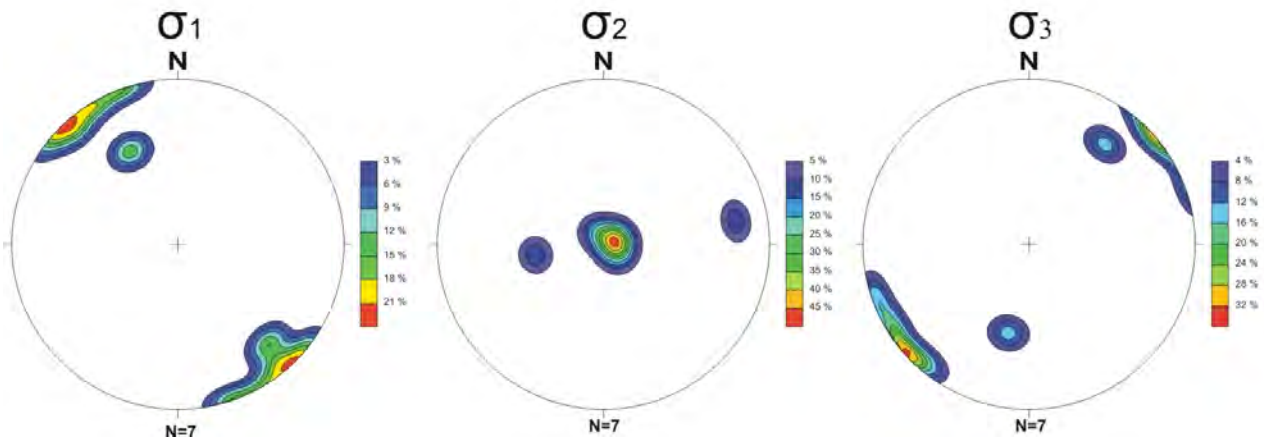

Figura 62: diagramas de isolinhas de paleotensões da fase D3. Método de Turner.

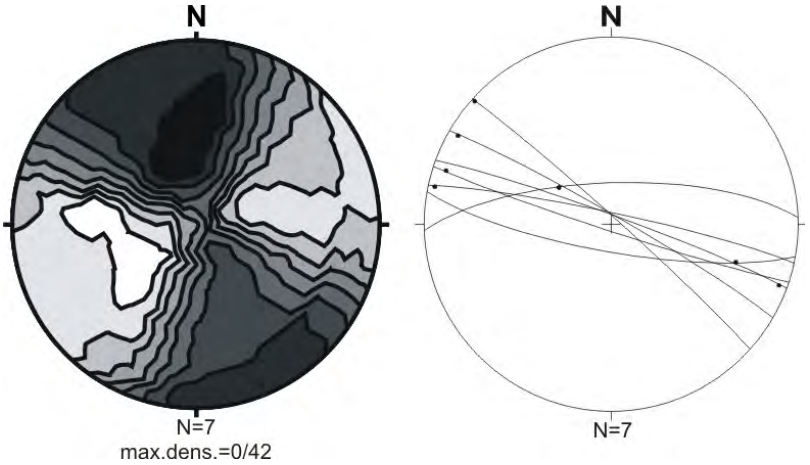

Figura 63: diagrama de paleotensões da fase D3 pelo método de Angelier. Porções mais escuras e mais claras representam áreas de probabilidade de conter σ_1 e σ_3 respectivamente.

Esta fase é caracterizada pela direção preferencial de σ_1 para NW-SE e σ_3 para NE-SW, com poucas diferenças entre os dois métodos. A tensão σ_3 no método de Angelier tende a apresentar alto mergulho. Pelo método de Turner, a tensão σ_2 possui tendência vertical, porém encontra-se dispersa. O sistema geral desta fase é transcorrente. A principal direção das falhas é WNW-ESE com cinemática dextral.

5.1.4 Fase D4

A fase D4 foi definida principalmente pela presença de um conjunto de fraturas de direção N10-20E (Figura 64) encontrado nos afloramentos 14, 15, 20 e 26, que correspondem a rochas das unidades paleozóicas da bacia. As principais estruturas descritas são: **juntas** com espaçamento variando de 1 a 50cm, normalmente planares e mais espaçadas em arenitos e planos

anastomosados e menos espaçadas em pelitos gerando por vezes feições de empastilhamento; fraturas tipo **rabo de cavalo** com espaçamento de aproximadamente 10cm; **falhas normais** com espaçamento entre os planos de 3 a 10 cm aproximadamente, rejeito de 2 a 5cm; **estrias** definidas por sulcos no plano de falha cristalizado por limonita, possuem alto ângulo; **degraus** nos planos de falha de tamanhos milimétricos.

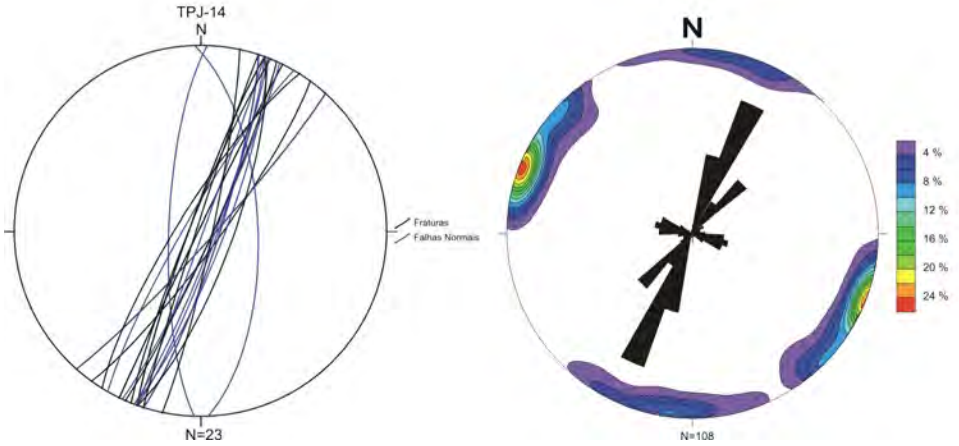

Figura 64: diagrama, a esquerda, com falhas normais e fraturas descritas no afloramento 14. Diagrama, a direita, de contorno e roseta das fraturas dos locais 14, 15, 20 e 26.

O afloramento 14 é constituído por arenitos médios moderadamente selecionados da Formação Maecuru. No afloramento 15 ocorrem arenitos finos bem selecionados com matriz síltico-argilosa da Formação Ererê e no afloramento 20 ocorre a Formação Barreirinha composta por folhelhos cinza a negros ricos em matéria orgânica, intercalados com siltitos e arenitos finos a muito finos. Foram, ainda, descritos no afloramento 26 arenitos finos a médios bem selecionados pertencentes à Formação Monte Alegre.

A direção principal das fraturas descritas nos afloramentos são coincidente com duas direções de diques cartografados pelo Projeto Radam (Santos *et al.* 1975) e Eiras *et al*. (1998) (Figura 64). A principal estrutura que define esta fase são falhas normais, descritas como falhas escalonadas no afloramento 14, cuja visão em planta indica rejeito aparente tanto sinistral quanto dextral nas extremidades das falhas, embora possui movimento principal *down-dip* (Figura 65).

A falha normal descrita no afloramento 26 possui estrias de alto ângulo com degraus indicando uma movinentação normal-dextral na direção N40E/70SE, sua tensão está representada no diagrama da Figura 66.

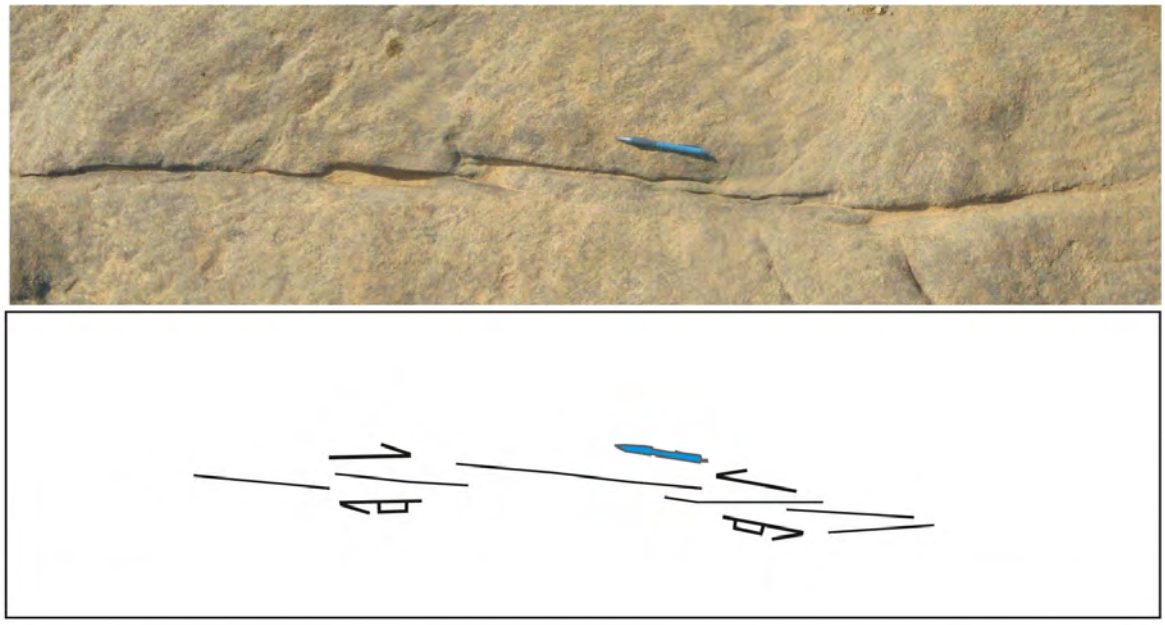

Figura 65: fraturas escalonadas sinistrais (N24E/85SE) e dextrais (N21E/80SE), com indicação de movimento normal. Arenito da Formação Maecuru. afloramento14.

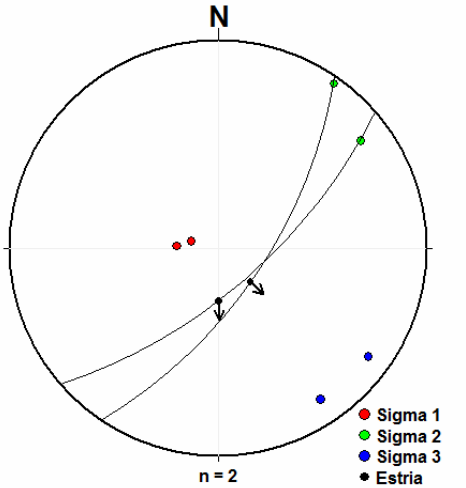

Figura 66: tensão das falhas descritas no afloramento 26.

As fraturas de direção NE são oblíquas às zonas de falha com cinemática dextral, propostas por Rezende & Brito (1973), e coincidem com as direções dos diques de diabásio, cartografados pelo Projeto Radam e presentes no mapa geológico de Eiras *et al*. 1998 para a região do rio Tapajós (Figura 67). Os diques e as zonas de falhas são compatíveis a um mesmo campo de tensões, representado esquematicamente na Figura 68, indicando a tensão principal mínima (σ_3) perpendicular às falhas normais.

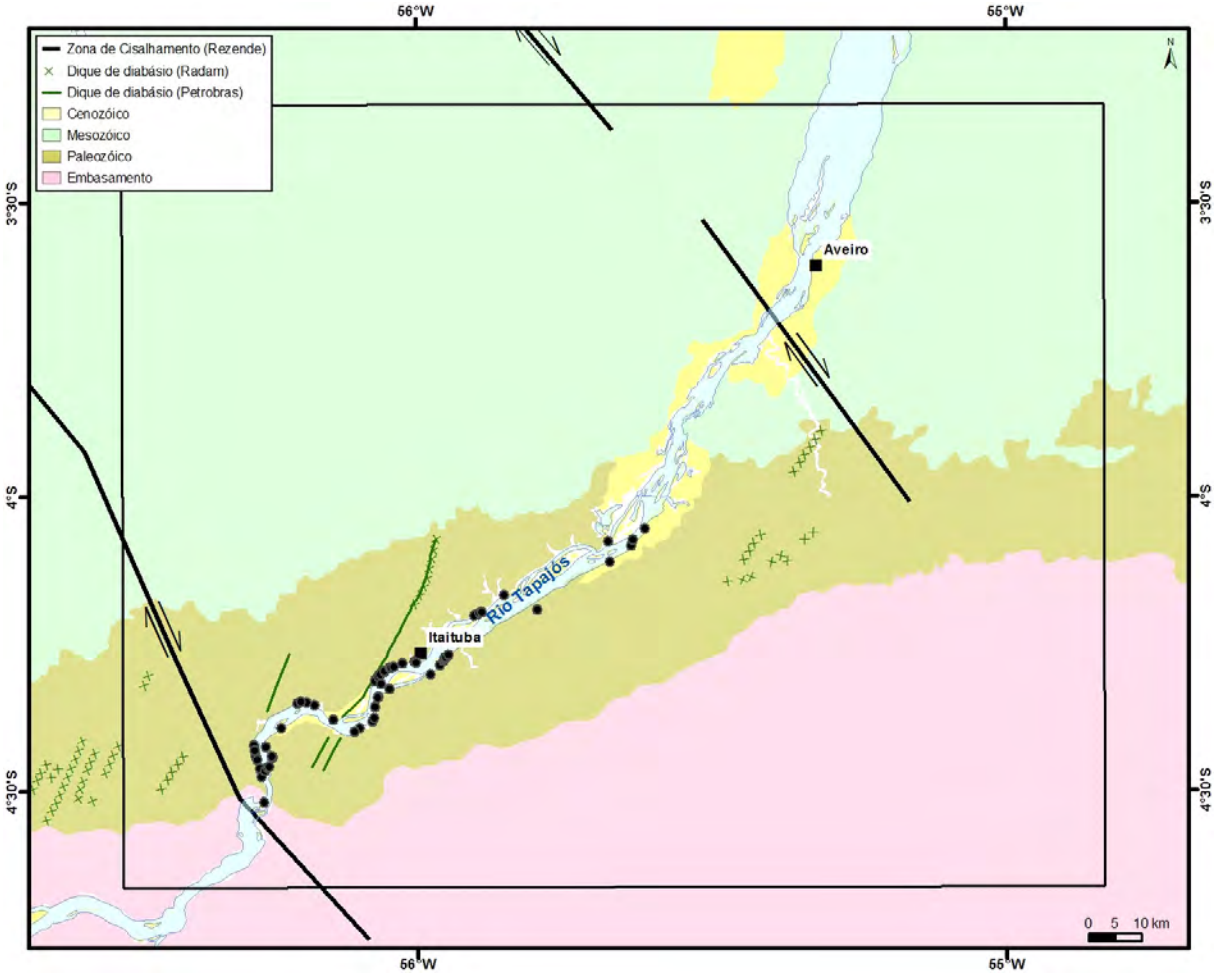

Figura 67: mapa de contexto geológico da área, afloramentos descritos em campo, diques mapeados e zonas de falhas dextrais. Modificado de CPRM (2004), Eiras *et al.* (1998) e Rezende & Brito (1973).

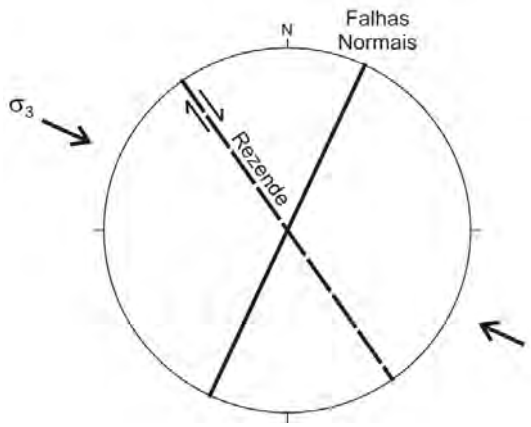

Figura 68: esquema com a direção principal das falhas normais e as zonas de cisalhamento de Rezende & Brito (1973), com indicação da tensão σ_3.

5.1.5 Fase D5

As rochas que possuem o registro da última fase de deformação são calcarenitos, arenitos, diamictitos e conglomerados das formações Itaituba, Monte Alegre e Solimões, descritos nos afloramentos 21, 27, 30, 48 e 56. As

principais estruturas descritas são: **fraturas escalonadas** retilíneas, com espaçamento variando de 5 a 20 cm, por vezes encontram-se com abertura milimétrica ou preenchidas por quartzo e material ferruginoso (óxidos e hidróxidos de ferro), a relação geométrica indica fraturas do tipo R ou P do sistema Riedel; **fraturas com geometria sigmoidal** e formas lenticulares com espaçamento variando entre 5 e 20 cm identificadas em faixas de deformação e sua relação geométrica indica fraturas do tipo P do sistema de Riedel; fraturas ***pull apart*** descritas com espaçamento de aproximadamente 10cm, apertura milimétrica, identificada em arenitos; **falha de empurrão** reconhecida pela presença de sulcos no plano de movimentação com grãos nas estremidades dos sulcos que indicam movimentação inversa; **estrias** definida por sulcos no plano de falha, com mergulho alto em argilito e sub-horizontal no arenito; **degraus** milimétricos nos planos de falhas.

No afloramento 21 (diamictito) observam-se fraturas do tipo Y e P constituindo sigmóides (Figura 69), com estrias e movimento sinistral inverso (Figura 70). No afloramento 48 (conglomerado com matriz arenosa mal selecionada, média a grossa) as fraturas Y, P e R também indicam cinemática sinistral (Figura 71). As direções das falhas principais Y nos dois afloramentos são coincidentes, aproximadamente N70W, e as fraturas P variam entre N30-50W (Figura 72).

Figura 69: sigmóides em sedimentos da Formação Solimões. Direção principal Y N54W/89NE e das sigmóides P N68W/89SW. Afloramento 21.

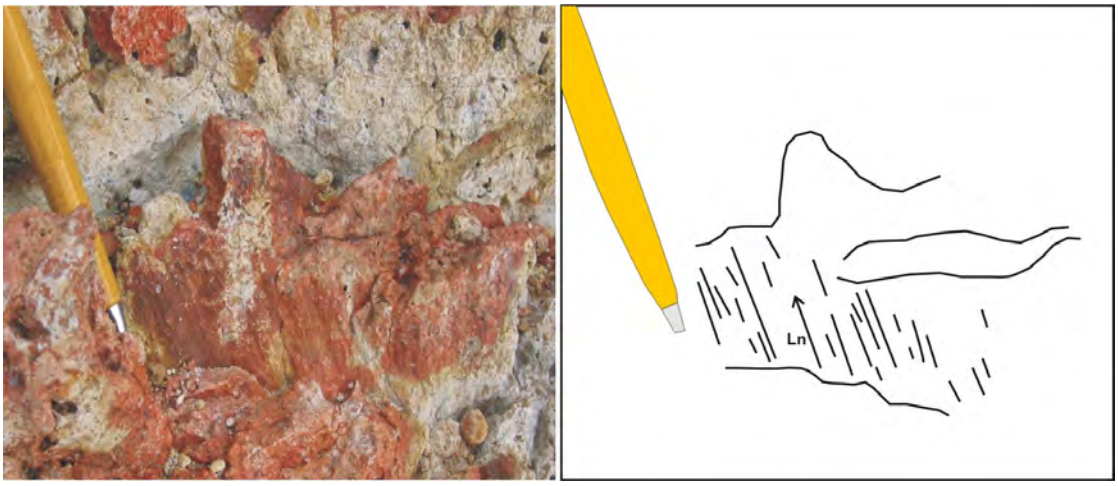

Figura 70: estrias e degraus indicando movimentação inversa sinistral. Afloramento 21, plano N-S/62W, Ln N332/42.

Figura 71: fraturas Riedel indicando movimentação sinistral em arenitos conglomeráticos da Formação Solimões. Afloramento 48, medidas Y N30W/86SW e P N37W/88SW.

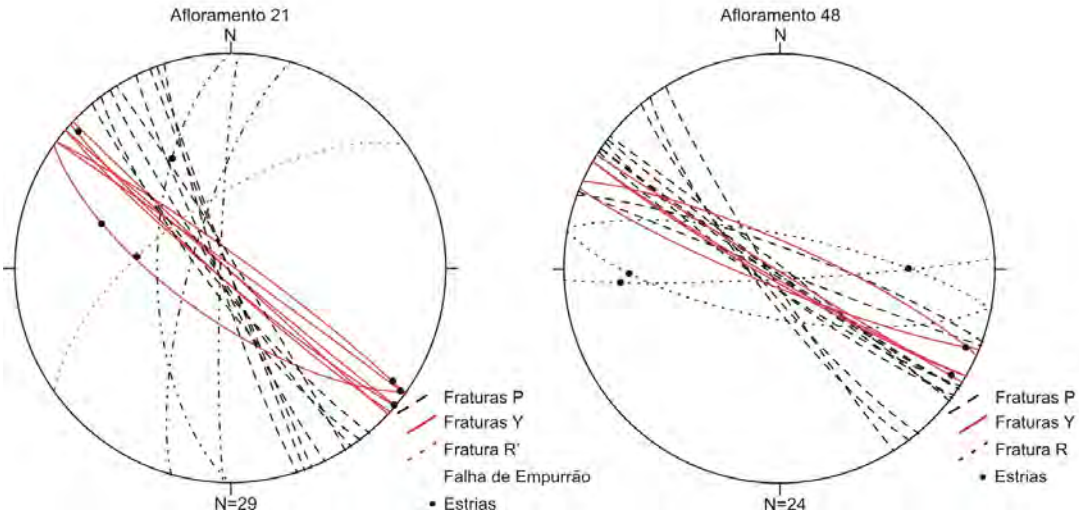

Figura 72: diagrama com as principais fraturas dos afloramentos 21 e 48.

Os calcarenitos da Formação Itaituba no afloramento 56 estão falhados e estriados. As principais estruturas observadas foram as fraturas R escalonadas, que indicam movimentação dextral (Figura 73).

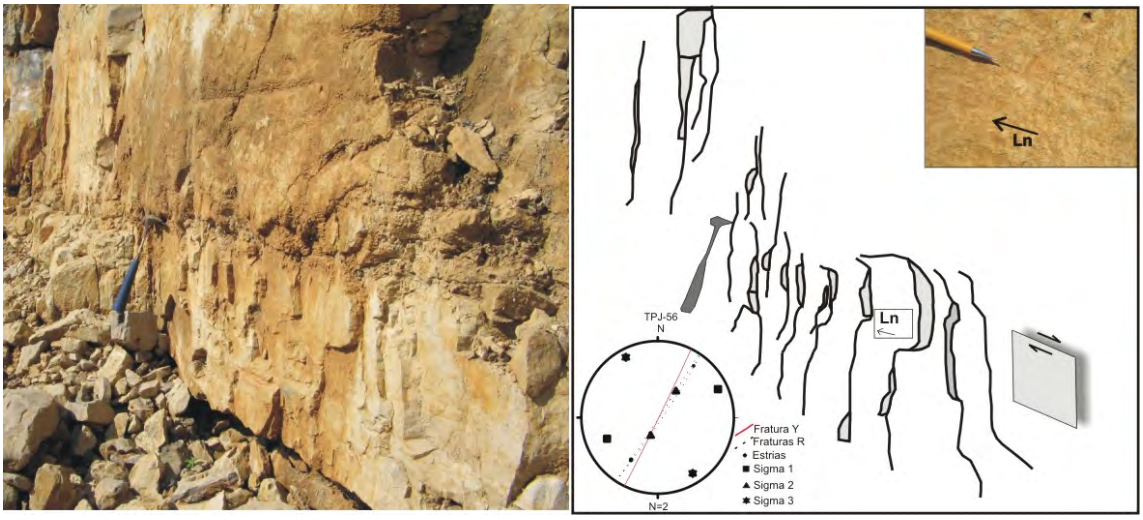

Figura 73: fraturas escalonadas indicando movimentação dextral, possui estrias. Calcarenito da Formação Itaituba, Local 56, direção do escalonamento N34E/86SE, Ln N35/19.

Os afloramentos 27 e 30 correspondem a arenitos feldspáticos médios da Formação Monte Alegre, por vezes limonitizados. Falhas escalonadas dextrais e sinistrais são observadas no mesmo afloramento, porém são compatíveis a um campo de tensões semelhantes (Figura 74 e Figura 75). O escalonamento que ocorre no afloramento 30 é da fratura P, com indicação de movimentação sinistral.

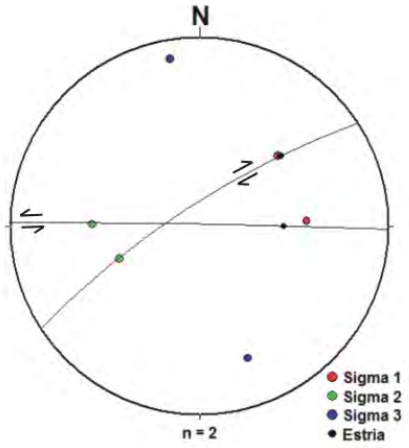

Figura 74: diagrama com as principais direções dos planos escalonados do afloramento 27.

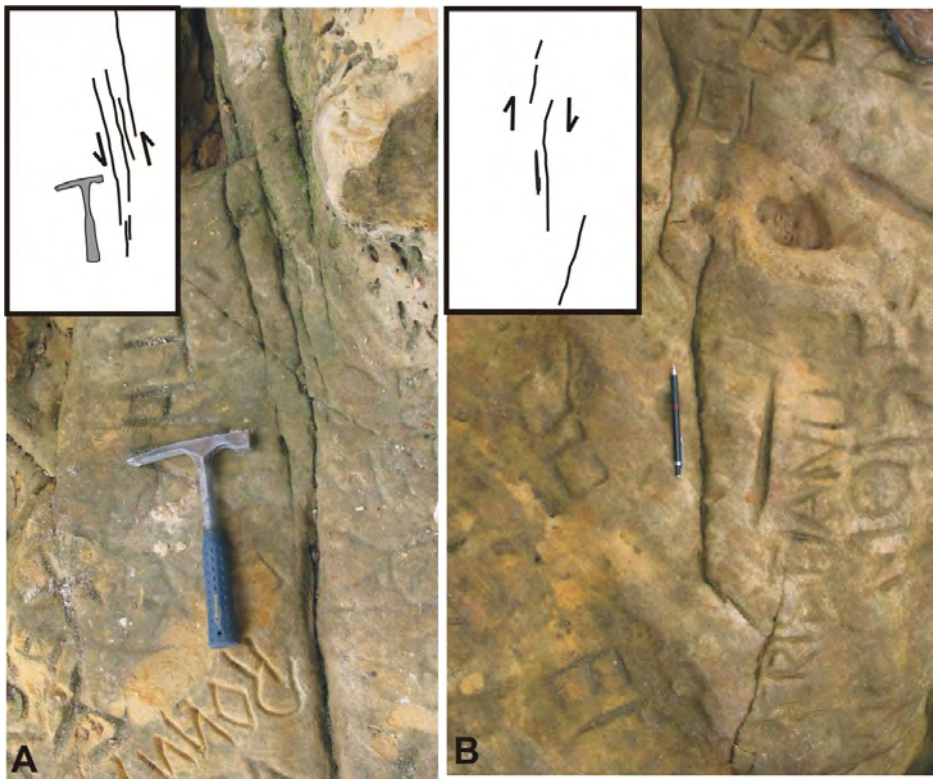

Figura 75: arenito feldspático da Formação Monte Alegre, afloramento 27. (A) fratura escalonada com indicação de movimentação sinistral, direção principal N01W/89NE; (B) fraturas escalonadas dextrais, com padrão *pull apart*, direção principal do plano R N57E/80NW.

A direção principal das estruturas da fase D5 é NW, com cinemática regional sinistral, onde a tensão $\sigma 1$ possui dispersão variando de NE até ESE. Interpreta-se o sistema como transcorrente devido às características encontradas nos afloramentos e pela posição vertical da tensão σ_2 (Figura 76 e Figura 77). Esta fase deformacional atingiu rochas de idades cenozóica e paleozóicas da Bacia do Amazonas.

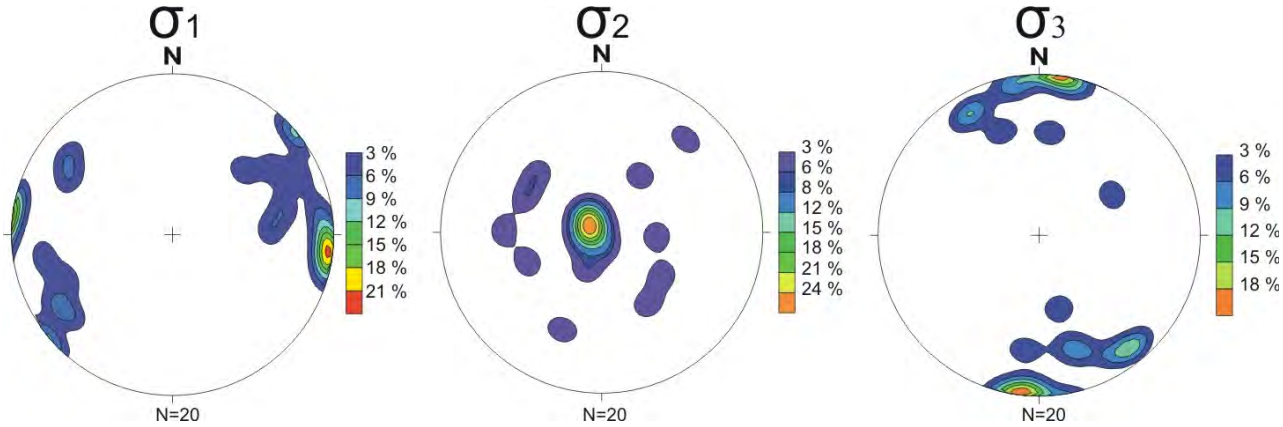

Figura 76: diagramas de isolinhas de paleotensão da fase D5. Método de Turner.

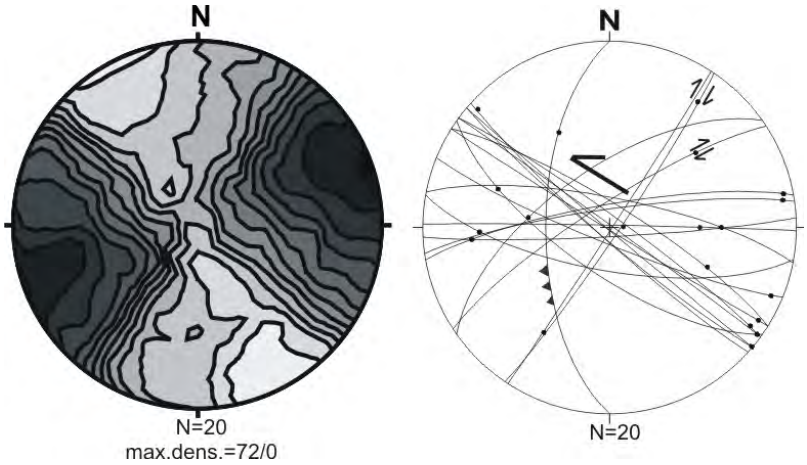

Figura 77: diagrama de paleotensões da fase D5 pelo método de Angelier. Porções mais escuras e mais claras representam áreas de maior probabilidade de conter σ_1 e σ_3 respectivamente.

5.2 Cronologia das fases de deformação

Em síntese, na área de estudo foram observados registros de cinco fases de deformação (Figura 78) nas rochas do embasamento e na Bacia do Amazonas. As fases D1 a D5 foram caracterizadas a partir das análises descritivas e cinemáticas de estruturas reconhecidas em campo, das atitudes destas estruturas, e da interpretação de imagens e estruturas regionais propostas na literatura. As duas primeiras fases de deformação abrangem a porção sul da área e afetam apenas rochas do embasamento (Grupo Uatumã). Possuem caráter transcorrente sinistral, na fase D1 a direção principal das falhas é ENE e σ_1, provavelmente, com direção N30E, enquanto que as falhas da fase D2 possuem estruturas superpostas as da D1, predominando a direção NW e σ_1 N80W, aproximadamente. Considerando que esse registro

deformacional foi observado apenas em rochas do embasamento, com hidrotermalismo associado (epidoto e sílica nos planos de falhas), supõe-se tratar de fase ocorrida anterior a instalação da bacia.

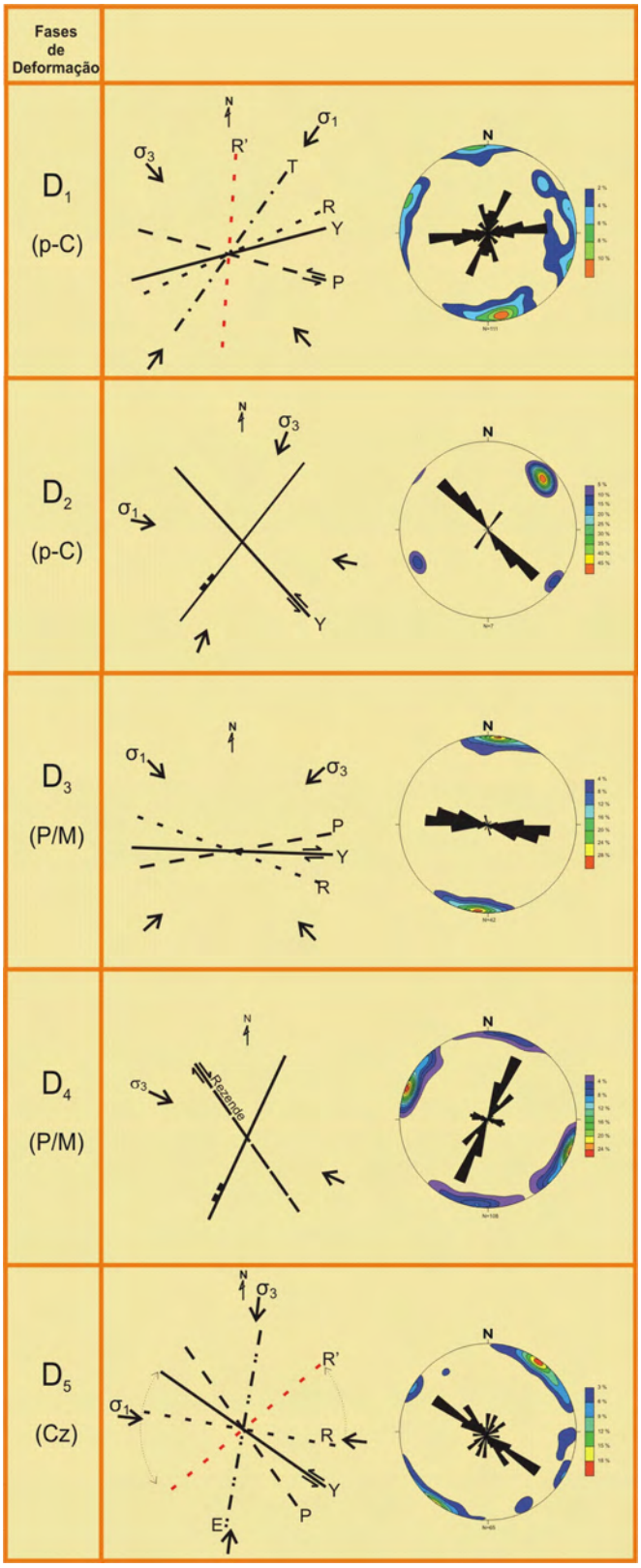

Figura 78: esquema geral das fases deformacionais e principais direções das fraturas correspondentes a cada fase.

A primeira fase registrada na bacia corresponde a D3, que possui direção principal das estruturas WNW com cinemática dextral, presente apenas nas formações Maecuru e Itaituba (Paleozóico). O $\sigma 1$ tem direção N45W e caráter transcorrente. A quarta fase (D4) de deformação afetou rochas paleozóicas (formações Maecuru, Ererê, Barreirinha e Monte Alegre), sob a forma de falhas normais de direção NE e pode estar associada a uma fase distensiva, que permitiu o alojamento dos diques de diabásio no Mesozóico. Na fase D4 as falhas normais são compatíveis com o sistema de falhas trancorrentes dextrais que seccionam a bacia na direção NW, com a tensão $\sigma 3$ na direção N65W

A última fase de deformação que afetou a região (D5) tem seu registro nas rochas da bacia e possui caráter transcorrente sinistral, com $\sigma 1$ principal N85W variando em torno de 30º. Há possibilidade da fase D5 constituir uma fase neotectônica, pois os registros da deformação estão presentes nas seções paleozóicas e cenozóicas da bacia. A direção principal das falhas descritas no campo é N60W, porém acredita-se que esta fase pode estar refletida nos grandes lineamentos E-W, interpretados na imagem SRTM (Figura 81), em virtude de seu caráter descontínuo, pequeno rejeito, e concentração como sistemas de juntas observadas em trabalhos de campo.

6 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

O mapa do arcabouço estrutural da área obtido a partir da análise de feições lineares interpretadas nas imagens SRTM, magnetometria e dados de campo (Figura 45), contêm lineamentos que sugerem a presença de falhas importantes na área. Neste mapa é possível notar três direções principais de estruturas regionais na área de estudo: N50-70W, N60-70E e E-W. As direções NE e NW seguem as grandes estruturas propostas por diversos autores para a Bacia do Amazonas e embasamento. Por outro lado, poucos trabalhos (Costa 1995), mencionam as falhas de direção E-W na Bacia do Amazonas.

As interpretações sobre o mapa de magnetometria (gradiente horizontal total – GHT, continuado 5.000m) contribuíram para a identificação de anisotropias profundas, presentes no embasamento, que possam controlar as estruturas na cobertura sedimentar. Os lineamentos magnetométricos (Figura 79) apresentam direção principal NW, de modo semelhante aos lineamentos da imagem SRTM (Figura 80), e ocorrem no embasamento e nas seções paleozóica e cretácea, sugerindo reativações de algumas destas estruturas.

As direções NE e E-W dos lineamentos magnetométricos são pouco marcadas e descontínuas, provavelmente refletindo estruturas mais rasas e pouco evidentes no embasamento. No mapa de arcabouço estrutural (Figura 45) é possível notar o controle dos lineamentos N50-70W compartimentando blocos estruturais, próximos a Itaituba e na porção central, e afetando rochas do embasamento e da bacia. Este padrão é nítido no mapa de magnetometria (Figura 79) representado por traços contínuos e retilíneos, enquanto nas imagens SRTM os lineamentos são pouco contínuos e por vezes anastomosados (Figura 80).

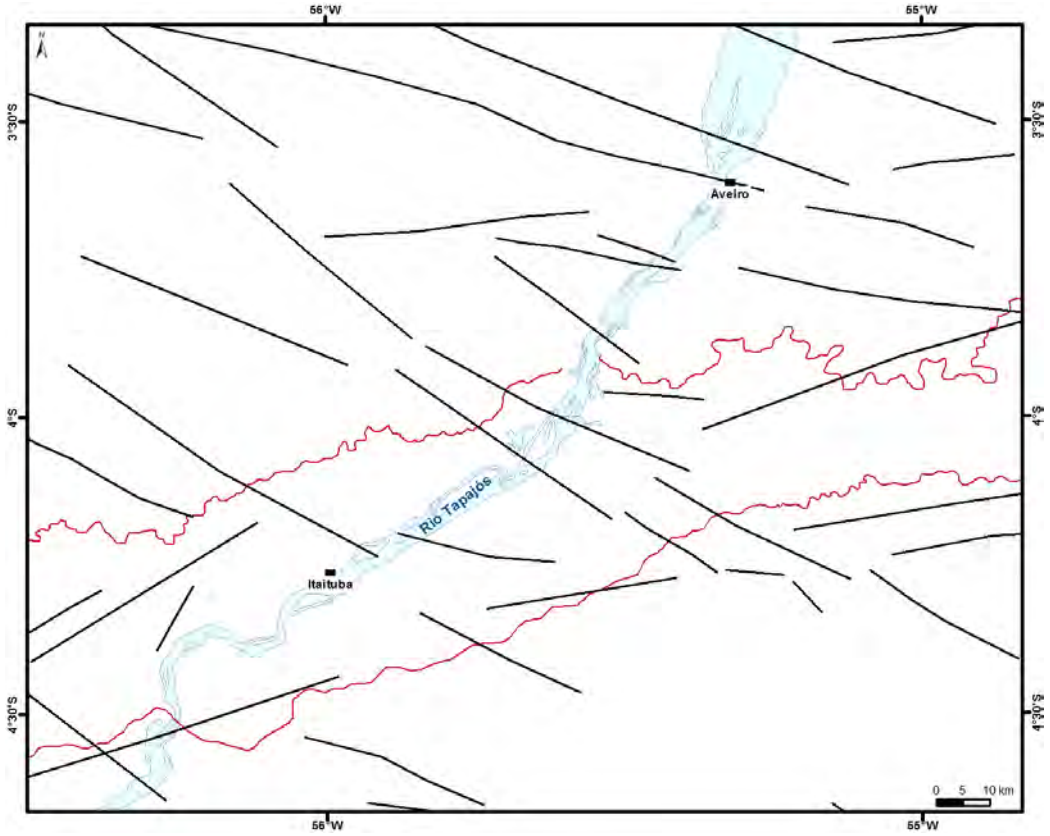

Figura 79: lineamentos interpretadas a partir do mapa magnetométrico de gradiente horizontal total continuado para 5.000 metros. Os traços vermelhos são os limite Paleozóico da bacia com o embasamento a sul e com a seção cretácea a norte.

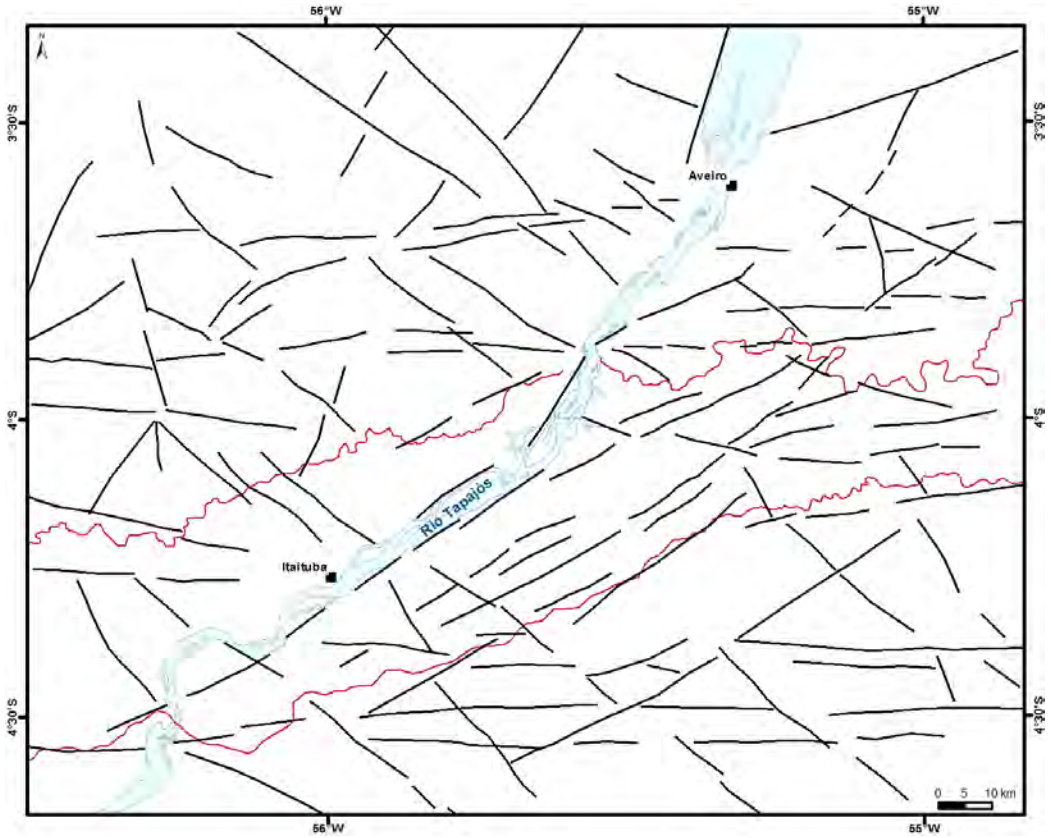

Figura 80: mapa de lineamentos interpretados na SRTM. Em vermelho os limites Paleozóico e seção cretácea.

Esta assinatura NW é bastante discutida por diversos autores.

Segundo Rezende & Brito (1973) os lineamentos NW correspondem a falhas transcorrentes com cinemática dextral (Figura 81). Wanderley Filho (1991) denominou os lineamentos NW de falhas de transferência, os quais deslocam o eixo do depocentro da bacia e o eixo da linha de charneira que corresponde os gradientes das anomalias gravimétrias (Figura 82).

Um sistema de falhas transcorrentes que atravessa a bacia (e a porção norte da área estudada), com direção NW, foi denominado por Costa (2002) de Sistema de Falhas Transcorrentes de Urucará, e pode corresponder a reativações de zonas de cisalhamento do embasamento. Segundo o mesmo autor este sistema desloca o eixo gravimétrico da bacia, sugerindo movimentação sinistral (Figura 83).

Os lineamentos NE, que compõem o arcabouço estrutural, foram interpretados tanto na magnetometria quanto nas imagens orbitais, porém são mais contínuos nas imagens SRTM. A direção NE, presente tanto na bacia

como no embasamento, apresenta resposta diferente para as rochas sedimentares.

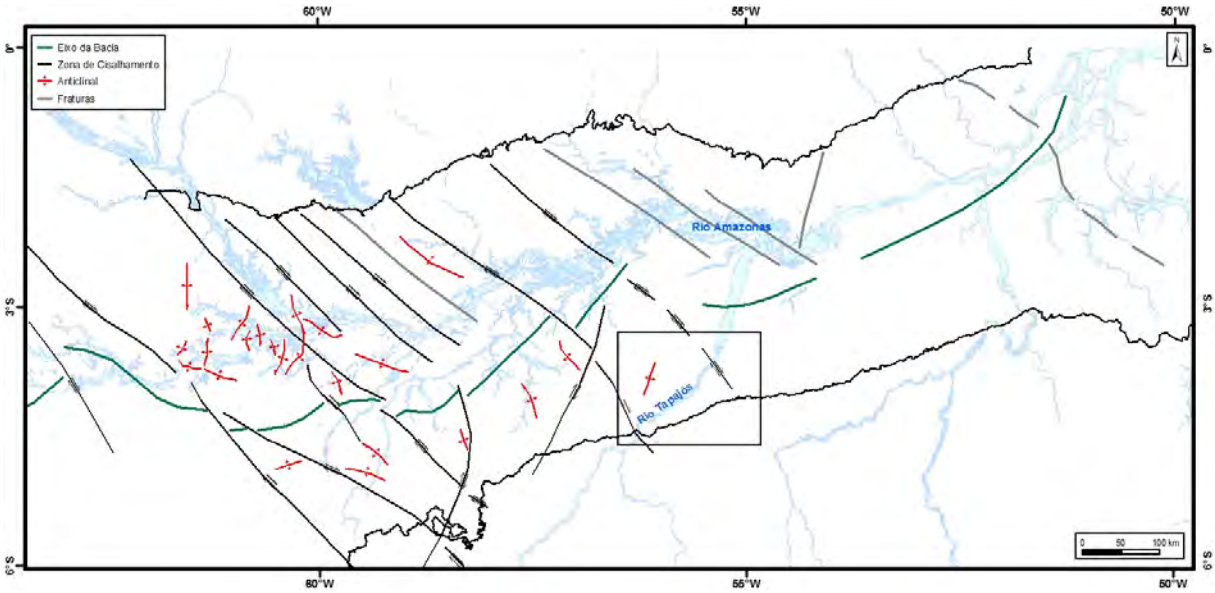

Figura 81: mapa da tectônica de cisalhamento e estruturas associadas. Nota-se estruturas NW com movimentação dextral que deslocam o eixo da bacia. Modificado de Rezende & Brito (1973).

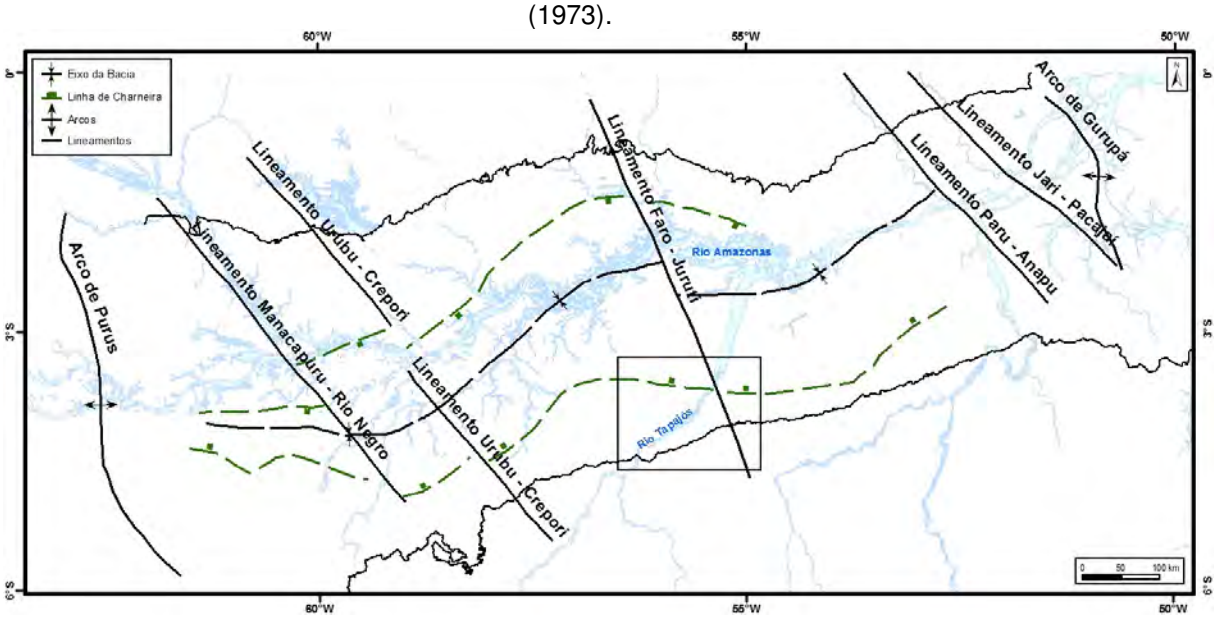

Figura 82: lineamentos de direção NW, transversais a bacia, interpretados como falhas de transferência, segundo Wanderley Filho (1991). Nota-se o deslocamento do eixo da bacia e da linha de charneira.

Na seção paleozóica, a direção é de aproximadamente N60E com zonas de falhas de padrão anastomosado e contínuo. A seção sedimentar mesozóico-cenozóica possui os lineamentos com direção N30E, retilíneos e pouco contínuos (Figura 80). Miranda (1982) descreve lineamentos de direção

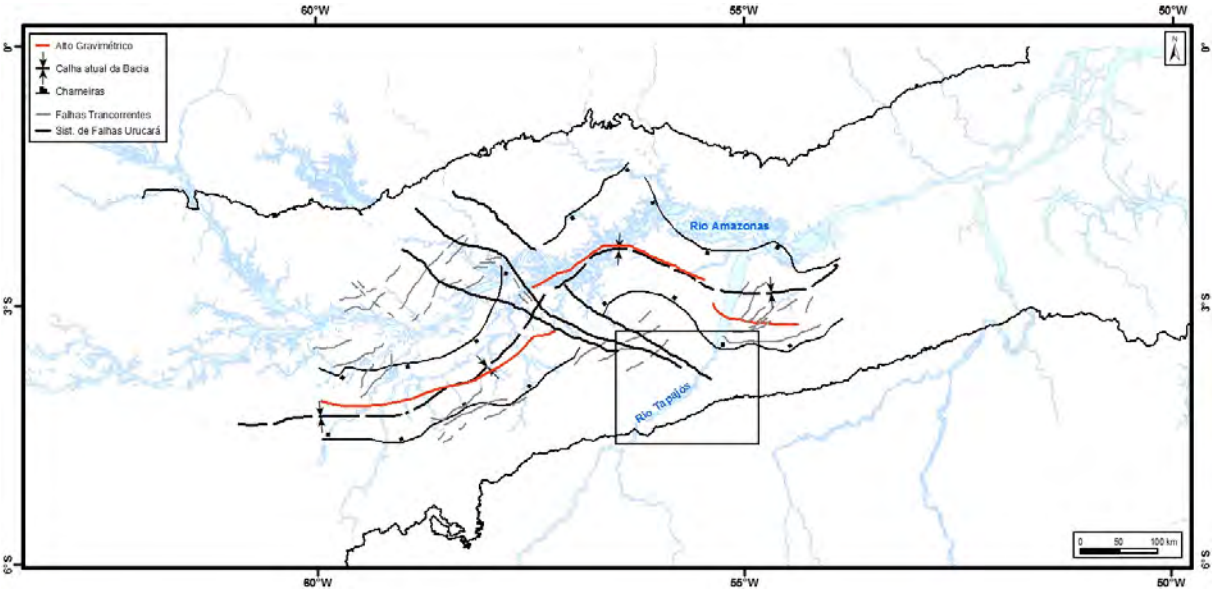

Figura 83: estilo estrutural proposto para Bacia do Amazonas por Costa (2002). O sistema de falhas trancorrentes de Urucará que desloca o eixo gravimétrico, sugerindo movimentação sinistral.

N20-30E que afetam rochas pré-cambrianas e terrenos sedimentares nas proximidades da foz do Rio Tapajós.

Araújo *et al.* (1976) em trabalhos no Projeto Radam Brasil, propõe a hipótese de que o baixo curso do Rio Tapajós teria sido controlado por um “graben” com orientação geral NNE. No mesmo projeto, porém em outra carta, Santos *et al.* (1975) definem o lineamento Tapajós de direção N40E ao longo do rio de mesmo nome (Figura 84), este se encontra perpendicular ao lineamento Abacaxis (NW).

Outra direção importante, a E-W, reconhecida principalmente em imagens SRTM, compartimenta o mapa de arcabouço estrutural da área (Figura 45). As falhas de direção E-W apresentam-se dispersas por toda a área, com razoável continuidade, bem marcadas na seção mesozóica-cenozóica e no embasamento.

De fato, o registro estrutural observado nos afloramentos descritos é coerente ao arranjo estrutural obtido através da análise de imagens (Figura 85). Bons exemplos de falhas podem ser observados nas margens do rio Tapajós entre as cidades de Aveiro e São Luiz do Tapajós (afloramentos 01, 02, 03, 04, 05, 09, 14, 21, 39, 48, 54, 56, 62, 75, 76). Nestes afloramentos predominam falhas subverticais com sistema principal transcorrente, que coincidem com as direções estrutural em imagens.

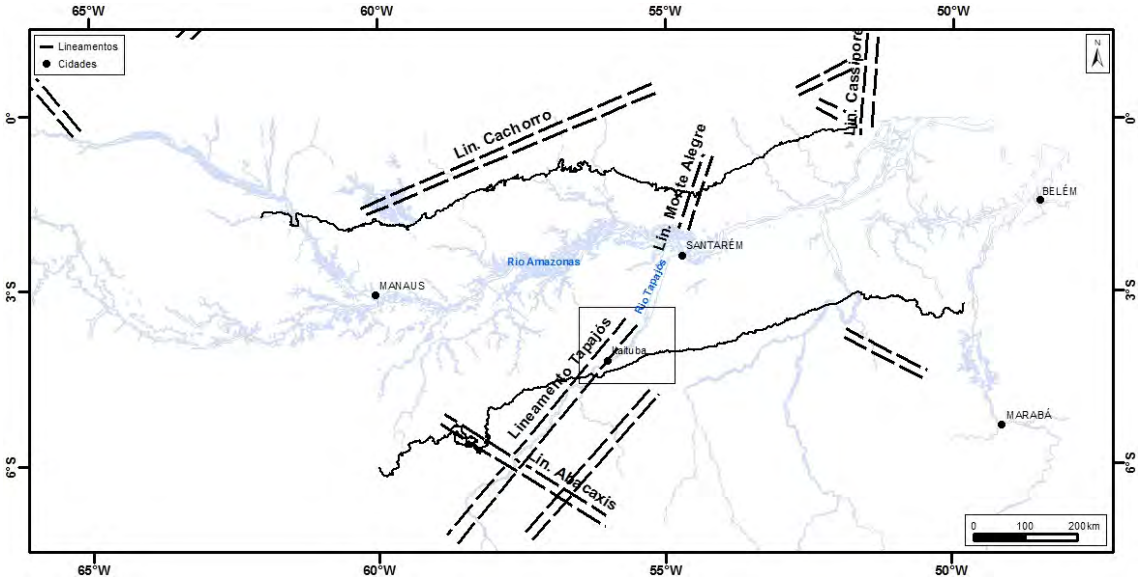

Figura 84: lineamentos propostos por Santos *et al.* 1975. Notal a direção N40E do lineamento Tapajós.

O registro estrutural observado indica a predominância de estruturas regionais segundo as direções N50-70W, E-W e N60-70E, com possibilidades de evolução policíclica do Proterozóico ao Fanerozóico. A assinatura em mapas aeromagnetométricos, com continuação ascendente a 5.000 m, pressupõe a ocorrência de falhas profundas, principalmente segundo as direções NW e NE (Figura 79). A direção E-W é bastante evidente em imagens orbitais e apresenta caráter superficial. Estas três direções estão associadas às fases de deformação definidas neste trabalho e são correlacionadas com fases tectônicas que afetaram a Bacia do Amazonas.

A fase **D1** com direção de falhas ENE-WSW e σ_1, provavelmente, com direção N30E, pode estar relacionada ao reflexo da formação do Cráton do Amazonas a partir da colagem das Províncias Amazônia Central e Ventuari-Tapajós. As estruturas da fase D1 possuem sobreposição de estruturas NW, da fase **D2** com σ_1 N80W, aproximadamente.

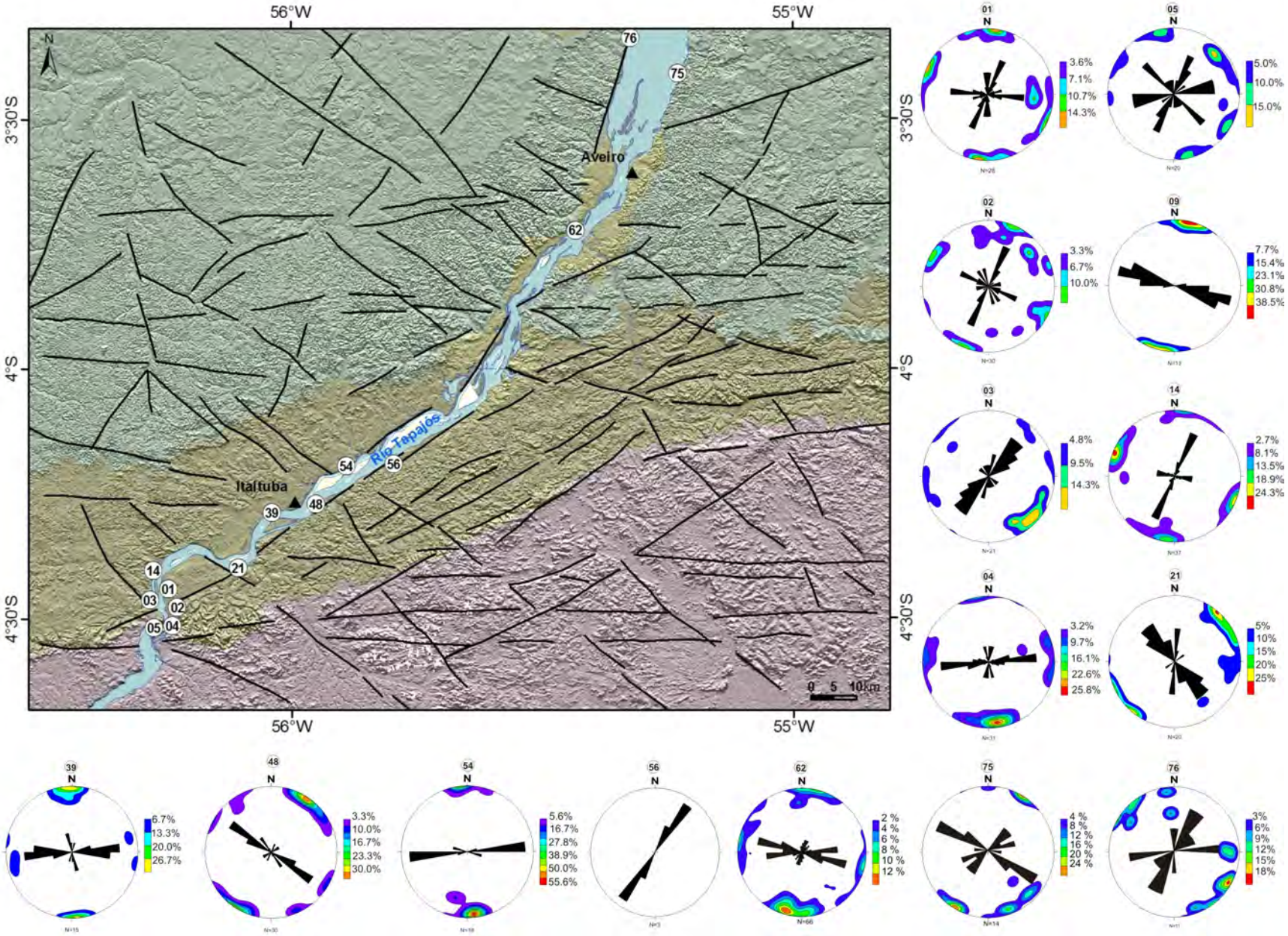

Figura 85: mapa com as principais estruturas reconhecidas na SRTM e os diagramas dos afloramentos que possuem estruturas semelhantes com os lineamentos.

Esta segunda fase, que atingiu as rochas do Grupo Uatumã, pode estar associada ao evento Brasiliano com compressão E-W, como já sugerido por Almeida 1967, Caputo 1984 e Brito-Neves *et al.* 1999. As falhas e material vulcânico gerados após a formação do embasamento, são relacionadas por alguns autores (Almeida, 1967; Almeida *et al.*, 2000; Zalán, 2004), a processos de rifteamento que poderiam ter dado origem a Bacia do Amazonas. A fase D2 também pode estar associada a estes processos de falhamentos durante a formação da bacia.

As estruturas geradas na fase **D3** (falhas WNW-ESE com σ_1 N45W) podem ser o reflexo da colisão dos continentes Gondwana e Laurásia ao final do Paleozóico (Orogenia Herciniana ou Allegheniana) como proposto por Cunha *et al.* (2007). Sugere-se para esta fase D3, uma idade permiana-triássica, pois as estruturas afetam unidades paleozóicas mas, em campo, não foram reconhecidas estruturas associadas a estas fase nas rochas básicas ligadas ao Magmatismo Penatecaua. Travassos & Barbosa Filho (1990) ao estudarem o bloco Tapajós, interpretaram linhas sísmicas e, reconheceram falhas reversas associada a tectônica transpressiva que atinge a sequência Permo-Carbonífera e somente a base da Cretácea-Terciária (Figura 86), que podem representar a atuação da fase D3.

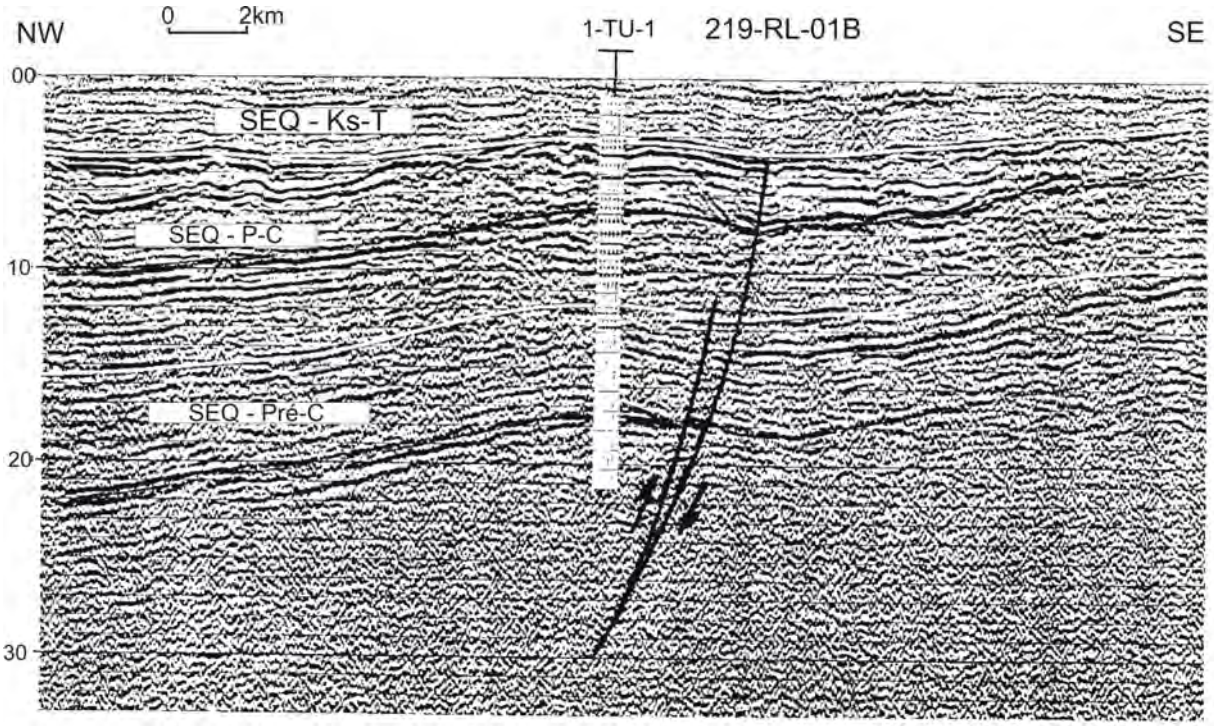

Figura 86: Linha sísmica situada no Bloco Tapajós. Notar as discordâncias das seqüências Pré-Cambrina, Permo-Carbonífera e Cretáce-Terciária, e as falhas que não atingem a última seqüência. Extraído de Travassos & Barbosa Filho 1990.

As falhas regionais N50-70W relacionadas a esta fase, apresentam comportamento distensivo, já a posição das falhas N60-70E em relação ao σ1 configura uma deformação compressiva, porém em contexto transcorrente (Figura 87). As falhas que compõem o quadro de deformação desta fase podem estar relacionadas com reativação de estruturas mais profundas e antigas ou das próprias fases D1 e D2.

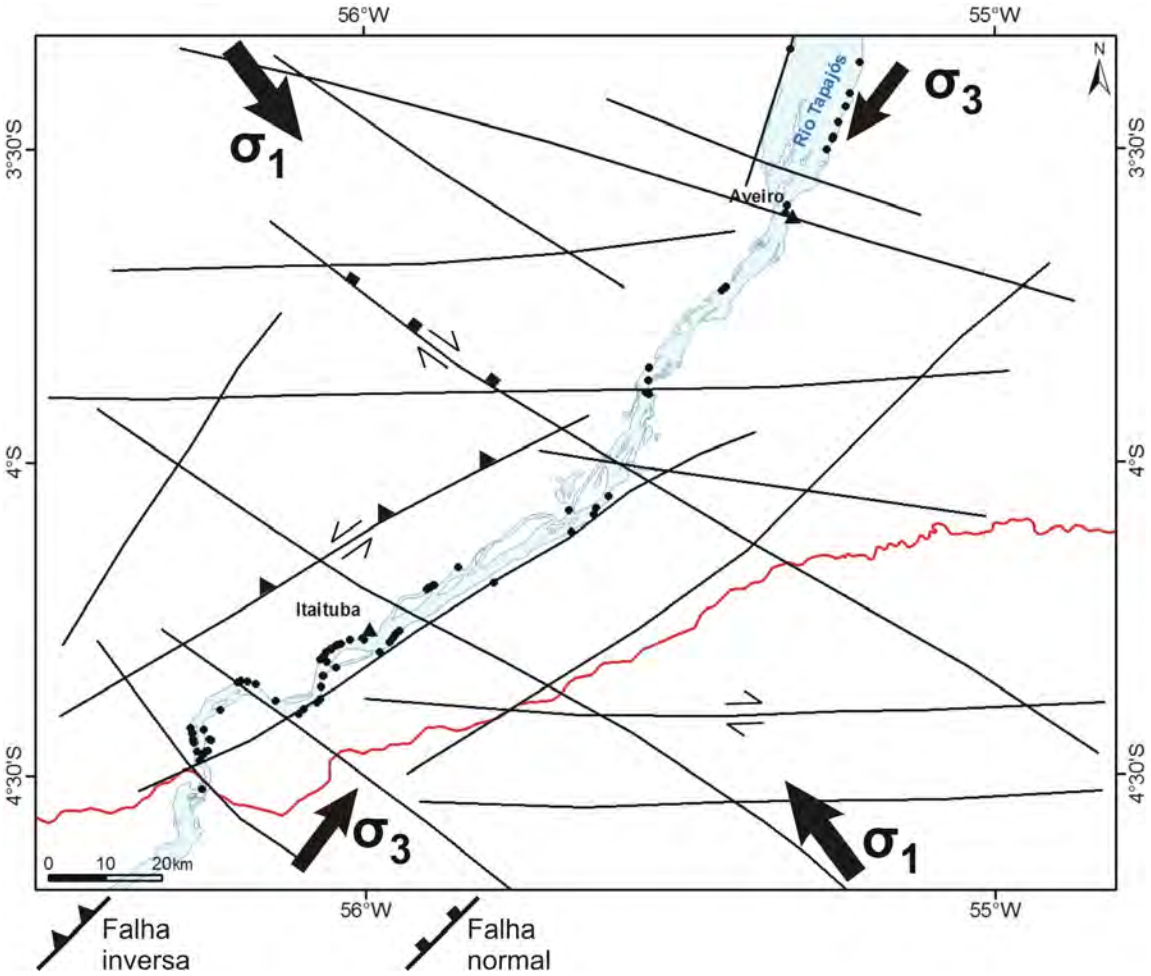

Figura 87: traçado do arcabouço estrutural da área com as direções principais de tensões para fase D3 e possível cinemática para os conjuntos de falhas N50-70W (distensional-dextral), N60-70E (compressiva-sinistral) e E-W (dextral).

A fase **D4** tem deformação definida principalmente por falhas normais de direção NE, com caráter distensional com a tensão σ_3 na direção N65W. As falhas normais NE desta fase de deformação que atingiram a área estudada, são compatíveis com o sistema de falhas transcorrentes dextrais que seccionam a bacia na direção NW. A quarta fase de deformação que atingiu a área pode estar associada com o processo tectônico chamado por Almeida *et al.* (2000) de estágio de ativação, o qual iniciou-se com eventos distensionais

na direção leste-oeste, acompanhada de intrusões de magma básico na direção N-S (Cunha *et al.* 1994 e Zalan 2004). A relação do arcabouço estrutural com a projeção das paleotensões da fase D4 permite a inferência de uma cinemática dextral para as falhas de direção N50-60W (Figura 88), coincidente com a cinemática proposta por Rezende & Brito (1973), e a distensão (σ_3) na direção WNW, referente ao evento Penatecaua. Esta fase pode corresponder ao evento de magmatismo na região, com distensão, mas em contexto transtensivo com σ_1 a NNE-SSW. Como os registros são restritos as rochas básicas e sedimentares mais antigas, é proposta uma idade jurássica-cretácica para este evento.

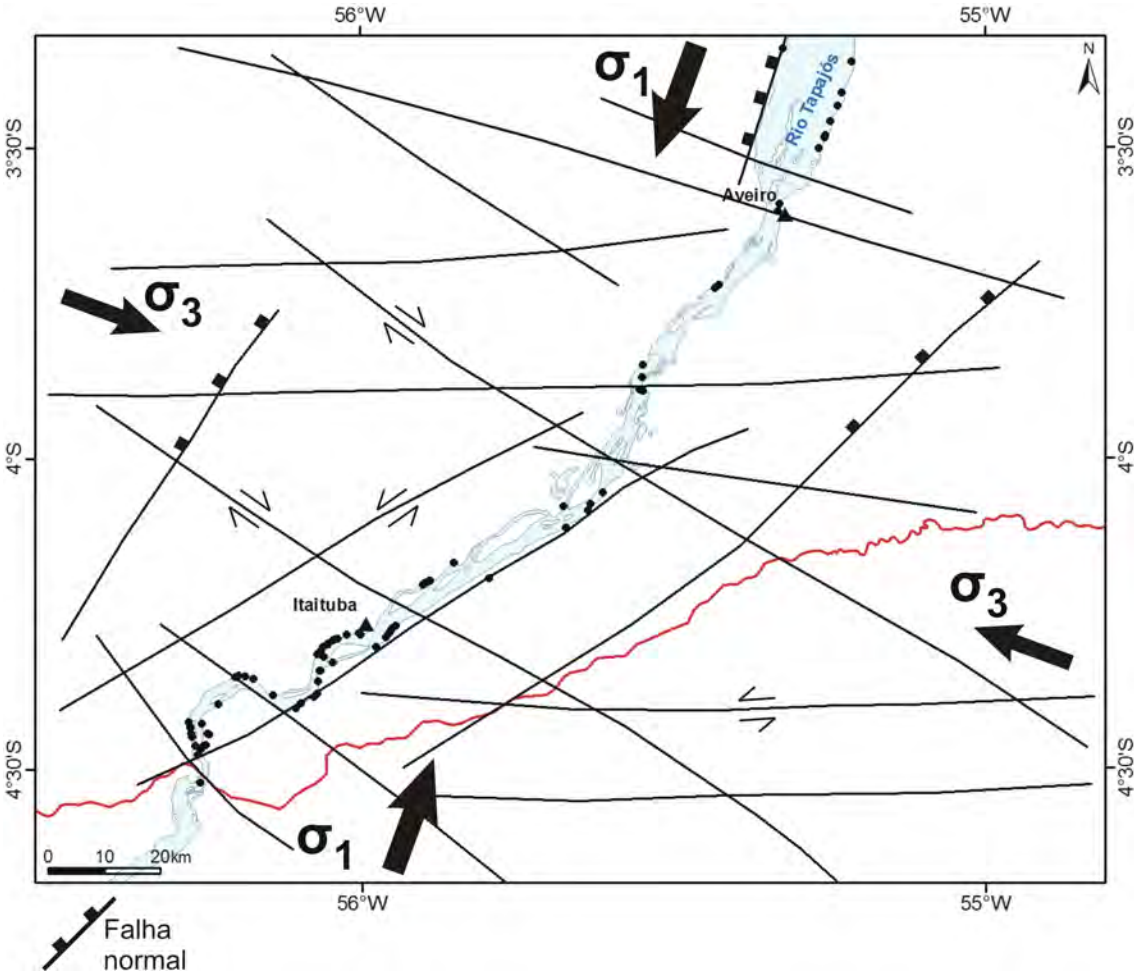

Figura 88: traçado do arcabouço estrutural da área com as direções principais de tensões para fase F2, e possíveis cinemática para os conjuntos de falhasN10-20E (distensional), N50-70W (dextral), N60-70E (sinistral) e E-W (dextral).

A última fase de deformação, **D5**, apresenta direção principal N60W, para as falhas descritas no campo com caráter transcorrente sinistral, e σ1 principal N85W variando em torno de 30º. Esta fase pode estar relacionada a

eventos compressivos de direção E-W da Orogenia Andina (Pindell & Tabbut 1995). A projeção das paleotensões obtidas para as fases D5 sobre o arcabouço estrutural (Figura 89) permite a inferência de sistemas estruturais transcorrentes, onde as falhas E-W devem ter apresentado comportamento distensivo. Em virtude da magnitude da deformação, conforme observado em afloramentos, bem como a continuidade de elementos estruturais em imagens e seu registro em unidades estratigráficas mesozóico-cenozóicas, interpreta-se um sistema conjugado composto pelas estruturas N50-70W (sinistral) e N60-70E (dextral), cuja bissetriz é condizente com a direção E-W, paralela a σ1.

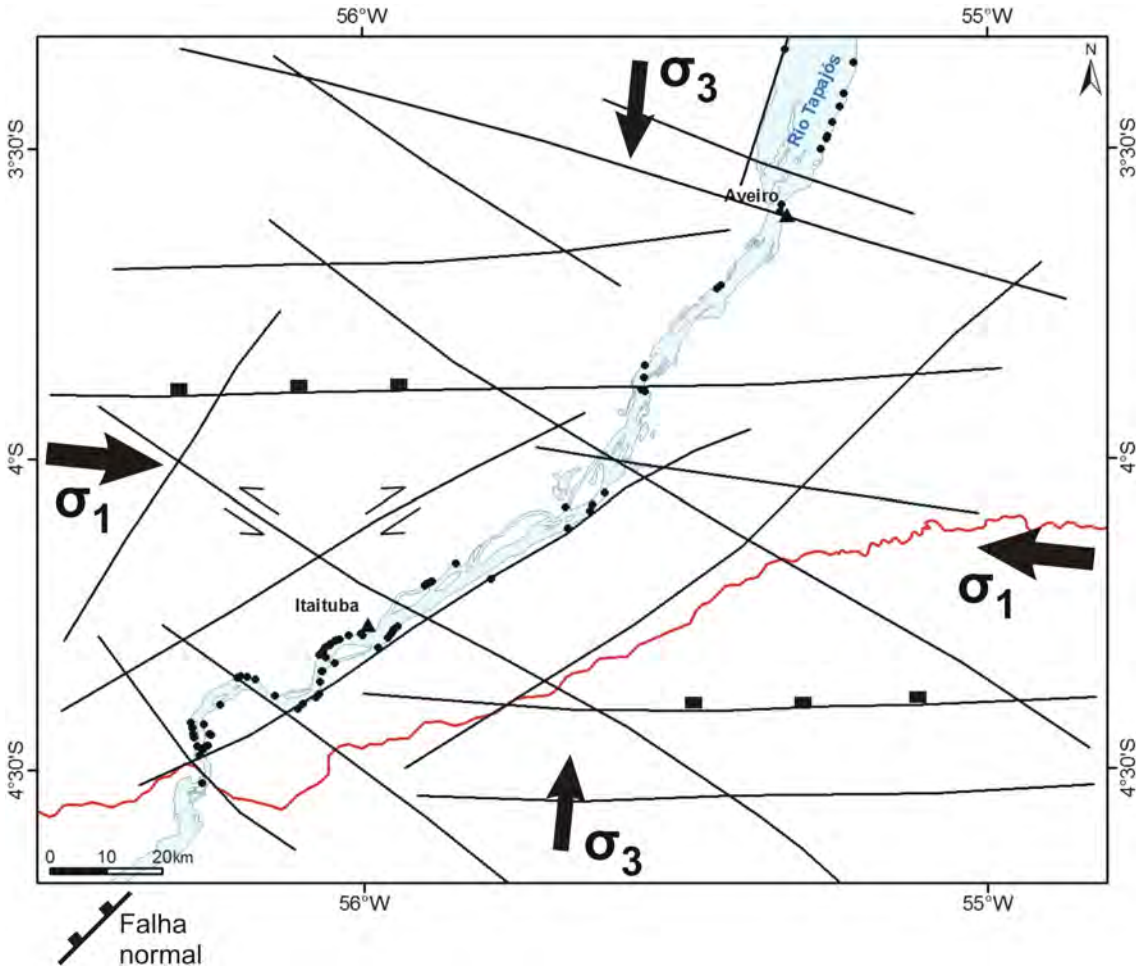

Figura 89: traçado do arcabouço estrutural da área com as direções principais de tensões para fase D5 e, possíveis cinemática para os conjuntos de falhas N50-70W (sinistral), N60-70E (dextral) e E-W (distensional).

De modo geral as cinco fases de deformação reconhecidas na área de estudo, possuem uma correlação com a evolução geral da bacia, a qual permitiu o posicionamento temporal e cronológico das mesmas em relação as unidades da Bacia do Amazonas (Figura 90).

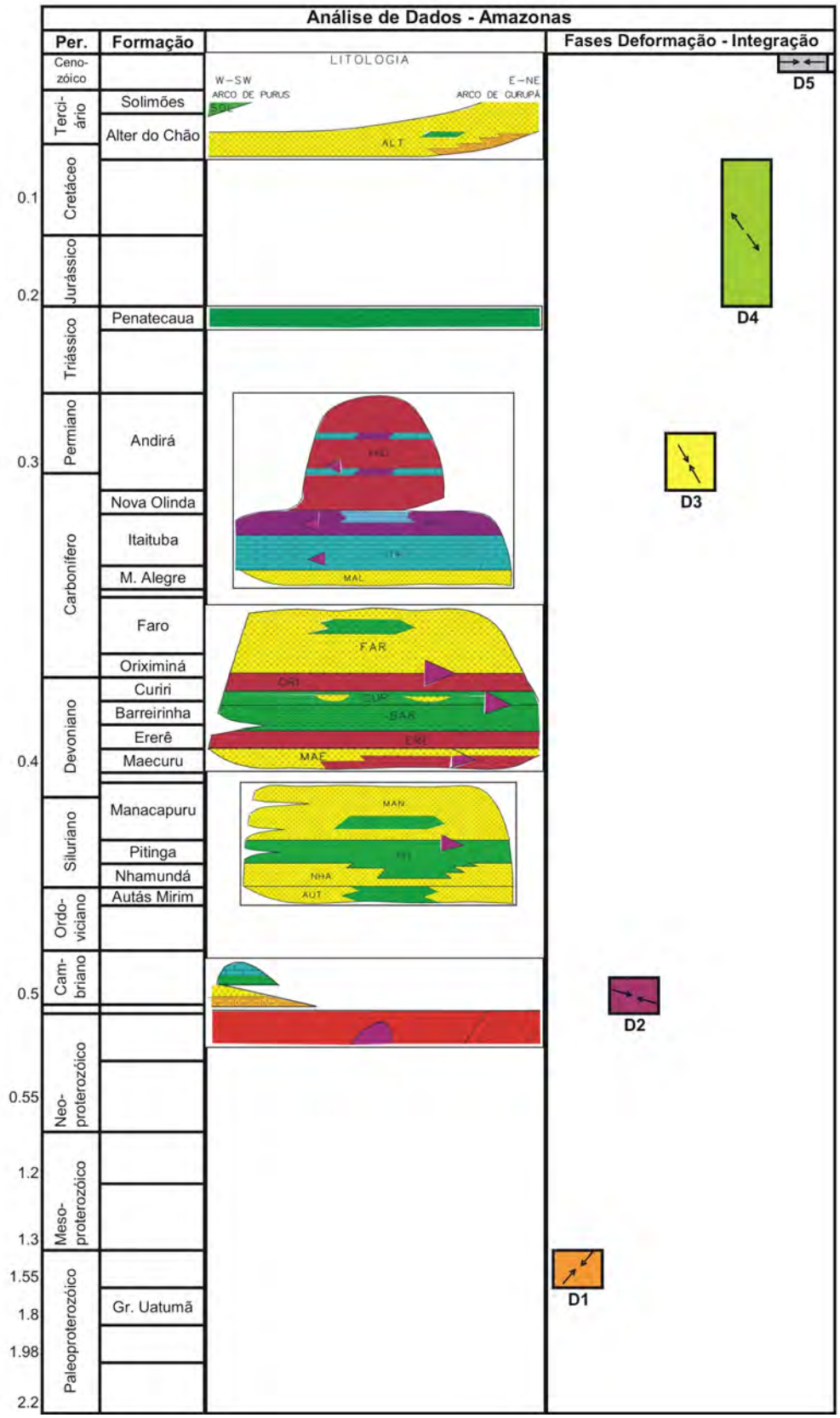

Figura 90: quadro esquemático de idades prováveis pra as fases de deformações.

7 CONCLUSÕES

A análise estrutural sobre as rochas do embasamento e da Bacia do Amazonas, aflorantes na região de Itaituba-PA, com a caracterização das estruturas e as respectivas cinemáticas e paleotensões baseada em estudos regionais de deformações, dados de campo e imagens orbitais, permitiu alcançar as seguintes conclusões:

- O arcabouço estrutural é definido por três direções preferências de lineamentos: N50-70W, N60-70E e E-W. Os dois primeiros *trends* são reconhecidos na magnetometria e podem representar estruturas mais antigas ou profundas, e são correlacionáveis a estruturas descritas na literatura para o embasamento. Os lineamentos E-W reconhecidos principalmente nas imagens SRTM podem refletir estruturas geradas em eventos mais recentes.
- O método de inferir estrias, a partir de estruturas que se enquadrem em fraturas do sistema Riedel, é uma ferramenta auxiliar importante para análise cinemática e de paleotensões, devido ao acréscimo de medidas para tratamento estatístico de dados.
- As análises descritivas, cinemáticas e de paleotensões a partir dos dados de campo permitiram a separação cronológica em 5 fases de deformação afetando rochas do embasamento e da bacia.
- A primeira fase de deformação, D1, atingiu rochas do embasamento (Grupo Uatumã) as falhas principais têm direção ENE e σ_1, provavelmente, com direção N30E e caráter transcorrente sinistral. Esta fase pode estar relacionada com a formação do Cráton Amazônico durante o choque das províncias Amazônia Central e Ventuari-Tapajós.
- A fase D2, atingiu rochas do Grupo Uatumã, possui estruturas superpostas as da fase D1, predominando a direção NW e σ_1 a N80W, aproximadamente em sistema transcorrente sinistral. Pode correlacionar-se esta fase aos eventos ligados ao final do ciclo Brasiliano.
- A fase D3 foi a primeira fase que atingiu rochas paleozóicas da Bacia do Amazonas. As falhas possuem direção principal WNW com cinemática

dextral e σ_1 com direção N45E e caráter transcorrente. Suas características permitem a correlação com a Orogenia Herciniana.

- A quarta fase de deformação que atingiu a área estudada é definida principalmente por falhas normais de direção NE, com a tensão σ_3 na direção N65W. A fase tem associação com o processo tectônico de idade jurássico-cretáceo (Magmatismo Penatecaua) responsável pelas intrusões de magma básico na Bacia do Amazonas.
- A última fase, D5, apresenta direção principal de estruturas N60W, caráter transcorrente sinistral, e $\sigma 1$ a N85W. Esta fase pode estar relacionada a eventos compressivos de direção E-W, da Orogenia Andina.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F. F. M. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim Divisão Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, v. 241, p. 36, 1967.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUY, Y.; BRITO-NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 1977, Campina Grande. **Anais**. p. 363-391.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. **O Pré-Cambriano no Brasil.** São Paulo: Ed. Edgard Blücher, 1984, 318 p.

ALMEIDA, F. F. M.; NEVES, B. B. B.; CARNEIRO, C. D. R. The origem and evolution of the South American Plataform. **Earth-Science Reviews**, Holanda, v. 50, p. 77-111, 2000.

ANDERSON, E. M. **The dynamics of faulting (2ª edição)**. Edinburgh: Oliver & Boyd, 1951, 208p.

ANGELIER, J.; MECHLER, P. Su rune méthode graphique de recherché des contraintes principales également utilisable em tectonique et em séismologie: la méthode dês dièdres droits. **Bulletin de La Societe Geologique de France**, v. 7, n.6, p.1309-1318, 1977.

ARAUJO, J. F. V.; MONTALVÃO, R. M. G de.; LIMA, M. I. C de.; FERNANDES, P. E. C. A.; CUNHA, F. M. B da.; FERNANDES, C. A.C.; BASEI, M. A. S. **Projeto Radam Brasil - Folha SA.21 Santarém**. Brasília, v.10, 220 p. 1976.

BAHIA, R.R.; ABREU, F. A. M de. O rift do Amazonas – sistema aulacogênico na Palataforma amazônica. In: II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1985, Belém, **Anais**. p. 222-241.

BEMERGUY, R. L.; COSTA, S. B J.; HASUI, Y.; BORGES, M. S.; SOARES JR, A. V. Structural geomorphology of the Brazilian amazon region. In: III CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**,** 2001, Belém, **Anais**. p. 247-257.

BRITO-NEVES, B. B. America do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário andino. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 29, n.3, p. 379-392, 1999.

CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of Brazil**. 586p. Tese (Doctor in Philosophy in Geology), Califórnia University, Santa Barbara, 1984.

CORDANI, U. G.; BRITO-NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; TOMAZ-FILHO, A.; CUNHA, F. M. B. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras**.** **Série Ciência-Técnica-Petróleo**, Rio de Janeiro, n. 15, p. 70. 1984.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BORGES, M.; BENERGAUY, R.L. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do rio Amazonas. **Geociências**, São Paulo, v. 14, n.2, p. 77-103. 1995.

COSTA J. B. S.; HASUI, Y. Evolução Geológica da Amazônia. In: CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**,** 1997, Belém, **Anais**, FINEP/SBG, p. 15-90.

COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y.; BORGES, M.S. Tectonics and paleogeography along the Amazon the Amazon river. **Journal South American Earth Sciences**, v. 14, p. 335-347, 2001.

COSTA, A. R. A. **Tectônica Cenozóica e Movimentação Salífera na Bacia do Amazonas e suas Realções com a Geodinâmica das Placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca.** 237p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.

COSTA, A. R. A. Tectônica cenozóica e movimentação salífera na Bacia do amazonas.In: VIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2003, Manaus, **Anais**. p. 1-6.

CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Mapa geológico do Brasil. Brasília: CPRM, 2004. Escala 1:1.000.000.

CUNHA, P.R.C.; GONZAGA, F.G.;COUTINHO, L.F.C.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p. 47-55, 1994.

CUNHA, P.R.C.; MELO, J.H.G.; SILVA, O.B. Bacia do Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p. 227-251, 2007.

DAVIS, G. H. **Structural Geology of Rocks and Regions.** Canadá: John Wiley & Sons, 1984, 492 p.

DE FREITAS, R. C. **Análise estrutural multitemática do Sistema Petrolífero Irati-Rio Bonito, Bacia do Paraná.** 116 p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2006.

DE FREITAS, R. C.; ROSTIROLLA, S. P.; DE FREITAS, D. C. Desenvolvimento de um aplicativo para determinação de paleotensões pelo critério de Mohr-Coulomb. In: X SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2005, Curitiba. **Boletim de Resumos Expandidos**, p. 517-520.

DOBLAS, M. Slickenside kinematic indicators. **Tectonophysics**, v. 295, p. 187-197. 1998

EIRAS, J. F.; BECKER, C.R.; SOUZA, E.M.; GONZAGA, F.G.; SILVA, J.G.F.; DANAIEL, L.M.F.; MATSUDA, N.S.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Solimões. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p. 17-45, 1994.

EIRAS, J. F.; MATSUDA, N. S.; SILVA, O. B da.; HOOK, S. C. **Virtual field trip to the Tapajós river – Amazon basin, northern Brazil**. ABGP/AAPG International Conference & Exhibition, Rio de Janeiro. 1998.

FLORENZANO, T.G. **Iniciação em Sensoriamento Remoto**. São Paulo: Oficina de Textos, 2007, 100 p.

FORTES, F. A macroestruturação da Bacia do Amazonas e a teoria da expansão da Terra. In: V SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA,1996, Belém, **Resumos Expandidos**. p. 304-309.

GERALDES, M. C. A paleogeografia da Amazônia e as reconstruções dos supercontinentes. In: IX SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2007, Porto Velho, **Anais**. p. 49-62.

HOBBS, W.H. **Earth Feactures and Their Meanig: Na Introduction to Geology for the Students and General Reader**. New York, Mcmillian, 1912, 347p.

JULIANI, G.; MONTEIRO, L.V.S.; FERNANDES, C.M.D. The paleoproterozoic vulcano-plutonism and associated Au and Cu-Mo mineralizations in the Tapajós gold Province, Amazonian Craton. In: SYMPOSIUM ON MAGMATISM,

CRUSTAL EVOLUTION, AND METALLOGENESIS OF THE AMAZONIAN CRATON,2006, Belém, **Abstracts volume and field trips guide**. p. 23.

MARSHAK, S.; MITRA, G. **Basic Methods of Structural Geology**. New Jersey: Prentice-Hall, 1998, 446p.

MCCLAY, K. R. **The Mapping of Geological Structures**. New York: Open University Press, 1987, 161p.

MENDES, J.C.; PETRI, S. **Geologia do Brasil**, Rio de Janeiro: Inst. Nac. do Livro, 1971, 207p.

MIRANDA, F. P DE.; MCCAFFERTY, F P.; TARANIK, J. V. Sensoriamento remoto na prospecção de hidrocarbonetos na bacia do Amazonas. **Boletim Técnico da Petrobras.** Rio de Janeiro, v. 26, n. 4, p. 268-291, 1983.

NASA - N*ational Aeronautics and Space Administration*. Didponível em: <http://landsat.gsfc.nasa.gov>. Acesso em: março de 2007.

NAYLOR, M. A.; MANDL, G.; SIJPESTEIJN, C. H. K. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. **Journal of Structural Geology**. v. 8, n. 7, p. 737-752, 1986.

O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. Lineament, linear, leneation: Some proposed new standards for old terms. **Geological Society of America**. v. 87, n. 10, p. 1463-1469, 1976.

PINDELL, J. L.; TABBUT, K. D. Mesozoic-Cenozoic Andean paleogeogrphy and controls on hydrocarbon systems. In: TANKARD, J. A.; SUÁREZ SORUCO, R.; WELSINK, H. J. (eds.). **Petroleum Basins of South America**. AAPG Memoir 62, 1995, p. 101-128.

RAMSAY, J. G. Shear zone geometry: a review. **Journal of Structural Geology**, v. 2, n. I/2, p. 83-99, 1980.

REZENDE, W.M,DE.; BRITO, C.G. de. Avaliação Geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. In: XXVII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1973, Aracaju. **Anais**, p. 228-245.

SANTOS, D.B.; FERNANDES, P.E.C.A.; DREHER, A.M.; CUNHA, F.M.B. BASEI, M.A.S.; TEIXEIRA, J.B.G. **Projeto Radam Brasil - Folha SB.21 Tapajós**, Brasília, v.7, 376 p. 1975.

SANTOS J.O.S., HARTMANN L.A., GAUDETTE H.E., GROVES D. I., MCNAUGHTON N.J., FLETCHER I.R. A new understanding of the Amazon Craton Provinces based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research**, v.3. n. 4, p. 453-488, 2000.

SOUZA-LIMA, W. Bacias sedimentares brasileiras – Bacias Paleozóicas. **Fundação paleontológica Phoenix**, Aracajú, v. 80, n. 7, p. 1-4, 2005.

STERNBERG, H. O. Vales tectônicos da planície amazônica. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, p.95-166. 1950.

TASSINARI C.C.G.; MACAMBIRA M.J.B. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. **Episodes,** v. 22, n.3, p. 174-182, 1999.

TORQUATO, J. R.; PEDREIRA, L. H.; CARNEIRO, C. D. R.; HASUI, Y. Métodos gráficos para determinação das direções principais de esforços em áreas afetadas por falhas. In: CARNEIRO, C. DAL R. **Projeção estereográfica para análise de estruturas: programas ESTER e TRADE, fundamentos teóricos, exercícios e aplicações em microcomputador, laboratório e campo**, São Paulo, Acessoria de Comunicação Social,1996. p. 99-113.

TRAVASSOS, W.A.S.; BARBOSA FILHO, C.M. Tectonismo terciário na área do rio Tapajós, Bacia do amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 4, n. 3, p. 299-314, 1990.

TURNER, F. J. Nature and dynamic interpretation of deformation lamallae in calcite of three marbles. **American Journal Science**, New Haven, v. 251, p. 276-298, 1953.

USGS - *United States Geological Survey*. Disponível em: <www.usgs.gov>. Acesso em: março de 2007.

VICENTE, G de.; MUNOS, A.; GINER, J. L. El uso del método de los diedros rectos: implicaciones a partir del modelo de deslizamiento del analisis poblacional de fallas. **Revista de La Sociedad Geológica de España**, v. 5(3-4) p. 7-19. 1992.

WANDERLEY FILHO, J.R. A influência dos lineamentos Proterozóicos na estruturação da Bacia do Amazonas. In: V SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1996, Belém, **Anais**. SBG/NO, p. 310-312.

WANDERLEY FILHO, J.R. **Evolução Estrutural da Bacia do Amazônia e sua relação com o embasamento**. 125p. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Pará, Belém, 1991.

ZALÁN, P. V. 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: MANTESSA-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO-NEVES, B.B. (orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Beca, 2004, p. 595-613.