UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE DO RELEVO DA AMAZÔNIA CENTRAL COM O EMPREGO DE MODELO
DIGITAL DE ELEVAÇÃO E GEOMETRIA FRACTAL**

Delano Menecucci Ibanez

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2012

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE DO RELEVO DA AMAZÔNIA CENTRAL COM O EMPREGO DE MODELO
DIGITAL DE ELEVAÇÃO E GEOMETRIA FRACTAL**

Delano Menecucci Ibanez

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2012

“(..) o Universo, em sua essência, é dotado de propriedades fractais de natureza extremamente complexa e a atividade científica compartilha das mesmas propriedades. Logo, qualquer porção do Universo que permaneça incógnita e qualquer parte da investigação científica que permaneça sem solução, por menores que sejam em comparação ao já conhecido e solucionado, trazem em si toda a complexidade original. Jamais chegaremos a um fim. Por mais que avancemos, o caminho à frente será tão longo quanto o foi o início. Este é o segredo do Universo.”

ISAAC ASIMOV

À Stefani

RESUMO

A região central da Amazônia encontra-se no interior da maior bacia de drenagem do planeta. Nas bacias dos rios Uatumã e Urubu, localizadas nesta região, o relevo apresenta drenagens com longos trechos retilíneos, inflexões abruptas, mudanças de curso evidenciadas por meandros abandonados, assimetrias de bacias, além de variações suaves dos padrões de dissecção e rugosidade, que são feições morfológicas sugestivas da ação de atividade tectônica moderna no seu modelado. Geologicamente, a área de estudo é coberta por sedimentos terciários seccionados por falhas normais e juntas. De modo a se identificar a influência de estruturas geológicas em superfície e subsuperfície sobre o relevo, aplicou-se no modelo digital de elevação da SRTM técnicas geomorfométricas que foram separadas em dois grupos: 1) assimetria de bacia, isobase e sinuosidade de canais usadas para revelar a gênese de formas do relevo, e 2) rugosidade (geometria fractal), densidade da rede drenagem e semivariograma utilizadas para verificar a distribuição espacial da rugosidade, dissecção e elevação. Além disso, as tendências direcionais do relevo também foram examinadas pela anisotropia da elevação (semivariograma), rugosidade (geometria fractal de autoafinidade) e densidade da rede de drenagem (geometria fractal de autosimilaridade). Os resultados do primeiro grupo permitiram delinear 9 domínios geomorfológicos que mostram rumos preferenciais de migração e, possivelmente, relação com basculamento de blocos. A comparação dos limites desses domínios com dados geológicos e geofísicos sugere que esses limites provavelmente se relacionam com falhas em subsuperfície, as quais teriam controlado a geração de falhas mais novas e o modelado do relevo da região. Tal fato é corroborado pela correspondência entre falhas em subsuperfície e superfície com os limites e as formas dos domínios, a mudança de sinuosidade de rios ao cruzar os limites e a relação da região com alta concentração de atividade sísmica ao longo de um dos limites. Outros dados geomorfológicos também apontam o controle estrutural do relevo. É o caso da relação entre a orientação e aproximação das linhas no mapa de isobase com as falhas normais de alto ângulo mapeadas nas várzeas dos principais rios. Para o grupo 2, os resultados mostram a coincidência espacial entre domínios, definidos pela análise da rugosidade (dimensão fractal) e da elevação (semivariograma), e estruturas geológicas em subsuperfície. Este é o caso da área de Silves, onde a topografia colinosa apresenta diversos rios anelares e radiais, denotando condicionamento por falhas e dobras mapeadas por levantamentos sísmicos. Outro exemplo de tal influência é a associação de altos magnéticos com baixos padrões de dissecção mapeados pela análise da densidade da rede de drenagem. Além da distribuição espacial, as tendências direcionais dessas variáveis geomorfométricas foram analisadas e comparadas entre si e também com informações geológicas. Os resultados indicam que as direções predominantes para o maior eixo da anisotropia de elevação são NNE-SSW e NE-SW para as regiões de interflúvio, além de NW-SE para as planícies aluvionares. A direção de maior aglomeração da rede de drenagem, mostrada por sua anisotropia, coincide com atual campo de esforços da região investigada, exceto nas planícies de inundação. A direção com maior rugosidade, NNE-SSW, está presente na região de Presidente Figueiredo e é coincidente com a direção de cachoeiras e corredeiras.

LANDSCAPE ANALYSIS OF THE CENTRAL AMAZON WITH THE USE OF DIGITAL ELEVATION MODEL AND FRACTAL GEOMETRY

ABSTRACT

The central region of the Amazon is located within the largest drainage basin in the world. In the basins of the Uatumã and Urubu rivers in this region, the landscape have drainages with long straight stretches, abrupt inflections, course changes evidenced by abandoned meanders, and basin asymmetries, and smooth variations of the landscape dissection and roughness patterns, which are morphological features suggestive of the action of modern tectonic activity. Geologically, the study area is covered by Tertiary sediments that are cut by normal faults and joints. To identify the influence of surface and subsurface geological structures on relief, we applied geomorphometric techniques on the digital elevation model from SRTM. These techniques have been separated into two groups: 1) basin asymmetry, isobase and river sinuosity were used to reveal the genesis of relief forms, and 2) fractal geometry, drainage density and semivariogram were used to verify the spatial distribution of the roughness, dissection and elevation. Furthermore, the trend-surfaces were also observed by elevation (semivariogram), roughness (self-affine fractal geometry) and drainage density anisotropy (self-similarity fractal geometry). The results of the first group permitted the delineation of nine geomorphological domains that exhibit preferential migration paths and a potential relationship to block tilting. The comparison of the boundaries of these domains with geological and geophysical data suggests that these boundaries are likely related to subsurface faults that would have controlled the generation of younger faults and the relief modelling of the region. This interpretation is confirmed by the correspondence between subsurface and surface faults and the boundaries and shapes of the domains, the change in the sinuosity of rivers when crossing boundaries, and the effects of a high concentration of seismic activity along one of the limits on the region. Other geomorphological data also indicate structural control of the relief. There is a relationship between the orientation and approximation of the isobase map lines and the high-angle normal faults mapped in the floodplains of the main rivers. For the second group of variables, the results reveal the spatial coincidence between domains, defined by the analysis of roughness (fractal dimension) and elevation (semivariogram), and subsurface geological structures. This is the case in the area of Silves, where the undulating relief exhibits drainage with annular and radial patterns, coinciding with faults and folds previously mapped by seismic surveys. Another example of such influence is the combination of high magnetic with low dissection pattern mapped by drainage density. In addition to the spatial distribution, trends of these geomorphometric variables were compared among themselves and also with geological information. The results indicate that the predominant directions of the major anisotropy axis is NNE-SSW and NE-SW for the interfluvial regions, and NW-SE to the alluvial plains. The direction of higher clustering of the drainage network, shown by its anisotropy, coincides with the modern stress field in the region investigated, except in flood plains. The direction with higher roughness, NNE-SSW, is present in the region of Presidente Figueiredo and is coincident with the direction of waterfalls and rapids.

AGRADECIMENTOS

A minha mãe, Aurora, a meu pai, Elar, e a minha irmã, Marilyn, por todo o incentivo que sempre me deram.

Ao meu orientador Prof. Dr. Claudio Riccomini, pela confiança, conhecimentos passados, orientação e apoio na realização deste trabalho.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP, pelo auxílio financeiro por meio de bolsa de doutorado e reserva técnica.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela oportunidade de estudos e utilização de suas instalações.

Ao CENPES/PETROBRAS pelo apoio e uso de suas instalações para impressão dessa tese.

Aos funcionários do Instituto de Geociências envolvidos direta ou indiretamente neste trabalho.

Ao pesquisador e amigo Fernando Pellon de Miranda, pelo apoio e discussão dos dados dessa tese.

Aos amigos Melado, Samar, Guano, Mikuin, Tropeço, Luana, e tantos outros, que me ajudaram, de uma maneira ou outra, a desenvolver essa tese.

Aos companheiros “de bares”, Eron, Anderson, Pegmatito, Falcon, Edu, Samuel, Talita, André, Cofrinho, que tornaram essa missão mais divertida.

A minha linda Stefani, pelo apoio, carinho e por toda a paciência nesses últimos quatro anos.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS	vii
LISTA DE TABELAS	xi
CAPÍTULO 1	1
INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Apresentação.....	1
1.2 Localização e acessos.....	2
1.3 Objetivos.....	3
1.4 Materiais e Métodos.....	4
1.4.1 Shuttle Radar Topography Mission (SRTM).....	4
1.4.2 Análise estrutural	10
1.4.3 Análise Geomorfométrica	11
1.4.3.1 Assimetria de bacia	11
1.4.3.2 Isobase.....	12
1.4.3.3 Sinuosidade de canais	12
1.4.3.4 Geometria fractal.....	13
1.4.3.5 Rugosidade.....	15
1.4.3.6 Anisotropia da Rugosidade	16
1.4.3.7 Densidade da rede de drenagem.....	16
1.4.3.8 Anisotropia da densidade	17
1.4.3.9 Semivariância.....	17
CAPÍTULO 2	18
CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO DA REGIÃO DOS RIOS UATUMÃ E URUBU.....	18
2.1 Introdução	18
2.2 Evolução tectono-sedimentar cenozoica da Bacia do Amazonas	21
2.3 Perfis lateríticos	24
2.4 Estabelecimento da moderna rede de drenagem amazônica	25
2.5 O atual campo de tensões na Bacia do Amazonas.....	26
2.6 Modelos de evolução neotectônica para a Bacia do Amazonas.....	28
2.7 Movimentação de blocos na Amazônia Central	31
2.8 Geomorfologia	33
CAPÍTULO 3	36
CAMPO DE ESFORÇOS ATUAL NA AMAZÔNIA CENTRAL	36
3.1 Resumo	36
3.2 Introdução	36
3.3 Evolução tectono-sedimentar cenozoica da Bacia do Amazonas	38
3.3.1 Perfis lateríticos.....	42
3.3.2 Estabelecimento da moderna rede de drenagem amazônica.....	43
3.3.3 O atual campo de tensões na Bacia do Amazonas	44
3.3.4 Modelos de evolução neotectônica para a Bacia do Amazonas.....	45

3.4 Resultados dos levantamentos estruturais.....	48
3.4.1 Falhas normais	48
3.4.2 Juntas.....	53
3.5 Discussão	54
3.6 Conclusão.....	59
3.7 Agradecimentos	59
3.8 Referências Bibliográficas	59
CAPÍTULO 4	68
OS PADRÕES ESTRUTURAIS DO RELEVO DA AMAZÔNIA CENTRAL.....	68
4.1 Resumo	68
4.2 Introdução	68
4.3 Geologia.....	70
4.4 Geomorfologia	71
4.5 Material e Metodologia.....	74
4.5.1 Rugosidade.....	75
4.5.2 Anisotropia da Rugosidade	77
4.5.3 Densidade da rede de drenagem.....	78
4.5.4 Anisotropia da densidade	79
4.5.5 Semivariância.....	81
4.6 Resultados e Discussões	82
4.6.1 Geoestatística do terreno.....	82
4.6.2 Análise direcional do relevo	89
4.7 Conclusões	95
4.8 Agradecimentos	96
4.9 Referências Bibliográficas	96
CAPÍTULO 5	106
EVIDENCE OF THE RECENT TILTING OF BLOCKS IN THE CENTRAL AMAZON..	106
5.1 Abstract.....	106
5.2 Introduction.....	106
5.3 Movement of blocks in the Central Amazon	107
5.4 Materials and methods	110
5.4.1 Basin asymmetry.....	111
5.4.2 Isobase.....	113
5.4.3 Sinuosity of channels	115
5.5 Results and discussion	117
5.6 Conclusions.....	127
5.7 Acknowledgements.....	127
5.8 References.....	127
CONCLUSÃO	135
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	137

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Localização da área de estudo.	4
Figura 1.2. Distribuição da cobertura e número de passagens da SRTM. Modificada de Valeriano (2004).	5
Figura 1.3. Geometria de aquisição dos dados SRTM. Modificada de Oliveira (2005).	6
Figura 1.4. Relação geométrica entre duas antenas (posições P1 e P2) que utilizam interferometria para extração de informação topográfica. Modificada de Kervyn (2001).	7
Figura 1.5. Configuração esquemática do sistema SRTM. Modificada de Rabus <i>et al.</i> (2003).	7
Figura 2.1. Localização da Bacia do Amazonas. O retângulo refere-se a área de estudo. Modificada de Schobbenhaus <i>et al.</i> (1984).	18
Figura 2.2. Províncias geocronológicas do Cráton Amazonas. O retângulo tracejado indica a área de estudo. Modificada de Tassinari & Macambira (1999).	20
Figura 2.3. Modelos de blocos crustais de Hasui <i>et al.</i> (1984). A área de estudo está situada no bloco de Maecuru. Modificada de Silva (2006).	21
Figura 2.4. Arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas na região da cidade de Manaus. O retângulo se refere a área de estudo. Modificada de Neves (1990).	21
Figuras 3.1. Localização da área de estudo, no flanco norte da Bacia do Amazonas.	38
Figuras 3.2. Carta estratigráfica mesozoica e cenozoica da Bacia do Amazonas proposta por Caputo (2011), onde a seção cenozoica (Formação Alter do Chão) é mais desenvolvida e mais extensa que a seção cretácea (Formação Jazida da Fazendinha). Modificada de Caputo (2011).	41
Figuras 3.3. Locais de estudo e estereogramas de superfícies de falhas normais.	49
Figuras 3.4. a) Roseta da direção dos planos de falhas; b) estereograma de densidade dos pólos de falhas normais.	50
Figuras 3.5. Falha normal sin-sedimentar à Formação Alter do Chão e camadas dessa unidade onduladas, no afloramento P-06.	50
Figuras 3.6. Afloramento no Porto São Raimundo (P-15) com presenças de falhas normais de direção NE-SW, escalonadas, posteriores à Formação Alter do Chão.	51
Figuras 3.7. Falha normal listrica secciona depósitos da Formação Alter do Chão e couraça laterítica no afloramento P-07.	52
Figuras 3.8. Falhas normais escalonadas seccionam couraça laterítica no afloramento P-01.	52
Figuras 3.9. Falha normal listrica no afloramento P-10 com rejeito vertical mínimo de 15 m.	53
Figuras 3.10. Estereogramas de atitudes de juntas medidas na área de estudos.	54
Figuras 3.11. a) Falha aparentemente inversa no afloramento P-04; b) Desenho mostrando o rejeito normal da falha em A. A aparência de falha inversa é devida ao baixo ângulo, de 30°, entre a direção da falha e a direção do corte. Esta impressão é acentuada pela inclinação do corte e o forte mergulho da falha normal, de 75°.	57
Figura 4.1. Localização da área de estudo.	70
Figura 4.2. a) Mapa geomorfológico da área de estudo modificado de Nascimento <i>et al.</i> (1976), b) Mapa da rede de drenagem da área de estudo extraído da imagem SRTM.	72
Figura 4.3. Estrutura geométrica do método dos oito pixels de Sun (2006): (a) Visão 3D; (b) Visão de cima da estrutura geométrica com indicação dos cantos (a, b, c, d, e, f, g e h) e do centro (o).	76
Figura 4.4. Escolha do diâmetro (2000 m) do filtro circular para os dados SRTM por meio da função de covariância da distância horizontal para o canal mais próximo versus o lag (distância de pesquisa). A covariância representa o grau de correlação média entre os valores em pontos separados da distância horizontal para o canal mais próximo por uma determinada distância de	

pesquisa. Quando ocorre o nivelamento da covariância, a correlação tende a ser nula, e a distância de pesquisa correspondente é escolhida (traço pontilhado em vermelho).....	79
Figura 4.5. Aplicação do método de anisotropia da densidade da rede de drenagem na área de estudo. O ponto central do círculo se localiza nas coordenadas 59°21'46"W e 2°22'29"S. (a) Linhas de busca com azimute 300° sobre a rede de drenagem. (b) Diagrama log-log de $C(r)$ versus r para o cálculo da dimensão de correlação (D_c) dos pontos de intersecção entre a rede de drenagem e as linhas de busca. (c) Elipse com eixos a e b ajustada aos dados plotados conforme o azimute das linhas de busca. γ se refere à orientação do eixo b em relação a 0°....	81
Figura 4.6. (a) Imagem fractal derivada do MED da SRTM. (b) Mapa geológico da área de estudo (Miranda <i>et al.</i> , 1994). Na Figura 6a, os contornos em preto delimitam os domínios fractais para análise estatística.	83
Figura 4.7. Comparação entre as médias dos domínios fractais. Note que o domínio Presidente Figueiredo não possui média significamente diferente dos domínios de Silves e Urubu. O mesmo caso é observado entre Puraquequara e os domínios de Preto da Eva e Uatumã.	85
Figura 4.8. As áreas de amostragem selecionadas para as análises geoestatísticas, sobrepostas ao modelo digital de elevação da SRTM.	86
Figura 4.9. (a) Mapa da densidade da rede de drenagem, em cuja confecção foi utilizado o método da distância horizontal para o canal a jusante mais próximo. (b) Mapa do campo magnético anômalo reduzido ao pólo. As linhas tracejadas se referem a lineamentos extraídos do mapa de densidade da rede de drenagem. Por sua vez, os pontos brancos correspondem a cachoeiras. A1 indica o lineamento coincidente com o interflúvio dos rios Uatumã e Abacate; A2, o lineamento que cruza o Rio Uatumã; C1 a Cachoeira Bela Encantada; C2 a Cachoeira das Morenas (veja o texto para mais detalhes).	88
Figura 4.10. Mudança na forma do vale do Rio Uatumã, que pode estar relacionada com movimentos tectônicos. (a) Mapa geológico da região onde ocorre a ampliação da planície de inundação do Rio Uatumã (Miranda <i>et al.</i> , 1994). (b) Perfil topográfico A-A', situado a montante da Cachoeira das Morenas, com o vale encaixado em forma de "V". c) Perfil topográfico B-B', localizado a jusante da Cachoeira das Morenas, com grande ampliação da planície de inundação. DA=Depósitos aluvionares, AC=Formação Alter do Chão, Mp=Formação Manacapuru e Nh=Formação Nhamundá/Pitinga. A seta indica a localização do Rio Uatumã.	89
Figura 4.11. Perfis topográficos: Presidente Figueiredo, maior (a) e menor (b) rugosidade; Uatumã Leste, maior (c) e menor (d) rugosidade.	92
Figura 4.12. Comparação das análises de anisotropia. Na roseta, a seta indica a direção de maior aglomeração da rede de drenagem; a linha laranja, a anisotropia da elevação; a verde, a maior rugosidade. Sobre a imagem SRTM: linhas vermelhas indicam falhas inversas mapeadas na seção paleozóica; azuis, as falhas normais; rosa, as transcorrentes (Miranda <i>et al.</i> , 1994). A linha amarela delimita os domínios fractais. Para as estruturas mapeadas com base em levantamentos sísmicos (Neves 1990): 1=Lineamento Urubu; 2=Falha normal; 3=Lineamento Lucas Borges; 4=Lineamento Jatapu; 5=Charneira norte da Bacia do Amazonas. Áreas de amostragem: PF=Presidente Figueiredo; PS=Preto da Eva Sul; PN=Preto da Eva Norte; PU=Puraquequara; SL=Silves Leste; SO=Silves Oeste; SS=Silves Sul; UL=Uatumã Leste; UO=Uatumã Oeste; UR=Urubu.	94
Figura 4.13. Bloco diagrama que apresenta uma imagem SRTM, com exagero vertical de 3x, correspondente à área de amostragem de Presidente Figueiredo. Falhas normais ao longo da margem esquerda do Rio Urubu foram interpretadas a partir da observação de escarpas com facetas triangulares.	95
Figure 5.1. Study area location, northern flank of the Amazon Basin.	108

Figure 5.2. Crustal block models of Hasui <i>et al.</i> (1984). The study area is located in block Maecuru. Modified from Silva (2005).	109
Figure 5.3. Calculation of transverse topographic symmetry factor (T) for the displacement of the Anebá River considering the topography generated by tectonic causes.	113
Figure 5.4. Generation of the isobase map according to Goltz & Rosenthal (1993) model: a) the drainage network hierarchy, b) the drainage network overlay and topographic contours c) isobase contours derived from drainage of the second, third, fourth and fifth-order d) Fault trace according to the isobase contour deviations. Modified from Grohmann <i>et al.</i> (2011). ..	114
Figure 5.5. Application of the sinuosity analysis method of Zamolyi <i>et al.</i> (2010). a) original contour of Uatumã River SRTM and LANDSAT-TM scanned data b) re-sampled contour of Uatumã River from the new vertices placed at 50 m spacing and calculation summary of values of SI for $k = 20$	117
Figure 5.6. Polar Graph resulting from the TTSTF method (Cox, 1994) for each basin. At the center the magnitude equal to 0 and on the perimeter, 1. The star in the polar graph indicates mean vector and the map arrows the mean migration direction of each basin. Puraquequara (R1), Pitinguiha (R2), Preto da Eva (R3), Urubu (R4), Caru (R5), Anebá (R6), Sanabani (R7), Caribe (R8), Uatumã (R10), Abacate (R11) and Jatapu (R11). The background image corresponds to the SRTM image.	118
Figure 5.7. Study area geological map with overlaps of mapped faults of the Paleozoic assemblage (Miranda <i>et al.</i> , 1994) and spatial distribution of mean asymmetric basin vectors in boxes about 343 km ² . The black arrows are the mean vectors for which there is low probability that they represent random drainage migration. The gray vectors have probability > 0.05 to represent random drainage migration.	120
Figure 5.8. Polar graph of asymmetric vectors which illustrates the azimuth and the average magnitude of each vector. In the center, the magnitude equal to 0, while the perimeter, 1. The mean domain vector is indicated by the star and its azimuth, the arrow inside the perimeter. The arrow outside the perimeter expresses the direction of bedding dip for the study area (Neves, 1989).	120
Figure 5.9. Map of the Balbina dam region showing the relationship of faults and earthquakes with domain A. The yellow arrow indicates the migration direction of domain A.	121
Figure 5.10. Relationship between the geomorphological domain boundaries with seismic structures (Neves, 1989), study area mapped normal faults and sinuosity of the rivers; Preto da Eva (S1), Urubu (S2), Anebá (S3), Uatumã (S4), Abacate (S5), Jatapu (S6), Caribe (S7) and Sanabani (S8). J refers to the confluence of the rivers Abacate and Uatumã.	122
Figure 5.11. Diagram of the sinuosity values of the section A-A' of Uatumã River shown in Figure 5.10.	123
Figure 5.12. SRTM Image with 3D vertical exaggeration of 1.5. Legend: a) indicates the location where the Uatumã River erodes the Alter do Chão Formation, b) shows the coincidence between the geomorphological boundary with the interfluvies between the rivers Uatumã and Abacate.	123
Figure 5.13. Isobase map for drainage of order 2.	124
Figure 5.14. Isobase map for drainage of order 3.	124
Figure 5.15. Isobase map for drainage of order 4.	125
Figure 5.16. Isobase map for drainage of order 5.	125
Figure 5.17. Illustration of horst and graben features in a) Schematic diagram of the sonic profile presented by Müller <i>et al.</i> (1995) and Irion <i>et al.</i> (2009); b) Outcrops localized in 60°W and 2.9°S coordinates; and c) Outcrops localized in 58.91°W and 2.96°S.	127

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1. Estatística descritiva para os domínios fractais.....	84
Tabela 4.2. Tabela resumo dos resultados geoestatísticos.....	86
Tabela 4.3. Resultados da análise da anisotropia da densidade da rede de drenagem para as áreas de amostragens, onde a é o eixo maior da elipse, b é o eixo menor, s é o desvio padrão.	90
Tabela 4.4. Resultados da análise da anisotropia da rugosidade para as áreas amostradas, onde a é o eixo maior da elipse, b é o eixo menor, s é o desvio padrão.....	91
Table 5.1. Parameter values of the cross-sectional topographic symmetry factor for the hydrographic basins of the study area. TTSF refers to the symmetry factor, R is the measure of dispersion, and p is the probability that the vector occurred randomly.	117
Table 5.2. Parameter values of the cross-sectional topographic symmetry factor for the basin asymmetry domains. TTSF refers to the symmetry factor, R is the measure of dispersion, and p is the probability that the vector occurred randomly.	119

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Por muitos anos, a Amazônia foi apresentada como uma região uniforme e monótona, pouco compartimentada e desprovida de diversidade fisiográfica e ecológica (Az'Saber, 1992). No entanto, o substrato da maior floresta tropical do mundo não é homogêneo como pode parecer ao olhar menos atento. Inúmeros ecossistemas, que interagem e mudam no espaço e no tempo, compõem não um, mas uma infinidade de cenários (Val, 2009). O relevo amazônico, composto por um mosaico de ilhas, platôs, igarapés, rios colossais e lagos, pode exercer importantes controles sobre a diversidade ecológica (Kahn, 1988; Tuomisto *et al.*, 1995; Magalhães *et al.*, 1998). Ao mesmo tempo, revela informações fundamentais sobre a geologia a ele subjacente (Almeida-Filho & Miranda, 2007; Hayakawa *et al.*, 2010). Evidências, por exemplo, do controle estrutural sobre a dinâmica da floresta (*e.g.* Franzinelli *et al.*, 1999; Higgins *et al.*, 2011), animais (*e.g.* Aleixo & Rossetti, 2007; Ribas *et al.*, 2012) e dos rios (*e.g.* Almeida-Filho & Miranda, 2007) mostram que a evolução dessa paisagem é intrinsicamente ligada à evolução neotectônica da região.

Os dados do modelo digital de elevação da SRTM têm demonstrado grande potencial no estudo tectônico em áreas de densa cobertura vegetal, como a Amazônia (Almeida-Filho & Miranda, 2007; Hayakawa *et al.*, 2010), assim como técnicas geomorfométricas aplicadas nos dados SRTM têm revelado valiosas informações do controle tectônico sobre a topografia (Käbner & Gloaguen, 2009; Shahzad & Gloaguen, 2010).

As variáveis geomorfométricas utilizadas neste trabalho foram agrupadas em dois grupos: (a) as variáveis usadas na solução da gênese das formas de relevo formadas em função de processos tectônicos; e (b) aquelas utilizadas como ferramenta na avaliação da história, magnitude e velocidade dos processos tectônicos. Nesse contexto, assimetria de bacia, sinuosidade de canais e isobase fazem parte do primeiro grupo. Enquanto, a rugosidade, o semivariograma e a densidade de drenagem, do segundo.

Os resultados de levantamentos estruturais realizados na região dos rios Uatumã e Urubu, na Amazônia central (Figura 3.1), os quais permitiram caracterizar os principais estilos estruturais das

formações referidas como Alter do Chão (Neocretáceo), Novo Remanso (Mioceno) e unidades sedimentares mais recentes desta região.

Os resultados deste trabalho, realizado na região dos rios Uatumã e Urubu, são apresentados em forma de artigos, portanto cada capítulo é individualmente compreensível, e correlacionado aos outros por meio de citações. Em ordem, os artigos apresentam, no Capítulo 3, os resultados de levantamentos estruturais que permitiram caracterizar os principais estilos estruturais das formações referidas como Alter do Chão (Neocretáceo), Novo Remanso (Mioceno) e unidades sedimentares mais recentes desta região, assim como a análise integrada dos dados estruturais com as direções de esforço horizontal máximo (SHmax), previamente determinadas, e os modelos neotectônicos disponíveis, possibilitou avaliar quais foram os principais regimes tectônicos aos quais a região esteve sujeita e os respectivos campos de esforços.

No Capítulo 4, a distribuição espacial da dissecção, rugosidade e elevação do terreno é analisada mediante as técnicas de densidade da rede drenagem (distância horizontal para o canal mais próximo), propriedade fractal de autossimilaridade e semivariograma, respectivamente. Além disso, as tendências direcionais do relevo também são examinadas por intermédio da anisotropia da rugosidade (propriedade fractal de autoafinidade), anisotropia da densidade da drenagem (dimensão de correlação) e anisotropia da elevação (semivariograma).

O Capítulo 5, já traduzido para o inglês, relata os possíveis padrões de basculamento na área de estudo por meio do método de fator de simetria topográfica transversal (FSTT) de Cox (1994). O método FSTT avalia a quantidade de assimetria de um rio dentro de uma bacia e como esta assimetria varia de comprimento. Ele quantifica a direção da migração média para todos os canais de maiores ordens, permitindo, assim, uma discriminação entre migração de canais como uma consequência de processos internos fluviais ou de forças tectônicas (Cox, 1994; Garrote *et al.*, 2008).

1.2 Localização e acessos

A área investigada (Figura 1.1) localiza-se na borda norte da Bacia do Amazonas, a nordeste da cidade de Manaus, abrangendo aproximadamente 25.000 km², situada entre os meridianos 58°00' e 60°00' oeste e os paralelos 2°00' e 3°00' sul.

A região é parcialmente cortada pelas rodovias AM-363, que liga Manaus aos municípios de Rio Preto da Eva e Itacoatiara, AM-010, que liga Itacoatiara aos municípios de Silves e Itapiranga, BR-174, ligação entre Manaus e Presidente Figueiredo, e AM-240 que liga o Município de Presidente Figueiredo a região da hidrelétrica de Balbina. Os principais rios dessa região estão representados

pelos rios Uatumã, Preto de Eva, Urubu, Anebé e Jatapu, afluentes do Rio Amazonas pela margem esquerda.

1.3 Objetivos

A meta principal deste estudo foi utilizar o modelo digital da SRTM para descrever feições superficiais da Amazônia Central de forma qualitativa e quantitativa e verificar se tais feições possuem correlação suficiente com dados geológicos (estruturais ou litológicos), para que estes possam ser considerados influentes na evolução do relevo da Amazônia Central. Para obtenção dessa meta, foram alcançados os seguintes objetivos específicos:

- a) Composição dos principais estilos estruturais na Formação Alter do Chão (Terciário) e unidades mais recentes, a partir da comparação de dados estruturais coletados na região com os modelos neotectônicos e dados preexistentes de SHmax;
- b) Levantamento de evidências de possíveis basculamentos de blocos na região por meio da comparação de domínios geomorfológicos, identificados pela técnica geomorfométrica de assimetria de bacia, com dados geomorfológicos (superfície de base e sinuosidade), estruturas de subsuperfície, dados estruturais de campo e padrões de sismicidade;
- c) Evidências do controle estrutural e litológico sobre os padrões de dissecação e rugosidade do relevo pela comparação da distribuição espacial de variáveis geomorfométricas (densidade da rede de drenagem, dimensão fractal e semivariograma) com dados geológicos e geofísicos;
- d) Indicação do controle de estruturas geológicas em superfície e subsuperfície, assim como do atual campo de esforços sobre as tendências direcionais do relevo apontadas pelas anisotropias da densidade da rede de drenagem, elevação e rugosidade do relevo.

Figura 1.1. Localização da área de estudo.

1.4 Materiais e Métodos

Neste capítulo serão descritos, segundo os enfoques básicos, os materiais utilizados e as técnicas empregadas para atingir os objetivos desta tese.

1.4.1 Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)

A SRTM foi um projeto coordenado pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e pela *National Imagery and Mapping Agency* (NIMA) do Departamento de Defesa dos Estados Unidos (DOD) em articulação com as agências espaciais da Alemanha e da Itália. O objetivo foi produzir dados topográficos digitais para 80% da área terrestre do planeta, entre as latitudes 60°N e 56°S (Figura 1.2).

Figura 1.2. Distribuição da cobertura e número de passagens da SRTM. Modificada de Valeriano (2004).

O sobrevôo do ônibus espacial *Endeavour*, veículo espacial utilizado para a missão, ocorreu no período de 11 a 22 de fevereiro de 2000, numa órbita de 233 km de altitude e com inclinação de 57°, durante o qual foram percorridas 16 órbitas por dia, num total de 176 órbitas, das quais 159 foram usadas para traçado operacional. Essa duração limitada da missão (159 órbitas de aquisição) conduziu a uma separação de traçados ascendentes no equador de aproximadamente 210 km, o que levou o projeto a ter uma faixa imageada de 225 km (Rabus *et al.*, 2003). Quatro subfaixas foram imageadas periodicamente, quase que simultaneamente, com ângulo de incidência variando de 17° a 65° e diferentes polarizações (HH e VV). A geometria de aquisição dos dados é ilustrada na Figura 1.3.

A SRTM realizou de uma a quatro passagens, com resolução de 30 m (a rigor, em coordenadas geográficas, como 1 arco segundo, ou 1'', ou ainda 0,000277°) para os Estados Unidos e planejados com 90 m (a rigor, 3'' ou 0,000833°) para o resto do mundo. O datum e o elipsóide de referência são WGS84, com dados de *z* em metros inteiros (Rabus *et al.*, 2003).

Figura 1.3. Geometria de aquisição dos dados SRTM. Modificada de Oliveira (2005).

A SRTM coletou dados por meio de um SAR Interferométrico (InSAR). A Interferometria combina imagens SAR registradas por duas antenas colocadas em posições diferentes, procedimento conhecido como *single-pass*, ou uma mesma antena registrando a cena em tempos distintos, conhecido como *repeat-pass* (Figura 1.4). A técnica consiste em utilizar a informação de diferença de fase entre medidas de *range* (distância) para pontos comuns em um par de imagens SAR. A diferença de fases identifica a contribuição da fase causada pela morfologia do terreno ou por variações deste. Além disso, a diferença de fase entre *pixels* correspondente de duas imagens SAR co-registradas, devido a mudanças nas medidas de *range*, resulta num padrão de franja conhecido como interferograma. O interferograma contém informações sobre a topografia e eventualmente suas variações temporais (Toutin & Gray, 2000; Catani *et al.*, 2005).

Figura 1.4. Relação geométrica entre duas antenas (posições P1 e P2) que utilizam interferometria para extração de informação topográfica. Modificada de Kervyn (2001).

Na SRTM, o sinal refletido por determinado ponto da superfície do terreno chega em tempos diferentes a duas antenas para bandas C e X, uma colocada na balsa de carga do ônibus espacial e a outra na extremidade de um braço mecânico de 60 metros de comprimento (Figura 1.5). Os dados da banda C, com comprimento de onda de 5,6 cm, foram processados no JPL (*Jet Propulsion Laboratory*) e os dados da banda X, com comprimento de onda de 3,1 cm, no Centro Aeroespacial da Alemanha (DLR) (Farr *et al.*, 2007; Yang *et al.*, 2011).

Figura 1.5. Configuração esquemática do sistema SRTM. Modificada de Rabus *et al.* (2003).

Os movimentos dos sensores causados pela oscilação do mastro influenciaram consideravelmente as observações do radar. Por intermédio do sistema AODA (*Attitude and Orbit Determination Avionics*), que fez parte da carga útil da missão, desenvolvido pelo JPL, a posição dos sensores para

cada uma das imagens foi conhecida precisamente por meio de medidas da linha de base, mas foi necessário um ano para melhorar o conjunto de dados de atitude e corrigir alguns erros (Werner, 2001).

O sistema AODA foi desenvolvido para garantir que as medidas da linha de base interferométrica, atitude e posição atingissem os níveis desejados de precisão (2 mm, 9 arco-segundos e 1 m respectivamente), para a obtenção de medidas precisas da elevação do terreno (Duren *et al.*, 1998).

De acordo com as especificações da SRTM, os dados da banda C possuem acurácia vertical absoluta menor que 16 m, acurácia vertical relativa menor que 10 m, erro de geolocalização circular absoluta menor que 20 m, e erro de geolocalização circular relativa menor que 15 m. O erro vertical relativo para banda X é menor que 6 m. Todos os erros podem ser expressos como um erro linear de 90% de confiança (Bamler, 1999; Falorni *et al.*, 2005, Rodriguez *et al.*, 2006, Farr *et al.*, 2007). O erro linear pode ser determinado pela raiz do quadrado médio do erro (RMSE), uma estatística frequentemente usada para caracterizar a acurácia vertical (Wise, 2000).

Os erros de elevação em MDEs derivados de radar de abertura sintética (SAR) geralmente se originam do ruído do sistema, erros de processamento ou decorrelação geométrica (Bamler & Hartl, 1998; Falorni *et al.*, 2005; Zandbergen, 2007). O erro mais característico de MDEs oriundos de SAR, como os dados SRTM, é o *speckle*, ruído aleatório na forma de resultante do processamento coerente do sinal retroespalhado, que dá um aspecto granuloso a imagem SAR e altera os valores de elevação do MDE (Hanssen, 2001).

Áreas com erro extremo de elevação podem conter um grande número de vãos e outros pontos espúrios, como valores extremamente altos (picos) ou negativos (vórtices). Assim, como muitas aplicações requerem um MDE contínuo, várias técnicas têm sido desenvolvidas para o preenchimento dos vãos, as quais podem ser divididas em duas categorias (Zandbergen, 2007): (a) preenchimento com dados de outras fontes (Kääb, 2005; Luedeling *et al.*, 2007); e (b) interpolação (Reuter *et al.*, 2007). Ainda sem consenso de qual abordagem é a melhor, Zandbergen (2007) sugere o uso de interpolação para vãos pequenos. Embora, o mesmo autor reconheça que essa técnica não seja recomendável para grandes vãos e áreas montanhosas. Já Reuter *et al.* (2007) afirma que o uso de informação de MDEs de menor resolução (SRTM30 e GTOPO30) não melhora a qualidade do modelo de elevação final em relação à interpolação sem uso de informação auxiliar, e que somente MDEs de alta resolução devem ser usados.

No caso da SRTM, a precisão vertical dos dados depende do ruído inerente na fase do radar SRTM, enquanto que a resolução horizontal depende da taxa sinal-ruído como uma função do comprimento

de onda horizontal. Embora a acurácia vertical dos dados da topografia final possa ser determinada por meio de controle de pontos por GPS, a precisão vertical relativa e a resolução horizontal dos dados só podem ser estabelecidas pela realização de uma análise espectral cruzada entre os dados SRTM e outro conjunto de dados considerado como uma "verdade terrestre" (Smith & Sandwell, 2003).

Smith & Sandwell (2003) avaliaram a precisão e resolução dos dados topográficos SRTM por meio de comparações espectrais com o *National Elevation Dataset* (NED) e um conjunto de dados de alta resolução a laser da Mina Hector de 1999, USA. Eles encontraram que os dados SRTM e os do NED são coerentes para comprimentos de onda superiores a 200 m. Entretanto, a resolução espacial dos dados NED são superiores aos dados SRTM nos comprimentos de onda inferiores a 350 m, provavelmente devido à aplicação de um filtro *boxcar* aplicado durante etapas finais do processamento do SRTM.

Falorni *et al.*, (2005) realizaram uma análise abrangente dos erros verticais presente no conjunto de dados SRTM em duas áreas com diferentes características topográficas pela comparação com pontos de controle terrestre (GPS) e os produtos topográficos da United State Geological Survey (USGS). Eles também avaliaram os efeitos do erro absoluto e relativo sobre diversos produtos hidrogeomórficos. Os resultados indicaram que a acurácia dos dados SRTM são fortemente relacionados às características topográficas. Em terrenos com relevo baixo a médio, a acurácia vertical absoluta é comparável aos produtos topográficos USGS de nível L2 com acurácia vertical absoluta de 1,64 m. Para terrenos altos e montanhosos, a acurácia vertical decresce e excede as especificações de acurácia da SRTM.

As diferenças nos produtos hidrogeomórficos oriundos da SRTM e USGS em áreas de baixo relevo foram limitadas a 4% e poderiam ter sido menores caso o *speckle* não tivesse presente. Em áreas de alto relevo, os produtos hidrogeomórficos extraídos da SRTM diferem notavelmente dos oriundos do MDE do USGS, com diferenças entre 6 a 10%. Algumas dessas dissimilaridades entre as redes de drenagem podem ser pelas presenças de artefatos nos dados da USGS (Falorni *et al.*, 2005).

Para Oliveira (2005), que avaliou MDEs gerados a partir de sensores orbitais distintos na região da Serra do Carajás, o mosaico de MDEs da SRTM foi aprovado no teste de precisão para o PEC (Padrão de Exatidão Cartográfica) classe A, para altimetria de escala 1:100.000. Já as curvas-de-nível geradas com equidistância de 50 metros, estão próximas das formas das curvas obtidas a partir do MDE das cartas topográficas e com a mesma variação de cota mínima e máxima.

Santos *et al.* (2006) compararam a precisão vertical dos dados SRTM com dados da carta topográfica de 1:100.000 e com dados de GPS na região de Manaus, Amazonas. Os dados SRTM apresentaram melhores resultados altimétricos quando comparado ao modelo digital de elevação gerado a partir da carta, utilizando-se como referência os pontos de controle do GPS. Os resultados foram melhores, tanto em relação a tolerância vertical, quanto ao Erro Médio Quadrático (EMQ) altimétrico para a escala de 1:100.000.

Para Zandbergen (2007), a cobertura vegetal, mais do que simplesmente aumentar altura, trabalha frequentemente para suavizar os dados de elevação da SRTM, escondendo detalhes menores. Este é o caso em áreas de baixo relevo com floresta tropical densa como a Bacia Amazônica (Valeriano *et al.*, 2006). Além disso, a irregularidade da altura do dossel também pode afetar a determinação de parâmetros morfométricos do terreno, e a interpretação de canais de drenagem (Valeriano *et al.*, 2006). Em áreas de densa cobertura vegetal como a Amazônia, o sinal de retorno do radar no comprimento de onda utilizado pela SRTM (~5,6 cm) é controlado por diversos componentes da copa das árvores (troncos, galhos e folhas). Desse modo, a elevação da SRTM reflete a combinação de morfologia do terreno e altura das árvores (Hofman *et al.*, 2006, Hayakawa *et al.* 2010). No entanto, como a altura média das árvores normalmente acompanha as ondulações do terreno, os dados da SRTM são capazes de realçar mudanças de gradientes que outros dados topográficos disponíveis para a região não conseguem (Oliveira, 2005; Santos *et al.*, 2006; Almeida-Filho *et al.*, 2010).

1.4.2 Análise estrutural

A análise estrutural seguiu os fundamentos propostos por Ramsay & Huber (1983, 1987) e Hancock (1994). Essa análise baseou-se na descrição detalhada de afloramentos, com a identificação de feições geológico-estruturais rúpteis, associadas ao tectonismo deformador, tais como falhas e juntas. Neste estudo, os termos “junta” e “falha”, na escala de observação de campo, são empregados de acordo com a concepção de Schultz & Fossen (2008). Segundo os autores, falhas são superfícies de ruptura que se desenvolvem em um ângulo a máxima tensão e acomodam a deformação pelo deslocamento ao longo do plano da fratura com ocorrência de movimento relativo das rochas em ambos os lados paralelos à fratura. Enquanto, juntas são fraturas distensionais que possui abertura perpendicular à máxima tensão e sem um movimento apreciável ao longo das paredes da fratura. Elas acomodam a deformação na abertura, na qual também pode ocorrer a precipitação de material.

Os sentidos de deslocamento das falhas são determinados por indicadores cinemáticos (Petit, 1987; Angelier, 1994), quando disponíveis. Entretanto, o avançado grau de alteração dos afloramentos da área de estudo restringiu o reconhecimento dos planos, impossibilitando a visualização de estrias. Desse modo, o sentido de deslocamento dos planos de falhas foi deduzido em função do deslocamento na seção vertical (falhas de componentes normais). Os dados de estrias utilizados neste estudo foram levantados por Miranda *et al.* (1994), Riccomini & Assumpção (1999) e Soares (2007) ao longo das estradas que ligam Manaus a Presidente Figueiredo (BR-174) e Manaus a Itacoatiara (AM-010). Esses dados foram tratados pelo método gráfico de Angelier & Mechler (1977) para determinação das direções de paleotensões atuantes na movimentação ao longo dessas falhas.

No tratamento estatístico dos dados estruturais foram utilizados os programas StereoNett (Duyster, 2000) e T-Tecto 3.0 (Zalohar & Vrabec, 2007). Todos os diagramas apresentados foram elaborados com base na rede Schmidt-Lambert, tendo o hemisfério inferior como referência.

1.4.3 Análise Geomorfométrica

A geomorfometria é uma disciplina que faz uso de ferramentas das Ciências da Terra, matemática, engenharia e ciência da computação para descrição quantitativa e qualitativa da superfície topográfica (Pike *et al.*, 2008). Neste trabalho, as variáveis geomorfométricas foram agrupadas em dois grupos, utilizando a concepção morfotectônica de Keller & Pinter (1996). (a) as variáveis que são diretamente usadas na solução da gênese das formas de relevo formadas em função de processos tectônicos; e (b) aquelas utilizadas como ferramenta na avaliação da história, magnitude e velocidade dos processos tectônicos. Nesse contexto, a assimetria de bacia, a sinuosidade e a isobase fazem parte do primeiro grupo. Enquanto, a rugosidade (geometria fractal), o semivariograma e a densidade de drenagem do segundo. A seguir as variáveis serão descritas de forma sucinta.

1.4.3.1 Assimetria de bacia

Para revelar possíveis padrões de basculamento na área de estudo foi utilizado o método de fator de simetria topográfica transversal (FSTT) de Cox (1994). O método FSTT avalia a quantidade de assimetria de um rio dentro de uma bacia e como esta assimetria varia de comprimento. Ele quantifica a direção da migração média para todos os canais de maiores ordens, permitindo, assim, uma discriminação entre migração de canais como uma consequência de processos internos fluviais

ou de forças tectônicas (Cox, 1994; Garrote *et al.*, 2008). Maiores detalhes do método encontram-se no Anexo A.

1.4.3.2 Isobase

Segundo Goltz & Rosenthal (1993), a superfície de base ou isobase é o termo utilizado para uma linha que delimita uma superfície de erosão. A superfície de base é um plano hipotético formado pela conexão de rios de similar ordem com isolinhas topográficas. Em termos geológicos, as superfícies de base se relacionam com semelhantes estágios erosivos e devem ser reconhecidas como manifestações de eventos tectono-erosivos, principalmente os mais recentes. Desvios abruptos nas direções das linhas de isobase podem refletir movimentos tectônicos ou alterações litológicas. Assim, esse método tem sido uma ferramenta útil para decifrar processos tectônicos recentes (Goltz & Rosenthal, 1993; Sant'Anna *et al.*, 1997; Grohmann *et al.*, 2007; Garrote *et al.*, 2008; Grohmann *et al.* 2011). Para maiores detalhes ver o Anexo A.

1.4.3.3 Sinuosidade de canais

Em linhas gerais, a tectônica influencia um sistema fluvial alterando os perfis longitudinais e transversais, o padrão do canal e/ou aporte de sedimentos (Schumm, 2005; Zámoyil *et al.*, 2010). Vários estudos têm documentado a influência de movimentos verticais da crosta terrestre sobre a declividade do relevo e, conseqüentemente, sobre o padrão do canal (e.g Ouchi, 1985; Zámoyil *et al.*, 2010). Alterações da inclinação do terreno acima de certo limiar possivelmente provocam mudança do padrão básico do canal entre entrelaçado, meandrante, anastomosado ou retilíneo. Se as condições permitirem um estado meandrante no rio, pequenas variações no padrão podem aumentar a sinuosidade do canal (Friend & Sinha, 1993; Zámoyil *et al.*, 2010).

Uma medida quantitativa da sinuosidade é o índice SI (índice de sinuosidade; Leopold *et al.*, 1964), dado pela relação entre o comprimento real do trecho do rio e a distância em linha reta que une seus extremos. Neste estudo os valores de SI foram calculados para os rios Abacate, Anebá, Caribe, Jatapu, Preto da Eva, Sanabani, Uatumã e Urubu. Esses rios, que cortam limites entre domínios geomorfológicos, foram extraídos automaticamente do MDE da SRTM e, quando necessário, seus traçados foram refinados manualmente com o uso de 4 imagens LANDSAT-TM, banda pancromática, resolução de 15 m e com datas de aquisição em 2 de outubro de 1999, e 4, 11 e 30 de agosto de 2001. Maiores detalhes encontram-se no Anexo A.

1.4.3.4 Geometria fractal

Introduzida e desenvolvida por Mandelbrot (1967, 1975, 1983), a geometria fractal fornece uma descrição matemática de várias formas e fenômenos naturais. Segundo esse autor, os objetos fractais são conjuntos cuja dimensão Hausdorff, ou simplesmente dimensão fractal, é estritamente superior à sua dimensão euclidiana. Na geometria clássica euclidiana uma linha reta possui uma dimensão, uma superfície plana possui duas dimensões, um ponto possui dimensão zero e um sólido possui três dimensões.

Já na geometria fractal, a dimensão relaciona-se com o espaço que a figura ocupa. Por exemplo, uma curva com maior detalhamento em escalas arbitrariamente pequenas, ocupa mais espaço que uma curva convencional não dotada de estrutura fina, tendo, portanto, uma dimensão maior que a unidade, mas como não chega a ocupar todo espaço do plano que a contém, possui dimensão menor que dois. Dessa forma, as dimensões que são maiores que um e menores que dois são dimensões fracionárias, usualmente denominadas de dimensão fractal (Serra & Karas, 1997).

Para Gao & Xia (1996), fractal é uma estrutura física com forma irregular ou fragmentada em todas as escalas de medida, sendo uma de suas características o escalonamento ou invariância geométrica sob certas transformações. A independência escalar dos fractais é decorrente de suas propriedades: autossimilaridade e autoafinidade. A autossimilaridade é um atributo do fractal exato, onde cada cópia do objeto é escalonada do todo pela mesma razão, em toda coordenada cartesiana. A propriedade de autoafinidade é um atributo daqueles objetos que mesmo sofrendo transformações longitudinais ou transversais conservam afinidade com a figura original.

Segundo Martins (2003), quando o fractal é gerado por iterações computacionais, este processo está completamente sob controle e o fractal é dito verdadeiro. Quando refere a objetos do mundo real, com características fractais, este processo é do tipo natural, geralmente ligado a algum fenômeno físico, biológico ou geológico, sendo denominado de fractal não-verdadeiro. Os fractais verdadeiros apresentam autossimilaridade a todas as escalas e podem ter sua dimensão fractal calculada de forma determinística. Por outro lado, os fractais não-verdadeiros apresentam-se autosimilares apenas dentro de um intervalo limitado de escalas e não podem ter sua dimensão fractal calculada de forma determinística, sendo necessário o emprego de técnicas como a regressão linear para o cálculo de sua dimensão, em que o valor da dimensão dependerá do coeficiente angular da reta de regressão. Os fractais não-verdadeiros também são conhecidos como fractais estatísticos, pois, eles são estatisticamente diferentes em diferentes escalas, mas a diferença não permitirá a escala ser determinada (Mandelbrot, 1983; Turcotte, 1997).

Definição de dimensão

Segundo França & Savi (2001), uma definição geométrica intuitiva para dimensão pode ser entendida como o expoente que expressa escala ou graduação de uma grandeza com o seu tamanho. Essa grandeza pode corresponder a um volume, uma massa, ou mesmo uma medida do conteúdo de informação, enquanto que o tamanho é uma distância linear. Portanto, a definição de dimensão é usualmente expressa como uma equação da seguinte forma (Theiler, 1990):

$$D = \lim_{\text{tamanho} \rightarrow 0} \frac{\log(\text{grandeza})}{\log(\text{tamanho})} \quad (3.1)$$

onde o limite para um tamanho pequeno é feito para garantir invariância sobre mudanças de coordenadas. As variações de grandeza e do tamanho caracterizam os diferentes medidores de dimensão. A dimensão de Hausdorff e a de capacidade são exemplos de dimensões métricas, ou seja, requerem somente uma medida métrica, como, por exemplo, a distância, para sua definição, enquanto a dimensão de informação e de correlação são exemplos de dimensões das medidas naturais, que além da medida métrica, necessitam de uma medida de probabilidade e, devido a este motivo, elas também são referidas como dimensão probabilística. Outras definições de dimensão podem ser encontradas em Farmer *et al.* (1983), Theiler (1990) e Savi (2006).

Dimensão de capacidade

A dimensão de capacidade (D_k) foi originalmente definida por Kolmogorov (1958) e mede o quanto o conjunto ou objeto considerado preenche o espaço em que está imerso. Essa definição de capacidade é bastante próxima da noção de dimensão introduzida por Hausdorff (1918). A dimensão de capacidade pode ser obtida por (Farmer *et al.*, 1983):

$$D_k = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\log[N(\varepsilon)]}{\log[1/\varepsilon]} \quad (3.2)$$

onde $N(\varepsilon)$ é o número mínimo de cubos elementares necessários para cobrir o conjunto considerado e ε é a dimensão linear do cubo elementar.

Dimensão de informação

A dimensão de informação (D_i) é uma generalização da dimensão de capacidade e leva em conta a probabilidade relativa de ocupação dos cubos elementares usados para cobrir o conjunto (Farmer *et al.*, 1983). Segundo Savi (2006), a dimensão de informação é definida como sendo o número de

termos reais para especificar um ponto. Por exemplo, a posição de um ponto em uma linha pode ser classificada por um único número real. A posição de um plano por duas coordenadas cartesianas, e a posição de um espaço ordinário (três dimensões) por três coordenadas. Desta forma, a dimensão é algo que conta o grau de liberdade.

Esta dimensão foi originalmente introduzida por Balatoni & Renyi (1958) e para seu cálculo são necessários uma contagem do número de ponto em cada volume e a probabilidade, $\Gamma(\varepsilon)$. A informação média necessária para especificar um volume é dada pela expressão (Savi, 2006):

$$I(\varepsilon) = \sum \Gamma i(\varepsilon) \log \Gamma i(\varepsilon) \quad (3.3)$$

onde $\Gamma i(\varepsilon)$ é a medida da probabilidade dos i -ésimos volumes. Essa relação conduz diretamente a uma expressão para dimensão de informação:

$$D_i = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{I(\varepsilon)}{\log(\varepsilon)} = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\sum \Gamma i(\varepsilon) \log \Gamma i(\varepsilon)}{\log \varepsilon} \quad (3.4)$$

Dimensão de correlação

A dimensão de correlação (D_c) corresponde a outro tipo de dimensão de medidas naturais e mede a probabilidade de se encontrar um par aleatório de pontos dentro de um determinado volume elementar. Isto difere da dimensão de informação que mede a probabilidade de se encontrar um ponto em um dado volume elementar (Savi, 2006). A dimensão de correlação é definida da seguinte forma (Farmer *et al.*, 1983).

$$D_c = \lim_{\varepsilon \rightarrow 0} \frac{\log \sum_i \Gamma i^2(\varepsilon)}{\log \varepsilon} \quad (3.5)$$

onde o numerador constitui uma função de correlação de dois pontos.

1.4.3.5 Rugosidade

A dimensão fractal de autossimilaridade foi usada para a caracterização da rugosidade do MDE da SRTM, tendo em conta que o relevo conserva as mesmas características estatísticas sobre uma

ampla faixa de escalas (Grazzini & Chrysoulakis, 2005) e que há uma relação direta entre a dimensão fractal e a complexidade (rugosidade) espacial das superfícies (Pentland, 1984). Para a análise fractal, adotou-se o método oito-pixels de Sun (2006), que é uma modificação do método de prismas triangulares desenvolvido por Clarke (1986). Com base em um modelo digital de elevação, o citado método divide a imagem em quadrados, extrai do MDE o valor no centro de cada quadrado, divide os quadrados em oito triângulos, e então obtém o valor correspondente à soma das áreas de todos os triângulos. Para o cálculo das áreas dos triângulos, são utilizadas as fórmulas de Pitágoras e de Heron. O coeficiente angular da reta da relação logarítmica entre a área total e o tamanho do quadrado é utilizado no cálculo final da dimensão fractal da superfície (Clarke, 1986; Martins *et al.*, 2003; Sun, 2006; Sun *et al.*, 2006). Para maiores detalhes veja o Capítulo 4.

1.4.3.6 Anisotropia da Rugosidade

A estatística fractal de autossimilaridade é por definição isotrópica (Turcotte, 1997). Como a topografia possui uma variedade de morfologias e/ou texturas (*e.g.* cadeias de montanhas) que são altamente anisotrópicas, a estatística fractal de autoafinidade é a que melhor a representa (Turcotte, 1997; Gagnon *et al.*, 2006). Um modo de verificar as características fractais de autoafinidade do relevo é por meio de perfis topográficos, que geralmente são representados por uma função do espaço. No entanto, em razão da constatação de que muitos perfis topográficos se comportam como séries temporais autoafins semelhantes a um movimento browniano (*e.g.* Turcotte, 1997), os procedimentos aplicados no presente trabalho são os mesmos empregados na análise de séries temporais reais.

O método adotado para estimar a dimensão fractal de autoafinidade foi a análise R/S (*Rescaled Range Analysis*). A partir do cálculo do expoente de Hurst, mede-se a intensidade da dependência de longo alcance numa série temporal, possibilitando, assim, sua classificação. Este parâmetro é muito robusto e permite distinguir uma série aleatória de uma série com correlações de longo alcance (Cameirão, 2005). Maiores detalhes encontram-se no Capítulo 4.

1.4.3.7 Densidade da rede de drenagem

Um modo de se obter a densidade da rede de canais, um conceito fundamental na análise morfométrica das bacias de drenagem, é considerar a distância horizontal para o canal mais próximo, uma variável espacial introduzida por Tucker *et al.* (2001). Tal conceito envolve o cálculo, para cada célula, da menor distância horizontal para o canal mais próximo a jusante. A

variável apresenta um valor menor em locais onde a rede de drenagem é densa e maiores incrementos onde a mesma é pouco distribuída (Luo & Stepinski, 2008; Wechsler *et al.*, 2009).

É claro que, devido à morfologia complexa da superfície terrestre, duas células vizinhas podem ter valores de distância muito diferentes (por exemplo, quando elas se localizam em lados opostos da fronteira entre bacias hidrográficas adjacentes). É por isso que a distância em si não é uma medida adequada da dissecação, porque o resultado seria ruidoso (Luo & Stepinski, 2008). Como alternativa, Tucker *et al.* (2001) sugerem o emprego da média espacial estabelecida por um filtro circular, cujo tamanho é escolhido através de uma análise de autocorrelação. Para maiores detalhes veja o Capítulo 4.

1.4.3.8 Anisotropia da densidade

Para avaliar a anisotropia da distribuição espacial da rede de drenagem, aplicou-se o método de anisotropia da densidade. Esse método, desenvolvido para análises em Geologia Estrutural, utiliza a dimensão de capacidade para demonstrar que a anisotropia da distribuição espacial de fraturas e/ou lineamentos pode estar relacionada ao campo de esforços de qualquer zona em particular (Pérez-López *et al.*, 2005; Pérez-López *et al.*, 2007). Contudo, alguns estudos (*e.g.* Odling, 1997; Bour & Davy, 1999) sugerem que a função de correlação, usada no cálculo da dimensão de correlação, foi melhor em caracterizar padrões naturais de distribuição espacial do que a técnica de caixa de contagem (dimensão de capacidade). A dimensão de correlação, que descreve como partes de um objeto são espacialmente relacionadas com outras (Bonnet *et al.*, 2001), foi usada no presente trabalho para avaliar a anisotropia da distribuição espacial da rede de drenagem. Para maiores detalhes veja o Capítulo 4.

1.4.3.9 Semivariância

Seguindo os procedimentos adotados por Lyew-Ayee *et al.* (2006) e Al-Kouri *et al.* (2010), a variação no espaço dos valores de elevação do relevo também foi utilizada para a caracterização geoestatística da topografia. O primeiro passo desse processo envolve a criação de um semivariograma no ArGis 10.0 (Johnston *et al.*, 2001). Basicamente, o semivariograma mede o grau de estruturação espacial entre pontos vizinhos, esperando-se que, quanto mais próximos eles estejam, maior será a influência do valor da grandeza medida em um deles sobre o outro. Portanto, quanto mais afastados, menor será tal influência, até que as diferenças observadas sejam atribuídas tão somente ao acaso. Para maiores detalhes veja o Capítulo 4.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO DA REGIÃO DOS RIOS UATUMÃ E URUBU

2.1 Introdução

A região dos rios Uatumã e Urubu está inserida no contexto da Bacia do Amazonas. Esta bacia possui cerca de 500.000 km² e situa-se na porção central do Craton Amazônico, entre os escudos das Guianas (norte) e Brasileiro (sul). Está separada da Bacia do Solimões, a oeste, pelo Arco de Purus, e da Bacia do Marajó, a leste, pelo Arco de Gurupá (Figura 2.1). O seu substrato está representado predominantemente por complexos gnáissicos de grau médio e alto, que ocorrem associados a faixas supracrustais metamórficas em alto e baixo/médio grau, essas últimas caracterizadas como *greenstone belts*, além de sucessões sedimentares proterozóicas (Hasui, 1996; Milani & Thomaz Filho, 2000).

Figura 2.1. Localização da Bacia do Amazonas. O retângulo refere-se a área de estudo. Modificada de Schobbenhaus *et al.* (1984)

O embasamento cristalino é entendido conforme dois modelos geotectônicos: as províncias geocronológicas ou províncias tectônicas do Cráton Amazônico, modelo mobilístico que propõe um núcleo de idade arqueana, chamado de Província Amazônia Central, envolvido por cinturões móveis, denominados de Maroni-Itacaiúnas, Venturini-Tapajós, Rio Negro-Juruena, Rondoniana-San Ignácio e Sunsas, que evoluíram durante o Paleo e Mesoproterozóico (Cordani *et al.*, 1984; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari, 1996; Tassinari & Macambira, 1999; Figura 2.2); e a compartimentação geotectônica do Brasil em blocos crustais, abordagem mais fixista, que propõe que, após a colagem de blocos crustais no Arqueano Superior a Paleoproterozóico, tais blocos teriam se articulado ao longo de zonas de cisalhamento oblíquas, correspondentes a zonas de suturas cratônicas, cujas cicatrizes estão evidenciadas pela ocorrência de expressivas anomalias gravimétricas e magnetométricas (Amaral, 1974; Almeida *et al.*, 1981; Gibbs & Barron, 1983; Hasui *et al.*, 1984; Figura 2.3).

Segundo Neves (1990), o arcabouço estrutural da bacia é composto por duas plataformas (norte e sul), duas linhas de charneira a elas associadas e uma calha central segmentada nas direções E-W e NE-SW. Na área de estudo, este autor, utilizando dados de sísmica de reflexão, mapeou a linha de charneira norte e provável *trend* compressivo eocretácico do Igarapé Cuia-Uatumã, associados ao lineamento Lucas Borges, e os lineamentos Urubu e Jatapu (Figura 2.4).

Wanderlei Filho & Costa (1991) comentam que durante a instalação das bacias paleozóicas do Amazonas e Solimões, em regime inicialmente distensional, geraram-se falhas normais orientadas nas direções NE-SW e ENE-WSW. Associada a esse evento cinemático formaram-se falhas transcorrentes NW-SE, interpretadas como falhas de transferência e controladas, em grande parte, pela orientação de falhas normais do Proterozóico Médio, como o Arco de Purus, que separa as bacias do Amazonas e do Solimões.

Figura 2.2. Províncias geocronológicas do Cráton Amazonas. O retângulo tracejado indica a área de estudo. Modificada de Tassinari & Macambira (1999).

Figura 2.3. Modelos de blocos crustais de Hasui *et al.* (1984). A área de estudo está situada no bloco de Maecuru. Modificada de Silva (2006)

Figura 2.4. Arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas na região da cidade de Manaus. O retângulo se refere a área de estudo. Modificada de Neves (1990).

2.2 Evolução tectono-sedimentar cenozoica da Bacia do Amazonas

O preenchimento sedimentar da Bacia do Amazonas abrange grande variação espaço-temporal, uma vez que seus depósitos distribuem-se em escala verdadeiramente continental, abrangendo

sequências sedimentares continentais, marinhas, marinhas rasas e fluviais, e rochas intrusivas, de idades desde o Proterozóico até o Recente (Cunha *et al.*, 2007).

A sequência cretácea-terciária, de interesse aqui por guardarem íntima relação com os movimentos tectônicos pós-Cretáceo, é constituída pelo Grupo Javari, representado pelas formações Alter do Chão e Solimões, e assentada diretamente sobre a discordância do topo do Paleozoico, conhecida como discordância pré-cretácea (Cunha *et al.*, 2007).

A Formação Alter do Chão é constituída de arenitos quartzosos de granulação grossa a média, localmente conglomeráticos, avermelhados a variegados, caulínicos, mal selecionados. Subordinadamente ocorrem argilitos e siltitos avermelhados (Costa, 2002). Ela teve seu desenvolvimento associado a um sistema fluvial de alta energia, variando em idade do Cretáceo Inferior até o Paleogeno (Dino *et al.*, 1999; Horbe *et al.*, 2001; Cunha *et al.*, 2007), que corria de leste para oeste desde do Arco de Gurupá até as bacias sub-andinas (Mapes, 2009). Evidências de fácies marinhas, indicadas por análises sedimentológicas e principalmente icnológicas em rochas da Formação Alter do Chão a leste de Manaus (Rossetti & Neto, 2006), mostram que a energia do sistema diminuiu e se aproximou do nível base antes de atingir a margem continental oeste (Mapes, 2009).

Durante o Mioceno, a subsidência do nordeste da América do Sul e o soerguimento andino foram o suficiente para formar dois sistemas fluviais separados pelo Arco de Purus: um sistema oriental que corria para leste em direção do Oceano Atlântico, e um sistema continental restrito a Amazônia Ocidental, e que provavelmente mantinha ligações marítimas com os oceanos do Caribe, Pacífico e/ou Atlântico Sul (Hoorn, 1994; Hoorn *et al.*, 1995; Räsänen, 1995; Roddaz. *et al.*, 2005; Hovikoski *et al.*, 2006; Mapes, 2009; Hoorn *et al.*, 2010; Dino *et al.*, 2012). A Formação Solimões, que se assenta em discordância sobre a Formação Alter do Chão, corresponde a essa época, sendo constituída por pelitos com restos de conchas de moluscos e vegetais (Cunha *et al.*, 1994). Ela se estendia pouco além da porção oriental da Bacia do Amazonas, mal ultrapassando o Arco de Purus, o qual funcionava como uma barreira topográfica, separando as drenagens da Amazônia Ocidental e Oriental antes do estabelecimento do moderno sistema de drenagem da região (Mapes, 2009).

Na Amazônia Oriental, depósitos arenosos miocênicos foram descritos recentemente. Costa (2002), fundamentado em estudos geofísicos (perfis sônicos e seções sísmicas), individualizou ao sul de Manaus duas sequências sedimentares pós-paleozoicas, definidas com base na diferença de velocidades intervalares. A superior, de menor velocidade (1.905 m/s), foi correlacionada à

Formação Solimões e, a inferior, com velocidade intervalar de 2.200 m/s, foi associada a Formação Alter do Chão.

Rozo (2004), embasado em dados faciográficos, estratigráficos e superfícies de descontinuidades (paleossolos lateríticos), e auxiliado por interpretação de produtos de sensoriamento remoto, identificou depósitos essencialmente arenosos, com espessura média de 10 metros, sobrepostos discordantemente à Formação Alter do Chão e recobertos por depósitos pleistocenos. A unidade é constituída principalmente de arenitos ferruginosos grossos e arenitos finos a médios com estratificação cruzada tabular com mergulhos para ESE, organizada em ciclos granodescrescentes ascendentes, capeados por argilitos maciços e laminados. Rozo *et al.* (2005) formalizaram o termo Formação Novo Remanso para esta unidade, devido sua ocorrência na localidade homônima, considerando-a neógena (provavelmente miocênica) com base na idade suposta para os dois níveis de crosta laterítica que a delimitam.

Soares (2007) dividiu a Formação Novo Remanso em duas partes distintas, denominando-as, informalmente, de inferior e superior, sendo essas separadas por um horizonte de paleossolo laterítico e diferenciadas por sua coloração. A unidade inferior, também denominada como Formação Iranduba por Abinader *et al.* (2007), é composta por arenitos finos a grossos, mal selecionados, com grânulos e seixos de quartzo e argila, possui coloração geral vermelha-arroxeadada, gradando a róseo-amarelado. Internamente, as camadas dessa porção apresentam aspecto maciço e exibem estratificações cruzadas tabular e acanalada, com segregação de grãos nas camadas frontais, que indicam paleofluxo para SE. A unidade superior é composta por arenito fino a pelítico, caulínico, de coloração bege-esbranquiçada. As camadas de arenito apresentam granulação fina a média, que variam até muito grossa, maciças ou com estratificação cruzada, mostrando sentido de paleocorrente preferencialmente para SE. As camadas de argila são essencialmente maciças e endurecidas, com aspecto “semi-flint”, e geralmente finalizam os ciclos granodecrescentes ascendentes.

Em trabalho mais recente, Caputo (2011) apresentou uma discussão sobre a idade da Formação Alter do Chão, considerando-a cenozoica com base na existência de uma discordância entre esta unidade e os depósitos cretáceos subjacentes. Esta discordância, de expressão regional e bem definida em seções sísmicas, separaria a Formação Alter do Chão da Formação Jazida da Fazendinha, uma nova unidade litoestratigráfica cretácea da Bacia do Amazonas. Neste novo quadro, os depósitos sedimentares aflorantes na região de estudo, antes enfileirados nas formações Alter do Chão e Novo Remanso, pertenceriam unicamente à Formação Alter do Chão, e as

diferenças nas fácies sedimentares corresponderiam a variações em um mesmo sistema deposicional fluvial, idéia esta adotada no presente trabalho.

Soares (2007) e Dino *et al.* (2012) obtiveram idade Mioceno Médio para depósitos considerados como pertencentes à Formação Novo Remanso, com base na presença da espécie-guia *Grimmsdalea magnaclavata* no material esporo-polinico. Esta seria uma idade mínima para os depósitos superiores aflorantes da Formação Alter do Chão na área de estudos.

Ainda não são completamente entendidos os mecanismos que provocariam a subsidência intraplaca e conseqüente acumulação de sedimentos. Costa (2002) menciona que o efeito flexural, decorrente da subida dos Andes, pode ter afetado a região da Bacia do Amazonas, criando-se, assim, espaço deposicional para os sedimentos terciários. No entanto, embora cronocorrelacionáveis, esses fenômenos não podem ser arquitetados numa relação direta de causa e efeito, por falta de um arcabouço teórico adequado que justifique subsidência flexural a mais de 2000 km de distância do orógeno, como demonstrado por Karner *et al.* (1993) para a região dos montes submarinos de Afanazy-Nikitin, Oceano Índico Central, e Müller *et al.* (2000) para a região do Platô de Queensland e Marion, Austrália.

A topografia dinâmica é outro mecanismo que explicaria a subsidência intraplaca, em particular para a Amazônia (Shephard *et al.*, 2010). Por esse mecanismo, o soerguimento da parte oeste e a subsidência da central e leste da bacia hidrográfica amazônica, desde o Mioceno Médio, seria uma resposta dinâmica da litosfera ao fluxo mantélico induzido pela subducção das placas Farallon, Phoenix e mais recentemente a de Nazca, sob a Cordilheira dos Andes. Este modelo encontra suporte na idade dos depósitos, conforme os dados de Dino *et al.* (2012).

2.3 Perfis lateríticos

O termo laterita é usado para designar rochas formadas (ou em formação) por meio de intenso intemperismo químico das rochas preexistentes em condições climáticas tropicais ou subtropicais. As lateritas podem ser compactas, maciças, coesas ou incoesas, terrosas ou argilosas, com coloração variando de vermelho, violeta, amarelo, marrom e até esbranquiçado (Costa, 1991). Elas são química e fisicamente resistentes e podem estender-se por áreas de até centenas ou mesmo milhares de quilômetros quadrados (Widdowson, 2009).

Segundo Widdowson (2009), as condições que favorecem a formação de perfis lateríticos são: (i) ambientes geomorfológicos caracterizados por limitado escoamento superficial e ausência de intensa erosão; (ii) condições climáticas tipificadas por sazonalidade e alta pluviosidade anual (por

exemplo, clima de monções); e (iii) regiões de relativa estabilidade tectônica, caracterizadas por baixo soerguimento, deformação crustal, ou erosão.

Os perfis lateríticos desenvolveram-se extensamente nas áreas de ocorrência dos sedimentos cenozoicos da região de Manaus, principalmente na Formação Alter do Chão. A lateritização das rochas da Formação Alter do Chão propiciou o desenvolvimento de perfis imaturos, que se apresentam trucados e constituídos, de baixo para cima, pelos horizontes saprolítico, mosqueado e solo, com presença local de perfis alóctones (Horbe *et al.*, 2003). A crosta ferruginosa, quando presente, está restrita a relictos, em consequência de intensa desferrificação. Apesar de incompletos, os perfis são bem desenvolvidos, com espessura superior a 3 m, e os menos espessos estão situados em áreas onde houve truncamento mais profundo (Horbe *et al.*, 2003).

Soares (2007) reconheceu quatro níveis de paleossolo laterítico que limitam as principais unidades sedimentares, considerando-os indicadores de mudanças paleoclimáticas desde o Paleógeno na Amazônia. O paleossolo SD1, desenvolvido sobre a Formação Alter do Chão, foi posicionado no Cretáceo Superior – Eoceno conforme dados de paleomagnetismo obtidos em crostas lateríticas ao norte de Manaus (Trindade *et al.*, 2006). A SD2 que ocorre no topo da parte inferior da Formação Novo Remanso poderia ser posicionada no Mioceno Inferior ou ser mais antiga (Soares *et al.*, 2010). A idade obtida para a parte superior da Formação Novo Remanso, Mioceno Médio, permitiu situar o paleossolo SD3, que a recobre, no Mioceno Superior a Plio-Pleistoceno, que poderia ser correlato à fase de lateritização pleistocena de Costa (1991). O paleossolo SD4, que representa a fase de lateritização ferruginosa mais nova, desenvolveu-se sobre terraços fluviais datados em cerca de 60.000 anos AP (Soares *et al.*, 2010), o que permitiu situar o seu desenvolvimento no Pleistoceno. Diante do novo quadro estratigráfico proposto para a Formação Alter do Chão é provável que os paleossolos SD1 e SD2 representem um único horizonte de idade cenozóica.

O reconhecimento e caracterização dos horizontes lateríticos representa uma excelente ferramenta para a datação inter-bacinal, além de fornecer base para o entendimento dos episódios sucessivos de deposição e erosão e suas relações com mudanças do nível do mar e (neo)tectônica na região Amazônica (Costa, 1991; Soares, 2007; Mapes, 2009).

2.4 Estabelecimento da moderna rede de drenagem amazônica

De acordo com Mapes (2009), que estudou depósitos na Amazônia Central e Leste, o estabelecimento do atual sistema de drenagem se deu durante ou após o Mioceno Superior. Entretanto, as limitações impostas aos estudos pela densa cobertura vegetal e dificuldade de acessos tem levado à formulação de diferentes modelos para o estabelecimento do atual sistema de

drenagem da Amazônia. Roddaz *et al.* (2005) e Espurt *et al.* (2007), por exemplo, depois de estudarem os depósitos e as estruturas de bacias andinas de antepaís do Peru e Bolívia, sugerem que a criação do sistema amazônico moderno não ocorreu antes do Plioceno. Para Campbell *et al.* (2006), baseado em trabalho no sudoeste da Amazônia, a formação do moderno sistema amazônico se deu no Plioceno Superior, enquanto que Rossetti *et al.* (2005), depois de estudarem depósitos ao longo da planície do Rio Amazonas, sugerem que o transporte fluvial para leste do Rio Amazonas não teve início antes do Pleistoceno Superior.

Figueiredo *et al.* (2009) comentam que os primeiros registros de sedimentos procedentes da cadeia andina ocorrem em depósitos de 11,8 a 11,3 Ma localizados em águas profundas do Oceano Atlântico próximos à foz do Rio Amazonas. Assim, no decorrer do clímax do soerguimento andino central (Garzione *et al.*, 2008), a Bacia do Amazonas, no Mioceno Superior, passou a ser alimentada por sedimentos oriundos daquela cadeia montanhosa e a rede de drenagem dirigida ao Oceano Atlântico (Hoorn *et al.*, 1995; Dobson *et al.*, 2001; Wesselingh, 2006; Figueiredo *et al.*, 2009).

Segundo Shephard *et al.* (2010), a magnitude de até 400 m da subsidência conduzida pela topografia dinâmica na foz do Rio Amazonas favoreceu que o transporte fluvial superasse o Arco de Purus e, conseqüentemente, iniciasse a transcontinentalização do Rio Amazonas.

Na concepção de Dino *et al.* (2012), as unidades sedimentares miocênicas e os níveis de paleossolos lateríticos que ocorrem na parte central da Bacia do Amazonas são evidências de sucessivos estágios de subsidência e soerguimento, respectivamente, aos quais a bacia esteve submetida durante esse lapso de tempo. Durante os longos intervalos de soerguimento necessário para o desenvolvimento do paleossolo laterítico, ocorreu intenso entalhamento das unidades miocênicas e, conseqüentemente, o material sedimentar liberado foi transportado pelo Rio Amazonas para sua foz no Oceano Atlântico. Assim, segundo esses autores, o registro sedimentar miocênico dentro da Bacia do Amazonas também pode ser descrito como uma das prováveis áreas fontes para os depósitos de mesma idade no Oceano Atlântico, próximo à foz do Rio Amazonas, conforme assinalado por Figueiredo *et al.* (2009).

2.5 O atual campo de tensões na Bacia do Amazonas

Segundo Assumpção & Suárez (1988), o campo de esforço atual da Amazônia é diretamente associado tanto a forças regionais como locais. As forças regionais estariam relacionadas com a movimentação das placas tectônicas, tais como empurrão da dorsal oceânica, devido à sua maior elevação (comprimindo o interior da placa), forças de empuxo, como a exercida pela Placa de

Nazca, que mergulha sob a Placa Sul-Americana, e forças de arrasto viscoso devido às correntes de convecção que podem estar carregando a Placa Sul-Americana. As locais podem ser causadas por heterogeneidades estruturais, anomalias térmicas na astenosfera e uma mudança de carga sobre a litosfera elástica. Contudo, pela dificuldade de distinguir entre fontes regionais e locais, o campo de tensões na região amazônica geralmente é atribuído ao movimento das placas tectônicas (Assumpção & Suárez, 1988). Isso é corroborado pela consistência dos indicadores de SHmax obtidos, por exemplo, por mecanismos focais de terremotos (Assumpção, 1992). O SHmax refere-se a tensão máxima horizontal e corresponde à direção de tensão principal máxima para os regimes tectônicos inverso e transcorrente e à direção de tensão principal intermediária para regimes de falhas normais (Dunne & Hancock, 1994).

Nesse contexto, para Mendeguren & Richter (1978), a análise de dados de sismos da Amazônia aponta mecanismos focais de falhas inversas para cinco terremotos intraplaca com direção de esforços (SHmax) segundo NW-SE. Os autores relacionaram esses esforços ao balanço das forças resultantes, de um lado, do espalhamento ao longo da Dorsal Meso-Atlântica e, do outro, da resistência imposta pelas placas de Nazca e do Caribe. Além disso, análises de sismos registrados nos arredores de Manaus e Codajás (Assumpção & Suárez, 1988), *breakouts* (Lima *et al.*, 1997) e modelos de elementos finitos (Meijer, 1995; Coblenz & Richardson, 1996) também indicam que a Bacia do Amazonas estaria atualmente sujeita a esforços compressivos com direção NW-SE.

Entretanto, para Assumpção (1992) o SHmax parece ter direção aproximadamente N-S a NNE, perpendicular ao Rift Paleozoico da Bacia do Amazonas, representando uma rotação do SHmax de aproximadamente 75° com relação ao padrão regional de esforços no Brasil, com SHmax na direção aproximada E-W. Mesmo padrão foi encontrado por Zoback & Richardson (1996), com base em modelo de elementos finitos a partir de dados gravimétricos, que consideraram que os esforços locais, gerados pelo *rift*, seriam de uma a quatro vezes maiores que os esforços regionais, controlando o padrão dos esforços na região. Ainda segundo Zoback & Richardson (1996), o campo de esforços modificado pelo *rift* pode ter sido o responsável pela ocorrência de dois sismos com magnitudes moderadas na região (mb 5,1 e 5,5, Assumpção & Suárez, 1988), nos últimos 40 anos. Modelo semelhante foi usado para explicar a ocorrência de sismos em Nova Madri, EUA (Grana & Richardson, 1996), onde foram registrados os maiores sismos intraplaca ocorridos em tempos históricos (Johnston & Kanter, 1990).

Lopes (2008), por meio da análise de mecanismo focal de sismos, determinou direção NNW-SSE para SHmax no Estado do Amazonas, paralela ao movimento absoluto da Placa Sul-Americana e

rotacionado em relação a direção E-W do SHmax predominante no Brasil. Ainda segundo Lopes (2008), como as direções determinadas em Mato Grosso possuem orientação semelhante, pode-se pensar que na região Centro-Norte da América do Sul tenha ocorrido um fenômeno ainda pouco compreendido, que pode estar relacionado com a mudança da direção do movimento da Placa Sul-Americana nos últimos 2,5 Ma (Sela *et al.*, 2002).

2.6 Modelos de evolução neotectônica para a Bacia do Amazonas

Loczy (1970a; b), para enfatizar a continuidade das zonas de fraturas da cadeia meso-atlântica para o interior do continente sul-americano, especialmente entre as latitudes 12°N e 4°S, destaca que a Bacia do Amazonas coincide com o prolongamento, continente adentro, da Zona de Fratura Romanche, e que o Escudo das Guianas parece estar deslocado para a esquerda (deslocamento sinistral) em relação ao Escudo Brasileiro. Fortes (1996) considerou que a ação de um amplo sistema de megacisalhamento sinistral responderia direta ou indiretamente pelo desenvolvimento tectono-sedimentar das bacias do Solimões e Amazonas, do Pré-Cambriano ao Cenozoico.

Com base em interpretações sísmicas, Campos & Teixeira (1988) indicaram quatro episódios de evolução tectônica para a Bacia do Amazonas durante o Mesozoico e o Cenozoico: 1) distensão de direção E-W no Triássico-Jurássico, acompanhada de magmatismo básico; 2) regime compressivo de direção E-W e soerguimento generalizado durante o Cretáceo Inferior; 3) relaxamento dos esforços compressivos e criação de sítio deposicional para acomodar a sequência cretácea-terciária a partir do Cretáceo Superior; e 4) cisalhamento durante o Eoceno Superior gerando áreas transpressivas e transtrativas devido a rotação e translação anti-horária dos escudos das Guianas e do Brasil Central, que gerou movimentação dextral com interação das placas Sul-Americana, Caribenha e Nazca.

Da mesma forma, Wanderley Filho & Costa (1991) propuseram quatro pulsos cinemáticos após o Paleozoico, a saber: 1) distensivo, no final do Jurássico, favorecendo a intrusão de diques e o desenvolvimento de grabens, associado à abertura do Atlântico Norte e Equatorial; 2) transcorrente dextral, no Cretáceo Inferior, com desenvolvimento de dobras NE-SW; 3) distensivo, no Cretáceo Superior-Terciário, com movimentação de falhas normais de direção NE-SW e falhas de transferência de direção NW, relacionado à formação do Oceano Atlântico; 4) transcorrente dextral, no Terciário-Quaternário, reflexo da evolução da cadeia Andina, gerando dobras e estruturas em flor NW-SE na região do Rio Tapajós.

Para Bemerguy & Costa (1991) o evento de fragmentação do Gondwana no Mesozoico impôs falhas normais N-S e NE-SW, e falhas de transferência ENE-WSW e NW-SE, que se mantiveram

ativas até o final do Cretáceo. O quadro de estruturas se completa com as falhas transcorrentes de direções ENE-WSW, NW-SE, NE-SW e N-S, desenvolvidas a partir do Terciário, as quais, por meio de reativação, condicionam de modo expressivo o arranjo atual da rede de drenagem da Amazônia. Bemerguy & Costa (1991) ainda destacam a existência de dois importantes pulsos tectônicos na Região Amazônica no Cenozoico, responsáveis por modificações expressivas no relevo e, conseqüentemente, pela reorganização da rede de drenagem. O pulso mais antigo, do Eoceno ao Oligoceno, marca a fase mais intensa de colisão entre as placas Sul-Americana e Nazca (Pardo-Casas & Molnar, 1987), que culminaria com a implantação da Cadeia Andina, e conseqüentemente promoveria a integração dos sistemas fluviais em uma única rede de drenagem direcionada para leste. O outro pulso começaria no Neógeno (Mioceno), com o predomínio do regime direcional dextral no interior da placa Sul-Americana (Hasui, 1990). Este quadro neotectônico resultaria da deformação intraplaca imposta pela atuação de um binário conjugado de direção E-W, dextral, com componentes transtrativos (NE-SW) e transpressivos (NW-SE), atribuídos à rotação da Placa Sul-Americana para oeste (Costa *et al.*, 1996; Costa & Hasui, 1997; Costa, 2002; Igreja, 2007).

Costa *et al.* (2001), baseados em dados litoestratigráficos e feições estruturais, tectônicas e geomorfológicas, determinaram seis domínios neotectônicos ao longo do Rio Amazonas. O domínio 1, onde se localiza a região do Rio Uatumã, seria caracterizado por soerguimentos que modelam a rede de drenagem e são controlados por dobras e falhas inversas de direção NE-SW. Para esses autores, as estruturas presentes nessa região compreendem dois grupos de feições: um conjunto mais antigo (Mioceno-Plioceno) que inclui dobras, falhas inversas e de cavalgamento com direção NE-SW, e um mais jovem que engloba falhas normais NW-SE que limitam grabens preenchidos por sedimentos fluviais do Pleistoceno ao Holoceno.

Franzinelli & Igreja (2002), utilizando dados de sensoriamento remoto e de campo na região do baixo Rio Negro, propuseram a existência de um domínio de falhas normais com orientação NE-SW e de um domínio de falhas transcorrentes dextrais com orientação NW-SE. O domínio de falhas normais, localizado na margem esquerda do Rio Negro, direciona o fluxo dos maiores tributários de leste para oeste. Já o domínio de falhas transcorrentes dextrais promove o fluxo fluvial de oeste para leste. Ainda segundo esses autores, esses domínios têm sido alterados por um conjunto de falhas transcorrentes dextrais recentes de orientação E-W. A formação dessas feições estruturais envolveria a inclinação, rotação e translação de blocos, que tenderiam a formar depressões ao longo das principais falhas.

Por meio da análise de imagens de satélite e dados de campo, Silva (2005) delineou quatro compartimentos geológico-estruturais na região de Manaus e adjacências. Segundo o autor, no compartimento Rio Negro predominam falhas normais de direção NW-SE, associadas a falhas transcorrentes dextrais de direção E-W, desenvolvendo bacias quaternárias. O compartimento do Rio Urubu compreende falhas normais de direção NW-SE, NE-SW (com geometria de horsts e grabens), N-S e, ainda, falhas inversas NE-SW que deformam a Formação Alter do Chão. No compartimento Silves/Itapiranga predominam falhas transtrativas NE-SW. Na região de Presidente Figueiredo, às falhas normais de direções N-S, NE-SW e NW-SE se associam as orientações de cachoeiras, corredeiras e paredões no Arenito Nhamundá (Nogueira & Sarges, 2001).

Segundo Silva (2005), os dados estruturais obtidos indicam a atuação de regime compressivo durante o Mioceno, responsável pela deformação de estratos da Formação Alter do Chão, seguida por um período de relativa estabilidade, sob o qual se formou o horizonte laterítico sobreposto. Durante o Quaternário, a retomada do processo tectônico teria produzido abatimentos de blocos por falhas normais e falhas transcorrentes dextrais e sinistrais em regime tectônico transtrativo, responsáveis pelas bacias de Manaus, do Ariáú e Manacapuru, além de terraços ao longo da calha dos rios Solimões e Amazonas.

A partir do levantamento de falhas normais com diversas direções (NW, NE, ENE e WNW) nos trechos Manaus-Itacoatiara e Manaus-Presidente Figueiredo, Soares (2007) considerou a interação entre as placas Sul-Americana e do Caribe para explicar o regime distensional observado na formação neocretácea Alter do Chão e depósitos pleistocenos sobrepostos. Para as numerosas direções das falhas normais, o autor propôs dois cenários: a) superposição de eventos distintos com orientações variadas; b) um único evento de distensão, radial, com rotação em sentido horário, fixando na vertical o eixo de maior esforço (σ_1). Ainda de acordo com Soares (2007), após o último pulso distensivo, no Pleistoceno, seguiram-se regimes transcorrentes, inicialmente com σ_1 na direção E-W e σ_3 na direção N-S, seguido de σ_1 na direção NW e σ_3 na direção NE e, finalmente, σ_1 na direção N-S e σ_3 na direção E-W.

Taga (2009), a partir de levantamentos estruturais ao longos das seções Manaus-Itacoatiara e Manaus-Presidente Figueiredo, reconheceu duas direções estruturais principais, NE-SW e NW-SE, representadas por falhas de componente normal. As falhas normais de direção NW-SE representam as direções preferenciais dos rios Preto da Eva, Urubu e Anebá, assim como o baixo curso do Rio Negro, enquanto que as falhas de direção NE-SW aparentam acompanhar regularmente as direções das drenagens perpendiculares, ou seja, os afluentes dos rios citados. Taga (2009) também verificou

que as famílias de juntas obedecem aproximadamente às mesmas direções NE-SW e NW-SE das falhas. Segundo o autor teria ocorrido inicialmente a vigência de um regime distensivo, de direção NE-SW, atuante durante e após a deposição da Formação Alter do Chão, do Neocretáceo ao Mioceno Inferior. Esse seria sucedido por um regime distensivo, de direção NW-SE, pós-Mioceno Inferior. A modificação na direção de distensão pode ser explicada pelo acelerado soerguimento andino no Mioceno Superior (Garzione *et al.*, 2008), que teria causado o regime atual do Rio Amazonas (Hoorn, 1994; Hoorn *et al.*, 1995; Figueiredo *et al.*, 2009) e deslocado a direção dos campos de esforços horizontais, que antes atuavam na direção NW-SE, para a direção NE-SW.

2.7 Movimentação de blocos na Amazônia Central

Sternberg (1950, 1953), por meio da análise de cartas topográficas, além de fotografias aéreas e dados históricos de sismicidade, foi o primeiro que considerou o paralelismo dos rios Urubu, Preto da Eva e do trecho do Rio Negro que compreende o arquipélago das Anavilhanas, como produto de movimentação tectônica vertical. O referido autor levantou a hipótese de que a causa imediata do padrão hidrográfico seria um conjugado de fraturas e falhas, assim como foi registrado no Rio Mississipi (USA), e atribuiu o desenvolvimento dessas feições ao efeito de “torção” provocado pela sobrecarga sedimentar acumulada na foz do Rio Amazonas.

Analizando 238 fotografias aéreas na região do Rio Maués-Açu, Howard (1965) verificou que, embora a rede de drenagem em geral flua para norte e seu padrão seja dendrítico, os efeitos de movimentos verticais, devido à presença de estruturas em subsuperfície, têm alterado esses padrões. Esse autor afirma que um soerguimento de oeste para leste resultou em uma orientação E-W dos maiores rios e, provavelmente, outro soerguimento oblíquo perto do Rio Maués-Açu explicaria a tendência ortogonal de muitos dos seus grandes tributários.

Nascimento *et al.* (1976) associaram a orientação NW-SE dos rios da margem esquerda do Amazonas (rios Preto da Eva, Urubu, Anebé, Uatumã e Jatapu) com estruturas falhadas de mesmas direções que cortam indiscriminadamente rochas pré-cambrianas e paleozoicas. Além disso, para os mesmos autores, o próprio Rio Amazonas apresenta-se nitidamente submetido ao controle destas estruturas falhadas, intercalando trechos com direção NE-SW com trechos no sentido W-E. Estes fatos, bem como a ocorrência de notáveis feições geomorfológicas, tais como as capturas dos rios Urubu e Anebé e o padrão ortogonal de drenagem em torno das margens do lago Canaçari, são evidências que indicam uma recente movimentação destas antigas estruturas falhadas.

Iriondo & Suguio (1981) e Iriondo (1982), por meio da análise detalhada das imagens de radar na banda X do Projeto RADAMBRASIL, descreveram as principais unidades geomorfológicas da

várzea do Rio Amazonas e discutiram possíveis movimentos neotectônicos com base em indícios provenientes dessa descrição. Eles concluíram que a várzea ao longo do Rio Amazonas é composta de grandes blocos crustais que se moveram independente no passado e continuam sofrendo lenta readaptação neotectônica.

Hasui *et al.* (1984), por meio de dados geológicos e geofísicos, identificaram os principais blocos crustais que se uniram durante o pré-cambriano para formar o atual embasamento estrutural da Amazônia. Ao longo dos limites entre esses blocos se desenvolveram as principais falhas, sendo que o limite entre dois desses blocos (Japurá e Maecuru), com orientação NW-SE, está aproximadamente alinhado com o canal principal do baixo Rio Negro. Registros históricos de terremotos têm demonstrado que se trata de uma área de intensa atividade sísmica (Costa *et al.*, 1993), uma indicação de que estas falhas crustais ainda estão ativas. Evidências recentes de falhamentos em depósitos cretáceos na bacia do baixo Negro (Franzinelli & Latrubesse, 1993) e de camadas deformadas por liquefação associada a abalos sísmicos (Riccomini & Soares, 2004) também corroboram esta conclusão.

Forsberg *et al.* (2000), por meio da observação de um mosaico de radar do satélite japonês JERS-1, composto por imagens adquiridas entre fevereiro e março de 1993, mostraram que dois limites, com orientação WNW-ESE e NW-SE e que controlam a distribuição de áreas de inundação na região das Anavilhanas, são coincidentes com o padrão de fraturas da região. Segundo os mesmos autores, isto, junto com dados geofísicos, geomorfológicos e pedológicos, indicam que esses limites são controlados tectonicamente.

Almeida-Filho *et al.* (2005) observaram os traços de um sistema de drenagem relictos com fluxo geral para sul, sentido oposto aos cursos atuais para nordeste de rios pertencentes à bacia hidrográfica do Rio Negro. Para Almeida-Filho & Miranda (2007), a partir da interpretação de dados SRTM, o curso atual do Rio Negro nessa região resulta de uma mega captura fluvial, relacionada à atividade sísmica (Riccomini & Soares, 2004; Soares, 2007). A movimentação de blocos afunilou o rio no local denominado “Estreito” e, como consequência, o rio, parcialmente bloqueado, expande assumindo a aparência de um lago. Sob condições de baixa energia de transporte ocorre a deposição de sedimentos que formam o maior arquipélago fluvial do mundo, as Anavilhanas.

Bevis *et al.* (2005), utilizando dados de uma estação de GPS em Manaus e um simples modelo hidrológico relacionado ao nível da água nas regiões de inundações, verificaram um ciclo anual de deslocamento vertical com pico de amplitude de 75 mm aproximadamente 2 a 3 vezes maior do que

o esperado para essa região. Eles também notaram que essa oscilação crustal é fortemente relacionada com o período da cheia do Rio Amazonas, sugerindo uma resposta elástica da litosfera a mudança na carga durante os ciclos hidrológicos.

A intrínseca relação entre deposição fluvial pleistocena e movimentações neotectônicas foi evidenciada por Soares (2007) na evolução tectono-sedimentar de depressões próximas a Manaus. O desenvolvimento dessas feições estruturais iniciou-se no Pleistoceno Inferior, relacionado a reativações de falhas de direção geral NW-SE no substrato cretáceo e mioceno, devido a esforços distensivos na direção NE-SW. Ainda segundo Soares (2007), no desenvolvimento do gráben do Cacau do Pirera, depressão tectônica localizada na confluência dos rios Negro e Solimões, o abatimento de blocos por falhas normais produziu um suave e diferenciado basculamento do assoalho, ora para SW ora para NE, criando uma extensa área alagada abastecida pelo Rio Negro por estreitos canais de ligação. Com a total inundação da área, sedimentos finos progressivamente preencheram completamente a área abatida e sucessivos pulsos de reativação de falhas provocaram escalonamentos dos sedimentos nos rumos SW e NE, aumentando o espaço de acomodação nestes sentidos. Conforme os blocos foram sendo abatidos, as partes elevadas isoladas na porção leste do gráben foram progressivamente sendo estabilizadas por vegetação e submetidas a processos de dissecação e pedogênese. As feições desse escalonamento se refletem no relevo atual, como linhas suavemente curvadas, de direção geral NW-SE.

2.8 Geomorfologia

A compartimentação geomorfológica elaborada no Projeto Radambrasil para a região do Rio Uatumã compreende, em quase sua totalidade, o Planalto Dissecado Rio Trombetas-Rio Negro. As vizinhanças de Presidente Figueiredo, extremo noroeste da área de estudo, relacionam-se ao Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas, enquanto a porção oposta, no extremo sudeste, à Planície Amazônica (Nascimento *et al.*, 1976).

Posteriormente, essa região foi incluída numa grande unidade geomorfológica denominada Depressão Amazônica ou Baixos Platôs da Depressão Amazônica, devido a suas altitudes muito modestas (com cotas que variam entre 100 e 180 metros) e à baixa amplitude de seu relevo, incompatíveis com uma área planáltica (Ross, 1991; Pellin *et al.*, 2010).

Assim, o relevo da região consiste predominantemente de um extenso e monótono domínio de baixos platôs dissecados sustentados por rochas da Formação Alter do Chão e com diferentes intensidades de entalhamento (Pellin *et al.*, 2010). Todavia, uma análise pormenorizada da configuração morfológica desses baixos platôs revela uma surpreendente variabilidade interna,

expressa, principalmente, pela intensidade diferencial da dissecação promovida sobre essas superfícies. Tal fato permitiu que Pellin *et al.* (2010) dividissem o relevo da região em 5 unidades geomorfológicas, sumarizadas a seguir:

- Planície de inundação: representa um conjunto de formas de agradação produzidas pela sedimentação fluvial moderna. Consiste de terrenos sazonalmente inundáveis que preenchem os vales dos principais canais na região;
- Terraços fluviais: representam antigas planícies de inundação que, devido ao rebaixamento do nível de base do canal, foram alçadas a uma cota acima das cheias sazonais. Assim, estes terrenos tornam-se hidrologicamente inativos e passam a ser dissecados, principalmente pela erosão fluvial;
- Planos arenosos: são superfícies planas, desenvolvidas sobre substrato extremamente arenoso e recobertas por uma vegetação de porte mais raquítico (campinas e campinaranas), encontrando-se nas proximidades dos fundos de vales, assim como nos interflúvios;
- Superfícies tabulares: congregam um conjunto de formas de relevo que se encontram, geralmente, em posição de interflúvio, e que foram submetidas a processos denudacionais de baixa a moderada intensidade. Apresentam feições morfológicas amplas, de topo plano a levemente onduladas, e vertentes acentuadas. Por vezes, geram expressivas áreas escarpadas com vales incisos ou alargados. Associados a esses tabuleiros, ocorrem inúmeras cachoeiras, corredeiras, grutas e cavernas na porção do médio-alto curso do Rio Urubu. Essa região é caracterizada por cotas mais elevadas e composta por arenitos paleozóicos das formações Nhamundá, Pitinga e Manacapuru (Nogueira & Sarges 2001; Silva 2005). Ela também apresenta baixa a média densidade de drenagem, desnivelamentos entre 20 a 50 metros, além de vales incisos com vertentes suaves a declivosas, com gradientes entre 5° a 20°;
- Superfícies colinosas: congregam um conjunto de formas de relevo que se caracterizam pela intensa atividade morfodinâmica e dissecação mais expressiva. Apresentam feições morfológicas de forte entalhamento, de vertentes curtas e declivosas, topos arredondados e vales incisos sem sedimentação aluvial, porém desenvolvendo uma rede de canais de alta densidade de drenagem.

O padrão da rede de drenagem também é reconhecido por variar sutilmente na área de estudo (Figura 4.2b). Com base na classificação proposta por Zernitz (1932), Howard (1967) e Deffontaines & Chorowicz (1991), a rede de drenagem é classificada, no geral, como dendrítica a subdendrítica (Nogueira & Sarges, 2001; Silva, 2005; Soares, 2007). O padrão do tipo pinado

também é observado, especialmente, em canais tributários dos principais rios (Silva, 2005; Ibanez, 2006). Ele está relacionado à constituição litológica argilo-arenosa da Formação Alter do Chão, amplamente distribuída, e aos depósitos de colúvio (Silva, 2005). A drenagem em treliça, característica de áreas associadas a zonas de falha (Deffontaines & Chorowicz, 1991), é frequentemente observada nos afluentes de ambas as margens dos rios Preto da Eva e Urubu, assim como nos tributários da margem esquerda do Rio Anebé e naqueles do Uatumã (Silva, 2005; Ibanez, 2006).

Por sua vez, os tipos de drenagem retangular angulada estão geralmente associados a trechos da cabeceira do Rio Urubu e a alguns afluentes dos rios Uatumã e Sanabani (Silva, 2005), enquanto os padrões anelar e radial são usados na região para mapeamento de anomalias de drenagem, principalmente na região dos rios Anebé e Sanabani (Miranda *et al.*, 1994; Almeida-Filho *et al.*, 2010).

CAPÍTULO 3

CAMPO DE ESFORÇOS ATUAL NA AMAZÔNIA CENTRAL

Ibanez, D. M., Riccomini, C., Taga, V., Soares, E.A.A., Sant'Anna, L.G., Andrade, L.S.

3.1 Resumo

A análise integrada dos dados estruturais (falhas normais e juntas) com as direções de esforço horizontal máximo (SHmax), previamente determinadas, e os modelos neotectônicos disponíveis para a região dos rios Uatumã e Urubu, Amazônia Central, possibilitou estabelecer os principais estilos estruturais na Formação Alter do Chão (Terciário) e unidades mais recentes. Por meio dessa comparação, verificou-se tectonismo ativo durante e após a deposição da Formação Alter do Chão, envolvendo falhas normais de direção geral NE-SW, o que sugere relação com um campo de esforços distensivo de direção NW-SE (SHmax na direção NE-SW), ao menos durante o Mioceno Médio. As relações de corte observadas em falhas que seccionam as couraças lateríticas indicam que as falhas normais de direção geral NW-SE (distensão de direção NE-SW, com SHmax na direção NW-SE, provavelmente ainda ativo) são mais jovens do que as de direção geral NE-SW (distensão de direção NW-SE, com SHmax na direção NE-SW). A mudança dos campos de esforços, inicialmente distensivos de direção NW-SE (SHmax de direção NE-SW) e provavelmente relacionados ao início da subsidência em decorrência dos efeitos da topografia dinâmica, para distensivos de direção NE-SW (SHmax de direção NW-SE). O atual campo de esforços regional provavelmente se instalou no Pleistoceno a partir da mudança de direção da movimentação das Placas Norte-Americana, Sul-Americana e Caribenha.

3.2 Introdução

A região da Amazônica Central é caracterizada por uma exuberante floresta tropical e extensa rede hidrográfica. Evidências do controle estrutural sobre a dinâmica da floresta (*e.g.* Franzinelli et al., 1999; Higgins *et al.*, 2011), animais (*e.g.* Aleixo & Rossetti, 2007; Ribas *et al.*, 2012) e dos rios (*e.g.* Almeida-Filho & Miranda, 2007) mostram que a evolução dessa paisagem é intrinsecamente ligada à evolução neotectônica da região.

Registros históricos de sismos (Assumpção & Suárez, 1988), de falhas e juntas que seccionam depósitos sedimentares pleistocenos (Soares, 2007; Silva *et al.*, 2007) e de camadas deformadas por liquefação causada por abalos sísmicos (Riccomini & Soares, 2004) têm demonstrado a importância

da atividade sísmica atual no controle de movimentos neotectônicos e, por conseguinte, na configuração da paisagem da região.

A atividade sísmica da região amazônica tem sido relacionada tanto ao controle que fontes regionais, como as interações de forças tectônicas ao longo dos limites entre as placas Sul-Americana, do Caribe e de Nazca (Assumpção & Suárez, 1988), como de fontes locais, como o efeito flexural do rift paleozóico da Bacia do Amazonas (Zoback & Richardson, 1996), exercem sobre o atual campo de esforços.

Apesar das análises de mecanismos focais de sismos (Mendiguren & Richter, 1978; Assumpção & Suárez, 1988; Assumpção, 1992; Lopes, 2008), breakouts de poços de petróleo (Lima *et al.*, 1997) e modelos de elementos finitos (Meijer, 1995; Coblenz & Richardson, 1996) permitirem uma boa caracterização do atual campo de tensões na Bacia do Amazonas como compressional, com o esforço horizontal máximo (SHmax) orientado segundo a direção NNW-SSE, ainda não existe um consenso sobre quando este regime foi instalado e sobre qual o modelo de evolução neotectônica para região.

Nesse contexto, os modelos propostos para evolução neotectônica da região podem ser agrupados em duas vertentes. Na primeira é considerada uma deformação intraplaca do Mioceno ao Recente, imposta pela atuação de um binário conjugado E-W, dextral, com componentes transtrativos de direção NE-SW e transpressivos de direção NW-SE, atribuídos à rotação da Placa Sul-Americana para oeste (Hasui, 1990; Bemerguy & Costa, 1991; Costa *et al.*, 1996). Na segunda são considerados regimes distensivos superimpostos, o mais antigo de direção geral NE-SW, ativo do Neocretáceo até o Eomioceno, e o mais novo, com direção NW-SE, de idade pós-Mioceno Superior (Riccomini & Assumpção, 1999; Soares, 2007; Taga, 2009). No primeiro caso o modelo indica uma idade miocena para o atual campo de esforços, enquanto que no segundo, pleistocena.

Falhas com indicadores cinemáticos são, de modo geral, de visualização limitada na região amazônica, devido sobretudo à homogeneidade e ao alto grau de intemperismo das rochas sedimentares e sedimentos. Entretanto, quando observáveis, permitem a obtenção de dados de falhas que afetam as unidades sedimentares de idades atribuídas ao Cretáceo, Mioceno e, principalmente, as camadas lateríticas com idade variando desde o Mioceno Inferior até o Pleistoceno, constituindo excelentes ferramentas para a datação relativa nos estudos neotectônicos (Costa, 1991; Soares, 2007).

Neste trabalho são apresentados resultados de levantamentos estruturais realizados na região dos rios Uatumã e Urubu, na Amazônia central (Figura 3.1), os quais permitiram caracterizar os

principais estilos estruturais das formações referidas como Alter do Chão (Neocretáceo), Novo Remanso (Mioceno) e unidades sedimentares mais recentes desta região. A análise integrada dos dados estruturais com as direções de esforço horizontal máximo (SHmax), previamente determinadas, e os modelos neotectônicos disponíveis, possibilitou avaliar quais foram os principais regimes tectônicos aos quais a região esteve sujeita e os respectivos campos de esforços.

Figuras 3.1. Localização da área de estudo, no flanco norte da Bacia do Amazonas.

3.3 Evolução tectono-sedimentar cenozoica da Bacia do Amazonas

A área de estudo está localizada no contexto da Bacia do Amazonas, a qual possui uma pilha sedimentar abrangendo sedimentos continentais, marinhos, marinhos rasos e fluviais, e rochas intrusivas, de idades desde o Proterozoico até o Recente (Cunha *et al.*, 2007). As sucessões sedimentares proterozoicas, representadas pelo Grupo Purus, têm seus registros atuais preservados localmente na bacia em áreas contíguas ao Arco de Purus. Esse grupo corresponde a episódios anteriores à efetiva implantação da bacia e, devido à sua reduzida área de ocorrência, é considerado como grupo secundário na carta estratigráfica (Cunha *et al.*, 1994; Cunha *et al.*, 2007).

Já o pacote sedimentar fanerozoico da Bacia do Amazonas consiste de 5000 m de espessura de rochas paleozóicas e 1000 m de rochas mesozóicas a cenozóicas. Os registros sedimentar e ígneo refletem os eventos tectônicos paleozoicos que ocorreram na borda oeste das pretéritas placas Pangea e Gondwana, e da tafrogenia mesozoica do Atlântico Sul e Norte (Cunha *et al.*, 1994). Esses eventos tectônicos provocaram movimentações epirogênicas intraplaca, resultando na formação de arcos de grande porte e discordâncias regionais, além de controlarem as ingressões marinhas que influenciaram os ambientes deposicionais (Cunha *et al.*, 1994). Cunha *et al.* (2007) definiram

quatro sequências paleozoicas designadas como sequência ordoviciana-devoniana, sequência devoniana-carbonífera, sequência neoviseana e sequência carbonífera-permiana, um período de magmatismo pós-Paleozoico e uma sequência Cretácea e Terciária.

A sequência cretácea-terciária, de interesse aqui por guardarem íntima relação com os movimentos tectônicos pós-Cretáceo, é constituída pelo Grupo Javari, representado pelas formações Alter do Chão e Solimões, e assentada diretamente sobre a discordância do topo do Paleozoico, conhecida como discordância pré-cretácea (Cunha *et al.*, 2007).

A Formação Alter do Chão é constituída de arenitos quartzosos de granulação grossa a média, localmente conglomeráticos, avermelhados a variegados, caulínicos, mal selecionados. Subordinadamente ocorrem argilitos e siltitos avermelhados (Costa, 2002). Ela teve seu desenvolvimento associado a um sistema fluvial de alta energia, variando em idade do Cretáceo Inferior até o Paleogeno (Dino *et al.*, 1999; Horbe *et al.*, 2001; Cunha *et al.*, 2007), que corria de leste para oeste desde do Arco de Gurupá até as bacias sub-andinas (Mapes, 2009). Evidências de fácies marinhas, indicadas por análises sedimentológicas e principalmente icnológicas em rochas da Formação Alter do Chão a leste de Manaus (Rossetti & Neto, 2006), mostram que a energia do sistema diminuiu e se aproximou do nível base antes de atingir a margem continental oeste (Mapes, 2009).

Durante o Mioceno, a subsidência do nordeste da América do Sul e o soerguimento andino foram o suficiente para formar dois sistemas fluviais separados pelo Arco de Purus: um sistema oriental que corria para leste em direção do Oceano Atlântico, e um sistema continental restrito a Amazônia Ocidental, e que provavelmente mantinha ligações marítimas com os oceanos do Caribe, Pacífico e/ou Atlântico Sul (Hoorn, 1994; Hoorn *et al.*, 1995; Räsänen, 1995; Roddaz. *et al.*, 2005; Hovikoski *et al.*, 2006; Mapes, 2009; Hoorn *et al.*, 2010; Dino *et al.*, 2012). A Formação Solimões, que se assenta em discordância sobre a Formação Alter do Chão, corresponde a essa época, sendo constituída por pelitos com restos de conchas de moluscos e vegetais (Cunha *et al.*, 1994). Ela se estendia pouco além da porção oriental da Bacia do Amazonas, mal ultrapassando o Arco de Purus, o qual funcionava como uma barreira topográfica, separando as drenagens da Amazônia Ocidental e Oriental antes do estabelecimento do moderno sistema de drenagem da região (Mapes, 2009).

Na Amazônia Oriental, depósitos arenosos miocênicos foram descritos recentemente. Costa (2002), fundamentado em estudos geofísicos (perfis sônicos e seções sísmicas), individualizou ao sul de Manaus duas sequências sedimentares pós-paleozoicas, definidas com base na diferença de velocidades intervalares. A superior, de menor velocidade (1.905 m/s), foi correlacionada à

Formação Solimões e, a inferior, com velocidade intervalar de 2.200 m/s, foi associada a Formação Alter do Chão.

Rozo (2004), embasado em dados faciográficos, estratigráficos e superfícies de descontinuidades (paleossolos lateríticos), e auxiliado por interpretação de produtos de sensoriamento remoto, identificou depósitos essencialmente arenosos, com espessura média de 10 metros, sobrepostos discordantemente à Formação Alter do Chão e recobertos por depósitos pleistocenos. A unidade é constituída principalmente de arenitos ferruginosos grossos e arenitos finos a médios com estratificação cruzada tabular com mergulhos para ESE, organizada em ciclos granodescrescentes ascendentes, capeados por argilitos maciços e laminados. Rozo *et al.* (2005) formalizaram o termo Formação Novo Remanso para esta unidade, devido sua ocorrência na localidade homônima, considerando-a neógena (provavelmente miocênica) com base na idade suposta para os dois níveis de crosta laterítica que a delimitam.

Soares (2007) dividiu a Formação Novo Remanso em duas partes distintas, denominando-as, informalmente, de inferior e superior, sendo essas separadas por um horizonte de paleossolo laterítico e diferenciadas por sua coloração. A unidade inferior, também denominada como Formação Iranduba por Abinader *et al.* (2007), é composta por arenitos finos a grossos, mal selecionados, com grânulos e seixos de quartzo e argila, possui coloração geral vermelha-arroxeadada, gradando a róseo-amarelado. Internamente, as camadas dessa porção apresentam aspecto maciço e exibem estratificações cruzadas tabular e acanalada, com segregação de grãos nas camadas frontais, que indicam paleofluxo para SE. A unidade superior é composta por arenito fino a pelítico, caulínico, de coloração bege-esbranquiçada. As camadas de arenito apresentam granulação fina a média, que variam até muito grossa, maciças ou com estratificação cruzada, mostrando sentido de paleocorrente preferencialmente para SE. As camadas de argila são essencialmente maciças e endurecidas, com aspecto “semi-flint”, e geralmente finalizam os ciclos granodecrescentes ascendentes.

Em trabalho mais recente, Caputo (2011) apresentou uma discussão sobre a idade da Formação Alter do Chão, considerando-a cenozoica com base na existência de uma discordância entre esta unidade e os depósitos cretáceos subjacentes (Figura 3.2). Esta discordância, de expressão regional e bem definida em seções sísmicas, separaria a Formação Alter do Chão da Formação Jazida da Fazendinha, uma nova unidade litoestratigráfica cretácea da Bacia do Amazonas. Neste novo quadro, os depósitos sedimentares aflorantes na região de estudo, antes enfileirados nas formações Alter do Chão e Novo Remanso, pertenceriam unicamente à Formação Alter do Chão, e as

diferenças nas fácies sedimentares corresponderiam a variações em um mesmo sistema deposicional fluvial, idéia esta adotada no presente trabalho.

Figuras 3.2. Carta estratigráfica mesozoica e cenozoica da Bacia do Amazonas proposta por Caputo (2011), onde a seção cenozoica (Formação Alter do Chão) é mais desenvolvida e mais extensa que a seção cretácea (Formação Jazida da Fazendinha). Modificada de Caputo (2011).

Soares (2007) e Dino *et al.* (2012) obtiveram idade Mioceno Médio para depósitos considerados como pertencentes à Formação Novo Remanso, com base na presença da espécie-guia *Grimmsdalea magnaclavata* no material esporo-polinico. Esta seria uma idade mínima para os depósitos superiores aflorantes da Formação Alter do Chão na área de estudos.

Ainda não são completamente entendidos os mecanismos que provocariam a subsidência intraplaca e conseqüente acumulação de sedimentos. Costa (2002) menciona que o efeito flexural, decorrente da subida dos Andes, pode ter afetado a região da Bacia do Amazonas, criando-se, assim, espaço deposicional para os sedimentos terciários. No entanto, embora cronocorrelacionáveis, esses fenômenos não podem ser arquitetados numa relação direta de causa e efeito, por falta de um arcabouço teórico adequado que justifique subsidência flexural a mais de 2000 km de distância do orógeno, como demonstrado por Karner *et al.* (1993) para a região dos montes submarinos de Afanazy-Nikitin, Oceano Indico Central, e Müller *et al.* (2000) para a região do Platô de Queensland e Marion, Austrália.

A topografia dinâmica é outro mecanismo que explicaria a subsidência intraplaca, em particular para a Amazônia (Shephard *et al.*, 2010). Por esse mecanismo, o soerguimento da parte oeste e a

subsidência da central e leste da bacia hidrográfica amazônica, desde o Mioceno Médio, seria uma resposta dinâmica da litosfera ao fluxo mantélico induzido pela subducção das placas Farallon, Phoenix e mais recentemente a de Nazca, sob a Cordilheira dos Andes. Este modelo encontra suporte na idade dos depósitos, conforme os dados de Dino *et al.* (2012).

3.3.1 Perfis lateríticos

O termo laterita é usado para designar rochas formadas (ou em formação) por meio de intenso intemperismo químico das rochas preexistentes em condições climáticas tropicais ou subtropicais. As lateritas podem ser compactas, maciças, coesas ou incoesas, terrosas ou argilosas, com coloração variando de vermelho, violeta, amarelo, marrom e até esbranquiçado (Costa, 1991). Elas são química e fisicamente resistentes e podem estender-se por áreas de até centenas ou mesmo milhares de quilômetros quadrados (Widdwson, 2009).

Segundo Widdwson (2009), as condições que favorecem a formação de perfis lateríticos são: (i) ambientes geomorfológicos caracterizados por limitado escoamento superficial e ausência de intensa erosão; (ii) condições climáticas tipificadas por sazonalidade e alta pluviosidade anual (por exemplo, clima de monções); e (iii) regiões de relativa estabilidade tectônica, caracterizadas por baixo soerguimento, deformação crustal, ou erosão.

Os perfis lateríticos desenvolveram-se extensamente nas áreas de ocorrência dos sedimentos cenozoicos da região de Manaus, principalmente na Formação Alter do Chão. A lateritização das rochas da Formação Alter do Chão propiciou o desenvolvimento de perfis imaturos, que se apresentam trucados e constituídos, de baixo para cima, pelos horizontes saprolítico, mosqueado e solo, com presença local de perfis alóctones (Horbe *et al.*, 2003). A crosta ferruginosa, quando presente, está restrita a relictos, em consequência de intensa desferrificação. Apesar de incompletos, os perfis são bem desenvolvidos, com espessura superior a 3 m, e os menos espessos estão situados em áreas onde houve truncamento mais profundo (Horbe *et al.*, 2003).

Soares (2007) reconheceu quatro níveis de paleossolo laterítico que limitam as principais unidades sedimentares, considerando-os indicadores de mudanças paleoclimáticas desde o Paleógeno na Amazônia. O paleossolo SD1, desenvolvido sobre a Formação Alter do Chão, foi posicionado no Cretáceo Superior – Eoceno conforme dados de paleomagnetismo obtidos em crostas lateríticas ao norte de Manaus (Trindade *et al.*, 2006). A SD2 que ocorre no topo da parte inferior da Formação Novo Remanso poderia ser posicionada no Mioceno Inferior ou ser mais antiga (Soares *et al.*, 2010). A idade obtida para a parte superior da Formação Novo Remanso, Mioceno Médio, permitiu situar o paleossolo SD3, que a recobre, no Mioceno Superior a Plio-Pleistoceno, que poderia ser

correlato à fase de lateritização pleistocena de Costa (1991). O paleossolo SD4, que representa a fase de lateritização ferruginosa mais nova, desenvolveu-se sobre terraços fluviais datados em cerca de 60.000 anos AP (Soares *et al.*, 2010), o que permitiu situar o seu desenvolvimento no Pleistoceno. Diante do novo quadro estratigráfico proposto para a Formação Alter do Chão é provável que os paleossolos SD1 e SD2 representem um único horizonte de idade cenozóica.

O reconhecimento e caracterização dos horizontes lateríticos representa uma excelente ferramenta para a datação inter-bacinal, além de fornecer base para o entendimento dos episódios sucessivos de deposição e erosão e suas relações com mudanças do nível do mar e (neo)tectônica na região Amazônica (Costa, 1991; Soares, 2007; Mapes, 2009).

3.3.2 Estabelecimento da moderna rede de drenagem amazônica

De acordo com Mapes (2009), que estudou depósitos na Amazônia Central e Leste, o estabelecimento do atual sistema de drenagem se deu durante ou após o Mioceno Superior. Entretanto, as limitações impostas aos estudos pela densa cobertura vegetal e dificuldade de acessos tem levado à formulação de diferentes modelos para o estabelecimento do atual sistema de drenagem da Amazônia. Roddaz *et al.* (2005) e Espurt *et al.* (2007), por exemplo, depois de estudarem os depósitos e as estruturas de bacias andinas de antepaís do Peru e Bolívia, sugerem que a criação do sistema amazônico moderno não ocorreu antes do Plioceno. Para Campbell *et al.* (2006), baseado em trabalho no sudoeste da Amazônia, a formação do moderno sistema amazônico se deu no Plioceno Superior, enquanto que Rossetti *et al.* (2005), depois de estudarem depósitos ao longo da planície do Rio Amazonas, sugerem que o transporte fluvial para leste do Rio Amazonas não teve início antes do Pleistoceno Superior.

Figueiredo *et al.* (2009) comentam que os primeiros registros de sedimentos procedentes da cadeia andina ocorrem em depósitos de 11,8 a 11,3 Ma localizados em águas profundas do Oceano Atlântico próximos à foz do Rio Amazonas. Assim, no decorrer do clímax do soerguimento andino central (Garzzone *et al.*, 2008), a Bacia do Amazonas, no Mioceno Superior, passou a ser alimentada por sedimentos oriundos daquela cadeia montanhosa e a rede de drenagem dirigida ao Oceano Atlântico (Hoorn *et al.*, 1995; Dobson *et al.*, 2001; Wesselingh, 2006; Figueiredo *et al.*, 2009).

Segundo Shephard *et al.* (2010), a magnitude de até 400 m da subsidência conduzida pela topografia dinâmica na foz do Rio Amazonas favoreceu que o transporte fluvial superasse o Arco de Purus e, conseqüentemente, iniciasse a transcontinentalização do Rio Amazonas.

Na concepção de Dino *et al.* (2012), as unidades sedimentares miocênicas e os níveis de paleossolos lateríticos que ocorrem na parte central da Bacia do Amazonas são evidências de sucessivos estágios de subsidência e soerguimento, respectivamente, aos quais a bacia esteve submetida durante esse lapso de tempo. Durante os longos intervalos de soerguimento necessário para o desenvolvimento do paleossolo laterítico, ocorreu intenso entalhamento das unidades miocênicas e, conseqüentemente, o material sedimentar liberado foi transportado pelo Rio Amazonas para sua foz no Oceano Atlântico. Assim, segundo esses autores, o registro sedimentar miocênico dentro da Bacia do Amazonas também pode ser descrito como uma das prováveis áreas fontes para os depósitos de mesma idade no Oceano Atlântico, próximo à foz do Rio Amazonas, conforme assinalado por Figueiredo *et al.* (2009).

3.3.3 O atual campo de tensões na Bacia do Amazonas

Segundo Assumpção & Suárez (1988), o campo de esforço atual da Amazônia é diretamente associado tanto a forças regionais como locais. As forças regionais estariam relacionadas com a movimentação das placas tectônicas, tais como empurrão da dorsal oceânica, devido à sua maior elevação (comprimindo o interior da placa), forças de empuxo, como a exercida pela Placa de Nazca, que mergulha sob a Placa Sul-Americana, e forças de arrasto viscoso devido às correntes de convecção que podem estar carregando a Placa Sul-Americana. As locais podem ser causadas por heterogeneidades estruturais, anomalias térmicas na astenosfera e uma mudança de carga sobre a litosfera elástica. Contudo, pela dificuldade de distinguir entre fontes regionais e locais, o campo de tensões na região amazônica geralmente é atribuído ao movimento das placas tectônicas (Assumpção & Suárez, 1988). Isso é corroborado pela consistência dos indicadores de SHmax obtidos, por exemplo, por mecanismos focais de terremotos (Assumpção, 1992). O SHmax refere-se a tensão máxima horizontal e corresponde à direção de tensão principal máxima para os regimes tectônicos inverso e transcorrente e à direção de tensão principal intermediária para regimes de falhas normais (Dunne & Hancock, 1994).

Nesse contexto, para Mendeguren & Richter (1978), a análise de dados de sismos da Amazônia aponta mecanismos focais de falhas inversas para cinco terremotos intraplaca com direção de esforços (SHmax) segundo NW-SE. Os autores relacionaram esses esforços ao balanço das forças resultantes, de um lado, do espalhamento ao longo da Dorsal Meso-Atlântica e, do outro, da resistência imposta pelas placas de Nazca e do Caribe. Além disso, análises de sismos registrados nos arredores de Manaus e Codajás (Assumpção & Suárez, 1988), *breakouts* (Lima *et al.*, 1997) e

modelos de elementos finitos (Meijer, 1995; Coblenz & Richardson, 1996) também indicam que a Bacia do Amazonas estaria atualmente sujeita a esforços compressivos com direção NW-SE.

Entretanto, para Assumpção (1992) o SHmax parece ter direção aproximadamente N-S a NNE, perpendicular ao Rift Paleozoico da Bacia do Amazonas, representando uma rotação do SHmax de aproximadamente 75° com relação ao padrão regional de esforços no Brasil, com SHmax na direção aproximada E-W. Mesmo padrão foi encontrado por Zoback & Richardson (1996), com base em modelo de elementos finitos a partir de dados gravimétricos, que consideraram que os esforços locais, gerados pelo *rift*, seriam de uma a quatro vezes maiores que os esforços regionais, controlando o padrão dos esforços na região. Ainda segundo Zoback & Richardson (1996), o campo de esforços modificado pelo *rift* pode ter sido o responsável pela ocorrência de dois sismos com magnitudes moderadas na região (mb 5,1 e 5,5, Assumpção & Suárez, 1988), nos últimos 40 anos. Modelo semelhante foi usado para explicar a ocorrência de sismos em Nova Madri, EUA (Grana & Richardson, 1996), onde foram registrados os maiores sismos intraplaca ocorridos em tempos históricos (Johnston & Kanter, 1990).

Lopes (2008), por meio da análise de mecanismo focal de sismos, determinou direção NNW-SSE para SHmax no Estado do Amazonas, paralela ao movimento absoluto da Placa Sul-Americana e rotacionado em relação a direção E-W do SHmax predominante no Brasil. Ainda segundo Lopes (2008), como as direções determinadas em Mato Grosso possuem orientação semelhante, pode-se pensar que na região Centro-Norte da América do Sul tenha ocorrido um fenômeno ainda pouco compreendido, que pode estar relacionado com a mudança da direção do movimento da Placa Sul-Americana nos últimos 2,5 Ma (Sela *et al.*, 2002).

3.3.4 Modelos de evolução neotectônica para a Bacia do Amazonas

Loczy (1970a; b), para enfatizar a continuidade das zonas de fraturas da cadeia meso-atlântica para o interior do continente sul-americano, especialmente entre as latitudes 12°N e 4°S, destaca que a Bacia do Amazonas coincide com o prolongamento, continente adentro, da Zona de Fratura Romanche, e que o Escudo das Guianas parece estar deslocado para a esquerda (deslocamento sinistral) em relação ao Escudo Brasileiro. Fortes (1996) considerou que a ação de um amplo sistema de megacisalhamento sinistral responderia direta ou indiretamente pelo desenvolvimento tectono-sedimentar das bacias do Solimões e Amazonas, do Pré-Cambriano ao Cenozoico.

Com base em interpretações sísmicas, Campos & Teixeira (1988) indicaram quatro episódios de evolução tectônica para a Bacia do Amazonas durante o Mesozoico e o Cenozoico: 1) distensão de direção E-W no Triássico-Jurássico, acompanhada de magmatismo básico; 2) regime compressivo

de direção E-W e soerguimento generalizado durante o Cretáceo Inferior; 3) relaxamento dos esforços compressivos e criação de sítio deposicional para acomodar a sequência cretácea-terciária a partir do Cretáceo Superior; e 4) cisalhamento durante o Eoceno Superior gerando áreas transpressivas e transtrativas devido a rotação e translação anti-horária dos escudos das Guianas e do Brasil Central, que gerou movimentação dextral com interação das placas Sul-Americana, Caribenha e Nazca.

Da mesma forma, Wanderley Filho & Costa (1991) propuseram quatro pulsos cinemáticos após o Paleozoico, a saber: 1) distensivo, no final do Jurássico, favorecendo a intrusão de diques e o desenvolvimento de grabens, associado à abertura do Atlântico Norte e Equatorial; 2) transcorrente dextral, no Cretáceo Inferior, com desenvolvimento de dobras NE-SW; 3) distensivo, no Cretáceo Superior-Terciário, com movimentação de falhas normais de direção NE-SW e falhas de transferência de direção NW, relacionado à formação do Oceano Atlântico; 4) transcorrente dextral, no Terciário-Quaternário, reflexo da evolução da cadeia Andina, gerando dobras e estruturas em flor NW-SE na região do Rio Tapajós.

Para Bemerguy & Costa (1991) o evento de fragmentação do Gondwana no Mesozoico impôs falhas normais N-S e NE-SW, e falhas de transferência ENE-WSW e NW-SE, que se mantiveram ativas até o final do Cretáceo. O quadro de estruturas se completa com as falhas transcorrentes de direções ENE-WSW, NW-SE, NE-SW e N-S, desenvolvidas a partir do Terciário, as quais, por meio de reativação, condicionam de modo expressivo o arranjo atual da rede de drenagem da Amazônia. Bemerguy & Costa (1991) ainda destacam a existência de dois importantes pulsos tectônicos na Região Amazônica no Cenozoico, responsáveis por modificações expressivas no relevo e, conseqüentemente, pela reorganização da rede de drenagem. O pulso mais antigo, do Eoceno ao Oligoceno, marca a fase mais intensa de colisão entre as placas Sul-Americana e Nazca (Pardo-Casas & Molnar, 1987), que culminaria com a implantação da Cadeia Andina, e conseqüentemente promoveria a integração dos sistemas fluviais em uma única rede de drenagem direcionada para leste. O outro pulso começaria no Neógeno (Mioceno), com o predomínio do regime direcional dextral no interior da placa Sul-Americana (Hasui, 1990). Este quadro neotectônico resultaria da deformação intraplaca imposta pela atuação de um binário conjugado de direção E-W, dextral, com componentes transtrativos (NE-SW) e transpressivos (NW-SE), atribuídos à rotação da Placa Sul-Americana para oeste (Costa *et al.*, 1996; Costa & Hasui, 1997; Costa, 2002; Igreja, 2007).

Costa *et al.* (2001), baseados em dados litoestratigráficos e feições estruturais, tectônicas e geomorfológicas, determinaram seis domínios neotectônicos ao longo do Rio Amazonas. O domínio 1, onde se localiza a região do Rio Uatumã, seria caracterizado por soerguimentos que modelam a rede de drenagem e são controlados por dobras e falhas inversas de direção NE-SW. Para esses autores, as estruturas presentes nessa região compreendem dois grupos de feições: um conjunto mais antigo (Mioceno-Plioceno) que inclui dobras, falhas inversas e de cavalgamento com direção NE-SW, e um mais jovem que engloba falhas normais NW-SE que limitam grabens preenchidos por sedimentos fluviais do Pleistoceno ao Holoceno.

Franzinelli & Igreja (2002), utilizando dados de sensoriamento remoto e de campo na região do baixo Rio Negro, propuseram a existência de um domínio de falhas normais com orientação NE-SW e de um domínio de falhas transcorrentes dextrais com orientação NW-SE. O domínio de falhas normais, localizado na margem esquerda do Rio Negro, direciona o fluxo dos maiores tributários de leste para oeste. Já o domínio de falhas transcorrentes dextrais promove o fluxo fluvial de oeste para leste. Ainda segundo esses autores, esses domínios têm sido alterados por um conjunto de falhas transcorrentes dextrais recentes de orientação E-W. A formação dessas feições estruturais envolveria a inclinação, rotação e translação de blocos, que tenderiam a formar depressões ao longo das principais falhas.

Por meio da análise de imagens de satélite e dados de campo, Silva (2005) delineou quatro compartimentos geológico-estruturais na região de Manaus e adjacências. Segundo o autor, no compartimento Rio Negro predominam falhas normais de direção NW-SE, associadas a falhas transcorrentes dextrais de direção E-W, desenvolvendo bacias quaternárias. O compartimento do Rio Urubu compreende falhas normais de direção NW-SE, NE-SW (com geometria de horsts e grabens), N-S e, ainda, falhas inversas NE-SW que deformam a Formação Alter do Chão. No compartimento Silves/Itapiranga predominam falhas transtrativas NE-SW. Na região de Presidente Figueiredo, às falhas normais de direções N-S, NE-SW e NW-SE se associam as orientações de cachoeiras, corredeiras e paredões no Arenito Nhamundá (Nogueira & Sarges, 2001).

Segundo Silva (2005), os dados estruturais obtidos indicam a atuação de regime compressivo durante o Mioceno, responsável pela deformação de estratos da Formação Alter do Chão, seguida por um período de relativa estabilidade, sob o qual se formou o horizonte laterítico sobreposto. Durante o Quaternário, a retomada do processo tectônico teria produzido abatimentos de blocos por falhas normais e falhas transcorrentes dextrais e sinistrais em regime tectônico transtrativo,

responsáveis pelas bacias de Manaus, do Ariáú e Manacapuru, além de terraços ao longo da calha dos rios Solimões e Amazonas.

A partir do levantamento de falhas normais com diversas direções (NW, NE, ENE e WNW) nos trechos Manaus-Itacoatiara e Manaus-Presidente Figueiredo, Soares (2007) considerou a interação entre as placas Sul-Americana e do Caribe para explicar o regime distensional observado na formação neocretácea Alter do Chão e depósitos pleistocenos sobrepostos. Para as numerosas direções das falhas normais, o autor propôs dois cenários: a) superposição de eventos distintos com orientações variadas; b) um único evento de distensão, radial, com rotação em sentido horário, fixando na vertical o eixo de maior esforço (σ_1). Ainda de acordo com Soares (2007), após o último pulso distensivo, no Pleistoceno, seguiram-se regimes transcorrentes, inicialmente com σ_1 na direção E-W e σ_3 na direção N-S, seguido de σ_1 na direção NW e σ_3 na direção NE e, finalmente, σ_1 na direção N-S e σ_3 na direção E-W.

Taga (2009), a partir de levantamentos estruturais ao longos das seções Manaus-Itacoatiara e Manaus-Presidente Figueiredo, reconheceu duas direções estruturais principais, NE-SW e NW-SE, representadas por falhas de componente normal. As falhas normais de direção NW-SE representam as direções preferenciais dos rios Preto da Eva, Urubu e Anebé, assim como o baixo curso do Rio Negro, enquanto que as falhas de direção NE-SW aparentam acompanhar regularmente as direções das drenagens perpendiculares, ou seja, os afluentes dos rios citados. Taga (2009) também verificou que as famílias de juntas obedecem aproximadamente às mesmas direções NE-SW e NW-SE das falhas. Segundo o autor teria ocorrido inicialmente a vigência de um regime distensivo, de direção NE-SW, atuante durante e após a deposição da Formação Alter do Chão, do Neocretáceo ao Mioceno Inferior. Esse seria sucedido por um regime distensivo, de direção NW-SE, pós-Mioceno Inferior. A modificação na direção de distensão pode ser explicada pelo acelerado soerguimento andino no Mioceno Superior (Garzzone *et al.*, 2008), que teria causado o regime atual do Rio Amazonas (Hoorn, 1994; Hoorn *et al.*, 1995; Figueiredo *et al.*, 2009) e deslocado a direção dos campos de esforços horizontais, que antes atuavam na direção NW-SE, para a direção NE-SW.

3.4 Resultados dos levantamentos estruturais

3.4.1 Falhas normais

Os levantamentos estruturais para o presente trabalho foram realizados essencialmente em cortes situados ao longo das rodovias AM-010, AM-240 e BR-174, bem como nas proximidades da Cidade de Manaus (Figura 3.3). Foram medidas 93 falhas de componentes normais com rejeitos

decimétricos a métricos em seção vertical, seccionando depósitos da Formação Alter do Chão (englobando também as rochas da Formação Novo Remanso, então consideradas uma unidade estratigráfica individualizada) e couraças limoníticas. A população de falhas normais mostra forte relação com a atual configuração hidrográfica regional, fato já observado por outros autores (*e.g.* Sternberg, 1950; Silva *et al.*, 2007; Soares, 2007; Taga, 2009). As direções das falhas são variadas, com forte predomínio de famílias com orientação NE-SW e NW-SE (Figura 3.4).

As falhas com orientação NW-SE apresentam mergulhos predominantemente para NE, variando de 20° a subverticais, de ocorrência principalmente ao longo dos vales dos maiores rios. As falhas de direção NE-SW possuem mergulhos predominantes para SE, variando de 30° a subverticais, e com tendência de concentração nos interflúvios dos principais rios.

Figuras 3.3. Locais de estudo e estereogramas de superfícies de falhas normais.

Figuras 3.4. a) Roseta da direção dos planos de falhas; b) estereograma de densidade dos pólos de falhas normais.

Foram observadas relações estratigráficas e de corte entre as famílias de falhas em diferentes locais da área de estudo.

Falhas normais sin-sedimentares em relação à Formação Alter do Chão foram observadas em cortes ao longo da rodovia que liga as cidades de Manaus e Itacoatiara. No local P-06 (Figura 3.5) foi observada falha normal de direção NNE-SSW, com componente de rejeito vertical decimétrico, sin-sedimentar à Formação Alter do Chão, bem como camadas dessa unidade onduladas, com amplitude e comprimentos de onda decimétricos, situadas entre camadas não deformadas, perturbações essas provavelmente relacionadas à abalos sísmicos penecontemporâneos à sedimentação. No local P-09, falhas normais lítricas de direção geral NE-SW, com variações para NNE-SSW e ENE-WSW, sin-sedimentares em relação à Formação Alter do Chão, são deslocadas por falhas normais de direção geral NW-SE, com variações de direções para NNW-SSE e WNW-ESE.

Figuras 3.5. Falha normal sin-sedimentar à Formação Alter do Chão e camadas dessa unidade onduladas, no afloramento P-06.

Em corte na Estrada do Turismo, em Manaus (local P-13), ocorrem falhas normais de direção NE-SW a ENE-WSW, com componentes de rejeitos verticais decimétricos a métricos, posteriores à

Formação Alter do Chão. Estas falhas mostram evidências de movimentação após o desenvolvimento da porção inferior de uma couraça laterítica, maciça, de espessura decimétrica, que recobre diretamente os depósitos da Formação Alter do Chão. A parte superior da couraça, de natureza pisolítica e também de espessura decimétrica, acomoda-se à paleotopografia (degrau) gerada pela falha. Na mesma exposição ocorrem numerosas falhas normais de direção NW-SE que deslocam a couraça laterítica (maciça e pisolítica), com componentes de rejeitos verticais decimétricos a métricos. Ainda em Manaus, no Porto São Raimundo (local P-15, Figura 3.6), falhas normais de direção NE-SW, escalonadas, posteriores à Formação Alter do Chão, são deslocadas por falhas normais de direção NW-SE. Estas falhas apresentam componentes de rejeitos verticais decimétricos a métricos.

Figuras 3.6. Afloramento no Porto São Raimundo (P-15) com presenças de falhas normais de direção NE-SW, escalonadas, posteriores à Formação Alter do Chão.

Em corte da estrada Manaus–Itacoatiara (local P-12, Figura 3.7) uma falha normal lístrica de direção N-S secciona depósitos da Formação Alter do Chão e couraça laterítica sobreposta. No mesmo local, outras falhas normais de direções NE-SW (a NNE-SSW e ENE-WSW), NW-SE e E-W, com componentes de rejeitos verticais decimétricos, também deslocam a couraça laterítica. A relação de corte mais clara observada é o deslocamento das falhas de direção geral NE-SW pelas falhas de direção NW-SE. Ao longo desta mesma estrada, em corte nas proximidades da margem direita do Rio Preto da Eva (local P-01), falhas normais escalonadas de direção geral NW-SE seccionam a couraça laterítica (Figura 3.8), enquanto no local P-10 (Figura 3.9), uma falha normal lístrica de direção E-W e componente de rejeito vertical mínimo de 15 m, também secciona a couraça laterítica.

Figuras 3.7. Falha normal lístrica secciona depósitos da Formação Alter do Chão e couraça laterítica no afloramento P-07.

Figuras 3.8. Falhas normais escalonadas seccionam couraça laterítica no afloramento P-01.

Figuras 3.9. Falha normal lítrica no afloramento P-10 com rejeito vertical mínimo de 15 m.

3.4.2 Juntas

No total, 119 medidas de juntas foram obtidas em 15 afloramentos, também localizados em cortes nas rodovias AM-010, AM-240 e AM-363, em arenitos paleozoicos da Formação Trombetas, arenitos caulínicos terciários da Formação Alter do Chão e coberturas mais jovens (Figura 3.10). Essas juntas puderam ser classificadas em duas famílias principais, uma com direção predominante WNW-ESE e outra com direção predominante NE-SW e subordinada NNE-SSW, ambas subverticais. Ocorrem também famílias secundárias de orientação NE-SW (com variações para NNE-SSW e ENE-WSW) e WNW-ESE (com variação para E-W) (locais P-04, 16, 17, 23 e 25) (Figura 4). Não foram observadas relações evidentes de corte entre as diferentes famílias.

Figuras 3.10. Estereogramas de atitudes de juntas medidas na área de estudos.

3.5 Discussão

Famílias de falhas com direções semelhantes àsquelas identificadas no presente trabalho já tinham sido mapeadas na região. Elas foram observadas tanto em rochas do embasamento (Eletronorte, 1976), como formações paleozoicas (Miranda *et al.*, 1994) e cenozoicas (Soares, 2007). Algumas dessas falhas apresentam notável caráter listrico com a geração de anticlinal de *rollover*. Apesar desta feição ter sido visualizada apenas em escala de afloramento, ela pode estar associada às anomalias de drenagem mapeadas por Miranda *et al.* (1994), Silva (2005) e Ibanez (2006), e como registrado por Raymond *et al.* (1994) para a região de Gabian-Pezenas, França. Estas falhas também configuram localmente arranjos de *horst* e *graben* e dominó.

Os sentidos de deslocamento das falhas são determinados por indicadores cinemáticos (Petit, 1987; Angelier, 1994), quando disponíveis. Entretanto, o avançado grau de alteração dos afloramentos da área de estudo restringiu a visualização de estrias. No entanto, alguns dados de estrias levantados por Miranda *et al.* (1994), Riccomini & Assumpção (1999) e Soares (2007) na região dão indícios do sentido de deslocamento dessas falhas. No trecho de Manaus-Presidente Figueiredo, por exemplo, dados de estrias em um plano de falha de direção NE e mergulho para SE indicaram que inicialmente esteve vigente distensão de direção NW com encurtamento vertical, seguida de encurtamento de direção E-W e distensão N-S e, por último, encurtamento de direção N-S e distensão E-W. No trecho de Manaus-Itacoatiara, dados de estrias com forte componente direcional

mostraram a vigência inicial de distensão de direção NW e encurtamento vertical, seguida de distensão de direção E-W e componente de encurtamento de direção N-S.

A população de falhas e juntas analisadas neste trabalho permite tecer as seguintes considerações:

- a) houve tectonismo ativo durante a deposição da Formação Alter do Chão, envolvendo falhas normais de direção geral NE-SW e paleossismicidade associada, o que sugere relação com um campo de esforços distensivo de direção NW-SE (SHmax na direção NE-SW), ao menos durante o Mioceno Médio;
- b) houve provavelmente tectonismo concomitante ao desenvolvimento de couraça laterítica, representado por falhas normais de direções ENE-WSW, sugerindo a vigência de um campo de esforços distensivo de direção NNW-SSE (SHmax na direção ENE-WSW), pós-Mioceno Médio;
- c) as relações de corte observadas em falhas que seccionam as couraças lateríticas indicam que as falhas normais de direção geral NW-SE (distensão de direção NE-SW, com SHmax na direção NW-SE) são mais jovens do que as de direção geral NE-SW (distensão de direção NW-SE, com SHmax na direção NE-SW, tendo em conta a idade das lateritas mais jovens, do Mioceno Superior a Pleistoceno (*e.g.* Soares, 2007; Soares *et al.*, 2010), esses dois eventos deformacionais podem ser considerados neotectônicos, sendo o de distensivo de direção NE-SW coerente com o campo de esforços atual da região (*e.g.* Assumpção & Suárez, 1988);
- d) falhas normais de direções gerais N-S e E-W, listricas, de ocorrência aparentemente localizada mas com rejeitos verticais expressivos, também seccionam as couraças lateríticas; suas relações com as demais famílias não puderam ser claramente estabelecidas, mas elas parecem corresponder às famílias identificadas por Soares (2007);
- e) de modo geral, as disposições das duas famílias principais de juntas (NE-SW e NW-SE) sugerem duas alternativas: a) duas famílias de distensão (Dunne & Hancock, 1994), com direções ortogonais; ou b) famílias de juntas conjugadas ortogonais de distensão (Caputo, 1995), ambas em concordância com os campos de esforços obtidos a partir das principais famílias de falhas;
- f) as famílias secundárias de juntas configuram um arranjo de juntas conjugadas de cisalhamento (Dunne & Hancock, 1994), com SHmax de direção NE a E-W; o pequeno número de dados e a possível influência de fatores locais limitam a interpretação dessas estruturas;

- g) não foram identificadas estruturas de natureza compressiva, tais como falhas inversas ou dobras, como referidas em trabalhos anteriores; a investigação conduzida em locais anteriormente referidos na literatura permitiu constatar que falhas normais com alto ângulo de mergulho foram erroneamente interpretadas como falhas inversas, em função das relações entre a direção e mergulho da falhas em relação à frente do corte de estrada onde são observadas (ex. P-04, Figura 3.11); da mesma forma, anticlinais de volteio (*rollover*), associados às falhas lítricas, foram também erroneamente interpretados como dobras de arrasto relacionadas à falhas inversas.

Em trabalhos prévios, um regime transcorrente dextral foi postulado por Hasui (1990), Bemerguy & Costa (1991), Costa *et al.* (1996), Silva (2005), Igreja (2007) entre outros, que consideraram uma deformação intraplaca do Mioceno ao Recente. O modelo sinistral foi proposto por Loczy (1970a; 1970b) e Fortes (1996) para a evolução tectono-sedimentar das bacias do Solimões e do Amazonas, até o Cenozoico.

Os modelos transcorrentes contemplam a existência de diferentes tipos de estruturas, como falhas (normais, inversas e transcorrentes), dobras e juntas. Alguns autores referem-se à presença de falhas inversas e dobras orientadas na direção NE-SW, que afetam as rochas da Formação Alter do Chão (e.g. Costa *et al.*, 1996; Costa *et al.*, 2001; Silva 2005). Esses autores mencionam que as falhas mergulham em torno de 40° para SE e definem um sistema imbricado, aos quais se vinculam dobras abertas a suaves, de amplitudes e comprimentos de onda variando de alguns metros até dezenas de metros.

Figuras 3.11. a) Falha aparentemente inversa no afloramento P-04; b) Desenho mostrando o rejeito normal da falha em A. A aparência de falha inversa é devida ao baixo ângulo, de 30° , entre a direção da falha e a direção do corte. Esta impressão é acentuada pela inclinação do corte e o forte mergulho da falha normal, de 75° .

Como já referido, nos levantamentos de campo realizados para o presente trabalho não foram observadas falhas inversas ou dobras relacionadas à esforços compressivos nos locais referidos pelos autores precedentes, o que torna os modelos incompatíveis para a área de estudo. Esta incompatibilidade já havia sido verificada por Nogueira & Sarges (2001) para região de Presidente Figueiredo, a partir do reconhecimento de falhas normais de direção NE-SW à quais relacionam-se

as cachoeiras e corredeiras da região. Para esses autores, apesar dos dados de campo não serem suficientes para solucionar essa incompatibilidade e nem para adotar a transcorrência dextral como modelo neotectônico para região, eles aparentemente são suficientes para descartar a associação das cachoeiras e corredeiras com falhas inversas.

O campo de esforços regional pode ser consequência da subducção da placa de Nazca sob a Cordilheira dos Andes, que criou uma célula convectiva termal de grande escala que migra de oeste para leste desde Mioceno Médio sob o Norte da América do Sul (Shephard *et al.*, 2010). Essa célula, que provocou a transconetização do Rio Amazonas, provavelmente também reativou o rift Paleozoico da Bacia do Amazonas e provocou a consequente mudança de direção do SHmax. Mecanismo semelhante foi usado por Moucha *et al.* (2008) para explicar o rifteamento no vale do Rio Grande, Estados Unidos, e por Forte *et al.* (2007) para explicar a zona sísmica e o SHmax intraplaca de Nova Madrid, também nos Estados Unidos. A vigência de um campo de esforços distensivo de direção NW-SE, no Mioceno Médio, é compatível com o avanço da subsidência relacionada à topografia dinâmica (Shephard *et al.*, 2010) neste setor da Amazonia Central. A intensificação do soerguimento andino, a partir do Mioceno Superior (Garzzone *et al.*, 2008), reduziu a interação da placa do Caribe sobre a Sul-Americana, deslocando a direção dos campos de esforços horizontais para a direção NE-SW (Taga, 2009), o que encontra correspondência nas falhas ativas concomitantemente ao desenvolvimento das couraças lateríticas. Ainda que a subsidência relacionada à topografia dinâmica tenha continuado, um incremento na subducção da Placa do Caribe sob a Sul-Americana alteraria o balanço de forças na região, favorecendo a instalação de um campo de esforços com SHmax de direção NW-SE. Este regime parece persistir até os dias atuais, e seria responsável pelo desenvolvimento de grábens preenchidos por depósitos aluviais pleistocenos (Soares *et al.*, 2010), capturas de drenagem (Almeida Filho & Miranda, 2007) e sismicidade atual (Assumpção & Suárez, 1998).

Os dados de estrias apresentados por Miranda *et al.* (1994), Riccomini & Assumpção (1999) e Soares (2007) parecem sugerir, ainda que preliminarmente, que após a distensão de direção NW-SE, a região passou a experimentar SHmax de direção E-W, mesmo SHmax atuante nos Andes Central e Equatorial (Colmenares & Zoback, 2003). A rotação do SHmax para a atual direção NW-SE provavelmente ocorreu no Pleistoceno a partir da mudança de direção da movimentação das Placas Norte-Americana, Sul-Americana e Caribenha, durante a reorganização da taxa e direção de espalhamento da crosta oceânica ao longo de toda Dorsal Meso-Atlântica (Klitgord & Schouten, 1986). Esse evento também é invocado como uma das possíveis causas para mudança do SHmax no

Norte dos Andes, Norte e Nordeste da Venezuela (Colmenares & Zoback, 2003) e na própria Bacia do Amazonas (Lopes, 2008).

3.6 Conclusão

Desde o início do Mioceno Médio, a Bacia do Amazonas passou por diversas reconfigurações estruturais, registradas nos seus pacotes sedimentares. A observação de falhas normais e juntas, bem como da sua evolução cronológica, permitiu caracterizar os principais regimes de esforços na região dos rios Uatumã e Urubu. As famílias de falhas com direção NE-SW registram um regime distensivo inicial de direção NW-SE, que atuou durante e após a deposição da Formação Alter do Chão. Enquanto as famílias de falhas com direção NW-SE são registro de um regime distensivo posterior, de direção NE-SW, que encontra-se ainda ativo. A mudança dos campos de esforços, inicialmente distensivos de direção NW-SE (SHmax de direção NE-SW) e provavelmente relacionados ao início da subsidência em decorrência dos efeitos da topografia dinâmica, para distensivos de direção NE-SW (SHmax de direção NW-SE), parece relacionar-se ao incremento de forças resultantes da interação entre as placas do Caribe e Sul-Americana.

O estabelecimento do moderno campo de tensões da Bacia do Amazonas não se deu antes do Pleistoceno. Esse campo de tensões parece persistir até os dias atuais, tendo como evidências o desenvolvimento de grábens preenchidos por depósitos aluviais pleistocenos, capturas de drenagem e sismicidade atual.

3.7 Agradecimentos

Este trabalho é parte da tese de doutorado de D. M. Ibanez no curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica da Universidade de São Paulo (USP), com bolsa de estudo fornecida pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP, grant # 2008/04774-2). C. Riccomini é bolsista de produtividade em pesquisa do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, Grant # 307871/2010-0).

3.8 Referências Bibliográficas

- Abinader, H.D., Nogueira, A.C.R., Mapes, R.W., Coleman, D.S., 2007. Estratigrafia do Cenozóico da porção centro-oeste da Bacia do Amazonas. In: *Congresso da Abequa*, 11, in CD-ROM.
- Aleixo, A., Rossetti, D.F., 2007. Avian gene trees, landscape evolution, and geology: Towards a modern synthesis of the Amazonian historical biogeography? *Journal of Ornithology* 148 (2), S443-S453.

- Almeida-Filho, R., Miranda, F.P., 2007. Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas archipelago, Central Amazônia, Brazil: evidences in an SRTM digital elevation model. *Remote Sensing of Environment* 110 (3), 387-392.
- Angelier, J., 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock, L., (Ed.) *Continental deformation*. Oxford: Pergamon Press, 53–100.
- Assumpção, M., 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research* 97 (B8), 11.889-11.903.
- Assumpção, M., Ortega, R., Berrocal, J., Veloso, J.A., 1985. O sismo de Codajás-AM de 05.08.1983. *Revista Brasileira de Geofísica* 2, 39-44.
- Assumpção, M., Suárez, G., 1988. Source mechanisms of moderate-size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America. *Geophysical Journal International of the Royal Astronomical Society* 92 (2), 253-267.
- Bemerguy, R.L., Costa, J.B.S., 1991. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico-estrutural. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra* 2, 75-97.
- Campbell, K.E., Frailey, C.D., Romero-Pittman, L., 2006. The Pan-Amazonian Ucayali Peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 239 (1-2), 166-219.
- Campos, J.N.P., Teixeira, L.B., 1988. Estilo tectônico da bacia do Baixo Amazonas. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia* 35, 2161-2172.
- Caputo, M.V., 2011. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. *Contribuição à Geologia da Amazônia* 7, 7-23.
- Caputo, R., 1995. Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints. *Terra Nova* 7 (5), 479-490.
- Coblentz, D.D., Richardson, R.M., 1996. Analysis of the South American intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research* 101 (B4), 8643-8658.
- Colmenares, L., Zobzck, M.D., 2004. Stress field and seismotectonics of northern South America. *Geology* 31 (8), 721–724.

- Costa, A.R.M., 2002. *Tectônica cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca*. 2002. 237 p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Costa, J.B.S., Bemerguy, R.L., Hasui, Y., Borges, M.S., 2001. Tectonics and paleogeography along the Amazon River. *Journal of South American Earth Sciences* 14 (4), 335-347.
- Costa, J.B.S., Bemerguy, R.L., Hasui, Y., Borges, M.S., Ferreira Júnior, C.R.P., Bezerra, E.L., Costa, M.L., Garrafiel, J.M., 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos* 4 (2), 23-44.
- Costa, J.B.S., Hasui, Y., 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa, M.L., Angélica, R.S., (eds). *Contribuições à geologia da Amazônia* 1, 15-90.
- Costa, M.L., 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências* 21 (2), 146-160.
- Cunha, P.R.C., Gonzaga, F.G., Coutinho, L.F.C., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 8 (1), 47-55.
- Cunha, P.R.C., Melo, J.H.G., Silva, O.B., 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 15 (2), 227-251.
- Dino, R., Silva, O.B., Abrahão, D., 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: SBG, *Simpósio do Cretáceo do Brasil*, 5, 557-565.
- Dino, R., Soares, E.A.A., Antonioli, L., Riccomini, C., Nogueira, A.C.R., 2012. Palynostratigraphy and sedimentary facies of Middle Miocene fluvial deposits of the Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 34, 61-80.
- Dobson, D.M., Dickens, G.R., Rea, D.K., 2001. Terrigenous sediment on Ceara Rise: a Cenozoic record of South American orogeny and erosion. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 165 (3-4), 215-229.
- Dunne, W.M., Hancock, P.L., 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: Hancock, P.L., (ed.) *Continental Deformation*. Oxford, Pergamon, 101-120.

- Eletronorte, Centrais Elétrica do Norte do Brasil S. A., 1976. *Estudos Amazônia-relatório final: aproveitamento do Rio Uatumã em Cachoeira Balbina: estudos de viabilidade*. Rio de Janeiro, Monasa 1.
- Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, Antoine, O., Salas-Gismondi, R., 2007. How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? *Geology* 35 (6), 515-518.
- Figueiredo, J., Hoorn, C., Van Der Ven, P., Soares, E., 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology* 37 (7), 619-622.
- Forte, A.M., Mitrovica, J.X., Moucha, R., Simmons, N.A., Grand, S.P., 2007. Descent of the ancient Farallon slab drives localized mantle flow below the New Madrid seismic zone. *Geophysical Research Letters* 34, L04308, doi:10.1029/2006GL027895.
- Fortes, F.A., 1996. Macroestruturação da Bacia do Amazonas e a teoria da expansão da Terra. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 5, 304-309.
- Franzinelli, E., Igreja, H.L.S., 2002. Modern sedimentation in the Lower Negro river, Amazonas State, Brazil. *Geomorphology* 44 (3), 259-271.
- Franzinelli, E., Igreja, H.L.S., Repolho, T., 1999. Fragmentation of ecosystem owing to neotectonics in the Amazon Basin. *Science Reports Of Tohoku University 7th Series, Sendai* 49 (2), 207-214.
- Garzione, C.N., Hoke, G.D., Libarkin, J.C., Withers, S., Macfadden, B., Eiler, J., Ghosh, P., Mulch, A., 2008. Rise of the Andes. *Science* 320 (5881), 1304-1307.
- Grana, J.P., Richardson, R.M., 1996. Tectonic stress within the New Madrid seismic zone. *Journal of Geophysical Research* 101 (B3), 5445-5458.
- Hancock, P.L., Engelder, T., 1989. Neotectonic joints. *The Geological Society of America Bulletin* 101 (10), 1197-1208.
- Hasui, Y., 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica resurgente no Brasil. In: *Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozoica continental no Sudeste Brasileiro*, 1, 766-771.

- Higgins, M.A., Ruokolainen, K., Tuomisto, H., Llerena, N., Cardenas, G., Phillips, O.L., Vásquez, R., Räsänen, M., 2011. Geological control of floristic composition in Amazonian forests. *Journal of Biogeography* 38 (11), 2136–2149.
- Hoorn, M.C., 1994. An environmental reconstruction of the palaeo-Amazon River system (Middle-Late Miocene, NW Amazonia), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 112(3-4), 187-238.
- Hoorn, M.C., Guerrero, J., Sarmiento, G., 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology* 23(3), 237-240.
- Hoorn, M.C., Wesselingh, F.P., Steege, H., Bermudez, M.A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartin, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C.L., Figueiredo, J.P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Sarkanen, T., Antonelli, A., 2010. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *Science* 330, 927-931.
- Horbe, A.C.M., Horbe, M.A., Suguio, K., 2003. Origem dos depósitos de areias brancas no nordeste do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências* 33(1), 41-50.
- Horbe, A.M.C., Nogueira, A.C.R., Horbe, M.A., Costa, M.L., Suguio, K., 2001. A lateritização na gênese das superfícies de aplainamento da região de Presidente Figueiredo-Balbina, nordeste do Amazonas. In: Reis, N.J., Monteiro, M.A.S., (eds.) *Contribuições a Geologia da Amazônia*, 2.
- Hovikoski, J., Gingras, M., Räsänen, M., Rebata, L.A., Guerrero, J., Ranzi, A., Melo, J, Romero, L., Prado, H.N.; Jaimes, F., Lopez, S., 2007. The nature of Miocene Amazonian epicontinental embayment: High-frequency shifts of the low-gradient coastline. *The Geological Society of America Bulletin* 119 (11-12), 1506-1520.
- Ibanez, D.M., 2006. *Integração de dados de sensoriamento remoto (SRTM e RADARSAT-1), geologia, gravimetria e magnetometria para estudo morfoestrutural da área do Rio Uatumã, Bacia do Amazonas*. 2006. 158 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- Igreja, H.L.S., 2007. Neotectônica: A importância para o bioma amazônico. In: *Workshop geotecnologias aplicadas às áreas de várzea da Amazônia*, 1, 93-96.

- Johnston, A.C., Kanter, L.R., 1990. Earthquakes in stable continental crust. *Scientific American* 262 (3), 68-75.
- Karner, G.D., Driscoll, N.W., Weissel, J.K., 1993. Response of the lithosphere to in-plane force variations. *Earth and Planetary Science Letters* 114 (4), 397-416.
- Klitgord, K.M., Schouten, H., 1986. Plate kinematics of the central Atlantic. In: Vogt, R., Tucholke, B.E., (eds) *The Western North Atlantic Region*. The Geology of North America, M. Geological Society of America, Boulder, CO, 351–378.
- Lima, C.C., Nascimento, E., Assumpção, M., 1997. Stress orientation in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in South America Plate. *Geophysical Journal International* 130 (1), 112-124.
- Lopes, A.E.V., 2008. *Mecanismos focais e esforços litosféricos no Brasil*. 2008. 177 p. Tese (Doutorado em Ciências) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Loczy, L., 1970a. Role of transcurrent in South America tectonic framework. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 54 (11), 2111-2119.
- Loczy, L., 1970b. Tectonismo transversal na América do Sul e suas relações genéticas com as zonas de fratura das Cadeias Meio-Oceânicas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 42 (2), 185-205.
- Mapes, R.W., 2009. *Past and presente provenance of the Amazon River*. 2009. 185 p. Tese (Doctor of Philosophy in Geological Sciences) - Department of Geological Sciences, University of North Carolina, Chapel Hill, USA.
- Meijer, T., 1995. *Dynamics of active continental margins: the Andes and the Aegean region*. 1995. 218 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Universiteit Utrecht, Utrecht, Holanda.
- Mendiguren, J.A., Richter, F.M., 1978. On the origin of compressional intraplate stresses in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 16 (4), 318-326.
- Miranda, F.P., Bentz, C.M., Fonseca, L.E.N., Lima, C.C., Costa, A.R.A., Nunes, K.C., Felgueiras, C.A., Almeida-Filho, R., 1994. *Integração de dados de sensoriamento remoto, aeromagnetometria e topografia na definição do arcabouço estrutural da região do Rio Uatumã (Bacia do Amazonas)*. Petrobras, Rio de Janeiro, Technical Report, 61 p.

- Moucha, R., Forte, A.M., Rowley, D.B., Mitrovica, J.X., Simmons, N.A., Grand, S.P., 2004. Mantle convection and the recent evolution of the Colorado Plateau and the Rio Grande Rift valley. *Geology* 36 (6), 439-442.
- Müller, R.D., Lim, V., Isern, A., 2000. Late Tertiary tectonic subsidence of the Queensland Plateau: response to dynamic topography? *Marine Geology* 162 (2-4), 337-352.
- Nogueira, A.C.R., Sarges, R.R., 2001. Characterization and genesis of waterfalls of the Presidente Figueiredo region, northeast State of Amazonas, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 73 (2), 287-301.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics* 6 (3), p-233-248.
- Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* 9 (5-6), 597-608.
- Räsänen, M.E., Linna, A.M., Santos, J.C.R., Negri, F.R., 1995. Late Miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin. *Science* 269 (5222), 386-390.
- Raymond, D.B., Deffontaines, B., Rudant, J.P., Elion, P., Andrieux, J., 1994. Morphostructural analysis, radar and SPOT image interpretation as tools for petroleum exploration: an example from the Gabian-Pézenas area (Hérault, Southern France). *International Journal of Remote Sensing* 15 (12), 2469-2479.
- Ribas, C.C., Aleixo, A., Nogueira, A.C.R., Miyaki, C.Y., Cracraft, J., 2012. A paleobiogeographic model for biotic diversification within Amazonia over the past three million years. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences* 279 (1729), 681-689.
- Riccomini, C., Assumpção, M., 1999. Quaternary tectonic in Brazil. *Episodes: Journal of International Geoscience* 22 (3), 221-225.
- Riccomini, C., Soares, E.A.A., 2004. Sismitos holocênicos em baixos terraços do Rio Solimões, Amazonas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 42, CD-ROM.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, Hérail, G., 2005. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth and Planetary Science Letters* 239 (1-2), 57-78.

- Rossetti, D.F., Toledo, M., Góes, A.M., 2005. New geological framework for western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quaternary Research* 63 (1), 78-89.
- Rossetti, D.F., Neto, R.G., 2006. First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazonas Basin, Brazil. *Cretaceous research* 27 (4), 513-528.
- Scheidegger, A.E., Shubert, C., 1989. Neotectonic provinces and joint orientations of northern South America. *Journal of South American Earth Sciences* 2 (4), 331-341.
- Rozo, J.M.G., 2004. *Evolução holocênica do Rio Amazonas entre a Ilha do Careiro e a foz do Rio Madeira*. 2004. 93 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus.
- Rozo, J.M.G., Nogueira, A.C.R., Horbe, A.M.C., Carvalho, A.S., 2005. Depósitos neógenos da Bacia do Amazonas. In: Horbe, A.M.C. & Souza, V.S., (eds.) *Contribuições a Geologia da Amazônia*, 4.
- Sella, G.F., Dizon, T.H., Mao, A., 2002. REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy, *Journal of Geophysical Research* 107 (B4), doi: 10.1029/2000JB000033.
- Shephard, G.E., Müller, R.D., Liu, L., Gurnius, M., 2010. Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate–mantle interaction. *Nature Geoscience* 3, 870-875.
- Silva, C.L., 2005. *Análise da tectônica Cenozóica da região de Manaus e adjacências*. 2005. 218 p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- Silva, C.L., Morales, N., Crósta, A.P., Costa, S.S., Jiménez-Rueda, J.R., 2007. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 79 (4), 693-711.
- Soares, E.A.A., 2007. *Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, Amazonas*. 2007. 205 p. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Sternberg, H.O'R., 1950. Vales tectônicos na planície amazônica? *Revista Brasileira de Geografia* 12 (4), 3-26.

- Taga Y., 2009. *Tectônica rúptil da Bacia do Amazonas – Estilos estruturais do Mesozóico-Cenozóico na região de Manaus, AM*. 2009. 35 p. Monografia (Trabalho de Formatura) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Trindade, R.I.F., Horbe, A.M.C., Peixoto, S.F., 2006. Paleomagnetismo de crostas lateríticas da região amazônica: dados preliminares e implicações cronológicas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 43, 136.
- Wanderley Filho, J.R., Costa, J.B.S., 1991. Contribuição a evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 3, 244-259.
- Wesselingh, F.P., 2006. Miocene long-lived lake Pebas as a stage of mollusc radiations, with implications for landscape evolution in western Amazonia. *Scripta Geologica* 133, 1-17.
- Widdowson, M., 2009. Laterite. In.: Gornitz, V., (Ed.) *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Dordrecht, Netherland: Springer, 514–516.
- Zoback, M.L., Richardson, R.M., 1996. Stress perturbation associated with the Amazonas and ancient continental rifts. *Journal of Geophysical Research* 101B (3), 5459-5475.

CAPÍTULO 4

OS PADRÕES ESTRUTURAIS DO RELEVO DA AMAZÔNIA CENTRAL

Ibanez, D.M., Miranda, F.P., Riccomini, C.

4.1 Resumo

A influência de estruturas geológicas em superfície e subsuperfície sobre a variabilidade espacial e as tendências direcionais do relevo amazônico, na região dos rios Uatumã e Urubu, é avaliada por técnicas geomorfológicas, como dimensão fractal, densidade da rede drenagem e semivariograma, aplicadas ao modelo digital de elevação (MDE) da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Essa influência é observada na coincidência espacial entre domínios, definidos pela análise da rugosidade (dimensão fractal) e da elevação (semivariograma), e estruturas geológicas em subsuperfície. Este é o caso da área de Silves, onde a topografia colinosa apresenta diversos rios anelares e radiais, denotando condicionamento por falhas e dobras mapeadas por levantamentos sísmicos. Outro exemplo de tal influência é a associação de altos magnéticos com baixos padrões de dissecação mapeados pela análise da densidade da rede de drenagem. Além da distribuição espacial, as tendências direcionais dessas variáveis geomorfológicas foram analisadas e comparadas entre si e também com informações geológicas. Os resultados indicam que as direções predominantes para o maior eixo da anisotropia de elevação são NNE-SSW e NE-SW para as regiões de interflúvio, além de NW-SE para as planícies aluvionares. A direção de maior aglomeração da rede de drenagem, mostrada por sua anisotropia, coincide com atual campo de esforços da região investigada, exceto nas planícies de inundação. A direção com maior rugosidade, NNE-SSW, está presente na região de Presidente Figueiredo e é coincidente com a direção de cachoeiras e corredeiras. O estudo demonstrou que o conhecimento da variabilidade espacial e das tendências direcionais da topografia é útil no entendimento geológico dos terrenos sedimentares da Amazônia Central.

4.2 Introdução

Por muitos anos, a Amazônia foi apresentada como uma região uniforme e monótona, pouco compartimentada e desprovida de diversidade fisiográfica e ecológica (Az'Saber, 1992). No entanto, o substrato da maior floresta tropical do mundo não é homogêneo como pode parecer ao olhar menos atento. Inúmeros ecossistemas, que interagem e mudam no espaço e no tempo, compõem não um, mas uma infinidade de cenários (Val, 2009). O relevo amazônico, composto por

um mosaico de ilhas, platôs, igarapés, rios colossais e lagos, pode exercer importantes controles sobre a diversidade ecológica (Kahn, 1988; Tuomisto *et al.*, 1995; Magalhães *et al.*, 1998). Ao mesmo tempo, revela informações fundamentais sobre a geologia a ele subjacente (Almeida-Filho & Miranda, 2007; Hayakawa *et al.*, 2010).

Na região do Rio Uatumã (Figura 4.1), a variação do relevo é reconhecidamente sutil (Nascimento *et al.*, 1976; Pellin *et al.*, 2010). A presença de feições morfológicas como planícies de inundação, terraços fluviais, superfícies tabulares e colinosas revela que o local é afetado por diferentes graus de dissecação e incisão. Essa variabilidade topográfica pode ser estudada por técnicas geomorfométricas aplicadas em MDEs, tais como dimensão fractal (Wallace *et al.*, 2006), densidade da rede de drenagem (Luo & Stepinski, 2008) e semivariograma (Bishop *et al.*, 2003). Contudo, a topografia da região amazônica possui uma variedade de morfologia/textura (e.g. escarpas de falhas, rios) que exhibe anisotropia, o que provoca alterações direcionais no relevo. Para avaliar a anisotropia de cada variável geomorfométrica e, por conseguinte, da topografia, são adotadas três técnicas denominadas neste trabalho de anisotropia da rugosidade, anisotropia da densidade da drenagem e anisotropia da elevação.

A anisotropia da elevação gerada pela análise do semivariograma é amplamente utilizada nas Ciências da Terra (e.g. Lyew-Ayee *et al.*, 2006) e indica variações altimétricas em direções preferenciais. As outras duas técnicas foram desenvolvidas neste trabalho e são baseadas em propriedades fractais. Uma delas utiliza a propriedade fractal de autoafinidade extraída de perfis topográficos (Gallant *et al.*, 1994; Wilson & Dominic, 1998), em diferentes direções, para indicar a direção com maior grau de complexidade (rugosidade). Alguns métodos similares foram utilizados para estudar a rugosidade de superfícies têxteis (Militký & Nováková, 2004) e da topografia de corais (Zawada *et al.*, 2010).

A anisotropia de densidade da drenagem avalia a distribuição espacial da rede hidrográfica em diferentes direções por meio da propriedade fractal de autossimilaridade. A direção com maior valor indica o maior espalhamento da rede de drenagem; a direção com menor valor, a maior aglomeração. Essa abordagem foi adaptada do método de anisotropia fractal desenvolvido por Gerik & Kruhl (2008) para estudar feições magmáticas e deformacionais de superfícies rochosas.

Assim, o MED da SRTM da região dos rios Uatumã e Urubu foi analisado por meio da densidade da rede de drenagem, dimensão fractal e semivariograma. A distribuição espacial dessas variáveis possibilitou detectar domínios geomorfológicos com distintos graus de dissecação e rugosidade. A comparação com informações geológicas e geofísicas revelou indícios do controle tectônico sobre

esses padrões e, portanto, sobre a topografia. Da mesma forma, o estudo da anisotropia do relevo mostrou que suas tendências direcionais se relacionam com estruturas geológicas em superfície e subsuperfície, como também com dados representativos do atual campo de esforços.

Figura 4.1. Localização da área de estudo.

4.3 Geologia

A região do Rio Uatumã está inserida no contexto da Bacia do Amazonas, a qual abrange sedimentos continentais, marinhos, marinhos rasos e fluviais, assim como rochas intrusivas. A coluna estratigráfica vai desde o Proterozóico até o Recente (Cunha *et al.*, 2007). No extremo noroeste da área de estudo, afloram três unidades litoestratigráficas paleozóicas do Grupo Trombetas (Nogueira & Sarges, 2001; Cunha *et al.*, 2007), a saber: a) Formação Nhamundá, que reúne arenitos neríticos e glaciogênicos eossilurianos; b) Formação Pitinga, que inclui folhelhos e diamictitos marinhos silurianos; c) Formação Manacapuru, composta de folhelhos e arenitos subordinados do Siluriano Superior ao Devoniano Inferior.

Contudo, a superfície da área de estudo é ocupada, em grande parte, por rochas da Formação Alter do Chão (Figura 6b), constituída por arenitos quartzosos de granulação grossa a média, localmente conglomeráticos, avermelhados a variegados, caulínicos, mal selecionados e com baixa consolidação. Subordinadamente, ocorrem argilitos e siltitos avermelhados (Costa, 2002). Tal unidade teve seu desenvolvimento associado a um sistema fluvial de alta energia, variando em idade do Cretáceo Inferior até o Paleogeno, segundo Dino *et al.* (1999), Horbe *et al.*, (2001) e Cunha *et al.* (2007), ou do Paleoceno até o Mioceno Inferior, de acordo com Caputo (2011), que corria de leste para oeste, desde do Arco de Gurupá até as bacias sub-andinas (Mapes, 2009). Vale

destacar também que, ao longo das planícies aluvionares dos principais rios da região, depósitos quaternários formados por sedimentos argilosos e arenosos, com estratificação plano-paralela e cruzada, derivados de planície de inundação, dique marginal e canal abandonado, recobrem rochas da Formação Alter do Chão (Nascimento *et al.*, 1976; Latrubesse & Franzinelli, 2002; Silva *et al.*, 2007).

Na área investigada, predominam duas direções estruturais principais, NE-SW e NW-SE, representativas de falhas inversas, transcorrentes e normais que afetam o pacote paleozóico (Miranda *et al.*, 1994; Costa, 2002), bem como falhas de componente normal restritas ao pacote cenozóico (Soares, 2007; Taga, 2009). Tais direções exercem evidente controle nas orientações da erosão e dissecação, conforme observado em mapas de drenagem (*e.g.* Sternberg, 1950) e de lineamentos (*e.g.* Nogueira & Sarges, 2001). A orientação NW-SE das falhas normais que cortam o pacote cenozóico condiciona preferencialmente os principais rios da área de estudo, assim como os interflúvios da cabeceira dos rios Preto da Eva e Urubu. Esses interflúvios são separados por colinas alongadas para NE-SW, que formam os divisores de sub-bacias dos principais rios (Silva, 2005). Segundo Soares (2007), é possível que estas falhas normais que afetam o pacote cenozoico tenham sido geradas em diferentes eventos distensionais com diferentes orientações nos campos de esforços, ou ainda em um único evento de distensão radial.

O campo de tensões atual na região é caracterizado como compressional e com direção NNW-SSE do maior esforço horizontal (SHmax), conforme Assumpção (1992) e Lima *et al.* (1997).

4.4 Geomorfologia

A compartimentação geomorfológica elaborada no Projeto Radambrasil para a região do Rio Uatumã compreende, em quase sua totalidade, o Planalto Dissecado Rio Trombetas-Rio Negro. As vizinhanças de Presidente Figueiredo, extremo noroeste da área de estudo, relacionam-se ao Planalto da Bacia Sedimentar do Amazonas, enquanto a porção oposta, no extremo sudeste, à Planície Amazônica (Nascimento *et al.*, 1976) (Figura 4.2a).

Figura 4.2. a) Mapa geomorfológico da área de estudo modificado de Nascimento *et al.* (1976), b) Mapa da rede de drenagem da área de estudo extraído da imagem SRTM.

Posteriormente, essa região foi incluída numa grande unidade geomorfológica denominada Depressão Amazônica ou Baixos Platôs da Depressão Amazônica, devido a suas altitudes muito modestas (com cotas que variam entre 100 e 180 metros) e à baixa amplitude de seu relevo, incompatíveis com uma área planáltica (Ross, 1991; Pellin *et al.*, 2010).

Assim, o relevo da região consiste predominantemente de um extenso e monótono domínio de baixos platôs dissecados sustentados por rochas da Formação Alter do Chão e com diferentes intensidades de entalhamento (Pellin *et al.*, 2010). Todavia, uma análise pormenorizada da configuração morfológica desses baixos platôs revela uma surpreendente variabilidade interna, expressa, principalmente, pela intensidade diferencial da dissecação promovida sobre essas superfícies. Tal fato permitiu que Pellin *et al.* (2010) dividissem o relevo da região em 5 unidades geomorfológicas, sumarizadas a seguir:

- Planície de inundação: representa um conjunto de formas de agradação produzidas pela sedimentação fluvial moderna. Consiste de terrenos sazonalmente inundáveis que preenchem os vales dos principais canais na região;
- Terraços fluviais: representam antigas planícies de inundação que, devido ao rebaixamento do nível de base do canal, foram alçadas a uma cota acima das cheias sazonais. Assim, estes terrenos tornam-se hidrologicamente inativos e passam a ser dissecados, principalmente pela erosão fluvial;
- Planos arenosos: são superfícies planas, desenvolvidas sobre substrato extremamente arenoso e recobertas por uma vegetação de porte mais raquítico (campinas e campinaranas), encontrando-se nas proximidades dos fundos de vales, assim como nos interflúvios;
- Superfícies tabulares: congregam um conjunto de formas de relevo que se encontram, geralmente, em posição de interflúvio, e que foram submetidas a processos denudacionais de baixa a moderada intensidade. Apresentam feições morfológicas amplas, de topo plano a levemente onduladas, e vertentes acentuadas. Por vezes, geram expressivas áreas escarpadas com vales incisos ou alargados. Associados a esses tabuleiros, ocorrem inúmeras cachoeiras, corredeiras, grutas e cavernas na porção do médio-alto curso do Rio Urubu. Essa região é caracterizada por cotas mais elevadas e composta por arenitos paleozóicos das formações Nhamundá, Pitinga e Manacapuru (Nogueira & Sarges 2001; Silva 2005). Ela também apresenta baixa a média densidade de drenagem, desnivelamentos entre 20 a 50 metros, além de vales incisos com vertentes suaves a declivosas, com gradientes entre 5° a 20°;
- Superfícies colinosas: congregam um conjunto de formas de relevo que se caracterizam pela intensa atividade morfodinâmica e dissecação mais expressiva. Apresentam feições morfológicas de forte entalhamento, de vertentes curtas e declivosas, topos arredondados e vales incisos sem sedimentação aluvial, porém desenvolvendo uma rede de canais de alta densidade de drenagem.

O padrão da rede de drenagem também é reconhecido por variar sutilmente na área de estudo (Figura 4.2b). Com base na classificação proposta por Zernitz (1932), Howard (1967) e Deffontaines & Chorowicz (1991), a rede de drenagem é classificada, no geral, como dendrítica a subdendrítica (Nogueira & Sarges, 2001; Silva, 2005; Soares, 2007). O padrão do tipo pinado também é observado, especialmente, em canais tributários dos principais rios (Silva, 2005; Ibanez, 2006). Ele está relacionado à constituição litológica argilo-arenosa da Formação Alter do Chão, amplamente distribuída, e aos depósitos de colúvio (Silva, 2005). A drenagem em treliça,

característica de áreas associadas a zonas de falha (Deffontaines & Chorowicz, 1991), é frequentemente observada nos afluentes de ambas as margens dos rios Preto da Eva e Urubu, assim como nos tributários da margem esquerda do Rio Anebé e naqueles do Uatumã (Silva, 2005; Ibanez, 2006).

Por sua vez, os tipos de drenagem retangular angulada estão geralmente associados a trechos da cabeceira do Rio Urubu e a alguns afluentes dos rios Uatumã e Sanabani (Silva, 2005), enquanto os padrões anelar e radial são usados na região para mapeamento de anomalias de drenagem, principalmente na região dos rios Anebé e Sanabani (Miranda *et al.*, 1994; Almeida-Filho *et al.*, 2010).

4.5 Material e Metodologia

Para a análise geomorfométrica foi utilizado o Modelo Digital de Elevação (MDE) da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Os dados SRTM, disponibilizados no USGS/EROS Data Center (<http://eros.usgs.gov/srtm>), foram gerados para a América do Sul, com resolução espacial equivalente a 3 arcos-segundos (~90 m), por um radar de abertura sintética na banda C, operando no modo interferométrico (Rabus *et al.*, 2003). Em áreas de densa cobertura vegetal como a Amazônia, o sinal de retorno do radar no comprimento de onda utilizado pela SRTM (~5,6 cm) é controlado por diversos componentes da copa das árvores (troncos, galhos e folhas). Desse modo, a elevação dos dados SRTM reflete a combinação de morfologia do terreno e altura das árvores (Hofman *et al.*, 2006; Hayakawa *et al.*, 2010). No entanto, como a altura média das árvores normalmente acompanha as ondulações do relevo, os dados da SRTM são capazes de realçar mudanças de gradientes não registradas em outras bases topográficas disponíveis na região (Oliveira, 2005; Santos *et al.*, 2006; Almeida-Filho *et al.*, 2010).

A caracterização espacial e direcional dos dados topográficos da SRTM foi realizada pela análise de três variáveis geomorfométricas: rugosidade (dimensão fractal), densidade da rede de drenagem (distância horizontal da célula para o canal a jusante mais próximo) e elevação (semivariograma). A análise inicial constou da caracterização espacial dessas variáveis e de sua comparação qualitativa com informações geológicas e geofísicas, de modo a averiguar possíveis influências litológicas e estruturais sobre a topografia. Por fim, as tendências estruturais do relevo foram verificadas pela análise da anisotropia dessas variáveis e pela comparação direcional com a atitude de planos de falhas. Tais procedimentos foram todos realizados combinando-se os programas ArcGis 10.0, TauDEM 5.1, Matlab R2010a e Georient 9.0.

4.5.1 Rugosidade

Introduzida e desenvolvida por Mandelbrot (1967, 1975, 1983), a geometria fractal fornece uma descrição matemática de várias formas e fenômenos naturais. Os objetos fractais são conjuntos cuja dimensão Hausdorff, ou simplesmente dimensão fractal, é estritamente superior à sua dimensão euclidiana. Na geometria fractal, a dimensão relaciona-se com o espaço que a figura ocupa. Por exemplo, uma curva com maior detalhamento em escalas arbitrariamente pequenas ocupa mais espaço que uma linha reta, tendo, portanto, dimensão maior que 1. Todavia, como não chega a ocupar todo espaço do plano que a contém, possui menos que duas dimensões (Serra & Karas, 1997).

Uma das características dos fractais é sua invariância geométrica sob certas transformações. A independência escalar dos fractais é decorrente das propriedades denominadas autossimilaridade e autoafinidade. Na primeira, cada cópia do objeto fractal é escalonada do todo pela mesma razão, em todas as coordenadas cartesianas. A propriedade de autoafinidade é um atributo daqueles objetos que, mesmo sofrendo transformações longitudinais ou transversais, conservam afinidade com a figura original (Gao & Xia, 1996).

No presente trabalho, a dimensão fractal de autossimilaridade foi usada para a caracterização da rugosidade do MDE da SRTM, tendo em conta que o relevo conserva as mesmas características estatísticas sobre uma ampla faixa de escalas (Grazzini & Chrysoulakis, 2005) e que há uma relação direta entre a dimensão fractal e a complexidade (rugosidade) espacial das superfícies (Pentland, 1984). Apesar da topografia não ser reconhecida como autossimilar (*e.g.* Mark & Aronson, 1984), tal propriedade é útil para descrever estatisticamente atributos geomorfológicos como a rugosidade e, conseqüentemente, para compreender melhor os processos que moldam a superfície terrestre (Huang & Turcotte, 1990; Clarke & Schweizer, 1991; Taud & Parrot, 2005). Ademais, a dimensão fractal extrai informações sobre a rugosidade que não são obtidas por parâmetros geomorfométricos tradicionais, visto que fornece uma descrição teórica da rugosidade independente da amostragem, diferentemente do que ocorre com as outras medidas (Xu *et al.*, 1993).

Para a análise fractal do MED da SRTM, adotou-se o método oito-pixels de Sun (2006), que é uma modificação do método de prismas triangulares desenvolvido por Clarke (1986). Com base em um modelo digital de elevação, o citado método divide a imagem em quadrados, extrai do MED o valor no centro de cada quadrado, divide os quadrados em oito triângulos, e então obtém o valor correspondente à soma das áreas de todos os triângulos (Figura 4.3). Para o cálculo das áreas dos triângulos, são utilizadas as fórmulas de Pitágoras e de Heron. O coeficiente angular da reta da

relação logarítmica entre a área total e o tamanho do quadrado é utilizado no cálculo final da dimensão fractal da superfície (Clarke, 1986; Martins *et al.*, 2003; Sun, 2006; Sun *et al.*, 2006).

O método oito-pixels foi aplicado na imagem SRTM pela operação de janelas móveis. Para avaliar as características fractais do relevo em uma pequena faixa de escalas, foi escolhida a janela de tamanho 33x33. Essa divisão é necessária, pois os métodos prismas triangulares e derivados sofrem da desvantagem de que imagens não quadradas e com tamanhos que não se aproximam de potências de 2 não são mensuráveis por inteiro. Por isso, para a geração de quadrados com 32x32 pixels, é necessário utilizar grids com dimensão 33x33 (Clarke, 1986). Além disso, o tamanho 32x32 corresponde à menor matriz de dados a partir da qual se pode obter uma boa estimativa da dimensão fractal para superfícies naturais em qualquer escala (Cheng *et al.*, 1999; Sung & Chen, 2004). Seguindo os procedimentos de Sung & Chen (2004), a janela é movida passo a passo, a partir do canto superior esquerdo para o canto inferior direito da imagem SRTM da área de estudo, mediante deslocamento 16x16 pixels de cada vez. Desta forma, a resolução final de 2,0736 km² (que corresponde à janela móvel de 16x16 pixels dos dados SRTM) é obtida para a estimativa dos valores de dimensão fractal do relevo.

Figura 4.3. Estrutura geométrica do método dos oito pixels de Sun (2006): (a) Visão 3D; (b) Visão de cima da estrutura geométrica com indicação dos cantos (a, b, c, d, e, f, g e h) e do centro (o).

4.5.2 Anisotropia da Rugosidade

A estatística fractal de autossimilaridade é por definição isotrópica (Turcotte, 1997). Como a topografia possui uma variedade de morfologias e/ou texturas (*e.g.* cadeias de montanhas) que são altamente anisotrópicas, a estatística fractal de autoafinidade é a que melhor a representa (Turcotte, 1997; Gagnon *et al.*, 2006). Um modo de verificar as características fractais de autoafinidade do relevo é por meio de perfis topográficos, que geralmente são representados por uma função do espaço. No entanto, em razão da constatação de que muitos perfis topográficos se comportam como séries temporais autoafins semelhantes a um movimento browniano (*e.g.* Turcotte, 1997), os procedimentos aplicados no presente trabalho são os mesmos empregados na análise de séries temporais reais.

Em um perfil topográfico, a coordenada vertical é estatisticamente correlacionada à coordenada horizontal, mas pode apresentar menor magnitude de maneira sistemática. Assim, é possível definir a autoafinidade com base na presença de diferenças direcionais na relação logarítmica do desvio padrão da elevação *versus* o comprimento da curva ou tamanho da janela. A ocorrência de várias inclinações na relação logarítmica obtida ao longo das direções horizontal e vertical implica em que os dados são fractais por autoafinidade (Dubuc *et al.*, 1989; Matsushita & Ouchi, 1989; Turcotte, 1997).

O método adotado para estimar a dimensão fractal de autoafinidade foi a análise R/S (*Rescaled Range Analysis*). Essa abordagem, proposta por Mandelbrot & Wallis (1969), baseia-se em estudos hidrológicos realizados por Hurst (1951) para calcular o tamanho do reservatório de água do Rio Nilo. A partir do cálculo do expoente de Hurst, mede-se a intensidade da dependência de longo alcance numa série temporal, possibilitando, assim, sua classificação. Este parâmetro é muito robusto e permite distinguir uma série aleatória de uma série com correlações de longo alcance (Cameirão, 2005).

Para a análise R/S, a série temporal é dividida em intervalos, ou janelas, de comprimento w . Para cada intervalo, é calculado R , que se refere à faixa ou amplitude desde o menor até o maior valor encontrado, assim como S , que é o desvio padrão. A faixa rescalonada é definida pela divisão de R por S . Segundo Turcotte (1997), o expoente de Hurst (H) é obtido por:

$$H = \frac{\log(R/S)}{\log(w)} \quad (4.1)$$

O expoente H varia de 0 a 1. Quando ele é maior que 0,5, implica em uma série persistente, na qual os valores de elevação mantém a tendência de aumentar ou diminuir ao longo do perfil analisado.

Valores menores que 0,5 indicam antipersistência, isto é, a tendência passa de positiva para negativa ou vice-versa ao longo do perfil. Para valores de H igual 0,5, a elevação é uma série aleatória e não correlacionável. A dimensão fractal é calculada pela relação com o expoente de Hurst, ou seja, $D_{rs}=2-H$. Os cálculos pela análise R/S foram realizadas no programa Benoit 1.31.

Para estudar o comportamento da rugosidade e a persistência da elevação em diferentes direções, a análise R/S foi aplicada em perfis topográficos de 20 km centrados sobre o mesmo ponto e extraídos em 36 direções, variando de 0° a 360°, com espaçamento de 10°. Vale ressaltar que o sentido da extração do perfil topográfico afeta a análise R/S. Por exemplo, um perfil topográfico N-S tem expoente de Hurst diferente de um perfil S-N, pois, apesar de possuírem mesma direção, sua elevação apresenta grau de persistência diferente a depender do sentido considerado. Em nossas análises, as diferenças no valor de H para perfis com a mesma direção e sentido opostos não foram suficientes para reclassificá-los de antipersistente para persistente ou vice-versa.

Após a análise R/S para todos os perfis, os valores de direção *versus* dimensão fractal são plotados em um diagrama e uma elipse é ajustada aos dados. O maior eixo da elipse indica a direção de maior rugosidade e menor persistência da topografia.

4.5.3 Densidade da rede de drenagem

Desenvolvida por Horton (1932, 1945), a densidade da rede de drenagem, um conceito fundamental na análise morfométrica de bacias hidrográficas, representa o grau de dissecação topográfica em paisagens elaboradas pela atuação fluvial ou a quantidade disponível de canais de escoamento (Strahler, 1964; Christofletti, 1979). Essa variável morfométrica é computada, para uma unidade na superfície terrestre, como a soma do comprimento de todos os seus canais dividida por sua área total. Normalmente, tal unidade é definida para a bacia hidrográfica inteira ou para áreas de amostragem com dimensões preestabelecidas. Essa variável é um atributo da unidade investigada e, como não pode descrever mudanças de densidade dentro da unidade, não constitui uma boa medida para a variabilidade espacial da dissecação (Luo & Stepinski, 2008). Um modo de se obter maior resolução espacial na determinação da variabilidade da dissecação é considerar a distância horizontal para o canal mais próximo, uma variável espacial introduzida por Tucker *et al.* (2001). Tal conceito envolve o cálculo, para cada célula, da menor distância horizontal para o canal mais próximo a jusante. A variável apresenta um valor menor em locais onde a rede de drenagem é densa e maiores incrementos onde a mesma é pouco distribuída (Luo & Stepinski, 2008; Wechsler *et al.*, 2009).

É claro que, devido à morfologia complexa da superfície terrestre, duas células vizinhas podem ter valores de distância muito diferentes (por exemplo, quando elas se localizam em lados opostos da fronteira entre bacias hidrográficas adjacentes). É por isso que a distância em si não é uma medida adequada da dissecação, porque o resultado seria ruidoso (Luo & Stepinski, 2008). Como alternativa, Tucker *et al.* (2001) sugerem o emprego da média espacial estabelecida por um filtro circular, cujo tamanho é escolhido através de uma análise de autocorrelação. Para os dados SRTM, o diâmetro do filtro encontrado foi de 2000 m (Figura 4.4).

Figura 4.4. Escolha do diâmetro (2000 m) do filtro circular para os dados SRTM por meio da função de covariância da distância horizontal para o canal mais próximo versus o lag (distância de pesquisa). A covariância representa o grau de correlação média entre os valores em pontos separados da distância horizontal para o canal mais próximo por uma determinada distância de pesquisa. Quando ocorre o nivelamento da covariância, a correlação tende a ser nula, e a distância de pesquisa correspondente é escolhida (traço pontilhado em vermelho).

4.5.4 Anisotropia da densidade

Para avaliar a anisotropia da distribuição espacial da rede de drenagem, aplicou-se o método de anisotropia da densidade. Esse método, desenvolvido para análises em Geologia Estrutural, utiliza a dimensão de capacidade para demonstrar que a anisotropia da distribuição espacial de fraturas e/ou lineamentos pode estar relacionada ao campo de esforços de qualquer zona em particular (Pérez-López *et al.*, 2005; Pérez-López *et al.*, 2007). Contudo, alguns estudos (*e.g.* Odling, 1997; Bour & Davy, 1999) sugerem que a função de correlação, usada no cálculo da dimensão de correlação, foi melhor em caracterizar padrões naturais de distribuição espacial do que a técnica de caixa de

contagem (dimensão de capacidade). A dimensão de correlação, que descreve como partes de um objeto são espacialmente relacionadas com outras (Bonnet *et al.*, 2001), foi usada no presente trabalho para avaliar a anisotropia da distribuição espacial da rede de drenagem.

Vale salientar que a dimensão de capacidade foi originalmente definida por Kolmogorov (1958) e mede o quanto o conjunto ou objeto considerado preenche o espaço em que está imerso. Essa definição de capacidade é bastante próxima da noção de dimensão introduzida por Hausdorff (1918). Enquanto, que a dimensão de correlação corresponde a um tipo de dimensão de medidas naturais e mede a probabilidade de se encontrar um par aleatório de pontos dentro de um determinado volume elementar (Savi, 2006).

Para aplicar esse método, os traços da drenagem foram primeiramente extraídos do MED da SRTM, utilizando o método D8 de Jenson & Domingue (1988), disponível no programa PCIGeomatica 9.1. Posteriormente, os canais foram amostrados por janelas circulares com diâmetro de 20 km, mesmo valor utilizado para amostragem para análise por semiovariograma e mais que suficiente para uma análise estatística significativa (Lyew-Ayee *et al.*, 2006). A seguir, um conjunto de linhas paralelas com espaçamento de 50 m é sobreposto a janelas circulares (Figura 4.5a). De acordo com Gerik & Kruhl (2008), a forma circular da região de interesse assegura um elevado grau de comparabilidade dos resultados a partir de diferentes ângulos, minimizando, assim, a influência da abertura da geometria. Com efeito, somente com uma abertura circular, o espaçamento das linhas permanece constante. De sua posição horizontal inicial, o conjunto de linhas sofre posterior rotação em sentido anti-horário, segundo um ângulo β (10°), em torno de um ponto central fixo. O procedimento é repetido enquanto o ângulo total de rotação β for menor que 180° .

Esse procedimento gera pontos de intersecção entre os perfis e a rede de drenagem que, posteriormente, são usados no cálculo da dimensão de correlação. Tal medida tem por base a função de correlação entre dois pontos (Munier, 2004):

$$C(r) = \frac{1}{N^2} N_d(r) \quad (4.2)$$

onde N é o número de pontos (intersecções) e N_d é o número de pares de pontos cuja distância de separação é menor que raio (r). Posteriormente, $C(r)$ é plotado em um diagrama log-log contra a distância r . Quando os dados formam uma linha reta no diagrama log-log, a distribuição segue uma lei de potência; a inclinação calculada por regressão linear pode ser equiparada à dimensão de correlação (D_c) (Figura 4.5b). Uma vez que os valores de inclinação são calculados, eles são plotados em um diagrama de direção *versus* inclinação. Na Figura 4.5c, esse diagrama de dimensão

correlação-orientação é apresentado juntamente com a elipse que melhor representa a maior parte dos dados.

Figura 4.5. Aplicação do método de anisotropia da densidade da rede de drenagem na área de estudo. O ponto central do círculo se localiza nas coordenadas 59°21'46"W e 2°22'29"S. (a) Linhas de busca com azimuth 300° sobre a rede de drenagem. (b) Diagrama log-log de $C(r)$ versus r para o cálculo da dimensão de correlação (Dc) dos pontos de intersecção entre a rede de drenagem e as linhas de busca. (c) Elipse com eixos a e b ajustada aos dados plotados conforme o azimuth das linhas de busca. γ se refere à orientação do eixo b em relação a 0°.

4.5.5 Semivariância

Seguindo os procedimentos adotados por Lyew-Ayee *et al.* (2006) e Al-Kouri *et al.* (2010), a variação no espaço dos valores de elevação do relevo também foi utilizada para a caracterização geoestatística da topografia. O primeiro passo desse processo envolve a criação de um semivariograma no ArGIS 10.0 (Johnston *et al.*, 2001). Basicamente, o semivariograma mede o grau de estruturação espacial entre pontos vizinhos, esperando-se que, quanto mais próximos eles estejam, maior será a influência do valor da grandeza medida em um deles sobre o outro. Portanto, quanto mais afastados, menor será tal influência, até que as diferenças observadas sejam atribuídas tão somente ao acaso. O semivariograma da elevação (γ) é definido por Lyew-Ayee *et al.* (2006) como:

$$\gamma_{(si-sj)} = 1/2 \sigma(Z_{si} - Z_{sj}) \quad (4.3)$$

onde σ é a variância da elevação, Z é a elevação, e s_i e s_j são os pares de pontos que estão sendo analisados. Após a remoção da tendência direcional dos dados, o modelo k-bassel (Chilès & Delfiner 1999), também conhecido como modelo Matern (1960), foi ajustado, com base na forma da nuvem do semivariograma e na validação cruzada do modelo preditivo (Lyew-Ayee *et al.*, 2006; Al-Kouri *et al.*, 2010).

4.6 Resultados e Discussões

4.6.1 Geoestatística do terreno

A imagem fractal de autossimilaridade da região de estudo, calculada com o método oito-pixels, exibe diferentes características texturais, conforme se observa na Figura (4.6a). Nela é possível destacar zonas com baixos valores de dimensão fractal, associadas principalmente às planícies de inundação dos principais rios. As áreas com altos valores correspondem aos interflúvios e ocupam mais de 2/3 da área investigada. Na comparação com o mapa geológico (Figura 4.6b), as zonas com baixos valores referem-se, em sua maioria, a sedimentos aluvionares terciários. Por outro lado, as zonas com valores elevados correspondem a rochas da Formação Alter do Chão, exceto no extremo noroeste da região de estudo, que é constituída por rochas paleozóicas. Contudo, as zonas de altos valores exibem forma e distribuição distintas, o que permite considerar que reflitam não somente o controle da litologia, mas que possuam também um componente estrutural. Além disso, os principais rios, onde os depósitos aluvionares se acumulam, estão alinhados predominantemente para NW-SE, indicando, assim, controle estrutural na instalação da rede de drenagem e, consequentemente, na distribuição desses sedimentos (Sternberg, 1950).

Figura 4.6. (a) Imagem fractal derivada do MED da SRTM. (b) Mapa geológico da área de estudo (Miranda *et al.*, 1994). Na Figura 6a, os contornos em preto delimitam os domínios fractais para análise estatística.

As regiões com altos valores de dimensão fractal foram separadas visualmente em seis domínios para posterior análise estatística. Sua denominação foi efetuada de acordo com a localização geográfica: Urubu, Puraquequara, Presidente Figueiredo, Preto da Eva, Silves e Uatumã (Figura 6a). Além da distinta distribuição espacial da rugosidade, a separação visual levou em consideração as características geomorfológicas de cada domínio. Na região de Silves, são encontradas superfícies colinosas com topos arredondados, bem como os padrões anelar e radial da rede de drenagem (Silva, 2005; Almeida-Filho *et al.*, 2010). Em Presidente Figueiredo, ocorrem superfícies tabulares, com grande número de cachoeiras e corredeiras (Nogueira & Sarges, 2001).

Nos outros domínios, a variação é mais sutil, com a presença combinada de feições colinosas, tabulares, planos arenosos e terraços fluviais. Em Puraquequara, destacam-se formas mais onduladas, que se caracterizam por vales em U e depressões alongadas. No domínio de Preto da Eva, as formas são mais suaves, com destaque para a ocorrência de terraços fluviais nos afluentes dos principais rios (Billacrês *et al.*, 2010). As descrições geomorfológicas dos domínios Urubu e Uatumã são escassas, principalmente pela dificuldade de acesso em razão da ausência de estradas. Por isso, para sua individualização, considerou-se a presença de feições geomorfológicas indicativas de um provável controle neotectônico. No caso do Uatumã, deve ser mencionada a possível captura do Rio Abacate por esse curso d'água, assim como a ocorrência de cachoeiras (Nelson *et al.*, 2010) e de interflúvios alinhados na direção WNW-ESE. Para o domínio de Urubu, considerou-se o interflúvio alinhado para NW-SE entre os rios Uatumã e Urubu, o qual coincide com descontinuidade magnéticas mapeadas por Miranda *et al.* (1994).

Na análise estatística, tanto o maior como o menor valor de dimensão fractal são registrados no domínio de Silves. O domínio de Uatumã apresenta a maior média, enquanto que o Puraquequara mostra o menor desvio padrão. A Tabela 4.1 sumariza a estatística descritiva para cada domínio. Para testar a hipótese de que todos os domínios tenham a mesma dimensão fractal média, utilizou-se o teste de Kruskal-Wallis (Wallace *et al.*, 2006). Tal teste forneceu um valor p muito pequeno ($3,14 \times 10^{-82}$) indicando forte evidência para rejeitar essa hipótese. Entretanto, o método da diferença significativa honesta de Tukey (Perry *et al.*, 2008), que determina quais domínios são significativamente diferentes entre si, mostrou que o a dimensão fractal não distingue a região de Presidente Figueiredo daquelas de Urubu e Silves, bem como o domínio de Puraquequara daqueles de Preto da Eva e Uatumã (Figura 4.7).

Tabela 4.1. Estatística descritiva para os domínios fractais.

Domínios	Área (km ²)	Min	Max	Amplitude da Faixa	Média	Desvio Padrão
Presidente Figueiredo	814	2,284	2,694	0,410	2,487	0,081
Preto da Eva	2535	2,240	2,757	0,516	2,529	0,083
Puraquequara	1748	2,267	2,830	0,562	2,538	0,079
Silves	5958	2,000	2,836	0,857	2,501	0,097
Uatumã	2525	2,242	2,820	0,578	2,544	0,100
Urubu	2645	2,233	2,764	0,531	2,486	0,091

Figura 4.7. Comparação entre as médias dos domínios fractais. Note que o domínio Presidente Figueiredo não possui média significativamente diferente dos domínios de Silves e Urubu. O mesmo caso é observado entre Puraquequara e os domínios de Preto da Eva e Uatumã.

Pela análise do semivariograma, todos os domínios, mesmo aqueles cuja distinção não foi possível empregando a dimensão fractal, mostraram diferenças significativas. Para essa análise, selecionaram-se áreas de amostragem de 400 km² para cada domínio. Dependendo do tamanho do domínio, realizou-se mais de uma amostragem. Esse é o caso de Silves, com três amostragens, como também de Uatumã e Preto da Eva, com duas cada uma. Para distinguir uma amostragem da outra no mesmo domínio, elas foram denominadas de acordo com sua localização. Assim, no domínio de Silves, por exemplo, as amostragens foram denominadas Silves Leste, Silves Sul e Silves Oeste (Figura 4.8).

Nas amostragens analisadas (Tabela 4.2), o maior valor de patamar ou *sill*, indicativo do grau de variação espacial na elevação, foi assinalado em Presidente Figueiredo e o menor em Preto da Eva Sul. A amostragem de Presidente Figueiredo também apresentou o maior alcance (*range*), o que indica que a autocorrelação espacial ocorre em maiores distâncias horizontais, ou seja, a dependência espacial da elevação se mantém por distâncias mais longas nessa região. Em contrapartida, as amostragens de Silves apresentaram os menores valores de alcance. Tais resultados indicam que diferenças entre Silves e Presidente Figueiredo puderam ser expressas por meio da Geoestatística, ao contrário do que aconteceu com a média da dimensão fractal nesses

domínios. No domínio de Urubu, o valor do alcance é menos que a metade do observado em Presidente Figueiredo, evidenciando um estreito intervalo de correlação espacial de Urubu quando comparado ao de Presidente Figueiredo. Apesar de não se encontrarem espacialmente adjacentes, a pouca diferença entre os valores de alcance e patamar das regiões de Puraquequara e Uatumã (Leste e Oeste) confirmam a similaridade geoestatística entre elas.

Figura 4.8. As áreas de amostragem selecionadas para as análises geoestatísticas, sobrepostas ao modelo digital de elevação da SRTM.

Tabela 4.2. Tabela resumo dos resultados geoestatísticos.

Domínio	Sill	Range (m)	Maior faixa (m)	Menor faixa (m)	Anisotr.	Direção Anisotr. (graus)
Puraquequara	393,29	3180,26	4356,33	2692,24	1,62	152,23
Presidente Figueiredo	589,62	5506,98	7549,69	3705,50	2,04	13,18
Preto da Eva Norte	284,13	2040,57	3042,95	1813,10	1,68	37,62
Preto da Eva Sul	254,82	3350,71	4608,07	2596,76	1,77	34,63
Silves Leste	492,66	1961,73	2819,36	1868,45	1,51	2,81
Silves Oeste	468,50	1612,19	1693,03	1568,96	1,08	168,40
Silves Sul	354,97	1499,85	1635,69	1367,86	1,20	30,59
Uatumã Leste	433,82	3398,54	4714,44	2312,45	2,04	23,73
Uatumã Oeste	492,54	3348,28	5770,01	3068,24	1,88	123,40
Urubu	373,41	2120,44	3061,31	1931,79	1,58	29,71

A variabilidade da topografia também é confirmada pelo mapa de densidade de drenagem (Figura 4.9a). Esse produto, indicativo do padrão de dissecação, não mostrou nenhuma relação com o mapa geológico (Figura 4.6b). Em contrapartida, ele possui forte relação com feições geológicas em

subsuperfície e superfície. No domínio de Silves, por exemplo, Almeida *et al.* (2010) mapearam um grande número de anomalias de drenagem e as associaram a falhas em subsuperfície. O padrão circular da densidade nessa região também pode ser reflexo desse controle estrutural. Além disso, lineamentos extraídos do mapa da Figura 4.9a se relacionam com fortes gradientes magnéticos. Tal associação espacial pode ser constatada na Figura 4.9b, onde se compara o mapa de densidade de drenagem com o mapa do campo magnético anômalo reduzido ao pólo (Miranda *et al.*, 1994). Esse é o caso no interflúvio entre os rios Uatumã e Abacate, onde uma zona de alta densidade de drenagem (A1) está alinhada com tal feição morfológica na direção WNW-ESSE e com um forte gradiente magnético. Essa configuração pode refletir uma zona de falha, fato corroborado pela presença da Cachoeira Bela Encantada nesse local. O emprego da densidade de drenagem para indicar a presença de falhas em subsuperfície já foi sugerido por Marple & Talwani (2000) e Han *et al.* (2003), no sudeste dos Estados Unidos e norte da China, respectivamente.

Ainda na Figura 4.9, também se destaca o lineamento (A2) definido por uma zona de baixa densidade de drenagem, com orientação NE-SW, e coincidente com a Cachoeira das Morenas e a área onde ocorre a ampliação da planície de inundação do Rio Uatumã (Figura 4.10a). Os perfis topográficos (Figura 4.10b) que cruzam o Rio Uatumã revelam a mudança abrupta do rio, com vale em forma de “V” a montante da Cachoeira das Morenas para uma ampla planície de inundação a jusante. Tal modificação, combinado com o aumento da densidade de drenagem a montante da citada cachoeira, é sugestiva de soerguimento relativo da área, como postulado por Marple & Talwani (2000).

Figura 4.9. (a) Mapa da densidade da rede de drenagem, em cuja confecção foi utilizado o método da distância horizontal para o canal a jusante mais próximo. (b) Mapa do campo magnético anômalo reduzido ao pólo. As linhas tracejadas se referem a lineamentos extraídos do mapa de densidade da rede de drenagem. Por sua vez, os pontos brancos correspondem a cachoeiras. A1 indica o lineamento coincidente com o interflúvio dos rios Uatumã e Abacate; A2, o lineamento que cruza o Rio Uatumã; C1 a Cachoeira Bela Encantada; C2 a Cachoeira das Morenas (veja o texto para mais detalhes).

Figura 4.10. Mudança na forma do vale do Rio Uatumã, que pode estar relacionada com movimentos tectônicos. (a) Mapa geológico da região onde ocorre a ampliação da planície de inundação do Rio Uatumã (Miranda *et al.*, 1994). (b) Perfil topográfico A-A', situado a montante da Cachoeira das Morenas, com o vale encaixado em forma de “V”. (c) Perfil topográfico B-B', localizado a jusante da Cachoeira das Morenas, com grande ampliação da planície de inundação. DA=Depósitos aluvionares, AC=Formação Alter do Chão, Mp=Formação Manacapuru e Nh=Formação Nhamundá/Pitinga. A seta indica a localização do Rio Uatumã.

4.6.2 Análise direcional do relevo

Para a análise da anisotropia da distribuição espacial da rede de drenagem, os traços dos canais foram amostrados por janelas circulares centradas nas áreas investigadas na variografia. A análise mostra que a região possui fraca anisotropia, com a/b variando de 1,002 a 1,008, e direção preferencial NE-SW do maior eixo para as amostragens Presidente Figueiredo, Uatumã Leste, Preto da Eva Sul e Silves Oeste. Para Preto da Eva Norte, Urubu, Silves Leste e Sul, a direção do eixo

maior é WNW-ESE, enquanto para Puraquequara e Uatumã Oeste, NE-SW. A Tabela 4.3 exibe em graus os valores do maior eixo (eixo a) para todas as amostragens.

Para verificar o ajuste dos pontos à elipse, foi empregado o desvio padrão normalizado (s) pelo comprimento do seu eixo maior (a) (Gerik & Kruhl, 2008). Como resultado, obteve-se uma boa aproximação dos dados à elipse com variação, em porcentagem, de 0,339 a 0,474 (Tabela 4.3). A anisotropia da densidade pode ser relacionada ao campo de esforços (Peréz-Lopéz *et al.*, 2007). Além disso, o eixo menor da elipse pode ser paralelo ao SHmax (tensão horizontal máxima). Assim, mesmo apresentando uma pequena diferença de comprimento entre os eixos (a/b), os resultados indicam que o menor eixo da elipse tem direção NW-SE para as amostragens em Presidente Figueiredo, Uatumã Leste, Preto da Eva Sul e Silves Oeste, NNE-SSW para Preto da Eva Norte, Urubu, Silves Leste e Oeste, e NE-SW para Puraquequara e Uatumã Oeste (Figura 4.12). A Tabela 4.3 mostra os resultados dessa análise para todas as amostragens.

Tabela 4.3. Resultados da análise da anisotropia da densidade da rede de drenagem para as áreas de amostragens, onde a é o eixo maior da elipse, b é o eixo menor, s é o desvio padrão.

Dominio	a	b	s/a (%)	a/b	direção eixo a (graus)	direção eixo b (graus)	desvio padrão (s)
Presidente Figueiredo	1,574	1,570	0,394	1,002	63,059	333,059	0,006
Preto da Eva Norte	1,590	1,578	0,440	1,008	278,575	8,575	0,007
Preto da Eva Sul	1,582	1,572	0,474	1,006	54,086	324,086	0,008
Puraquequara	1,573	1,568	0,407	1,004	321,260	51,260	0,006
Silves Leste	1,581	1,578	0,367	1,002	291,653	21,653	0,006
Silves Oeste	1,564	1,560	0,339	1,003	19,388	289,388	0,005
Silves Sul	1,571	1,568	0,363	1,002	270,463	0,463	0,006
Uatumã Leste	1,581	1,577	0,348	1,002	25,165	295,165	0,006
Uatumã Oeste	1,582	1,572	0,417	1,007	310,195	40,195	0,007
Urubu	1,579	1,575	0,361	1,003	286,922	16,922	0,006

Na comparação com o campo de esforços atual da região investigada, a direção NW-SE é vinculada ao SHmax de esforços compressivos resultantes, de um lado, do espalhamento ao longo da Dorsal Meso-Atlântica e, do outro, da resistência imposta pelas placas de Nazca e do Caribe (Mendeguren & Richter, 1978; Assumpção & Suárez, 1988). Por outro lado, a direção NNE-SSW estaria associada a efeitos locais gerados pelo Rift Paleozóico da Bacia do Amazonas (Assumpção, 1992; Zoback & Richardson, 1996). Em contrapartida, a direção NE-SW não possui nenhum vínculo com dados representativos do atual campo de tensões. Ela é possivelmente ligada a antigas estruturas

NW-SE que controlam a direção dos principais rios da área de estudo, com os quais mantém uma relação de ortogonalidade.

Para a análise da anisotropia da rugosidade, os perfis topográficos foram centrados na mesma área de amostragem circular usada pela análise da anisotropia da densidade. A única amostragem que apresentou persistência ($H > 0,5$) foi a de Presidente Figueiredo, na direção WNW-ESE. Os demais domínios foram classificados como anti-persistentes. A baixa persistência, ou mesmo sua ausência, pode ser uma característica de relevos com elevações mais suaves, conforme constatado por Rice-Snow & Russell (1999) em uma análise R/S do perfil topográfico do Divisor Continental dos Estados Unidos.

Além da persistência, a análise R/S também indicou o grau de anisotropia e a direção de maior rugosidade (Tabela 4.4). O maior grau de anisotropia (1,15) foi constatado na amostragem de Presidente Figueiredo (a/b) e o menor em Uatumã Leste (1,08), ambas com direção de maior rugosidade aproximadamente N-S (Figura 4.12). O maior valor de rugosidade (1,72) se encontra em Uatumã Leste, e o menor (1,65) em Preto da Eva Norte, este último também com direção N-S (Figura 4.12). A Figura 4.11 exibe a comparação dos perfis topográficos de maior e de menor rugosidade para as amostragens Presidente Figueiredo (a de maior anisotropia) e Uatumã Leste (a de menor anisotropia). Contudo, a direção mais presente nas amostragens foi W-E. Ela é a direção de maior rugosidade nas amostragens Urubu, Puraquequara, Silves Oeste e Uatumã Oeste. A direção NE-SW predomina em Preto da Eva Sul e Silves Sul, enquanto NW-SE em Silves Leste.

Tabela 4.4. Resultados da análise da anisotropia da rugosidade para as áreas amostradas, onde a é o eixo maior da elipse, b é o eixo menor, s é o desvio padrão.

Dominio	a	Hurst a	b	Hurst b	s/a (%)	a/b	direção eixo a (°)	direção eixo b (°)	desvio padrão (s)
Pres. Fig.	1,69	0,31	1,46	0,54	5,78	1,15	5,69	275,69	0,10
Pr.Eva Norte	1,65	0,35	1,61	0,39	3,74	1,03	348,60	78,60	0,06
Pr.Eva Sul	1,68	0,32	1,61	0,39	3,61	1,04	50,81	320,81	0,06
Puraq.	1,67	0,33	1,63	0,37	2,85	1,02	299,07	29,07	0,05
Silves Leste	1,65	0,35	1,59	0,41	4,14	1,04	311,71	41,71	0,07
Silves Oeste	1,66	0,34	1,63	0,37	4,38	1,02	273,46	3,46	0,07
Silves Sul	1,65	0,35	1,60	0,40	3,76	1,03	61,35	331,35	0,06
Uatumã Leste	1,73	0,27	1,70	0,30	2,80	1,01	16,45	286,45	0,05
Uatumã Oeste	1,68	0,32	1,58	0,42	3,66	1,06	83,75	353,75	0,06
Urubu	1,66	0,34	1,61	0,39	3,95	1,03	286,92	16,92	0,07

Figura 4.11. Perfis topográficos: Presidente Figueiredo, maior (a) e menor (b) rugosidade; Uatumã Leste, maior (c) e menor (d) rugosidade.

Pelo semivariograma, foi possível verificar a direção na qual ocorre maior variação espacial da elevação, ou seja, medir a anisotropia desses dados, como mostrado na Tabela 2. Geralmente, o grau de anisotropia pode ser estimado por meio da diferença entre o alcance máximo e o alcance mínimo. Contudo, neste trabalho, utilizou-se a relação do alcance máximo pelo alcance mínimo como uma forma de padronização com as outras medidas de anisotropia. As áreas de amostragem de Presidente Figueiredo e Uatumã Leste possuem os mais altos graus de anisotropia (2,04), enquanto Silves Oeste apresenta o menor deles (1,08). As direções predominantes são NNE-SSW e NE-SW, exceto para Puraquequara, Silves Oeste e Uatumã Oeste, que mostram a direção NW-SE, provavelmente influenciadas pela direção dos vales dos rios Puraquequara, Anebá e Abacate, respectivamente. Além disso, a anisotropia da elevação exibe forte relação com a anisotropia da rugosidade e da densidade de drenagem. As amostragens com maiores graus de anisotropia de elevação tendem a apresentar diferenças menores que 20° entre as direções de maior rugosidade e elevação, enquanto que a diferença entre a maior direção de elevação e a maior aglomeração da densidade se aproxima de 90°.

A Figura 4.12 mostra a comparação das análises de anisotropia com interpretações sísmicas disponíveis na região (Neves, 1990; Miranda *et al.*, 1994). Por essa comparação, observar-se que as amostragens de Silves Leste e Silves Sul, localizadas entre o lineamento de Lucas Borges e a falha normal definida por Neves (1990), apresentam, para a maior aglomeração da rede de drenagem e

para o maior alcance da elevação, direção aproximadamente N-S. Outro exemplo de possível controle de estruturas em subsuperfície sobre os padrões de anisotropia da região é observado no domínio de Uatumã, especificamente na área de amostragem de Uatumã Leste. Verifica-se aí que tanto a anisotropia de elevação como a de rugosidade exibem direção principal similar à orientação de falhas inversas mapeadas com dados sísmicos (Miranda *et al.*, 1994) no pacote paleozóico. Ainda nessa região, a direção de maior aglomeração da rede de drenagem é praticamente perpendicular às direções de anisotropia de rugosidade e elevação. Tais fatos indicam que estruturas em subsuperfície exercem forte controle nas tendências direcionais do relevo.

Do mesmo modo, nas vizinhanças de Presidente Figueiredo, falhas normais e fraturas associadas a cachoeiras e corredeiras, com direção preferencial NNE-SSW (Nogueira & Sarges, 2001), orientam-se coincidentemente com a direção indicada para o maior eixo da anisotropia de rugosidade e de elevação. Para a anisotropia de densidade de drenagem, a direção NNW-SSE de maior aglomeração corresponde à orientação de falhas normais e fraturas secundárias. Essas estruturas também estão associadas a corredeiras e cachoeiras (Nogueira & Sarges, 2001; Silva, 2005). O próprio Rio Urubu, com direção WNW-ESE, provavelmente esteja encaixado em falhas de componente normal. A presença em sua margem esquerda de escarpas com facetas triangulares (Figura 4.13) sugere a ocorrência de um vale tectônico característico de regimes distensionais, similares, por exemplo, àqueles reconhecidos por Salvador & Riccomini (1995) na Bacia de Taubaté.

A mudança de aproximadamente 70° em todas as direções de anisotropia entre Puraquequara, Preto da Eva Norte e Preto da Eva Sul pode ser indicativa de controle estrutural. A região de Puraquequara é caracterizada por falhas normais, localizadas no vale dos principais rios, com orientação NW-SE (Taga, 2009; Ibanez & Riccomini, 2011). Essa direção é a mesma para as anisotropias de elevação e rugosidade. Em Preto da Eva Sul, Taga (2009) e Ibanez & Riccomini (2011) mapearam falhas normais e juntas com direção NE-SW, as quais condicionam a anisotropia de elevação e de rugosidade, assim como os afluentes dos rios Preto da Eva e Puraquequara.

Figura 4.12. Comparação das análises de anisotropia. Na roseta, a seta indica a direção de maior aglomeração da rede de drenagem; a linha laranja, a anisotropia da elevação; a verde, a maior rugosidade. Sobre a imagem SRTM: linhas vermelhas indicam falhas inversas mapeadas na seção paleozóica; azuis, as falhas normais; rosa, as transcorrentes (Miranda *et al.*, 1994). A linha amarela delimita os domínios fractais. Para as estruturas mapeadas com base em levantamentos sísmicos (Neves 1990): 1=Lineamento Urubu; 2=Falha normal; 3=Lineamento Lucas Borges; 4=Lineamento Jatapu; 5=Charneira norte da Bacia do Amazonas. Áreas de amostragem: PF=Presidente Figueiredo; PS=Preto da Eva Sul; PN=Preto da Eva Norte; PU=Puraquequara; SL=Silves Leste; SO=Silves Oeste; SS=Silves Sul; UL=Uatumã Leste; UO=Uatumã Oeste; UR=Urubu.

Figura 4.13. Bloco diagrama que apresenta uma imagem SRTM, com exagero vertical de 3x, correspondente à área de amostragem de Presidente Figueiredo. Falhas normais ao longo da margem esquerda do Rio Urubu foram interpretadas a partir da observação de escarpas com facetas triangulares.

4.7 Conclusões

O uso de conceitos geomorfométricos, de dimensão fractal, de densidade da rede de drenagem e de semivariograma permitiu verificar a variabilidade espacial dos dados SRTM obtidos na região do Rio Uatumã. Estes produtos, integrados com o conhecimento geológico e geofísico disponível, forneceram informações valiosas ao estudo topográfico e estrutural da Amazônia Central, especificamente na região do Rio Uatumã, onde o relevo é reconhecido por suas variações sutis. A combinação dessas técnicas possibilitou a investigação dos padrões de dissecação, rugosidade e de variação da elevação. Tal abordagem contribuiu para o reconhecimento de compartimentos geomorfológicos com diferentes graus de erosão e de estruturação geológica.

Além da variabilidade espacial, as tendências direcionais do relevo foram estudadas por meio das anisotropias das três variáveis geomorfométricas empregadas na presente pesquisa. As direções do eixo maior da anisotropia de elevação, obtidas pelo semivariograma, foram NW-SE e NNW-SSE, exceto nas regiões dos rios Puraquequara e Abacate, onde a orientação ocorre segundo NE-SW. Nesse último caso, é provável a influência por estruturas de mesma direção que condicionam os citados rios. Em Presidente Figueiredo foi verificado o maior grau de anisotropia de rugosidade, obtida pela análise de perfis topográficos utilizando a técnica R/S. Essa foi também a única região que apresentou persistência nos dados altimétricos da SRTM, especialmente na direção WNW-ESE.

Além disso, o controle tectônico foi sugerido pela coincidência entre a direção do eixo de maior aglomeração da rede de drenagem, indicada pela análise de sua anisotropia, e a direção SHmax da região. Nesse caso, a orientação variou de NW-SE a NNE-SSW.

Pode-se afirmar, portanto, que a variabilidade espacial da topografia, expressa em suas diferentes tendências direcionais, revela importantes aspectos da complexa estruturação geológica da Amazônia Central. Além disso, pode servir como subsídio ao estudo da biodiversidade da floresta amazônica, já que a própria distribuição espacial da biomassa viva da região pode estar associada a variações do relevo (Castilho *et al.*, 2006).

4.8 Agradecimentos

Este trabalho é parte da tese de doutorado de D. M. Ibanez no curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica da Universidade de São Paulo (USP), com bolsa de estudo fornecida pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP, *grant* # 2008/04774-2). C. Riccomini é bolsista de produtividade em pesquisa do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, *Grant* # 307871/2010-0).

4.9 Referências Bibliográficas

- Ab'Sáber, A.N., 1992. Amazônia: as lições do caos. *Revista Nossa América* 5, 50-57.
- Al-Kouri, O., Omar, H., Abu-Shariah, M., Mahmud, A.R., Mansor, S., 2010. Geostatistical analysis of karst landscapes. *Electronic Journal of Geotechnical Engineering* 15J, 913-934.
- Almeida-Filho, R., Miranda, F.P., 2007. Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas archipelago, Central Amazônia, Brazil: evidences in an SRTM digital elevation model. *Remote Sensing of Environment* 110 (3), 387-392.
- Almeida-Filho, R., Ibanez, D.M., Miranda, F.P., 2010. Interpretação morfoestrutural com dados SRTM no auxílio à exploração petrolífera: um exemplo na Bacia Sedimentar do Amazonas. *Revista Brasileira de Geofísica* 28 (1), 89-98.
- Assumpção, M., 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research* 97 (B8), 11.889-11.903.
- Assumpção, M., Suárez, G., 1988. Source mechanisms of moderate-size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America. *Geophysical Journal International* 92 (2), 253-267.

- Billacrês, M.A.R., Ribeiro, A.B., Nascimento, A.Z.A., Araújo, D.B., Molinari, D.C., 2010. Notas geomorfológicas da rodovia AM-010 (Manaus–Itacoatiara): Trecho Manaus–Rio Urubu (KM 189). *Revista Discente Expressões Geográficas* 6, 132-152.
- Bishop, M.P., Shroder Jr., J.F., Colby, J.D., 2003. Remote sensing and geomorphometry for studying relief production in high mountains. *Geomorphology* 55 (1-4), 345-361.
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N.E., Davy, P., Main, I., Cowie, P.A., Berkowitz, B., 2001. Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics* 39 (3), 347-383.
- Bour, O., Davy, P., 1999. Clustering and size distributions of fault patterns: Theory and measurements. *Geophysical Research Letters* 26 (13), 2001-2004.
- Cameirão, M.S., 2005. *Desenvolvimento de instrumentos e metodologias para terapia e monitorização dos membros superiores*. 2005. 87 p. Dissertação (Mestrado em Física Aplicada) – Universidade de Aveiro, Departamento de Física, Aveiro, Portugal.
- Caputo, M.V., 2011. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. *Contribuição à Geologia da Amazônia* 7, 7-23, Belém – PA.
- Castilho, C.V., Magnusson, W.E., Araújo, R.N.O., Luizão, R.C.C., Luizão, F.J., Lima, A.P., Higuchi, N., 2006. Variation in aboveground tree live biomass in a central Amazonian Forest: Effects of soil and topography. *Forest Ecology and Management* 234 (1-3), 85-96.
- Cheng, Y.C., Lee, P.J., Lee, T.Y., 1999. Self-similarity dimensions of the Taiwan Island landscape. *Computers & Geosciences* 25 (9), 1043-1050.
- Chilès, J.P., Delfiner, P., 1999. *Geostatistics: Modeling Spatial Uncertainty*, Wiley, New York, 695 p.
- Christofolletti, A., 1979. A análise da densidade de drenagem e suas implicações geomorfológicas. *Geografia (Rio Claro)* 4 (8), 23-42.
- Clarke, K.C., 1986. Computation of the fractal dimension of topographic surface using the triangular prism surface area method. *Computer & Geosciences* 12 (5), 713-722.
- Clarke, K.C., Schweizer, D.M., 1991. Measuring the fractal dimension of natural surfaces using a robust fractal estimator. *Cartography and Geographic Information Systems* 18 (1), 37-47.
- Costa, A.R.M., 2002. *Tectônica cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca*. 2002.

- 237 p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Cunha, P.R.C., Melo, J.H.G., Silva, O.B., 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 15 (2), 227-251.
- Deffontaines, B., Chorowicz, J., 1991. Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of the Zaire Basin. *Tectonophysics* 194 (3), 237-263.
- Dino, R.; Silva, O.B., Abrahão, D., 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: *Simpósio do Cretáceo do Brasil*, 5., 1999, Rio Claro. Boletim de resumos... Rio Claro: SBG, 557-565.
- Dubuc, B., Quiniou, J.F., Roques-Carmes, C., Tricot, C., Zucker, S.W., 1989. Evaluating the fractal dimension of profiles. *Physical Review A* 39 (3), 1500-1512.
- Gallant, J.C., Moore, I.D., Hutchinson, M.F., and Gessler, P.E., 1994. Estimating the fractal dimension of profiles: A comparison of methods. *Mathematical Geology* 26 (4), 455-481.
- Gao, J., Xia, Z., 1996. Fractals in physical geography. *Progress in physical geography* 20 (2), 178-191.
- Gagnon, J.S., Lovejoy, S., Schertzer, D., 2006. Multifractal Earth topography. *Nonlinear Processes in Geophysics* 13 (5), 541-570.
- Gerik, A., Kruhl, J.H., 2008. Towards automated pattern quantification: time-efficient assessment of anisotropy of 2D patterns with AMOCADO. *Computer & Geosciences* 35 (6), 1087-1097.
- Grazzini, J., Chrysoulakis, N., 2005. Extraction of surface properties from a high accuracy DEM using multiscale remote sensing techniques. In: Hřebíček, J., Ráček, J. (Eds): *Proceedings of the 19th International Conference: Informatics for Environmental Protection – EnviroInfo*, Masaryk University in Brno 1, 352 - 356.
- Han, Z., Wu, L., Ran, Y., Ye, Y., 2003. The concealed active tectonics and their characteristics as revealed by drainage density in the North China plain (NCP). *Journal of Asian Earth Sciences* 21 (9), 989-998.
- Hausdorff, F., 1918. Dimension und äußeres Maß. *Mathematische Annalen* 79 (1-2), 157-179.

- Hayakawa, E.H., Rossetti, D.F., Valeriano, M.M., 2010. Applying DEM-SRTM for reconstructing a late Quaternary paleodrainage in Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters* 297 (1-2), 262-270.
- Hofman, M., Dubayah, R., Blair, J.B., Rabine, D., 2006. Validation of SRTM elevations over vegetated and non-vegetated terrain using medium footprint Lidar. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 72, 279–285.
- Horbe, A.M.C., Nogueira, A.C.R., Horbe, M.A., Costa, M.L., Suguio, K., 2001. A lateritização na gênese das superfícies de aplainamento da região de Presidente Figueiredo-Balbina, nordeste do Amazonas. In: Reis, N.J., Monteiro, M.A.S. (Eds) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. Manaus: SBG, 2.
- Horton, R.E., 1932. Drainage basin characteristics. *Transactions of the American Geophysical Union* 13, 350-361.
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *The Geological Society of America Bulletin* 56 (3), 275-370.
- Howard, A.D., 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 51 (11), 2246-2259.
- Huang, J., Turcotte, D.L., 1990. Fractal image analysis: application to the topography of Oregon and synthetic images. *Journal of Optical Society of America* 7 (6), 1124-1130.
- Hurst, H.E., 1951. Long-Term Storage Capacity of Reservoirs. *Transactions of the American Society of Civil Engineers* 116, 770-799.
- Ibanez, D.M., 2006. *Integração de dados de sensoriamento remoto (SRTM e RADARSAT-1), geologia, gravimetria e magnetometria para estudo morfoestrutural da área do Rio Uatumã, Bacia do Amazonas*. 2006. 158 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- Ibanez, D.M., Riccomini, C., 2011. O uso da assimetria de bacias para o estudo neotectônico na Amazônia Central. In: *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 15., 2011, Curitiba. Anais... Curitiba: INPE, 3467-3474.

- Jenson, S.K., Domingue, J.O., 1988. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 54 (11), 1593-1600.
- Johnston, K., Ver Hoef, J.M., Krivoruchko, K., Lucas, N., 2001. *Using ArcGIS geostatistical analyst*. ESRI Press: California, 57 p.
- Kahn, F., 1987. The distribution of palms as a function of local topography in Amazonian terra-firme forests. *Experientia* 43, 251-259.
- Kolmogorov, A.N., 1958. A new invariant for transitive dynamical systems. *Doklady Akademii Nauk SSSR* 119, 861-864.
- Latrubesse, E., Franzinelli, E., 2002. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon river, Brazil. *Geomorphology* 44 (3-4), 241-57.
- Lima, C.C., Nascimento, E., Assumpção, M., 1997. Stress orientation in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in South America Plate. *Geophysical Journal International* 130 (1), 112-124.
- Luo, W., Stepinski, T.F., 2008. Identification of geologic contrasts from landscape dissection pattern: An application to Cascade Range, Oregon. *Geomorphology* 99 (1-4), 90-98.
- Lyew-Ayee, P., Viles, H.A., Tucker, G.E., 2006. The use of GIS-based digital morphometric techniques in the study of cockpit karst. *Earth Surface Processes and Landforms* 32 (2), 165-179.
- Magalhães, L.M.S., Blum, W.E.H., Higuchi, N., Santos, J., 1998. Relações entre o solo e a floresta no estabelecimento de unidades de paisagens florestais, na Amazônia. *Floresta e Ambiente* 5 (1), 89-103.
- Mandelbrot, B.B., 1967. How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension. *Science* 156 (3775), 636-638.
- Mandelbrot, B.B., 1975. Stochastic models for the Earth's relief, the shape and the fractal dimension of the coastlines, and the number-area rule for islands. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 72 (10), 3825-3828.
- Mandelbrot, B.B., 1983. *Fractal geometry of nature*. New York: W. H. Freeman, 468 p.

- Mandelbrot, B.B., Wallis, J.R., 1969. Some Long-Run Properties of Geophysical Records. *Water Resources Research* 5 (2), p. 321-340.
- Mapes, R.W., 2009. *Past and present provenance of the Amazon River*. 2009. 185 p. Thesis (Doctor of Philosophy in Geological Sciences) - Department of Geological Sciences, University of North Carolina, Chapel Hill, USA.
- Mark, D.M., Aronson, P.B., 1984. Scale-dependent fractal dimensions of topographic surfaces: An empirical investigation, with applications in geomorphology and computer mapping. *Mathematical Geology* 16 (7), 671-682.
- Marple, R.T., Talwani, P., 2000. Evidence for a buried fault system in the Coastal Plain of the Carolinas and Virginia -Implications for neotectonics in the southeastern United States. *The Geological Society of America Bulletin* 112 (2), 200-220.
- Martins, M.H.A., Clarke, R.T., Haertel, V., 2003. Emprego da dimensão fractal para separar classes textura presentes numa aerofoto da cidade de Porto Alegre. *Boletim Paranaense de Geociências* 52, 7-18.
- Matern, B., 1960. *Spatial Variation. Meddelanden fran Statens Skogsforskningsinstitut*, 49, no. 5 (second ed., 1986, Lecture Notes in Statistics, no. 36), Springer, New York.
- Matsushita, M., Ouchi, S., 1989. On the self-affinity of various curves. *Physica D: Nonlinear Phenomena* 38 (1-3), 246-251.
- Mendiguren, J.A., Richter, F.M., 1978. On the origin of compressional intraplate stresses in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 16 (4), 318-326.
- Militký, J., Nováková, J., 2004. Anisotropy of fabric surface roughness. In: *II International Textile, Clothing & Design Conference - Magic World of Textiles*, Croatia, 1-6.
- Miranda, F.P., Bentz, C.M., Fonseca, L.E.N., Lima, C.C., Costa, A.R.A., Nunes, K.C., Felgueiras, C.A., Almeida-Filho, R., 1994. *Integração de dados de sensoriamento remoto, aeromagnetometria e topografia na definição do arcabouço estrutural da região do Rio Uatumã (Bacia do Amazonas)*. Petrobras, Rio de Janeiro, Technical Report, 61 p.
- Munier, R., 2004. *Statistical analysis of fracture data, adapted for modeling discrete fracture networks-version 2*. SKB, Estocolmo, Relatório R-04-66, 60 p.

- Nascimento, D.A., Mauro, C.A., Garcia, M.G.L., 1976. Geomorfologia da Folha SA.21-Santarém. In: *Projeto RadamBrasil. Folha SA.22-Santarém. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento de Recursos Naturais*. Rio de Janeiro: MME/DNPM 10: 131–198.
- Nelson, S.P., Barroso, S., Souza, N.P., Aubreton, T., Harbonnier, R., Koury, C., Rizzo, E., Moura, S., 2010. *Plano de uso público da reserva de desenvolvimento sustentável do Uatumã*. Idesan, Relatório Publico, 116 p.
- Neves, C.A.O., 1990. Prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras* 4 (1), 95-103.
- Nogueira, A.C.R., Sarges, R.R., 2001. Characterization and genesis of waterfalls of the Presidente Figueiredo region, northeast State of Amazonas, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 73 (2), 287-301.
- Odling, N.E., 1997. Scaling and connectivity of joint systems in sandstones from western Norway. *Journal of Structural Geology* 19 (10), 1257-1271.
- Oliveira, C.G., 2005. *Avaliação de modelos digitais de elevação gerados a partir de sensores remotos orbitais ópticos (ASTER) e radar (RADARSAT-1, SRTM): um estudo para a região da Serra do Carajás (PA)*. 2005. 184 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- Pellin, A., Antunes, A.P., Luize, B.G., Horbe, M.A., Siqueira, J.A.S., Martins, R.R., Zontini, H., 2010. *Diagnóstico socioeconômico e ambiental do Urubu e entorno – AM*. Relatório fase I – Arvorar Soluções Florestais LTDA. 238 p.
- Pentland, A.P., 1984. Fractal-based description of natural scenes, *IEEE Transaction on Pattern Analysis and Machine Intelligence* 6 (6), 661-674.
- Pérez-López, R., Giner-Robles, J.L., Martínez-Díaz, J.J., Rodríguez-Pascua, M.A., Bejar, M.; Paredes, C., González-Casado, J.M., 2007. Active tectonics on Deception Island (West-Antarctica): A new approach by using the fractal anisotropy of lineaments, fault slip measurements and the caldera collapse shape. *Short Research Paper 086, USGS* doi:10.3133/of2007-1047.srp086.

- Pérez-López, R., Paredes, C., Muñoz-Martín, A., 2005. Relationship between the fractal dimension anisotropy of the spatial faults distribution and the paleostress fields on a Variscan granitic massif (Central Spain): the F-parameter. *Journal of Structural Geology* 27 (4), 663–677.
- Perry, S.G., Reeves, R.W., Sim, J.C., 2008. Landscape design and the language of nature. *Landscape Review* 12 (2), 3-18.
- Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., Bamler, R., 2003. The Shuttle Radar Topography Mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing* 57 (4), 241-262.
- Rice-Snow, S., Russell, J., 1999. Long-range persistence of elevation and relief values along the Continental Divide in the Conterminous U.S. In: *IV International Conference on GeoComputation*, Fredericksburg, 43-56.
- Ross, J.L.S., 1991. Relevo Brasileiro: as superfícies de aplanamentos e os níveis morfológicos. *Revista do Departamento de Geografia* 4, 7-24.
- Salvador, E.D., Riccomini, C., 1995. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências* 25 (3), 151-164
- Santos, P.R.A., Garboardi, C., Oliveira, L.C., 2006. Avaliação da precisão vertical dos modelos SRTM para a Amazônia. *Revista Brasileira de Cartografia* 58 (1), 101-107.
- Savi, M.A., 2006. *Dinâmica não linear e caos*. Rio de Janeiro: E-Papers, 306 p.
- Serra, C.P., Karas, W.E., 1997. *Fractais gerados por sistemas dinâmicos complexos*. Curitiba, PR: Champagnat, 190 p.
- Silva, C.L., 2005. *Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências*. 2005. 218 p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- Silva, C.L., Morales, N. Crósta, A.P., Costa, S.S., Jiménez-Rueda, J.R., 2007. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 79 (4), 693-711.

- Soares, E.A.A., 2007. *Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, Amazonas*. 2007. 205 p. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Sternberg, H.O'R., 1950. Vales tectônicos na planície amazônica? *Revista Brasileira de Geografia* 12 (4), 3-26.
- Strahler, A.N., 1964. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: Chow, V. (ed.) *Handbook of Applied Hydrology*. New York: McGraw-Hill, Section 4-II, 39-76.
- Sun, W., 2006. Three new implementations of the triangular prism method for computing the fractal dimension of remote sensing images. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 72 (4), 373–382.
- Sun, W., Xu, G., Gong, P., Liang, S., 2006. Fractal analysis of remotely sensed images: a review of methods and applications. *International Journal of Remote Sensing* 27 (20), 4963-4990.
- Sung, Q.C., Chen, Y.C., 2004. Self-affinity dimensions of topography and its implications in morphotectonics: an example from Taiwan. *Geomorphology* 62 (3-4), 181–198.
- Taga, V.Y., 2009. *Tectônica rúptil da Bacia do Amazonas – Estilos estruturais do Mesozóico-Cenozóico na região de Manaus, AM*. 2009. 35 p. Monografia (Trabalho de Formatura) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Taud, H., Parrot, J.F., 2005. Measurement of DEM roughness using the local fractal dimension. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 4, 327-338.
- Tucker, G.E., Catani, F., Rinaldo, A., Bras, R.L., 2001. Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. *Geomorphology* 36 (3-4), 187–202.
- Tuomisto, H., Ruokolainen, K., Kalliola, R., Linna, A., Danjoy, W., Rodriguez, Z., 1995. Dissecting Amazonian biodiversity. *Science* 269 (5220), 63-66.
- Turcotte, D.L., 1997. *Fractals and chaos in geology and geophysics*. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press, 398 p.
- Val, A.L., 2009. Amazônia. *Ciência e Cultura* 61 (3), 22-23.
- Wallace, J., Morris, B., Howarth, P., 2006. Identifying structural trend with fractal dimension and topography. *Geology* 34 (11), 901-904.

- Wechsler, N., Rockwell, T., Ben-Zion, Y., 2009. Application of high-resolution DEM data to detect rock damage from geomorphic signals along the central San Jacinto Fault. *Geomorphology* 113 (1-2), 82-96.
- Wilson, T.H., Dominic, A.J., 1998. Fractal interrelationships between topography and structure. *Earth Surface Processes and Landforms* 23 (6), 509-525.
- Xu, T., Moore, I.D., Gallant, J.C., 1993. Fractals, fractal dimension and landscapes - a review, *Geomorphology* 8 (4), 245–262.
- Zawada, D.G., Piniak, G.A., Hearn, C.J., 2010. Topographic complexity and roughness of a tropical benthic seascape. *Geophysical Research Letters* 37 (L14604), doi:10.1029/2010GL043789.
- Zernitz, E.R., 1932. Drainage patterns and their significance. *The Journal of Geology* 40 (6), 498-521.
- Zoback, M.L., Richardson, R.M., 1996. Stress perturbation associated with the Amazonas and ancient continental rifts. *Journal of Geophysical Research* 101B (3), 5459-5475.

CAPÍTULO 5

EVIDENCE OF THE RECENT TILTING OF BLOCKS IN THE CENTRAL AMAZON

Ibanez, D., Riccomini, C.

5.1 Abstract

The central region of the Amazon is located within the largest drainage basin in the world. In the basins of the Uatumã and Urubu rivers in this region, the drainages have long straight stretches, abrupt inflections, course changes evidenced by abandoned meanders, and basin asymmetries, which are morphological features suggestive of the action of modern tectonic activity. To identify the relationship between the recent tectonics and the morphology of fluvial channels, we attempted to detect areas of river migration by analysing basin asymmetry. Thus, a vector field of basin asymmetry was generated from the digital elevation model from the Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM), permitting the delineation of nine geomorphological domains that exhibit preferential migration paths and a potential relationship to block tilting. The comparison of the boundaries of these domains with geological and geophysical data suggests that these boundaries are likely related to subsurface faults that would have controlled the generation of younger faults and the relief modelling of the region. This interpretation is confirmed by the correspondence between subsurface and surface faults and the boundaries and shapes of the domains, the change in the sinuosity of rivers when crossing boundaries, and the effects of a high concentration of seismic activity along one of the limits on the region. Other geomorphological data also indicate structural control of the relief. There is a relationship between the orientation and approximation of the isobase map lines and the high-angle normal faults mapped in the floodplains of the main rivers. Thus, the results demonstrate that geomorphological analysis of basin asymmetry is an effective tool for recognising neotectonic movements.

Keywords: geomorphometric analysis, basin asymmetry, sinuosity, isobase, neotectonics, Amazonia, SRTM.

5.2 Introduction

In addition to its key role in the lives of Amazonian people as a means of communication, trade, and supply of food and water, the Amazonian drainage network is also an important indicator of neotectonic activity in the region. The drainage network has been linked as a whole with the

structures that compose the regional tectonic framework, particularly structures that were generated and reactivated in the Mesozoic (Bemurguy & Costa, 1991; Costa *et al.*, 1993; 1996; 2001) and those indicating current tectonic movement, which reflect the interaction of movements of the Caribbean, Nazca, and South American tectonic plates (Mendiguren & Richter, 1978; Assumpção & Suárez, 1988; Zoback & Richardson, 1996; Lima *et al.*, 1997; Costa, 2002).

The observation of parallelism and river capture (Sternberg, 1950; Nascimento *et al.*, 1976) as well as basin asymmetry (Silva *et al.*, 2007) have also been used as indicators of current tectonic movement, particularly in the Uatumã River region in the Central Amazon.

Geologically, the Uatumã River region is within the context of the Amazon Basin, which has a sedimentary pile covering continental, marine, shallow marine, and fluvial sediments and intrusive rocks dating from the Proterozoic to recent times (Cunha *et al.*, 2007). In addition, historical records of earthquakes (Assumpção & Suárez, 1988), faults in Pleistocene deposits (Soares, 2007; Soares *et al.*, 2010), and layers deformed by liquefaction associated with seismic events (Riccomini & Soares, 2004) demonstrate that this is an area of intense seismic activity.

The data from the SRTM digital elevation model have shown great potential for use in the neotectonic study of areas of dense vegetation, such as the Amazon (Almeida-Filho & Miranda, 2007; Hayakawa *et al.*, 2010). In addition, the application of geomorphometric techniques to the SRTM data, such as basin asymmetry, has revealed valuable information on the tectonic control over the drainage network (Kaessner & Gloaguen, 2009; Shahzad & Gloaguen, 2010).

In the present study, the asymmetry of hydrographic basins was used in the region drained by the Urubu and Uatumã rivers (Figure 5.1) to identify geomorphological domains that feature preferential flows of lateral migration. The results were related to geomorphological data (base level and sinuosity), subsurface structures, field structural data, and seismic patterns to evaluate the possibility that the migration could be caused by current block movement. The results show that the basin asymmetry is related to geomorphological, geological, and geophysical data, thus indicating possible tilting of blocks in the region.

5.3 Movement of blocks in the Central Amazon

By analysing topographic maps, aerial photographs, and historical seismicity data, Sternberg (1950, 1953) was the first to consider the parallelism of the Urubu and Preto da Eva rivers and the stretch of the Rio Negro that compose the Anavilhanas Archipelago as a product of vertical tectonic movement. Sternberg hypothesised that the immediate cause of the hydrographic pattern was a set of conjugate fractures and faults, similar to that recorded in the Mississippi River (USA), and

attributed the development of these features to the effect of “twisting” caused by the sedimentary overload accumulated at the mouth of the Amazon River.

Figure 5.1. Study area location, northern flank of the Amazon Basin.

By analysing 238 aerial photographs in the Maués-Açu River region, Howard (1965) verified that, although the drainage network generally flows north and its pattern is dendritic, the effects of vertical movements due to the presence of subsurface structures have changed these patterns. Howard concluded that an uplift from west to east resulted in an E-W orientation of the major rivers and that another oblique uplift near the Maués-Açu River would most likely explain the orthogonal tendency of many of its major tributaries.

Nascimento *et al.* (1976) associated the NW-SE orientation of the rivers on the left bank of the Amazon (Preto da Eva, Urubu, Anebé, Uatumã and Jatapu Rivers) with faulted structures of the same direction that indiscriminately cut Precambrian and Palaeozoic rocks. In addition, Nascimento *et al.* also concluded that the Amazon River itself has clearly been subjected to the control of these faulted structures, interspersing stretches of NE-SW direction with W-E direction stretches. These facts, as well as the occurrence of notable geomorphological features, such as captures of the rivers Urubu and Anebé and the orthogonal drainage pattern around the shores of Lake Canaçari, are evidence of recent movement of these old faulted structures.

Iriondo & Suguio (1981) and Iriondo (1982), through detailed analysis of the X-band radar images of the RADAMBRASIL Project, described the main geomorphological units of the Amazon River floodplain and discussed possible neotectonic movements based on this description. They concluded that the floodplain along the Amazon River consists of large crustal blocks that moved independently in the past and continue to undergo slow neotectonic readaptation.

Hasui *et al.* (1984), by means of geological and geophysical data, identified the major crustal blocks that came together during the Precambrian to form the current structural basement of the Amazon (Figure 5.2). The main faults developed along the boundaries between these blocks, and the boundary between these two blocks (Japurá and Maecuru), which has a NW-SE orientation, is approximately aligned with the main channel of the lower Negro River. Historical records of earthquakes reveal that this is an area of intense seismic activity (Costa *et al.*, 1993), an indication that these crustal faults are still active. Recent evidence of faulting in Cretaceous deposits in the basin of the lower Negro (Franzinelli & Latrubesse, 1993) and of layers deformed by liquefaction associated with seismic events (Riccomini & Soares, 2004) also corroborate this conclusion.

Figure 5.2. Crustal block models of Hasui *et al.* (1984). The study area is located in block Maecuru. Modified from Silva (2005).

Based on a radar mosaic composed of images acquired between February and March 1993 by the Japanese satellite JERS-1, Forsberg *et al.* (2000) concluded that two boundaries with orientation WNW-ESE and NW-SE that control the distribution of flooding areas in the Anavilhanas region are coincident with the fracture pattern of the region. According to these authors, this, along with geophysical, geomorphological, and pedological data, indicates that these boundaries are tectonically controlled.

Almeida-Filho *et al.* (2005) observed traces of a relict drainage system with a general flow to the south, which is opposite the direction of the current northeast courses of rivers belonging to the hydrographic basin of the Negro River. According to Almeida-Filho & Miranda (2007), based on an interpretation of the SRTM data, the current course of the Negro River in this region results from a

mega fluvial capture that is related to seismic activity (Riccomini & Soares, 2004; Soares, 2007). The movement of blocks funnelled the river at the location named “Narrow”, and as a consequence, the river was partially blocked and expanded, assuming the appearance of a lake. Under conditions of low transportation energy, the deposition of sediments occurs, thus forming the largest river archipelago in the world, the Anavilhanas.

Bevis *et al.* (2005), using data from a GPS station in Manaus and a simple hydrologic model related to the water level in the flooding regions, verified an annual cycle of vertical displacement with a peak amplitude of 75 mm, approximately 2 to 3 times larger than expected for this region. They also noted that crustal oscillation is strongly related to the flooding period of the Amazon River, suggesting an elastic response of the lithosphere to the load change during the hydrologic cycles.

The intrinsic relationship between Pleistocene fluvial deposition and neotectonic movements was demonstrated by Soares (2007) in the tectono-sedimentary evolution of depressions near Manaus. The development of these structural features began in the Lower Pleistocene and was related to the reactivation of faults in the general NW-SE direction in the Cretaceous and Miocene substrate due to distensive forces in the NE-SW direction. In addition, Soares (2007) also noted that, in the development of the Cacao do Pirera graben, a tectonic depression located at the confluence of the rivers Negro and Solimões, the abatement of blocks by normal faults produced a smooth and differentiated tilting of the floor to the SW or the NE, creating an extensive wetland area supplied by the Negro River through narrow connecting channels. With the total flooding of the area, fine sediments progressively filled the abated area, and successive pulses of fault reactivations caused grading of the sediments in the SW and NE directions, increasing the accommodation space in these directions. As the blocks were abated, the isolated raised portions in the eastern portion of the graben were gradually stabilised by vegetation and subjected to processes of desiccation and pedogenesis. The features of this grading are reflected in the current relief as gently curved lines in the general NW-SE direction.

5.4 Materials and methods

The estimation of geomorphometric variables (geomorphic indices) requires the use of some form of digital elevation model (DEM). Because the DEMs from remote sensors are more accurate than the topographic maps available for the Amazon region (Santos *et al.*, 2006), we opted to use SRTM data, which were approved for the Amazon region in precision testing for PEC

(Cartographic Accuracy Standards - Padrão de Exatidão Cartográfica) class A, for altimeter scale 1:100.000 (Oliveira, 2005).

The SRTM used a radar system that was specially modified during a mission by the Space Shuttle Endeavour in February 2000. Interferometric patterns associated with phase differences and the time of arrival of radar signals for two antennas placed at different positions were converted to topographic elevation data (Rabus *et al.*, 2003). With no precedents for coverage amplitude (latitudes 60° North and 56° South), the digital elevation models obtained are provided with a spatial resolution equivalent to 3 arc seconds (~ 90 m).

Occasionally, the SRTM data contain areas with extreme elevation errors, such as gaps and spurious points, which represent extremely high (peaks) or negative (vortices) values. Spurious values were deleted, and the gaps were filled in by nearest-neighbour interpolation with the software PCIGeomatica 9.1. According to Yilmaz (2007), nearest-neighbour interpolation is an efficient method to fill gaps in the data when the gaps are evenly spaced with only a few missing values. Moreover, this method does not cause the loss of altimetric precision in thalwegs and water dividers. After the correction processing of the DEM of the SRTM, the drainage network was extracted by the D8 method of Jenson & Domingue (1988), which is also available in the software PCIGeomatica 9.1. Geomorphometric information was then extracted using standard GIS techniques through ArcGIS and Matlab scripts.

5.4.1 Basin asymmetry

To reveal possible tilting patterns in the study area, the method of transverse topographic symmetry factor (TTSF) of Cox (1994) was used. The TTSF method evaluates the amount of asymmetry of a river within a basin and how this asymmetry varies in length. It quantifies the average direction of migration for all channels of larger orders, thus allowing discrimination between migration channels as a result of internal processes of fluvial or tectonic forces (Cox, 1994; Garrote *et al.*, 2008).

Figure 5.3 illustrates how the values used in the relationship $TTSF = D_a/D_d$ were obtained; D_a is the distance from the middle line of the basin to the main active meander, and D_d is the distance from the middle line of the basin to the basin divider. When there is no change in the topographic profile, TTSF is close to zero; as the asymmetry increases, TTSF values approach 1. To improve the analysis, the active meander was divided into 1.5-km segments, and the TTSF method was applied to each segment (Salamuni *et al.*, 2004; Salvany, 2004).

The analysis of basin asymmetry by the TTSF method followed two approaches: a) recognition of asymmetry domains using the running mean technique and b) the individual asymmetry analysis of the Abacate, Anebá, Caribe, Caru, Jatapu, Pitinguinha, Preto da Eva, Puraquequara, Sanabani, Uatumã, and Urubu rivers (Figure 5.7).

In the first approach, which has been applied by Cox (1994), Cox *et al.* (2001), and Garrote *et al.* (2006) for the southwest and southeast Mississippi in the United States and by Garrote *et al.* (2008) for the Madrid Basin in Spain, the running mean technique was used to recognise preferential asymmetry domains within the vector field. The vector field was smoothed by the average of all spatial vectors within a window of approximately 343 km² (10' x 10' or 0.16667° x 0.16667°), in which each window overlaps 50% with the neighbouring window on the north, south, east, and west. The spatial average of each window generated an average vector field distributed on a grid with spacing of approximately 9.2667 km. The azimuth of the mean vector indicates the preferred direction of lateral migration in each window.

The size of approximately 343 km² was chosen to maximise the resolution of any patterns in the data while maintaining an average population of approximately 30 vectors per window. As noted by Cox *et al.* (2001), smaller populations do not produce significant averages.

According to the methodology of Curray (1956), which was followed by Cox (1994), Cox *et al.* (2001), and Tsodoulos *et al.* (2008), the statistical level of confidence of a two-dimensional vector is determined by Equation 1:

$$p = e^{-(L^2 n)(10^{-4})} \quad (1)$$

where p is the probability of obtaining a greater average magnitude vector by the chance combination of random vectors, L is the average magnitude vector multiplied by 100, and n is the number of observations. It should be noted that, systematically, the basin asymmetry is overlapped by other properties of the drainage network, which may have a high degree of randomness. Therefore, for this study, we selected the value 0.05 for p as the upper limit to avoid randomness inherited from other properties (Cox *et al.*, 2001).

In the second approach, which was applied by Salamuni *et al.* (2004) for the Curitiba Basin in Salvany (2004) and for the Guadiamar Basin in Spain, by Viridi *et al.* (2006) for the basins of the Bata River in the Himalayas, and by Tsodoulos *et al.* (2008) for the Corinth Gulf in Greece, a statistical analysis of vectors was used to estimate the main migration course, the magnitude, and

the dispersion of the Abacate, Anebá, Caribe, Caru, Jatapu, Pitinguinha, Preto da Eva, Puraquequara, Sanabani, Uatumã, and Urubu rivers. For each set of vectors, the main direction was found by calculating the resultant vector (Davis, 2002). The direction of the resultant vector is the average direction (θ) of all calculated vectors. The length of the resultant vector divided by the calculated number of vectors provides the average resultant length (R), which is a measure of dispersion (Davis, 2002). The length of the resultant vector varies from 0 to 1, where R values close to 1 indicate a small observed dispersion, while values close to 0 indicate a wide dispersion (Tsodoulos *et al.*, 2008). In addition, for this approach, the statistical level of confidence was calculated for two-dimensional vector data using $p < 0.05$ as an indicator of a low probability that the distribution has resulted from a chance sampling of a random population (Curry, 1956).

Figure 5.3. Calculation of transverse topographic symmetry factor (T) for the displacement of the Anebá River considering the topography generated by tectonic causes.

5.4.2 Isobase

According to Goltz & Rosenthal (1993), the base surface or isobase is the term used for a line that defines an erosion surface. The base surface is a hypothetical plane formed by the connection of rivers of similar order with topographic contour lines. In geological terms, the base surfaces relate to similar stages of erosion and should be recognised as manifestations of tectono-erosive events, particularly the most recent ones. Dramatic shifts in the directions of the isobase lines may reflect tectonic movements and lithological alterations. The compression of the lines may be related to folds or high-angle faults, while the increase in spacing between lines may be related structural troughs. Thus, this method has been a useful tool for deciphering recent tectonic processes (Filosofov, 1960; Jain, 1984; Goltz & Rosenthal, 1992; Goltz & Rosenthal, 1993; Sant'Anna *et al.*,

1997; Rodríguez & Barba, 2004; Grohmann, 2004; Grohmann *et al.*, 2007; Garrote *et al.*, 2008; Zizioli, 2008; Zuchiewicz & Oszczytko, 2008; Grohmann *et al.*, 2011).

To prepare the isobase map, a hierarchy of the drainage network must first be generated. According to Golts & Rosenthal (1993), only the Horton method (1945), which was later modernised by Strahler (1952) and Filosofov (1960), assigns a relative geological age to each drainage. Thus, the morphological features highlighted by the isobase map may be related to different geological stages. Figure 5.4 illustrates the steps in the construction of the isobase map.

Figure 5.4. Generation of the isobase map according to Goltz & Rosenthal (1993) model: a) the drainage network hierarchy, b) the drainage network overlay and topographic contours c) isobase contours derived from drainage of the second, third, fourth and fifth-order d) Fault trace according to the isobase contour deviations. Modified from Grohmann *et al.* (2011).

Thus, using Strahler ordering (1952), 64,132 drainage segments were hierarchised. To generate the isobase maps, we used drainages of orders 2, 3, 4, and 5. The channels of order 1, for which

locating the starting points was problematic (Heine *et al.*, 2004; Valeriano *et al.*, 2006), and the channels of orders 6 and 7, which had few drainage segments, were discarded. To generate the isobase maps, multiquadric radial basis function interpolation was employed (Hardy, 1990), which is available in the PCIGeomatica 9.1 software. This function shows accurate results both in statistical terms and in the accuracy of the modelled surface, even in the case of large and scattered data sets (Chaplot *et al.*, 2006; Yilmaz, 2007).

5.4.3 Sinuosity of channels

In general, tectonics influence a fluvial system by changing the longitudinal and cross-sectional profiles, the channel pattern, and/or the sediment supply (Schumm, 2005; Zámoyil *et al.*, 2010). Several studies have documented the influence of vertical movements of the Earth's crust on the steepness of the relief and, consequently, on the channel pattern (*e.g.*, Ouchi, 1985; Holbrook & Schumm, 1999, Zámoyil *et al.*, 2010). Slope changes that are greater than a certain threshold may cause changes in the basic channel pattern to interlaced, meandering, anastomosed, or straight. If conditions permit a meandering mode in the river, small variations in the pattern can increase the sinuosity of the channel (Friend & Sinha, 1993; Zámoyil *et al.*, 2010).

According to Schumm (1993), the variation of sinuosity is caused by the change in the baseline level of the alluvial trough. In addition to tectonic factors, this alteration occurs via climatic or lithological changes in the terrain. Thus, the hydrology is closely related to the climatic conditions, and therefore, hydrologic and atmospheric models should be coupled. In practice, a strong coupling becomes very difficult because the atmospheric models operate at spatial resolutions that are much greater than the models used in hydrological modelling (Maidment, 1993; Rennó, 2003). Furthermore, in relatively small areas, such as the area of the present study when compared with size of the Amazon region, climatic factors, vegetation coverage, and lithological characteristics can be fairly constant, and thus, the variations in the channel pattern are very preferably conditioned by geological structures (Howard, 1967). Thus, faults that affect the slope of the valley will affect the channel sinuosity because the river attempts to keep the channel slope constant in a self-organised way (Zámolyi *et al.*, 2010). For example, normal faults with upstream waste cause a correction of the channel, while normal faults with downstream waste cause an increase in sinuosity (Ouchi, 1985; Holbrook & Schumm, 1999; Zámolyi *et al.*, 2010).

A quantitative measure of sinuosity is the SI (sinuosity index; Leopold *et al.*, 1964), which is given by the relationship between the actual length of the river stretch and the length of a straight line joining its ends. In this study, SI values were calculated for the Abacate, Anebá, Caribe, Jatapu,

Preto da Eva, Sanabani, Uatumã, and Urubu rivers. These rivers, which cross boundaries between geomorphological domains, were automatically extracted from the DEM of the SRTM, and when necessary, their tracings were manually refined using 4 LANDSAT-TM images in the panchromatic band with 15 m resolution that were acquired on October 2, 1999, and August 4, 11, and 30, 2001.

The methodology used to calculate the SI was the same as that used by Timár (2003), Petrovski & Timár (2010), and Zámolyi *et al.* (2010). In this methodology, we chose a distance of 50 m to define the global resolution in the study. According to Zámolyi *et al.* (2010), who used topographic maps at a scale of 1:28,800, no change in sinuosity is detectable for distances smaller than 50 m.

Thus, the streams were resampled equidistantly along their paths, with the new vertices spaced at a distance of 50 m, thus enabling the computation of the sinuosity by the quotient $SI_k(i) = S_k/I_i$ (Figure 5.5). S_k refers to the distance between the end points along the river, that is, the window size. The window sizes adopted were multiples of the 50 m distance, with k fixed at values of 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 90, and 100; thus, if $k=20$, then $S_{20}=1000$ m. I_i is the straight line distance between the vertices associated with the i th segments. The values of $SI_k(i)$ were attributed to the midpoint of the distance along the channel (positioned at the vertex $k/2+1$); in other words, the reference point is always a point (and also a resampled vertex) of the original channel (Petrovski & Timár, 2010; Zámoyil *et al.*, 2010).

Figure 5.5. Application of the sinuosity analysis method of Zamolyi *et al.* (2010). a) original contour of Uatumã River SRTM and LANDSAT-TM scanned data b) re-sampled contour of Uatumã River from the new vertices placed at 50 m spacing and calculation summary of values of SI for $k = 20$.

5.5 Results and discussion

First, the TTSF method was applied to eleven rivers in the study area (Figure 5.6). The Abacate, Anebá, Caru, Preto da Eva, Puraquequara, Sanabani, and Uatumã rivers are characterised by SW migration, as suggested by the average direction of the resultant vector (Table 5.1). The average TTSF values are 0.64, 0.32, 0.14, 0.17, 0.16, 0.53, and 0.28, respectively. The R values of the Abacate, Anebá, and Sanabani rivers show low dispersion, while the Caru, Preto da Eva, Puraquequara, and Uatumã rivers exhibit a medium to high dispersion of the vectors. This finding suggests that only the Abacate, Anebá, and Sanabani Rivers migrated uniformly to the southwest.

The Pitinguinha River exhibits an average TTSF value of 0.16, with migration to the NE. The R values (0.25) and significance level (0.82) indicate that this river does not migrate uniformly to the NE. No uniform migration was observed for the Caribe, Jatapu, and Urubu rivers. The Urubu River presents an average TTSF value of 0.16 and migration to the NW, while the Caribe and Jatapu rivers exhibit average TTSF values of 0.38 and 0.20 and migration to the N and W, respectively. The high dispersion of the data was confirmed by the R values (0.03, 0.49, and 0.28, respectively). The probability that the data occurred randomly is greater than 0.05 for the Urubu and Jatapu rivers and less than 0.05 for the Caribe River.

Table 5.1. Parameter values of the cross-sectional topographic symmetry factor for the hydrographic basins of the study area. TTSF refers to the symmetry factor, R is the measure of dispersion, and p is the probability that the vector occurred randomly.

Basins	TTSF	Displacement (°)	R	p
Abacate	0.6365	223.0905	0.8486	<0.001
Anebá	0.3259	214.8065	0.9533	0.0084
Caribe	0.3837	0.5088	0.4951	<0.001
Caru	0.1380	207.6649	0.3669	0.7372
Jatapu	0.1994	276.5059	0.2846	0.1371
Pitinguinha	0.1580	76.2679	0.2497	0.8190
Preto da Eva	0.1734	191.2460	0.0850	0.1461
Puraquequara	0.1655	258.6778	0.4689	0.5180
Sanabani	0.5261	201.7691	0.8870	<0.001

Uatumã	0.2769	190.0196	0.0428	<0.001
Urubu	0.1591	352.7283	0.0335	0.0558

Figure 5.6. Polar Graph resulting from the TTSF method (Cox, 1994) for each basin. At the center the magnitude equal to 0 and on the perimeter, 1. The star in the polar graph indicates mean vector and the map arrows the mean migration direction of each basin. Puraquequara (R1), Pitinguinha (R2), Preto da Eva (R3), Urubu (R4), Caru (R5), Anebá (R6), Sanabani (R7), Caribe (R8), Uatumã (R10), Abacate (R11) and Jatapu (R11). The background image corresponds to the SRTM image.

After the symmetry analysis for the main rivers of the study area, the recognition of the asymmetry domains was performed using the running mean technique. At this analysis phase, we measured the asymmetry of 246 drainages and generated 2,762 basin asymmetry vectors and a spatial average for 253 windows. Thus, it was possible to define nine basin asymmetry domains, which are indicated by letters A through I (Figure 5.7). Table 5.2 shows the direction of migration and the number of vectors with a significance level of less than 0.05 for each domain.

All domains show migration inconsistent with the bedding dip data of the region (Figure 5.8), which has a predominant direction to the SE (Neves, 1989). Figure 5.7 illustrates that these areas have no clear relationship with the lithological map of the study area. This finding may indicate a neotectonic control over these domains, which is corroborated by the relationship of the boundaries of these domains with the geomorphological, structural, and seismic data for the region. The northern boundary of the A domain, for example, is related to the western part of the Balbina Dam,

a region in which there is a concentration of seismic activity associated with this reservoir (Veloso *et al.*, 1989). Even if this seismic activity is attributed to an origin induced by the Balbina Dam, its concentration in the western part of the dam may be associated with some structural control, which also exerts control over the tilting of domain A in the same region (Figure 5.9).

Another example of possible structural control of geomorphological domains is the boundary between domains B and C, which proves to be aligned with the recognised normal fault in the terrain (Figure 5.10). Considering the dip direction (N165°) of this fault and the migration direction of the C domain, the subsidence of the B domain can be assumed. This subsidence also explains the change in sinuosity of the Preto da Eva River, which includes stretches with higher sinuosity values after crossing this boundary. The tilting of domain B near the boundary with domain C causes an increase in slope, which leads the water courses to attempt to maintain their gradient by increasing sinuosity (Schumm, 1993; Zámolyi *et al.*, 2010). This boundary also shows a strong relationship with transcurrent faults mapped by seismic reflection over the Palaeozoic package in the Amazon Basin of the Uatumã River region (Miranda *et al.*, 1994). This coincidence indicates the neotectonic control that subsurface structures maintain over the generation of newer faults and, consequently, over the relief of the region.

Table 5.2. Parameter values of the cross-sectional topographic symmetry factor for the basin asymmetry domains. TTSTF refers to the symmetry factor, R is the measure of dispersion, and p is the probability that the vector occurred randomly.

Domains	TTSTF	Displacement (°)	R	Number of vectors with $p < 0.05$
A	0.2778	4.7618	0.6592	13
B	0.2895	45.4438	0.8391	12
C	0.2727	272.6976	0.5981	35
D	0.3225	179.2059	0.6299	27
E	0.3110	305.9661	0.8708	24
F	0.2583	190.2434	0.8078	4
G	0.3256	1.609	0.6255	23
H	0.3465	59.9997	0.6362	11
I	0.3894	266.3052	0.6729	7

Figure 5.7. Study area geological map with overlaps of mapped faults of the Paleozoic assemblage (Miranda *et al.*, 1994) and spatial distribution of mean asymmetric basin vectors in boxes about 343 km². The black arrows are the mean vectors for which there is low probability that they represent random drainage migration. The gray vectors have probability > 0.05 to represent random drainage migration.

Figure 5.8. Polar graph of asymmetric vectors which illustrates the azimuth and the average magnitude of each vector. In the center, the magnitude equal to 0, while the perimeter, 1. The mean

domain vector is indicated by the star and its azimuth, the arrow inside the perimeter. The arrow outside the perimeter expresses the direction of bedding dip for the study area (Neves, 1989).

Figure 5.9. Map of the Balbina dam region showing the relationship of faults and earthquakes with domain A. The yellow arrow indicates the migration direction of domain A.

The explanations for the changes in sinuosity of the Preto da Eva River and the Anebé River are similar. When crossing the boundary of the F and C domains, which is aligned with the normal fault mapped in this region, the Anebé River includes stretches with higher sinuosity values (Figure 5.10), most likely due to the increase in declivity caused by the tilting of the F domain close to this boundary.

Another significant sinuosity change occurs when the Uatumã River crosses the boundaries between the D and E domains and the E and G domains in the region upstream of the meeting with the Abacate River (Figures 5.10 and 5.11). The reduction in the sinuosity of the Uatumã River in this stretch is likely explained by a significant sediment load from the Abacate River, which naturally would decrease the slope of the Uatumã River and, consequently, its sinuosity. However, the presence of geomorphological boundaries coincident with the escarpment in the interfluvies between these two rivers, the uniform migration to the SW of the Abacate River, and the asymmetry of the Uatumã River floodplain (Figure 5.12), which goes so far as to erode rocks of the Alter do Chão

Formation in this region, as noted by Miranda *et al.* (1994), suggest that the sinuosity and capture of the Abacate River by the Uatumã River may be controlled by the movement of blocks. In support of this last hypothesis, Almeida-Filho & Miranda (2007) used a similar explanation in the Amazon region to indicate that the lower course of the Negro River results in a megacapture controlled by the movement of blocks bounded by faults.

Figure 5.10. Relationship between the geomorphological domain boundaries with seismic structures (Neves, 1989), study area mapped normal faults and sinuosity of the rivers; Preto da Eva (S1), Urubu (S2), Anebá (S3), Uatumã (S4), Abacate (S5), Jatapu (S6), Caribe (S7) and Sanabani (S8). J refers to the confluence of the rivers Abacate and Uatumã.

Figure 5.11. Diagram of the sinuosity values of the section A-A' of Uatumã River shown in Figure 5.10.

The Jatabu River also changes its sinuosity when crossing geomorphological boundaries. It features stretches with higher sinuosity values when crossing the boundary between the D and G domains (Figure 5.10). The Sanabani and Caribe rivers, which also cross geomorphological boundaries, do not exhibit any apparent change in sinuosity (Figure 5.10).

The C domain is also notable for the high concentration of reverse faults mapped by seismics on the Palaeozoic package. These faults also coincide with the boundaries of the C and F and F and G domains, as well as the very disposition of the F domain that appears elongated in the NW-SE direction. Other subsurface structures mapped by Neves (1989) also show apparent control over the geomorphological domains. The Urubu lineament coincides with the boundaries of the A, B, C, D, and E domains, which coincide with the higher SI values for the Urubu River. The Luca Borges lineament, the northern hinge, and the normal fault in the southern part of the area coincide with the boundaries and shape of the H and I domains (Figure 5.10).

Figure 5.12. SRTM Image with 3D vertical exaggeration of 1.5. Legend: a) indicates the location where the Uatumã River erodes the Alter do Chão Formation, b) shows the coincidence between the geomorphological boundary with the interfluvies between the rivers Uatumã and Abacate.

The structural control over the topography of the study area is also reflected in the isobase maps for the drainages of order 2, 3, 4, and 5 (Figures 5.13, 5.14, 5.15, and 5.16, respectively). All of the maps indicate a strong NW-SE trend, which is mainly associated with the troughs of the Preto da Eva, Urubu, Anebé, and Uatumã Rivers. The perception of the shades of grey in these regions may indicate structural control by high-angle faults, likely with a normal component, as indicated by

data from normal faults with subvertical dips concentrated mostly along the valleys of the main rivers (Taga, 2009; Ibanez, 2010).

Figure 5.13. Isobase map for drainage of order 2.

Figure 5.14. Isobase map for drainage of order 3.

Figure 5.15. Isobase map for drainage of order 4.

Figure 5.16. Isobase map for drainage of order 5.

The observations of Soares (2007) regarding the high-resolution sonar profiling data presented by Müller *et al.* (1995) for the Preto da Eva Lake region at the junction of the Preto da Eva River with the Amazon River, also support this argument. According to Soares (2007), these profiles demonstrate that the depression flanks (lakes) situated along the river represent probable normal component faults, given their planar character and parallelism. In addition, the configuration of these depressions flanks, apparently approach horst and graben features, which are also visible in an outcrop scale (Figure 5.17).

The thickening of the sedimentary packages that fill these depressions against these flanks suggests, according to Soares, the duration of active tectonism during sedimentation. In addition, there are likely surfaces parallel to those of the edges of the depressions that cut across the sedimentary fill,

which could indicate the existence of post-depositional tectonism. This set of observations allowed Soares (2007) to attribute the genesis of this type of lake to neotectonic movement and discard the hypothesis by Muller *et al.* (1995) that they were formed by erosion during the low sea level stages of the last glacial maximum.

The structures in the NE-SW direction also exert influence on the relief, primarily in the interfluvial regions in the isobase maps for drainages of order 2 and 3 (Figures 5.13 and 5.14), i.e., tributary drainages of the main rivers coinciding with normal faults mapped by Taga (2009) and Ibanez (2010).

Figure 5.17. Illustration of horst and graben features in a) Schematic diagram of the sonic profile presented by Müller *et al.* (1995) and Irion *et al.* (2009); b) Outcrops localized in 60°W and 2.9°S coordinates; and c) Outcrops localized in 58.91°W and 2.96°S.

5.6 Conclusions

The use of basin asymmetry has proven to be a powerful tool to identify evidence of neotectonic activity in areas with dense vegetation. In the Uatumã River region, average vectors of basin asymmetry were spatially divided in domains that exhibit strong azimuthal trends. The boundaries and shapes of these domains indicate a correspondence with surface and subsurface faults and seismicity patterns. Other geomorphological approaches, such as the sinuosity index of rivers, also indicate a strong relationship with these boundaries. In this respect, it can be assumed that the boundaries correspond to fault zones that modify the sinuosity of the rivers and cause river captures. The structural control on the relief is also evident in isobase maps, mainly in the NW-SE direction, the same direction of the main rivers, which are probably controlled by high-angle normal faults. All of the evidence suggests the presence of current tectonic activity in the region that causes the movement of blocks and shapes the surface.

5.7 Acknowledgements

This work is part of the doctoral thesis of D. M. Ibanez in the graduate program in Geochemistry and Geotectonics of the University of São Paulo (Universidade de São Paulo - USP), with a study grant provided by the São Paulo Research Foundation (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP, grant # 2008/04774-2). C. Riccomini is a research productivity fellow of the National Council for Scientific and Technological Development (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, Grant # 307871/2010-0). The SRTM data were acquired from the United States Geological Survey Earth Resources Observation and Science (USGS/EROS) Data Center (<http://eros.usgs.gov/srtm>) and the LANDSAT-TM image in the Global Land Cover Facility of the University of Maryland (<http://glcfapp.umiacs.umd.edu/index.shtml>).

5.8 References

Almeida-Filho, R., Miranda, F.P., Beisl, C.H., 2005. Evidência de uma mega captura fluvial no Rio Negro (Amazônia) revelada em modelo de elevação digital da SRTM. In: *XII Brazilian Remote Sensing Symposium*, INPE, Goiânia, 1701-1707.

- Almeida-Filho, R., Miranda, F.P., 2007. Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas archipelago, Central Amazônia, Brazil: evidences in an SRTM digital elevation model. *Remote Sensing of Environment* 110 (3), 387-392.
- Assumpção, M., Suárez, G., 1988. Source mechanisms of moderate-size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America. *Geophysical Journal International* 92 (2), 253-267.
- Bemerguy, R.L., Costa, J.B.S., 1991. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico-estrutural. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra* 2, 75-97.
- Bevis, M., Alsdorf, D., Kendrick, E., Fortes, L.P., Forsberg, B., Smalley Jr., R., Becker, J., 2005. Seasonal fluctuations in the mass of the Amazon River system and Earth's elastic response. *Geophysical Research Letters* 32 (L16308), 10.1029/2005GL023491.
- Costa, A.R.M., 2002. *Tectônica cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca*. Unpubl. Ms.C. Thesis, Federal University of Pará, Brazil, 237 p.
- Costa, J.B.S., Bemerguy, R.L., Hasui, Y., Borges, M.S., 2001. Tectonics and paleogeography along the Amazon River. *Journal of South American Earth Sciences* 14 (4), 335-347.
- Costa, J.B.S., Bemerguy, R.L., Hasui, Y., Borges, M.S., Ferreira Júnior, C.R.P., Bezerra, P.E.L., Costa, M.L., Garrafiel, J.M., 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos* 4 (2), 23-44.
- Costa, J.B.S., Hasui, Y., Bemerguy, R.L., Borges, M.S., Travassos, W., Mito, J.A., Igreja, H.L.S., 1993. Aspectos fundamentais da neotectônica na Amazônia Brasileira. *Abstracts and Scientific Contribution of the International Symposium on the Quaternary of Amazonia*. UFAM/INPA/UNESCO, Manaus, Brazil, pp. 103-106.
- Cox, R.T., 1994. Analysis of drainage and basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *The Geological Society of America Bulletin*, 106 (5), 571-581.
- Cox, R.T., Van Arsdale, R.B., Harris, J.B., 2001. Identification of possible Quaternary deformation in the northeastern Mississippi Embayment using quantitative geomorphic analysis of drainage-basin asymmetry. *The Geological Society of America Bulletin* 113 (5), 615-624.

- Cunha, P.R.C., Melo, J.H.G., Silva, O.B., 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 15 (2), 227-251.
- Curry, J.R., 1956. Analysis of two-dimensional orientation data. *The Journal of Geology* 64 (2), 117–131.
- Davis, J.C., 2002. *Statistics and data analysis in Geology*. Wiley and Sons, New York. 638 p.
- Eletronorte, Centrais Elétrica do Norte do Brasil S. A., 1976. *Estudos Amazônia-relatório final: aproveitamento do Rio Uatumã em Cachoeira Balbina: estudos de viabilidade*. Rio de Janeiro, Monasa, v. 1.
- Filosofov, V.P., 1960. *Brief guide to morphometric methods in search of tectonic structures*. Saratov University Publishing House, Saratov (in Russian).
- Friend, P.F., Sinha, R., 1993. Braiding and meandering parameters. In: Best, J.L., Bristow, C.S. (Eds.), *Braided Rivers: Geological Society (London) Special Publication*, 75, 105–111.
- Forsberg, B.R., Hashimoto, Y., Rosenqvist, A., Miranda, F.P., 2000. Tectonic fault control of wetland distributions in the Central Amazon revealed by JERS-1 radar imagery. *Quaternary International* 72 (1), 61-66.
- Franzinelli, E., Latrubesse, E.M., 1993. Neotectonics in the Central Part of the Amazon Basin. *Bulletin of the INQUA (International Union for Quaternary Research) Neotectonic Commission* 16, 10-13.
- Garrote, J., Cox, R.T., Swann, C., Ellis, M., 2006. Tectonic geomorphology of the southeastern Mississippi Embayment in northern Mississippi, USA. *The Geological Society of America Bulletin* 118 (9-10), 1160-1170.
- Garrote, J., Heydt, G.G., Cox, R.T., 2008. Multi-stream order analyses in basin asymmetry: a tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain). *Geomorphology* 102 (1), 130-144.
- Golts, S., Rosenthal, E., 1992. Morphotectonic methods to infer groundwater flow under conditions of scarce hydrogeological data - The case of Northern Arava, Israel. *Hydrogeology Journal* 1 (3), 5-19.
- Golts, S., Rosenthal, E., 1993. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology* 7 (4), 305–316.

- Grohmann, C.H., 2004. Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences* 30 (9-10), 1055-1067.
- Grohmann, C.H., Riccomini, C., Alves, F.M., 2007. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. *Computers & Geosciences* 33 (1), 10-19.
- Grohmann, C.H., Riccomini, C., Chamani, M.A.C., 2011. Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps. *Hydrology and Earth System Sciences* 15, 1493-1504.
- Hardy, R.L., 1990. Theory and applications of the multiquadric-biharmonic method. *Computers & Mathematics with Applications* 19 (8-9), 163-208.
- Hasui, Y., Haralyi, N.L.E., Schobbenhaus, C., 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica. *Proceeding of the III Symposium of the Amazonas*, DNPM, Brasília, 129-147.
- Hayakawa, E.H., Rossetti, D.F., Valeriano, M.M., 2010. Applying DEM-SRTM for reconstructing a late Quaternary paleodrainage in Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters* 297 (1-2), 262-270.
- Heine, R., Lant, C., Sengupta, R., 2004. Development and comparison of approaches for automated extraction of stream channel networks. *Annals of the Association of American Geographers* 94 (3), 447-490.
- Holbrook, J., Schumm, S.A., 1999. Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics* 305 (1), 287-306.
- Howard, A.D., 1965. Photogeologic interpretation of structure in the Amazon Basin: a test study. *The Geological Society of America Bulletin* 76 (4), 395-406.
- Howard, A.D., 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 51 (11), 2246-2259.
- Iriondo, M.H., Suguio, K., 1981. Neotectonics of the Amazon plain. *Bulletin of the INQUA (International Union for Quaternary Research) Neotectonic Commission* 4, 72-78.
- Iriondo, M.H., 1982. Geomorfologia da planície Amazônica. Proceeding of the In: *Quaternary Symposium of the Brazil*, 4., SBG, 323-348.

- Ibanez, D.M., 2010. *Análise do relevo da Amazônia Central com emprego de modelos digitais de elevação e geometria fractal*. FAPESP, São Paulo, Technical Report, 45 p.
- Jain, V.E., 1984. *Geotectónica General*. Mir Ed, Moscow, Russia. 357 p.
- Jenson, S.K., Domingue, J.O., 1988. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54 (11), 1593-1600.
- Kaessner, A., Gloaguen, R., 2009. Neotectonic information from drainage basin geometry in the Tajik Depression. *Proceedings of the IEEE International Geoscience & Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. IEEE, Cape Town, South Africa, pp. 353-356.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., Miller, J.P., 1964. *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman, San Francisco. 511 p.
- Lima, C.C., Nascimento, E., Assumpção, M., 1997. Stress orientation in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in South America Plate. *Geophysical Journal International* 130 (1), 112-124.
- Maidment, D.R., 1993. GIS and hydrologic modeling. In: Goodchild, M.F., Parks, B.O., Steyaert, L.T. (Eds.), *Environmental modeling with GIS*. Oxford University Press, New York, 147-167.
- Mendiguren, J.A., Richter, F.M., 1978. On the origin of compressional intraplate stresses in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 16 (4), 318-326.
- Miranda, F.P., Bentz, C.M., Fonseca, L.E.N., Lima, C.C., Costa, A.R.A., Nunes, K.C., Felgueiras, C.A., Almeida-Filho, R., 1994. *Integração de dados de sensoriamento remoto, aeromagnetometria e topografia na definição do arcabouço estrutural da região do Rio Uatumã (Bacia do Amazonas)*. Petrobras, Rio de Janeiro, Technical Report, 61 p.
- Müller, J., Irion, G., Nunes de Melo, J., Junk, W., 1995. Hydrological changes of the Amazon during the last glacial-interglacial cycle in Central Amazonia (Brazil). *Naturwissenschaften* 82 (5), 232-235.
- Nascimento, D.A., Mauro, C.A., Garcia, M.G.L., 1976. Geomorfologia da Folha SA.21-Santarém. In: *Projeto RadamBrasil. Folha SA.22-Santarém. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento de Recursos Naturais*. Rio de Janeiro: MME/DNPM 10: 131-198.

- Neves, C.A.O., 1990. Prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras* 4 (1), 95-103.
- Oliveira, C.G., 2005. *Avaliação de modelos digitais de elevação gerados a partir de sensores remotos orbitais óptico (ASTER) e radar (RADARSAT-1, SRTM): um estudo para a região da Serra do Carajás (PA)*. Unpubl. Ms.C. Thesis, National Institute for Space Research, São José dos Campos, Brazil, 184 p.
- Ouchi, S., 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *The Geological Society of America Bulletin* 96 (4), 504-515.
- Petrovski, J., Timár, G., 2010. Channel sinuosity of the Körös River system, Hungary/Romania, as possible indicator of the neotectonic activity. *Geomorphology* 122 (3-4), 223-230.
- Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., Bamler, R., 2003. The Shuttle Radar Topography Mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing* 57 (4), 241-262.
- Rennó, C.D., 2003. *Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica: aplicação a bacias hidrográficas*. 2003. Unpubl. PhD. Thesis, National Institute for Space Research, São José dos Campos, Brazil, 158 p.
- Riccomini, C., Soares, E.A.A., 2004. Sismitos holocênicos em baixos terraços do Rio Solimões, Amazonas. *Proceeding of the Brazilian Geological Congress*. SBG, Araxá. In CD-ROM.
- Rodríguez, M.O.C., Barba, D.C., 2004. Morphotectonics of the Iberian Peninsula. *Pure and Applied Geophysics* 161 (4), 755-815.
- Salamuni, E., Ebert, H.D., Hasui, Y., 2004. *Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba*. *Revista Brasileira de Geociências* 34 (4), 469-478.
- Salvany, J.M., 2004. Tilting neotectonics of the Guadiamar drainage basin, SW Spain. *Earth Surface Processes and Landforms* 29 (2), 145-160.
- Santos, P.R.A., Garboardi, C., Oliveira, L.C., 2006. Avaliação da precisão vertical dos modelos SRTM para a Amazônia *Revista Brasileira de Cartografia* 58 (1), 101-107.
- Sant'Anna, L.G., Schorscher, H.D., Riccomini, C., 1997. Cenozoic tectonics of the Fonseca Basin region, eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 10(3), 275–284.

- Schumm, S.A., 1993. River response to baselevel change: implications for sequence stratigraphy. *The Journal of Geology* 101 (2), 279-294.
- Schumm, S.A., 2005. *River variability and complexity*. Cambridge University Press, New York. 220 p.
- Shahzad, F., Gloaguen, R., 2010. TecDEM: A MATLAB based toolbox for Tectonic Geomorphology, Part2: Surface dynamics and basin analysis. *Computers & Geosciences* 37 (2), 261-271.
- Silva, C.L., 2005. *Análise da tectônica Cenozóica da região de Manaus e adjacências*. Unpubl. Ph.D. Thesis, University of Estadual Paulista, Brazil, 218 p.
- Silva, C.L., Morales, N. Crósta, A.P., Costa, S.S., Jiménez-Rueda, J.R., 2007. Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon Basin: an approach using satellite images and digital elevation model. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 79 (4), 693-711.
- Soares, E.A.A., 2007. *Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, Amazonas*. Unpubl. Ph.D. Thesis, University of São Paulo, Brazil, 205 p.
- Soares, E.A.A., Tatum, S.H., Riccomini, C., 2010. OSL age determinations of Pleistocene fluvial deposits in Central Amazonia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 82 (3), 691-699.
- Sternberg, H.O'R., 1950. Vales tectônicos na planície amazônica? *Revista Brasileira de Geografia* 12 (4), 3-26.
- Sternberg, H.O'R., 1953. Sismicidade e morfologia na Amazônia Brasileira *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 25 (4), 443-453.
- Taga, V.Y., 2009. *Tectônica rúptil da Bacia do Amazonas – Estilos estruturais do Mesozóico-Cenozóico na região de Manaus, AM*. Unpubl. BSc. Monograph, University of São Paulo, Brazil, 35 pp.
- Timár, G., 2003. Controls on channel sinuosity changes: a case study of the Tisza River, the Great Hungarian Plain. *Quaternary Science Reviews* 22 (20), 2199–2207.
- Tsodolos, I.M., Koukouvelas, I.K., Pavlides, S., 2008. Tectonic geomorphology of the easternmost extension of the Gulf of Corinth (Beotia, Central Greece). *Tectonophysics* 453 (1-4), 211-232.

- Valeriano, M.M., Kuplish, T.M., Storino, M., Amaral, B.D., Mendes JR., J.N., Lima, D.J., 2006. Modeling small watersheds in Brazilian Amazonia with shuttle radar topographic mission 90 m data. *Computer & Geosciences* 32 (8), 1169–1181.
- Veloso, J.A.V., Carvalho, J.M., Fernandes, E.P., Blum, M.L.B., Araújo, D.P., 1989. Microearthquakes and the Balbina Lake, a possible case of induced seismicity in the Amazon Area. *Proceeding of the II International Congress of the Brazilian Geophysical*. SBGf, Salvador, 508-512.
- Virdi, N.S., Philip, G., Bhattacharya, S., 2006. Neotectonic activity in the Markanda and Bata river basins, Himachal Pradesh, NW Himalaya: A morphotectonic approach. *International Journal of Remote Sensing* 27 (10), 2093–2099.
- Yilmaz, H.M., 2007. The effect of interpolation methods in surface definition: an experimental study. *Earth Surface Processes and Landforms* 32 (9), 1346-1361.
- Zámolyi, A., Székely, B., Timár, G., 2010. Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain. *Geomorphology* 122 (3-4), 231-243.
- Zizioli, D., 2008. DEM-based morphotectonics analysis of Western Ligurian Alps. *Scientifica Acta* 2 (2), 44-47.
- Zoback, M.L., Richardson, R.M., 1996. Stress perturbation associated with the Amazonas and ancient continental rifts. *Journal of Geophysical Research* 101B (3), 5459-5475.
- Zuchiewicz, W., Oszczytko, N., 2008. Topography of the Magura floor thrust and morphotectonics of the outer West Carpathians in Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 78, 135-149.

CONCLUSÃO

Este trabalho visou o estudo do relevo da região dos rios Uatumã e Urubu, Amazônia Central, por meio da caracterização geomorfométrica do modelo digital de elevação da SRTM e da integração entre dados geomorfométricos, geológicos e geofísicos, bem como a definição das feições estruturais presente nas unidades sedimentares presentes na área de estudo. Nesse sentido, as principais conclusões do presente trabalho podem ser assim enumeradas:

- i. As famílias de falhas com direção NE-SW registram um regime distensivo inicial de direção NW-SE, que atuou durante e após a deposição da Formação Alter do Chão. Enquanto as famílias de falhas com direção NW-SE são registro de um regime distensivo posterior, de direção NE-SW, que encontra-se ainda ativo;
- ii. A mudança dos campos de esforços, inicialmente distensivos de direção NW-SE (SHmax de direção NE-SW) e provavelmente relacionados ao início da subsidência em decorrência dos efeitos da topografia dinâmica, para distensivos de direção NE-SW (SHmax de direção NW-SE), parece relacionar-se ao incremento de forças resultantes da interação entre as placas do Caribe e Sul-Americana;
- iii. O estabelecimento do moderno campo de tensões da Bacia do Amazonas não se deu antes do Pleistoceno. Esse campo de tensões parece persistir até os dias atuais, tendo como evidências o desenvolvimento de grábens preenchidos por depósitos aluviais pleistocenos, capturas de drenagem e sismicidade atual;
- iv. O uso de conceitos geomorfométricos, de dimensão fractal, de densidade da rede de drenagem e de semivariograma permitiu verificar a variabilidade espacial dos dados SRTM obtidos na região do Rio Uatumã. Estes produtos, integrados com o conhecimento geológico e geofísico disponível, forneceram informações valiosas ao estudo topográfico e estrutural da Amazônia Central, especificamente na região do Rio Uatumã, onde o relevo é reconhecido por suas variações sutis. A combinação dessas técnicas possibilitou a investigação dos padrões de dissecação, rugosidade e de variação da elevação. Tal abordagem contribuiu para o reconhecimento de compartimentos geomorfológicos com diferentes graus de erosão e de estruturação geológica;
- v. Além da variabilidade espacial, as tendências direcionais do relevo foram estudadas por meio das anisotropias das três variáveis geomorfométricas empregadas na presente pesquisa. As direções do eixo maior da anisotropia de elevação, obtidas pelo semivariograma, foram

NW- SE e NNW-SSE, exceto nas regiões dos rios Puraquequara e Abacate, onde a orientação ocorre segundo NE-SW. Nesse último caso, é provável a influência por estruturas de mesma direção que condicionam os citados rios. Em Presidente Figueiredo foi verificado o maior grau de anisotropia de rugosidade, obtida pela análise de perfis topográficos utilizando a técnica R/S. Essa foi também a única região que apresentou persistência nos dados altimétricos da SRTM, especialmente na direção WNW-ESE. Além disso, o controle tectônico foi sugerido pela coincidência entre a direção do eixo de maior aglomeração da rede de drenagem, indicada pela análise de sua anisotropia, e a direção SHmax da região. Nesse caso, a orientação variou de NW-SE a NNE-SSW;

- vi. O uso da assimetria de bacia se mostrou uma ferramenta poderosa na identificação de indícios de atividade neotectônica em regiões com densa cobertura vegetal. Na região do Rio Uatumã, vetores médios da assimetria de bacia foram divididos espacialmente em domínios que apresentam fortes tendências azimutais. Os limites e formas desses domínios indicam correspondência com falhas superficiais, subsuperficiais e padrões de sismicidade. Outras abordagens geomorfológicas, como o índice de sinuosidade de rios, também apontam forte relação com esses limites. Por essa relação é possível supor que os limites correspondem a zonas de falhas que modificam a sinuosidades dos rios e provocam a captura de rios;
- vii. O controle estrutural sobre o relevo também é evidente nos mapas de isobase, principalmente na direção NW-SE, mesma direção dos principais rios e que, provavelmente, são controlados por falhas normais de alto ângulo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abinader, H.D., Nogueira, A.C.R., Mapes, R.W., Coleman, D.S., 2007. Estratigrafia do Cenozóico da porção centro-oeste da Bacia do Amazonas. In: *Congresso da Abequa*, 11, in CD-ROM.
- Ab'Sáber, A.N., 1992. Amazônia: as lições do caos. *Revista Nossa América* 5, 50-57.
- Aleixo, A., Rossetti, D.F., 2007. Avian gene trees, landscape evolution, and geology: Towards a modern synthesis of the Amazonian historical biogeography? *Journal of Ornithology* 148 (2), S443-S453.
- Al-Kouri, O., Omar, H., Abu-Shariah, M., Mahmud, A.R., Mansor, S., 2010. Geostatistical analysis of karst landscapes. *Electronic Journal of Geotechnical Engineering* 15J, 913-934.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* 17 (1-2), 1-29.
- Almeida-Filho, R., Ibanez, D.M., Miranda, F.P., 2010. Interpretação morfoestrutural com dados SRTM no auxílio à exploração petrolífera: um exemplo na Bacia Sedimentar do Amazonas. *Revista Brasileira de Geofísica* 28 (1), 89-98.
- Almeida-Filho, R., Miranda, F.P., Beisl, C.H., 2005. Evidência de uma mega captura fluvial no Rio Negro (Amazônia) revelada em modelo de elevação digital da SRTM. In: *Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 12., Anais... São José dos Campos: INPE, p. 1701-1707.
- Almeida-Filho, R., Miranda, F.P., 2007. Mega capture of the Rio Negro and formation of the Anavilhanas archipelago, Central Amazônia, Brazil: evidences in an SRTM digital elevation model. *Remote Sensing of Environment* 110 (3), 387-392.
- Amaral, G., 1974. *Geologia pré-cambriana da região amazônica*. 1974. 212 p. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Angelier, J., 1994. Fault slip analysis and paleostress reconstruction. In: Hancock, P.L. (Ed.) *Continental deformation*. Oxford: Pergamon Press, 53–100.
- Angelier, J., Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 1309-1318.

- Assumpção, M., 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research* 97 (B8), 11.889-11.903.
- Assumpção, M., Ortega, R., Berrocal, J., Veloso, J.A., 1985. O sismo de Codajás-AM de 05.08.1983. *Revista Brasileira de Geofísica* 2, 39-44.
- Assumpção, M., Suárez, G., 1988. Source mechanisms of moderate-size earthquakes and stress orientation in mid-plate South America. *Geophysical Journal International of the Royal Astronomical Society* 92 (2), 253-267.
- Balaton, J., Rényi, A., 1956. Remarks on entropy. *Acta of the Mathematical Institute of the Hungarian Academy of Sciences* 1, 9–37.
- Bamler, R., 1999. The SRTM mission: a world wide 30 m resolution DEM from SAR interferometry in 11 days. In: Fritsch, D., Spiller, R. (eds.) *Photogrammetric week 01*, Heidelberg: Wichmann Verlag, 145-154.
- Bamler, R., Hartl, P., 1998. Synthetic aperture radar interferometry. *Inverse Problems* 14 (4), 1-54.
- Bemerguy, R.L., Costa, J.B.S., 1991. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua relação com o arcabouço tectônico-estrutural. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra* 2, 75-97.
- Bevis, M., Alsdorf, D., Kendrick, E., Fortes, L.P., Forsberg, B., Smalley Jr., R., Becker, J., 2005. Seasonal fluctuations in the mass of the Amazon River system and Earth's elastic response. *Geophysical Research Letters* 32 (L16308), 10.1029/2005GL023491.
- Bonnet, E., Bour, O., Odling, N.E., Davy, P., Main, I., Cowie, P.A., Berkowitz, B., 2001. Scaling of fracture systems in geological media. *Reviews of Geophysics* 39 (3), 347-383.
- Bour, O., Davy, P., 1999. Clustering and size distributions of fault patterns: Theory and measurements. *Geophysical Research Letters* 26 (13), 2001-2004.
- Cameirão, M.S., 2005. *Desenvolvimento de instrumentos e metodologias para terapia e monitorização dos membros superiores*. 2005. 87 p. Dissertação (Mestrado em Física Aplicada) – Universidade de Aveiro, Departamento de Física, Aveiro, Portugal.
- Campbell, K.E., Frailey, C.D., Romero-Pittman, L., 2006. The Pan-Amazonian Ucayali Peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 239 (1-2), 166-219.

- Campos, J.N.P., Teixeira, L.B., 1988. Estilo tectônico da bacia do Baixo Amazonas. In: SBG, *Congresso Brasileiro de Geologia* 35, 2161-2172.
- Caputo, M.V., 2011. Discussão sobre a Formação Alter do Chão e o Alto de Monte Alegre. *Contribuição à Geologia da Amazônia* 7, 7-23.
- Catani, F., Farina, P., Moretti, S., Nico, G., Strozzi, T., 2005. On the application of SAR interferometry to geomorphological studies: estimation of landform attributes and mass movements. *Geomorphology* 66 (1-4), 119-131.
- Clarke, K.C., 1986. Computation of the fractal dimension of topographic surface using the triangular prism surface area method. *Computer & Geosciences* 12 (5), 713-722.
- Cordani, U.B., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., Thomaz Filho, A., Cunha, F.M.B., 1984. *Estudo preliminar de integração do pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras*. Ciências Técnica Petróleo. Petrobrás. Centro de Pesquisas e desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello. Seção Exploração de Petróleo, n. 15, 70 p.
- Coblentz, D.D., Richardson, R.M., 1996. Analysis of the South American intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research* 101 (B4), 8643-8658.
- Costa, A.R.M., 2002. *Tectônica cenozóica e movimentação salífera na Bacia do Amazonas e suas relações com a geodinâmica das placas da América do Sul, Caribe, Cocos e Nazca*. 2002. 237 p. Dissertação (Mestrado em Geologia e Geoquímica) – Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.
- Costa, J.B.S., Bemerguy, R.L., Hasui, Y., Borges, M.S., 2001. Tectonics and paleogeography along the Amazon River. *Journal of South American Earth Sciences* 14 (4), 335-347.
- Costa, J.B.S., Bemerguy, R.L., Hasui, Y., Borges, M.S., Ferreira Júnior, C.R.P., Bezerra, E.L., Costa, M.L., Garrafiel, J.M., 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *Geonomos* 4 (2), 23-44.
- Costa, J.B.S., Hasui, Y., 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: Costa, M.L., Angélica, R.S., (eds). *Contribuições à geologia da Amazônia* 1, 15-90.
- Costa, J.B.S., Hasui, Y., Bemerguy, R.L., Borges, M.S., Travassos, W., Mito, J.A., Igreja, H.L.S., 1993. Aspectos fundamentais da neotectônica na Amazônia Brasileira. In: Simpósio

- Internacional do Quaternário, 1., 1993, Manaus. *Resumos e Contribuições Científicas...* Manaus: UFAM/INPA/UNESCO, 103-106.
- Costa, M.L., 1991. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências* 21 (2), 146-160.
- Cox, R.T., 1994. Analysis of drainage and basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *The Geological Society of America Bulletin* 106 (5), 571-581.
- Cunha, R.C., Gonzaga, F.G., Coutinho, L.F.C., Feijó, F.J., 1994. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 8 (1), 47-55.
- Cunha, R.C., Melo, J.H.G., Silva, O.B., 2007. Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 15 (2), 227-251.
- Dino, R., Silva, O.B., Abrahão, D., 1999. Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: SBG, *Simpósio do Cretáceo do Brasil*, 5, 557-565.
- Dino, R., Soares, E.A.A., Antonioli, L., Riccomini, C., Nogueira, A.C.R., 2012. Palynostratigraphy and sedimentary facies of Middle Miocene fluvial deposits of the Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 34, 61-80.
- Dobson, D.M., Dickens, G.R., Rea, D.K., 2001. Terrigenous sediment on Ceara Rise: a Cenozoic record of South American orogeny and erosion. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 165 (3-4), 215-229.
- Dunne, W.M., Hancock, P.L., 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: Hancock, P.L., (ed.) *Continental Deformation*. Oxford, Pergamon, 101-120.
- Duren, R., Wong, E., Breckenridge, B., Shaffer, S., Duncan, C., Tubbs, E., Salomon, P., 1998. Metrology, attitude, and orbit determination for spaceborne interferometric synthetic aperture radar. In: Masten, M.K., Stockun, L.A. (eds.). *Proceedings Spie aerosence conference on acquisition, tracking and pointing*, 12. Orlando: SPIE, 51-60.
- Duyster, J., 2000. *StereoNett*. Version 2.46. Bochum: Ruhr University Bochum.

- Esput, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, Antoine, P.O., Salas-Gismondi, R., 2007. How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? *Geology* 35 (6), 515-518.
- Falorni, G., Teles, V., Vivoni, E.R., Bras, R.L., Amaratunga, K.S., 2005. Analysis and characterization of the vertical accuracy of digital elevation models from the shuttle radar topography mission. *Journal of Geophysical Research* 110 (F02005), 1-20.
- Farmer, J.D., Ott, E., Yorke, J.A., 1983. The dimension of chaotic attractors. *Physica D: Nonlinear Phenomena* 7 (1-3), 153-180.
- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., Werner, M., Oskin, M., Burbank, D., Alsdorf, D., 2007. The shuttle radar topography mission. *Reviews of Geophysics* 45 (2), 1-33.
- Figueiredo, J., Hoorn, C., Van Der Ven, Soares, E., 2009. Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology* 37 (7), 619-622.
- Forsberg, B.R., Hashimoto, Y., Rosenqvist, A., Miranda, F.P., 2000. Tectonic fault control of wetland distributions in the Central Amazon revealed by JERS-1 radar imagery. *Quaternary International* 72 (1), 61-66.
- Fortes, F.A., 1996. Macroestruturação da Bacia do Amazonas e a teoria da expansão da Terra. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 5, 304-309.
- Franca, L.F.P., Savi, M.A., 2001. Estimating attractor dimension on the nonlinear pendulum time series. *Journal of the Brazilian Society of Mechanical Sciences* 23 (4), 427-439.
- Franzinelli, E., Igreja, H.L.S., 2002. Modern sedimentation in the Lower Negro river, Amazonas State, Brazil. *Geomorphology* 44 (3), 259-271.
- Franzinelli, E., Igreja, H.L.S., Repolho, T., 1999. Fragmentation of ecosystem owing to neotectonics in the Amazon Basin. *Science Reports Of Tohoku University 7th Series, Sendai* 49 (2), 207-214.

- Franzinelli, E., Latrubesse, E.M., 1993. Neotectonics in the Central Part of the Amazon Basin. *Bulletin of the INQUA (International Union for Quaternary Research) Neotectonic Commission* 16, 10-13.
- Friend, P.F., Sinha, R., 1993. Braiding and meandering parameters. In: Best, J.L., Bristow, C.S. (Eds.), *Braided Rivers: Geological Society (London) Special Publication*, 75, 105–111.
- Gagnon, J.S., Lovejoy, S., Schertzer, D., 2006. Multifractal Earth topography. *Nonlinear Processes in Geophysics* 13 (5), 541-570.
- Gao, J., Xia, Z., 1996. Fractals in physical geography. *Progress in physical geography* 20 (2), 178-191.
- Garrote, J., Heydt, G.G., Cox, R.T., 2008. Multi-stream order analyses in basin asymmetry: A tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain). *Geomorphology* 102 (1), 130-144.
- Garzione, C.N., Hoke, G.D., Libarkin, J.C., Withers, S., Macfadden, B., Eiler, J., Ghosh, P., Mulch, A., 2008. Rise of the Andes. *Science* 320 (5881), 1304-1307.
- Gibbs, A.K., Barron, C.N., 1983. The Guiana Shield reviewed. *Episodes: Journal of International Geoscience* 6 (2), 7-14.
- Golts, S., Rosenthal, E., 1993. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology* 7 (4), 305–316.
- Grana, J.P., Richardson, R.M., 1996. Tectonic stress within the New Madrid seismic zone. *Journal of Geophysical Research* 101 (B3), 5445-5458.
- Grazzini, J., Chrysoulakis, N., 2005. Extraction of surface properties from a high accuracy DEM using multiscale remote sensing techniques. In: Hřebíček, J., Ráček, J. (Eds): *Proceedings of the 19th International Conference: Informatics for Environmental Protection – EnviroInfo*, Masaryk University in Brno 1, 352 - 356.
- Grohmann, C.H., Riccomini, C., Alves, F.M., 2007. SRTM-based morphotectonic analysis of the Poços de Caldas Alkaline Massif, southeastern Brazil. *Computers & Geosciences* 33 (1), 10-19.

- Grohmann, C.H., Riccomini, C., Chamani, M.A.C., 2011. Regional scale analysis of landform configuration with base-level (isobase) maps. *Hydrology and Earth System Sciences* 15, 1493-1504.
- Hancock, P.L., Engelder, T., 1989. Neotectonic joints. *The Geological Society of America Bulletin* 101 (10), 1197-1208.
- Hanssen, R.F., 2001. *Radar interferometry: data interpretation and error analysis*. New York, NY: Kluwer Academic Publishers, 308 p.
- Hasui, Y., 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica resurgente no Brasil. In: *Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozoica continental no Sudeste Brasileiro*, 1, 766-771.
- Hasui, Y., 1996. Evolução geológica da Amazônia. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5., 1996, Belém. *Boletim de resumos de geologia e guia de excursões da Amazônia...* Belém: SBG, 31-34.
- Hasui, Y., Haralyi, N.L.E., Schobbenhaus, C., 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica. In: Simpósio Amazônico, 3., 1984, Brasília. *Anais...* Brasília: DNPM, 129-147.
- Hausdorff, F., 1918. Dimension und äußeres Maß. *Mathematische Annalen* 79 (1-2), 157-179.
- Hayakawa, E.H., Rossetti, D.F., Valeriano, M.M., 2010. Applying DEM-SRTM for reconstructing a late Quaternary paleodrainage in Amazonia. *Earth and Planetary Science Letters* 297 (1-2), 262-270.
- Higgins, M.A., Ruokolainen, K., Tuomisto, H., Llerena, N., Cardenas, G., Phillips, O. L., Vásquez, R., Räsänen, M., 2011. Geological control of floristic composition in Amazonian forests. *Journal of Biogeography* 38 (11), 2136-2149.
- Hofman, M., Dubayah, R., Blair, J.B., Rabine, D., 2006. Validation of SRTM elevations over vegetated and non-vegetated terrain using medium footprint Lidar. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* 72, 279-285.
- Hoorn, M.C., 1994. An environmental reconstruction of the palaeo-Amazon River system (Middle-Late Miocene, NW Amazonia), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 112(3-4), 187-238.

- Hoorn, M.C., Guerrero, J., Sarmiento, G., 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology* 23(3), 237-240.
- Hoorn, M.C., Wesselingh, F.P., Steege, H., Bermudez, M.A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartin, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C.L., Figueiredo, J.P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., Lundberg, J., Stadler, T., Sarkinen, T., Antonelli, A., 2010. Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity. *Science* 330, 927-931.
- Horbe, A.C.M., Horbe, M.A., Suguio, K., 2003. Origem dos depósitos de areias brancas no nordeste do Amazonas. *Revista Brasileira de Geociências* 33(1), 41-50.
- Horbe, A.M.C., Nogueira, A.C.R., Horbe, M.A., Costa, M.L., Suguio, K., 2001. A lateritização na gênese das superfícies de aplainamento da região de Presidente Figueiredo-Balbina, nordeste do Amazonas. In: Reis, N.J., Monteiro, M.A.S., (eds.) *Contribuições a Geologia da Amazônia*, 2.
- Hovikoski, J., Gingras, M., Räsänen, M., Rebata, L.A., Guerrero, J., Ranzi, A., Melo, J, Romero, L., Prado, H.N.; Jaimes, F., Lopez, S., 2007. The nature of Miocene Amazonian epicontinental embayment: High-frequency shifts of the low-gradient coastline. *The Geological Society of America Bulletin* 119 (11-12), 1506-1520.
- Howard, A.D., 1965. Photogeologic interpretation of structure in the Amazon Basin: a test study. *The Geological Society of America Bulletin* 76 (4), 395-406.
- Ibanez, D.M., 2006. *Integração de dados de sensoriamento remoto (SRTM e RADARSAT-1), geologia, gravimetria e magnetometria para estudo morfoestrutural da área do Rio Uatumã, Bacia do Amazonas*. 2006. 158 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- Igreja, H.L.S., 2007. Neotectônica: A importância para o bioma amazônico. In: *Workshop geotecnologias aplicadas às áreas de várzea da Amazônia*, 1, 93-96.
- Iriondo, M.H., Suguio, K., 1981. Neotectonics of the Amazon plain. *Bulletin of the INQUA (International Union for Quaternary Research) Neotectonic Commission* 4, 72-78.
- Iriondo, M.H., 1982. Geomorfologia da planície Amazônica. Proceeding of the In: *Quaternary Symposium of the Brazil*, 4., SBG, 323-348.

- Johnston, A.C., Kanter, L.R., 1990. Earthquakes in stable continental crust. *Scientific American* 262 (3), 68-75.
- Johnston, K., Ver Hoef, J.M., Krivoruchko, K., Lucas, N., 2001. *Using ArcGIS geostatistical analyst*. ESRI Press: California, 57 p.
- Kääb, A., 2005. Combination of SRTM3 and repeat ASTER data for deriving alpine glacier flow velocities in the Bhutan Himalaya. *Remote Sensing of Environment* 94(4), 463–474.
- Kahn, F., 1987. The distribution of palms as a function of local topography in Amazonian terra-firme forests. *Experientia* 43, 251-259.
- Kaessner, A., Gloaguen, R., 2009. Neotectonic information from drainage basin geometry in the Tajik Depression. *Proceedings of the IEEE International Geoscience & Remote Sensing Symposium (IGARSS)*. IEEE, Cape Town, South Africa, pp. 353-356.
- Keller, E.A., Pinter, N., 1996. *Active tectonics: earthquakes, uplift and landscape*. New Jersey: Prentice Hall, 338 p.
- Kervyn, F., 2001. Modelling topography with SAR interferometry: illustrations of a favourable and less favourable environment. *Computers & Geosciences* 27(4), 1039-1050.
- Kolmogorov, A.N., 1958. A new invariant for transitive dynamical systems. *Doklady Akademii Nauk SSSR* 119, 861-864.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G., Miller, J.P., 1964. *Fluvial processes in geomorphology*. Freeman, San Francisco. 511 p.
- Lima, C.C., Nascimento, E., Assumpção, M., 1997. Stress orientation in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in South America Plate. *Geophysical Journal International* 130 (1), 112-124.
- Lopes, A.E.V., 2008. *Mecanismos focais e esforços litosféricos no Brasil*. 2008. 177 p. Tese (Doutorado em Ciências) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Loczy, L., 1970a. Role of transcurrent in South America tectonic framework. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 54 (11), 2111-2119.

- Loczy, L., 1970b. Tectonismo transversal na América do Sul e suas relações genéticas com as zonas de fratura das Cadeias Meio-Oceânicas. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 42 (2), 185-205.
- Luedeling, E., Siebert, S., Buerkert, A., 2007. Filling the voids in the SRTM elevation model – a TIN delta surface approach. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing* 62 (4), 283–294.
- Luo, W., Stepinski, T.F., 2008. Identification of geologic contrasts from landscape dissection pattern: An application to Cascade Range, Oregon. *Geomorphology* 99 (1-4), 90-98.
- Lyew-Ayee, P., Viles, H.A., Tucker, G.E., 2006. The use of GIS-based digital morphometric techniques in the study of cockpit karst. *Earth Surface Processes and Landforms* 32 (2), 165-179.
- Magalhães, L.M.S., Blum, W.E.H., Higuchi, N., Santos, J., 1998. Relações entre o solo e a floresta no estabelecimento de unidades de paisagens florestais, na Amazônia. *Floresta e Ambiente* 5 (1), 89-103.
- Mandelbrot, B.B., 1967. How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension. *Science* 156 (3775), 636-638.
- Mandelbrot, B.B., 1975. Stochastic models for the Earth's relief, the shape and the fractal dimension of the coastlines, and the number-area rule for islands. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 72 (10), 3825-3828.
- Mandelbrot, B.B., 1983. *Fractal geometry of nature*. New York: W. H. Freeman, 468 p.
- Mapes, R.W., 2009. *Past and presente provenance of the Amazon River*. 2009. 185 p. Tese (Doctor of Philosophy in Geological Sciences) - Department of Geological Sciences, University of North Carolina, Chapel Hill, USA.
- Meijer, T., 1995. *Dynamics of active continental margins: the Andes and the Aegean region*. 1995. 218 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Universiteit Utrecht, Utrecht, Holanda.
- Mendiguren, J.A., Richter, F.M., 1978. On the origin of compressional intraplate stresses in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 16 (4), 318-326.

- Martins, M.H.A., Clarke, R.T., Haertel, V., 2003. Emprego da dimensão fractal para separar classes textura presentes numa aerofoto da cidade de Porto Alegre. *Boletim Paranaense de Geociências* 52, 7-18.
- Meijer, T., 1995. *Dynamics of active continental margins: the Andes and the Aegean region*. 1995. 218 p. Tese (Doutorado em Geologia) – Universiteit Utrecht, Utrecht, Holanda.
- Mendiguren, J.A., Richter, F.M., 1978. On the origin of compressional intraplate stresses in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 16 (4), 318-326.
- Milani, E.J., Thomaz Filho, A., 2000. Sedimentary basins of South America. In: Cordani, U.G., Milani, E.J.; Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: International Geological Congress, 31, 389-449.
- Miranda, F.P., Bentz, C.M., Fonseca, L.E.N., Lima, C.C., Costa, A.R.A., Nunes, K.C., Felgueiras, C.A., Almeida-Filho, R., 1994. *Integração de dados de sensoriamento remoto, aeromagnetometria e topografia na definição do arcabouço estrutural da região do Rio Uatumã (Bacia do Amazonas)*. Petrobras, Rio de Janeiro, Technical Report, 61 p.
- Nascimento, D.A., Mauro, C.A., Garcia, M.G.L., 1976. Geomorfologia da Folha SA.21-Santarém. In: *Projeto RadamBrasil. Folha SA.22-Santarém. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Levantamento de Recursos Naturais*. Rio de Janeiro: MME/DNPM 10: 131-198.
- Neves, C.A.O., 1990. Prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras* 4 (1), 95-103.
- Odling, N.E., 1997. Scaling and connectivity of joint systems in sandstones from western Norway. *Journal of Structural Geology* 19 (10), 1257-1271.
- Oliveira, C.G., 2005. *Avaliação de modelos digitais de elevação gerados a partir de sensores remotos orbitais ópticos (ASTER) e radar (RADARSAT-1, SRTM): um estudo para a região da Serra do Carajás (PA)*. 2005. 184 p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- Ouchi, S., 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *The Geological Society of America Bulletin* 96 (4), 504-515.

- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics* 6 (3), p-233-248.
- Pérez-López, R., Giner-Robles, J.L., Martínez-Díaz, J.J., Rodríguez-Pascua, M.A., Bejar, M.; Paredes, C., González-Casado, J.M., 2007. Active tectonics on Deception Island (West-Antarctica): A new approach by using the fractal anisotropy of lineaments, fault slip measurements and the caldera collapse shape. *Short Research Paper 086, USGS* doi:10.3133/of2007-1047.srp086.
- Pérez-López, R., Paredes, C., Muñoz-Martín, A., 2005. Relationship between the fractal dimension anisotropy of the spatial faults distribution and the paleostress fields on a Variscan granitic massif (Central Spain): the F-parameter. *Journal of Structural Geology* 27 (4), 663–677.
- Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* 9 (5-6), 597-608.
- Pike, R.J., Evans, I.S., Hengl, T., 2008. Geomorphometry: a brief guide. In: Hengl, T., Reuter, H.I. (Ed.). *Geomorphometry: concepts, software, applications*. New York: Elsevier, 33, 1-28.
- Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., Bamler, R., 2003. The Shuttle Radar Topography Mission – a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing* 57 (4), 241-262.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1983. *The techniques of modern structural geology: strain analysis*. London: Academy Press, 307 p., v. 1.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1987. *The techniques of modern structural geology: folds and fractures*. London: Academy Press, 700 p., v. 2.
- Räsänen, M.E., Linna, A.M., Santos, J.C.R., Negri, F.R., 1995. Late Miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin. *Science* 269 (5222), 386-390.
- Reuter, H.I., Nelson, A., Jarvis, A., 2007. An evaluation of void-filling interpolation methods for SRTM data. *International Journal of Geographical Information Science* 21 (9), 983–1008.
- Ribas, C.C., Aleixo, A., Nogueira, A.C.R., Miyaki, C.Y., Cracraft, J., 2012. A paleobiogeographic model for biotic diversification within Amazonia over the past three million years. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences* 279 (1729), 681-689.

- Riccomini, C., Assumpção, M., 1999. Quaternary tectonic in Brazil. *Episodes: Journal of International Geoscience* 22 (3), 221-225.
- Riccomini, C., Soares, E.A.A., 2004. Sismitos holocênicos em baixos terraços do Rio Solimões, Amazonas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 42., Anais... Araxá: SBG, 1 CD-ROM.
- Roddaz, M., Viers, J., Brusset, S., Baby, Hérail, G., 2005. Sediment provenances and drainage evolution of the Neogene Amazonian foreland basin. *Earth and Planetary Science Letters* 239 (1-2), 57-78.
- Rossetti, D.F., Toledo, M., Góes, A.M., 2005. New geological framework for western Amazonia (Brazil) and implications for biogeography and evolution. *Quaternary Research* 63 (1), 78-89.
- Rossetti, D.F., Neto, R.G., 2006. First evidence of marine influence in the Cretaceous of the Amazonas Basin, Brazil. *Cretaceous research* 27 (4), 513-528.
- Rodriguez, E., Morris, C.S., Belz, J.E., 2006. A global assessment of the SRTM performance. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 72 (3), 249–260.
- Rozo, J.M.G., 2004. *Evolução holocênica do Rio Amazonas entre a Ilha do Careiro e a foz do Rio Madeira*. 2004. 93 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus.
- Rozo, J.M.G., Nogueira, A.C.R., Horbe, A.M.C., Carvalho, A.S., 2005. Depósitos neógenos da Bacia do Amazonas. In: Horbe, A.M.C. & Souza, V.S., (eds.) *Contribuições a Geologia da Amazônia*, 4.
- Santos, P.R.A., Gaboardi, C., Oliveira, L.C., 2006. Avaliação da precisão vertical dos modelos SRTM para a Amazônia. *Revista Brasileira de Cartografia* 58 (1), 101-107.
- Sant'Anna, L.G., Schorscher, H.D., Riccomini, C., 1997. Cenozoic tectonics of the Fonseca Basin region, eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 10 (3), 275–284.
- Savi, M.A., 2006. *Dinâmica não linear e caos*. Rio de Janeiro: E-Papers, 306 p.
- Sella, G.F., Dizon, T.H., Mao, A., 2002. REVEL: A model for Recent plate velocities from space geodesy, *Journal of Geophysical Research* 107 (B4), doi: 10.1029/2000JB000033.
- Shephard, G.E., Müller, R.D., Liu, L., Gurnius, M., 2010. Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate–mantle interaction. *Nature Geoscience* 3, 870-875.

- Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E., 1984. *Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente*. Ministério das Minas e Energia/DNPM, Brasília, Brazil.
- Schultz, R.A., Fossen, H., 2008. Terminology for structural discontinuities *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 92(7), 853-867.
- Schumm, S.A., 2005. *River variability and complexity*. Cambridge University Press, New York. 220 p.
- Serra, C.P., Karas, W.E., 1997. *Fractais gerados por sistemas dinâmicos complexos*. Curitiba, PR: Champagnat, 190 p.
- Shahzad, F., Gloaguen, R., 2010. TecDEM: A MATLAB based toolbox for Tectonic Geomorphology, Part2: Surface dynamics and basin analysis. *Computers & Geosciences* 37 (2), 261-271.
- Silva, C.L., 2005. *Análise da tectônica cenozóica da região de Manaus e adjacências*. 2005. 218 p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.
- Smith, B., Sandwell, D., 2003. Accuracy and resolution of shuttle radar topography mission data. *Geophysical Research Letters* 30 (9), doi: 10.1029/2002GL016643.
- Soares, E.A.A., 2007. *Depósitos pleistocenos da região de confluência dos rios Negro e Solimões, Amazonas*. 2007. 205 p. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Sternberg, H.O'R., 1950. Vales tectônicos na planície amazônica? *Revista Brasileira de Geografia* 12 (4), 3-26.
- Sternberg, H.O'R., 1953. Sismicidade e morfologia na Amazônia Brasileira *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 25 (4), 443-453.
- Sun, W., 2006. Three new implementations of the triangular prism method for computing the fractal dimension of remote sensing images. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 72 (4), 373–382.
- Sun, W., Xu, G., Gong, P., Liang, S., 2006. Fractal analysis of remotely sensed images: a review of methods and applications. *International Journal of Remote Sensing* 27 (20), 4963-4990.

- Tassinari, C.C.G., 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. 1996. 139 p. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes: Journal of International Geoscience* 22 (3), 174-182.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G., Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research* 42 (3), 213-227.
- Theiler, J., 1990. Estimating fractal dimension. *Journal of Optical Society of America* 7 (6), 1055-1073.
- Toutin, T., Gray, L., 2000. State-of-the-art of elevation extraction from satellite SAR data. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing* 55(1), 13-33.
- Tucker, G.E., Catani, F., Rinaldo, A., Bras, R.L., 2001. Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. *Geomorphology* 36 (3-4), 187–202.
- Tuomisto, H., Ruokolainen, K., Kalliola, R., Linna, A., Danjoy, W., Rodriguez, Z., 1995. Dissecting Amazonian biodiversity. *Science* 269 (5220), 63-66.
- Turcotte, D.L., 1997. *Fractals and chaos in geology and geophysics*. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press, 398 p.
- Valeriano, M.M., 2004. *Modelo digital de elevação com dados SRTM disponível para América do Sul*. São José dos Campos: INPE, 72 p.
- Valeriano, M.M., Kuplish, T.M., Storino, M.; Amaral, B.D., Mendes JR., J.N., Lima, D.J., 2006. Modeling small watersheds in Brazilian Amazonia with shuttle radar topographic mission 90 m data. *Computer & Geosciences* 32(8), 1169–1181.
- Trindade, R.I.F., Horbe, A.M.C., Peixoto, S.F., 2006. Paleomagnetismo de crostas lateríticas da região amazônica: dados preliminares e implicações cronológicas. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 43, 136.
- Wanderley Filho, J.R., Costa, J.B.S., 1991. Contribuição a evolução estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 3, 244-259.

- Wechsler, N., Rockwell, T., Ben-Zion, Y., 2009. Application of high-resolution DEM data to detect rock damage from geomorphic signals along the central San Jacinto Fault. *Geomorphology* 113 (1-2), 82-96.
- Werner, O.M., 2001. Status of the SRTM data processing: when will the world-wide 30 m DTM data be available? In: Fritsch, D., Spiller, R. (eds.) *Photogrammetric week 01*, Heidelberg: Wichmann Verlag, 59-165.
- Wesselingh, F.P., 2006. Miocene long-lived lake Pebas as a stage of mollusc radiations, with implications for landscape evolution in western Amazonia. *Scripta Geologica* 133, 1-17.
- Widdowson, M., 2009. Laterite. In: Gornitz, V., (Ed.) *Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments*. Dordrecht, Netherland: Springer, 514–516.
- Wise, S., 2000. Assessing the quality for hydrological applications of digital elevation models derived from contours. *Hydrological Processes* 14(11), 1909-1929.
- Yang, L., Xingmin, M., Zhang, X., 2011. SRTM DEM and its application advances. *International Journal of Remote Sensing* 32(14), 3875-3896.
- Zalohar, J., Vrabec, M., 2007. Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: The Gauss method. *Journal of Structural Geology* 29(11), 1798-1810.
- Zámolyi, A., Székely, B., Timár, G., 2010. Neotectonic control on river sinuosity at the western margin of the Little Hungarian Plain. *Geomorphology* 122 (3-4), 231-243.
- Zandbergen, P., 2007. Applications of shuttle radar topography mission elevation data. *Geography Compass* 2(5), 1404-1431.
- Zoback, M.L., Richardson, R.M., 1996. Stress perturbation associated with the Amazonas and ancient continental rifts. *Journal of Geophysical Research* 101B (3), 5459-5475.