



Universidade Federal do Pará
Centro de Geociências
Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

NEOTECTÔNICA NA ÁREA DO TIRACAMBÚ (NE DO ESTADO DO PARÁ, NW DO ESTADO DO MARANHÃO)

TESE APRESENTADA POR

LUCIANA MENDES CAVALCANTE

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOLOGIA.

Data de Aprovação: 13.06.2000

Comitê de Tese:


.....
MAURÍCIO DA SILVA BORGES (Orientador)


.....
JAIRO ROBERTO JIMENEZ RUEDA


.....
JOÃO BATISTA SENA COSTA

Dedico este trabalho aos meus pais, Sandra e Gervásio, cujo amor e incentivo me fortalecem sempre, às minhas princesas, Amanda e Raphaela, as grandes responsáveis por minha força e coragem, e à minha avó Joana (in memoriam) cuja ternura e bondade serão sempre lembradas por mim.

AGRADECIMENTOS

É grande o número daqueles que, de uma forma ou de outra, contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho. Entretanto temendo omitir algum nome, desde já peço perdão. Gostaria de externar os meus mais sinceros agradecimentos :

- à UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ e em especial ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica do Centro de Geociências, pela infra-estrutura disponível.
- ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento (CNPQ), pela concessão de 30 meses de bolsa.
- ao Prof. Dr. Maurício de Silva Borges por sua orientação, apoio, incentivo e sobretudo, amizade.
- ao Prof. Dr. João Batista da Sena Costa pelo apoio dado na fase final deste trabalho, pelas críticas e sugestões que àquela altura foram de maior valia para sua conclusão.
- à Prof^a. Dr^a. Ruth Léa Bemerguy, por sua enorme capacidade de apoiar, de incentivar e de ser amiga. Por seus ensinamentos transmitidos com dedicação e profissionalismo.
- ao Prof. Dr. Jairo Rueda, por sua participação como membro da banca examinadora.
- à Prof^a. Dr^a Ana Maria Góes que sempre se mostrou presente e disponível nas situações mais difíceis.
- aos demais professores e aos coordenadores do CPGG, pelo clima agradável e cordial presente no curso, fator indispensável para o bom andamento das pesquisas.
- aos amigos do curso, em especial Cleive Ribeiro, Cláudia Vilhena, José Anaisse Jr., Rita Barbosa e Éder Oliveira, pela solicitude com que sempre me atenderam quando mais precisei de sua ajuda, pela companhia e incentivo e por todos os bons momentos vividos e eternizados.
- ao incansável amigo Osmar Guedes, cujos esforços e dedicação ao trabalhar as figuras deste trabalho foram inigualáveis.
- ao querido Éder Silva, pela confecção da figura 2, bem como por seu apoio e amizade, sempre bem-vindos.

- a meus pais Sandra e Gervásio Cavalcante por sua presença, por suas palavras de estímulo e acima de tudo, por seu amor.
- a Robson.
- à família Santos que, por tantas vezes, assumiu meu papel de mãe.
- a Berlim, por tudo aquilo que as palavras não são capazes de traduzir.
- a Deus, por tudo.

*Quando alguém encontra seu caminho,
precisa ter coragem suficiente para dar
passos errados. As decepções, as derrotas, o
desânimo são ferramentas que Deus utiliza
para mostrar a estrada...O caminho da
Sabedoria é não ter medo de errar.*

(Luciana Mendes Cavalcante)

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	i
AGRADECIMENTOS	ii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	viii
RESUMO	1
ABSTRACT	3
1. INTRODUÇÃO	5
1.1. APRESENTAÇÃO	5
1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO	6
1.3. OBJETIVOS E RELEVÂNCIA DO TRABALHO	6
1.4. METODOLOGIA E ATIVIDADES	10
2. ASPECTOS GERAIS DA NEOTECTÔNICA	13
2.1. INTRODUÇÃO	13
2.2. AQUISIÇÃO DE DADOS NEOTECTÔNICOS	15
2.3. CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS ESTRUTURAS NEOTECTÔNICAS	20
2.3.1. Falhas Neotectônicas	20
2.3.2. Juntas Neotectônicas	22
3. ASPECTOS GERAIS DA TECTÔNICA TRANSCORRENTE	25
3.1. INTRODUÇÃO	25
3.2. DESENVOLVIMENTO DE ESTRUTURAS NO SISTEMA TRANSCORRENTE	25
3.3. CARACTERIZAÇÃO DE FALHAS TRANSCORRENTES	32
3.3.1. Características fisiográficas	32
3.3.2. Características geológicas	34
3.4. FORMAÇÃO DE BACIAS NO SISTEMA TRANSCORRENTE	37
4. GEOMORFOLOGIA	43
4.1. INTRODUÇÃO	43
4.2. PATAMARES DE EROSÃO	43
4.3. PROVÍNCIAS MORFOESTRUTURAIS	44

4.4. GEOMORFOLOGIA TECTÔNICA	46
4.4.1. Análise do relevo	49
4.4.1.1. Introdução	49
4.4.1.2. Sistemas de relevo	51
4.4.1.3. <i>Landforms</i> tectônicos	54
4.4.2. Análise da rede de drenagem	55
4.4.2.1. Introdução	55
4.4.2.2. Zonas homólogas e padrões de drenagem	56
4.4.2.3. Análise de lineamentos	58
5. ESTRATIGRAFIA	69
5.1. INTRODUÇÃO	69
5.2. BACIA DO GRAJAÚ	69
5.2.1. Evolução da bacia	72
5.3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA REGIÃO DE TIRACAMBU	73
5.3.1. Cretáceo/Terciário Inferior	73
5.3.1.1. Formação Ipixuna	73
5.3.2. Terciário Inferior/Superior	79
5.3.2.1. Formação Tiracambu	79
5.3.3. Terciário Superior	79
5.3.3.1. Formação Açailândia	79
5.3.4. Quaternário	80
5.3.4.1. Formação Sá	80
5.3.4.2. Sequência Holocênica	80
6. LATERITAS E LATERIZAÇÃO	82
6.1. CONTEXTO REGIONAL	82
6.2. LATERITAS E SUA IMPORTÂNCIA NO ESTUDO NEOTECTÔNICO	83
7. GEOLOGIA ESTRUTURAL	88
7.1. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE A NEOTECTÔNICA NA AMAZÔNIA	88
7.2. ARCABOUÇO TECTONO-ESTRUTURAL DA ÁREA DO TIRACAMBU	90

7.3. ANÁLISE ESTRUTURAL DE MESO-ESCALA	93
7.3.1. Estruturas relativas à fase de inversão positiva na Bacia do Capim	93
7.3.1.1.Dobras	93
7.3.1.2.Falhas inversas e cavalgamentos	94
7.3.2.Estruturas relativas à fase de inversão negativa na Bacia do Capim	100
7.3.2.1.Falhas normais	100
7.3.3.Análise dos conjuntos de juntas	104
8. PROCESSAMENTO DIGITAL DE IMAGENS	109
8.1. CONVERSÃO DOS DADOS ANALÓGICOS PARA FORMATO DIGITAL	109
8.1.1.Princípio do Método	109
8.1.2.O Processo de Captura de Imagens	110
9. MODELAGEM DIGITAL DE TERRENO	113
9.1. INTRODUÇÃO	113
9.1.1.Atividades de Computação Envolvidas	114
9.1.2.Interfaces com as Mesas Digitalizadoras	114
9.1.3.Coleta de Dados	116
9.1.4.Apresentação dos Dados	117
9.2. ANÁLISE DOS DTM's	117
9.2.1.Folha Guaramandi	117
9.2.2.Folha Açailândia	121
9.2.3.Folha Açailândia-E	124
9.2.4.Folha Rio Potirita	127
9.2.5.Folha Paragominas-S	130
10. EVOLUÇÃO NEOTECTÔNICA	133
11. CONCLUSÕES	136
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	138
ANEXOS	
Anexo 1 - Mapa Morfotectônico	
Anexo 2 - Mapa Geológico	

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1- Mapa de localização e de acesso à área. 7
- Figura 2- Mapa de localização da bacia do Grajaú, mostrando as principais estruturas a ela relacionadas. Modificado de GÓES & COIMBRA (1996). 8
- Figura 3- Contraste entre escalas de tempo em relação aos tipos de abordagem de investigação em neotectônica. Fonte: BEMERGUY(1997). 16
- Figura 4- Diagrama de estudo morfotectônico para áreas de alto relevo. Fonte: SILVA (1997). 18
- Figura 5- Diagrama de estudo morfotectônico para áreas de baixo relevo. Fonte: SILVA (1997). 19
- Figura 6- (a) Mapa de fraturas associadas ao terremoto em Dasht-e-Bayaz (Irã) de 1968, ressaltando o caráter descontínuo da superfície de falha. (b) Detalhe demonstrando a invariabilidade do padrão das rupturas, com encurvamentos (FB) ocorrendo ao longo das falhas em escalas contrastantes. Fonte: STEWART & HANCOCK (1994). 21
- Figura 7- Padrão de fraturamento e deformação inferido ao longo de um segmento de uma falha direcional. Separações dilatacionais (D) são caracterizados por brechas de implosão, falhas normais e direcionais subordinadas, separações antidilatacionais (A) caracterizam-se por brechas de explosão, cavalgamentos, dobras e falhas direcionais subordinadas. Ao longo do plano de falha principal tem-se a formação de brechas de atrito. Fonte: STEWART & HANCOCK (1994). 22
- Figura 8- Sistemas característicos de juntas neotectônicas. (a) Conjunto simples de juntas sistemáticas verticais de extensão ligado por juntas não-sistemáticas. (b) Espectro de juntas verticais de extensão e juntas híbridas íngremes ligado por juntas não-sistemáticas. SH- maior tensão horizontal, Sh- menor tensão horizontal. Fonte: STEWART & HANCOCK (1994). 24

- Figura 9- Fraturas em regime coaxial. Em (a), C e C' são as fraturas de cisalhamento conjugadas, fazendo ângulo θ com σ_1 . T é fratura de partição e T' é outra que pode aparecer. Em (b), fraturas de cisalhamento de um elipsóide deformado; em (c), mesmo caso, com arrastos (regime rúptil-dúctil). Os pequenos círculos em preto indicam o estado de deformação interna. Fonte: HASUI & COSTA (1991). 26
- Figura 10- Descontinuidades formadas na deformação não-coaxial. Os ângulos são: $\alpha= 75^\circ$, $\beta= 45^\circ$ e $\gamma= 15^\circ$ (considerando o ângulo de atrito interno de 30°). R,P,X e Y (=D) têm movimentos sinistrais em binários sinistrais. As flechas indicam as direções de estiramento e encurtamento. Fonte: HASUI & COSTA (1991). 27
- Figura 11- Vistos em mapa, os tipos de estruturas ao longo de falhas transcorrentes. Fonte: WOODCOCK & SCHUBERT (1994). 28
- Figura 12- Vistas em mapa de estruturas dentro de zonas transcorrentes planares. Fonte: WOODCOCK & SCHUBERT (1994). 30
- Figura 13- Vistas em mapa de blocos rotacionados por um binário dextral e as estruturas dominantes. Fonte: WOODCOCK & SCHUBERT (1994). 31
- Figura 14- Bloco diagrama ilustrando as feições geomorfológicas associadas às falhas transcorrentes. Fonte: SYLVESTER (1988). 33
- Figura 15- Arranjo espacial, visto em mapa, das estruturas associadas a uma falha transcorrente idealizada. Fonte: FERREIRA Jr. (1996). 35
- Figura 16- Blocos-diagramas e esquemas mostrando alguns critérios utilizados na determinação da direção e do sentido de deslocamento e falhas. A) plano de falha normal mostrando as estrias e os ressaltos utilizados para determinar a direção e o sentido do deslocamento, respectivamente (STEWART & HANCOCK, 1994); B) segmentos de drenagem deslocados por falhas transcorrentes dextrais (SUMMERFIELD,1993); C) Bloco-diagrama mostrando o bloqueio da drenagem por falhas normais (OUCHI,1985); e D) Bloco-diagrama mostrando o deslocamento do *talweg* induzido pela falha normal (LEEDER & ALEXANDER,1987). Fonte: FERREIRA Jr. (1996). 36

- Figura 17- Esquemas de seis tipos de bacias formadas no sistema transcorrente: A) bacia sigmoidal com o mapa da Bacia La Gonzalez, Venezuela; B) bacia romboédrica com o mapa de parte do *rift* do Mar Morto; C) bacia transrotacional; D) bacia transpressional em mapa e em seção; E) bacia poligenética em regime regional extensional e em compressional; e F) bacia poli-histórica iniciada como bacia de *rift*. Fonte: NILSEN & SYLVESTER (1996). 39
- Figura 18- Unidades morfoestruturais de parte da região N-NE do Brasil. Modificado de BARBOSA *et. al.* (1973). 45
- Figura 19- Escarpas relacionadas a incrementos de deslocamento numa falha recentemente propagada. Fonte: STEWART & HANCOCK (1990). 47
- Figura 20- Relação entre formas topográficas e ângulo de mergulho dos estratos com alternância de camadas resistentes ou não. Fonte: SUMMERFIELD (1993). 49
- Figura 21- Variações na sinuosidade do Rio Mississippi, SE dos E.U.A., com maiores valores de sinuosidade onde o rio atravessa áreas de soerguimento ativo. Fonte: STEWART & HANCOCK (1994). 50
- Figura 22- Relevo colinoso. Notar a presença de um vale pedimentado. 52
- Figura 23- Relevo de morros e morrotes. 53
- Figura 24- Relevo de serras. 54
- Figura 25- Mapa de drenagem relativo às Folhas Felinto Müller e Guaramandi, com delimitação das zonas homólogas de drenagem. 57
- Figura 26- Mapa de lineamentos de drenagem extraído do mapa de drenagem anterior. 60
- Figura 27- Diagrama de rosetas dos lineamentos de drenagem das Folhas Felinto Müller e Guaramandi. 61
- Figura 28- Caso de assimetria entre tributários de uma margem e de outra indicando a presença de prováveis falhas normais NW-SE. Afluentes da margem direita do Rio Bananal. 63
- Figura 29- Segmento meandrante ao longo do Rio Gurupi correspondente a uma área rebaixada tectonicamente. Notar desvios para esquerda, ressaltados por

anomalias em cotovelo, que se relacionam provavelmente à atuação de falhas transcorrentes dextrais E-W.	65
Figura 30- Encurvamento ao longo do Rio Cajuapara evidenciando a atuação de falhas transcorrentes dextrais.	66
Figura 31- Lineamentos do Rio Bananal e do Córrego Água Azul, cujos indicadores cinemáticos da drenagem sugerem falhas transcorrentes dextrais em segmentos aproximadamente E-W.	67
Figura 32- Indicadores cinemáticos de drenagem em forma de “Z” indicando movimentação transcorrente dextral nos lineamentos dos rios Concrein e Açailândia e do Córrego Água Azul.	68
Figura 33- Quadro tectônico e de preenchimento vinculado ao intervalo Juro-Cretáceo nas bacias do Meio-Norte do Brasil, associadas à reativação Sul-Atlantiana. Modificado de HASUI <i>et. al.</i> (1991).	72
Figura 34- Coluna litoestratigráfica da área.	74
Figura 35- Detalhe da fácies arenito e argilito com estratificação <i>wave</i> e <i>flaser</i> . Notar a presença de um par de argila, que junto com outros critérios denunciam a influência de maré. Ponto 4.	77
Figura 36- Detalhe da fácies ritmito arenito/argilito laminado. Ponto 4.	78
Figura 37- Depósitos relacionados à evolução do Quaternário. Detalhe no Rio Açailândia onde foram observados arenitos inconsolidados de coloração amarelo-esbranquiçada, associadas a siltes e argilas, correspondentes a depósitos aluviais e de planície de inundação.	81
Figura 38- Perfil laterítico maturo observado no ponto 10. Da base para o topo: - crosta ferruginosa colunar com cimento gubbsítico; - bauxita nodular porcelanizada escoriácea e; - argila de Belterra.	84
Figura 39- Feições lenticulares observadas no perfil laterítico maturo. Ponto 1.	86
Figura 40- Diagrama de eixo de dobras correspondentes aos vales das ondulações observadas no nível bauxítico.	86
Figura 41- <i>Stone-line</i> fortemente inclinado localizado no flanco de uma dobra. Ponto 11.	87

Figura 42- Arcabouço neotectônico da Amazônia esquematizando os sistemas de falhas. Falhas transcorrentes: linhas com ou sem par de setas, estas indicando o movimento relativo. Falhas normais: linhas com pequenos traços perpendiculares. Falhas inversas ou de cavalgamento: linhas denteadas. Fonte: HASUI & COSTA (1997).	91
Figura 43- Quadro estrutural do Terciário Superior (Mioceno-Plioceno). Fonte: COSTA <i>et. al.</i> (1996).	92
Figura 44- Quadro estrutural do Quaternário (Pleistoceno Médio-Holoceno). Fonte: COSTA <i>et. al.</i> (1996).	92
Figura 45- Perfis dos pontos 1 e 2, elaborados a partir do processamento digital de imagem.	95
Figura 46- Perfis dos pontos 3 e 4 , elaborados a partir do processamento digital de imagem.	96
Figura 47- Diagrama mostrando atitudes dos eixos de dobras.	97
Figura 48- Diagramas de projeção ciclográfica de falhas inversas. Polos de estrias são indicados pelos pontos vermelhos.	98
Figura 49- Perfil laterítico maturo afetado por falha inversa.	99
Figura 50- Diagramas de projeção ciclográfica de falhas normais. Pontos vermelhos indicam polos de estrias.	101
Figura 51- Estrutura de volteio (roll-over) definida pela estratificação plano-paralela, devido a atuação de falha normal.	102
Figura 52- Diagrama de falhas normais e inversas da área, onde $\sigma_1 = 8^\circ / 324^\circ$ Az (A1), $\sigma_2 = 81^\circ / 161^\circ$ Az (A3) e $\sigma_3 = 2^\circ / 54^\circ$ Az (A2), segundo o método de ARTHAUD (1969).	103
Figura 53- Diagramas de projeção ciclográfica de famílias de juntas.	105
Figura 54- Diagrama de projeção ciclográfica dos sistemas de juntas no ponto 1. A partir das principais famílias construiu-se o bloco de segmentação ideal da área.	106
Figura 55- Erosão acentuada afetando a BR-010 relacionada a causas neotectônicas. No caso, é nítida a influência de estruturas E-W, perpendiculares à direção	

da estrada. Ponto 15.	107
Figura 56- Tributário do Rio Cajuapara fortemente controlado por lineamentos de direção E-W. A figura mostra o processo erosivo intenso devido a presença dessas estruturas.	108
Figura 57- Modelo digital de terreno da Folha Guaramandi (SB.23-V-A-II). Visada de SW para NE.	119
Figura 58- <i>Summital surfaces</i> identificadas na Folha Guaramandi. (1) corresponde a terraços quaternários, (2) corresponde ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Superior e, (3) ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Inferior.	120
Figura 59- Modelo digital de terreno da Folha Açailândia (SB.23-V-A-IV). Visada de SW para NE.	122
Figura 60- <i>Summital surfaces</i> identificadas na Folha Açailândia. (1) corresponde a terraços quaternários, (2) corresponde ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Superior e, (3) ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Inferior.	123
Figura 61- Modelo digital de terreno da Folha Açailândia-E (SB.23-V-A-V). Visada de SW para NE.	125
Figura 62- <i>Summital surfaces</i> identificadas na Folha Açailândia-E. (1) corresponde a terraços quaternários, (2) corresponde ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Superior e, (3) ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Inferior.	126
Figura 63- Modelo digital de terreno da Folha Rio Potiritá (SA.23-Y-C-I). Visada de SW para NE.	128
Figura 64- <i>Summital surfaces</i> identificadas na Folha Rio Potiritá. (1) corresponde a terraços quaternários, (2) corresponde ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Superior e, (3) ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Inferior.	129
Figura 65- Modelo digital de terreno da Folha Paragominas-S (SA.23-Y-C-II). Visada de SW para NE.	131

Figura 66- <i>Summital surfaces</i> identificadas na Folha Paragominas-S. (1) corresponde a terraços quaternários, (2) corresponde ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Superior e, (3) ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Inferior.	132
Figura 67- Esquema evolutivo neotectônico para a área do Tiracambu (Segundo BORGES <i>et. al.</i> ,1997).	134

TABELAS

Tabela 1- Folhas topográficas utilizadas na digitalização.	12
Tabela 2- Técnicas de aquisição de dados neotectônicos locais e regionais. Modificado de STEWART & HANCOCK (1994).	17
Tabela 3- Alguns exemplos de indicadores geomorfológicos da atividade neotectônica. Fonte: SILVA (1997).	34
Tabela 4- Registro de eventos ocorridos nos arredores da Serra do Tiracambu, no contexto da Bacia do Capim. Fonte: BERROCAL <i>et. al.</i> (1984).	93

RESUMO

A região nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão contêm várias bacias sedimentares preenchidas por seqüências diversas e com geometria fortemente controlada por estruturas pretéritas. Entretanto, a evolução geométrica e cinemática dessas bacias, assim como a sedimentação contida nelas não são bem conhecidas. Este trabalho pretende contribuir para a compreensão da influência da neotectônica sobre o relevo e a drenagem e sua relação com a geração de depósitos sedimentares na área da Serra do Tiracambu. As investigações realizadas partiram de uma abordagem multidisciplinar.

Com relação ao quadro estratigráfico, foram individualizadas as seguintes unidades: 1) Formação Ipixuna, 2) depósitos cronocorrelacionados, pelo menos em parte, ao Grupo Barreiras, constituídos de depósitos areno-conglomeráticos na base e de depósitos areno-argilosos no topo, depositados por fluxo de detritos, e 3) depósitos relacionados à evolução do Quaternário.

Através de análise de cartas topográficas e de fotografias aéreas na escala de 1:100.000 observou-se que a atuação do binário dextral E-W neotectônico exerce importante influência na gênese do relevo, com o desenvolvimento de áreas transpressivas e transtensivas com direções NE-SW e NW-SE, respectivamente. O controle da drenagem e a presença de anomalias (como arcos e cotovelos), o alinhamento das unidades de relevo e o controle do recuo das escarpas de falhas coincidem com essas direções. Adiciona-se a isso o quadro de eventos sismológicos registrado na literatura, caracterizando a área como morfotectônica ou tectonicamente ativa.

Através da confecção do mapa morfotectônico, delineou-se os principais *trends* estruturais da área (lineamentos de relevo e de drenagem). O que mais se destaca tem direção NW-SE, seguido de outro de direção NE-SW. Um de direção E-W ou ESE-WNW interage com os anteriores configurando um padrão lenticular. Há ainda a presença de um *trend* N-S que forma feixes bem definidos, truncando aqueles já mencionados.

As principais estruturas neotectônicas da área são representadas por falhas transcorrentes dextrais de direção essencialmente E-W, falhas normais de direções NW-SE e NNW-SSE e falhas inversas de direções NE-SW e NNE-SSW. O quadro de fraturas compreende três famílias principais de direções NNE-SSW, E-W e NW-SE. A análise de

planos de falhas e suas respectivas estrias e do padrão de fraturamento foi realizada objetivando a definição da posição espacial dos tensores responsáveis pela formação dessas estruturas. Os resultados sugerem compressão na direção NW-SE e distensão na direção NE-SW, o que é compatível com as direções de compressão e distensão resultantes da atuação de um binário dextral E-W (como o neotectônico).

A busca de metodologias adequadas que facilitem e agilizem a caracterização do quadro neotectônico de uma determinada área tem sido realizada por vários pesquisadores. Nesse contexto, a modelagem digital de superfície apresentada neste trabalho, tem se mostrado uma importante aliada nas pesquisas neotectônicas devido ao fato de, dentre outros benefícios, tornar possível a visualização das *summital surfaces*. Ao todo, foram processadas cinco cartas topográficas na escala 1:100.000, que englobam não somente a área investigada nas etapas de campo, mas também grande parte da Bacia do Capim, na qual a Serra do Tiracambu está contida.

A partir de sua análise foram identificados 3 níveis de *summital surfaces* correspondentes a : 1) terraços quaternários; 2) relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Superior e 3) relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Inferior. Os principais *trends* estruturais, relacionados a lineamentos de relevo e de drenagem são aqueles de direção NE-SW, NW-SE, E-W e N-S, que por suas relações apresentam-se nessa seqüência, do mais antigo para o mais novo.

ABSTRACT

The northeast area of the State of Pará and northwest of the State of Maranhão contain several sedimentary basins filled by different sequences and with a geometry strongly controlled by past structures. However, the geometric and kinematic evolution of those basins, as well as the sedimentation contained in them is not well-known. This work intends to contribute for the understanding of the neotectonic influence on the relief and the drainage and its relationship with the generation of sedimentary deposits in the area of the Mountain of Tiracambu. The investigations departed from a multidisciplinary approach.

With relationship to the stratigraphic situation, the following units were individualized: 1) Ipixuna Formation, 2) deposits cronocorrelated, at least partly, to the Barreiras Group, constituted by sand-conglomeratic, at the base and on the top, by sand-clayed deposits, which was deposited by debris flow, and 3) deposits related with the Quaternary evolution.

By the topographic charts and aerial photographs analysis in the 1:100.000 scale it was observed that the neotectonic E-W dextral binary performance exercises important influence on the relief genesis, with development of transpressional and transtensional areas with directions Ne-SW and NW-SE, respectively. The drainage control and the presence of anomalous forms (like archs and elbows), the linear relief units and the control in the draw back of the fault scarps occur in these directions. These facts and the sismological events recorded in the literature characterize the area like morphotectonic or tectonically active.

By the morphotectonic map making, the principal structural trends were traced (straight forms of relief and drainage). The most important is the NW-SE one, followed by the NE-SW trend. Another trend with E-W or ESE-WNW directions interact with the others characterizing a lenticular pattern. There's another one in the N-S direction that forms well-developed bundles, which truncate all the others.

The principal neotectonic structures observed in the area are represented by strike-slip dextral faults in the E-W direction, normal faults in the NW-SE and NNW-SSE directions and inverse faults in the NE-SW and NNE-SSW directions. There are three principal joint systems in the following directions: NNE-SSW, E-W and NW-SE. The fault plane and fractures pattern analysis was done in order to define the spacial position of the stress axis which generated these structures. The results suggest compressional direction NW-SE and

extensional direction NE-SW, compatible with the compressional and extensional directions resulted from the action of an E-W dextral binary (like the neotectonic).

The search of appropriate methodologies that facilitate the characterization of the neotectonic picture have been accomplished by several researches. In this context, the digital terrain modelling presented in this work, became an important tool to neotectonics investigations, to make active tectonics and morphostructural inferences, like the summital surfaces visualization. At all, five topographical charts were processed in the scale 1:100.000, that include not only the area investigated in field stages, but also great part of the Basin of Grajaú, in which the Mountain of Tiracambu is contained.

By its analysis were identified 3 levels of summital surfaces that corresponding to: 1) quaternary terrains; 2) degradation relief sustained by Upper Tertiary deposits; and 3) degradation relief sustained by Lower Tertiary deposits. The main structural trends, that corresponding to straight forms of relief and drainage are in the NE-SW, NW-SE, E-W and N-S directions, that come in this sequence for its relationships, from the oldest to the newest.

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

A neotectônica estuda os movimentos mais novos da história geológica, os quais se relacionam ao regime tectônico em vigor desde a última reorganização tectônica regional, ou a partir do estabelecimento dos limites das placas atuais (STEWART & HANCOCK, 1994). O início desses movimentos varia em função da história geológica de cada região considerada e também de sua localização em contexto de bordas de placas ou intraplaca (MÖRNER, 1988; STEWART & HANCOCK, 1994).

No Brasil, os estudos neotectônicos evoluíram a partir dos trabalhos de HASUI (1990) e SAADI (1991), que demonstraram a necessidade de investigações não só tectônicas, mas também geomorfológicas e sedimentológicas para que o quadro neotectônico brasileiro fosse melhor entendido.

A caracterização do quadro neotectônico na Amazônia vem sendo alcançada, de forma efetiva, desde o final da década de 80 (p. ex. EIRAS & KINOSHITA, 1988; FRANZINELLI & IGREJA, 1990; BEMERGUY & COSTA, 1991; COSTA *et al.*, 1993, 1994, 1995; BORGES *et al.*, 1995 a, b ; FERREIRA JR. *et al.*, 1996; BORGES *et al.*, 1997), mas apesar dos extraordinários avanços, falta-lhes um grau maior de detalhe e integração dos dados, visto que grande parte das informações existentes é segmentária e abrange um contexto regional, o que por vezes não permite o efetivo enlace entre o conceito de neotectônica e suas aplicações.

Sob o foco do escopo referido, este trabalho pretende contribuir para a compreensão da influência neotectônica sobre o relevo e a drenagem, e sua relação com a geração de depósitos sedimentares na região nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão. Para tanto, realizou-se investigações geológicas multidisciplinares entre os municípios de Ligação do Pará (PA) e Itinga (MA) ao longo da BR-010, que resultou no entendimento da dinâmica da evolução da paisagem e dos processos geológicos inerentes à organização do quadro litostrutural do Meso-Cenozóico.

1.2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área investigada localiza-se na região da Serra de Tiracambu, entre os municípios de Ligação do Pará (nordeste do Estado do Pará) e Itinga (noroeste do Estado do Maranhão) (Figura 1). A área compreende as Folhas SB.23-V-A-I (Felinto Müller) e SA.23-V-A-II (Guaramandi), ambas em escala 1:100.000, tendo seus limites definidos pelos paralelos 4°00'00"S e 4°30'00"S e pelos meridianos 47°00'00" e 48°00'00" a oeste de Greenwich.

O acesso à área, a partir de Belém, é feito pela rodovia BR-316 até a cidade de Santa Maria do Pará, seguindo-se pela rodovia BR-010 (Belém-Brasília) no sentido sul, até os municípios de Ligação do Pará- PA e Itinga-MA. Utilizando os acessos disponíveis, foi realizado um perfil geológico ao longo das estradas que ligam esses municípios. Os principais pontos de apoio logístico são as cidades de Paragominas (PA), a cerca de 150 Km a norte de Ligação, e a de Açailândia (MA), a aproximadamente 50 Km a sul de Itinga.

A localização geológica da área foi anteriormente citada na literatura como sendo parte da Bacia do Parnaíba. Recentes estudos admitem que a área encontra-se inserida numa unidade geotectônica distinta daquela, chamada de Bacia do Grajaú (GÓES, 1995) ou do Capim (BORGES *et al.*, 1997). Segundo GÓES (*op. cit.*), a Bacia do Grajaú limita-se a nordeste pelo Arco Ferrer-Urbano-Santos, a noroeste pelo Arco Capim, a oeste pelo Arco Tocantins-Araguaia, a sul pelo Arco Xambioá-Teresina e a leste, pelo Lineamento do rio Parnaíba (Figura 2). Por outro lado, BORGES *et al.* (*op. cit.*) consideram os seguintes limites para a Bacia do Capim: limite norte-nordeste, o Arco Ferrer-Urbano Santos (de direção NW-SE), que a separa da Bacia de São Luís; limite sudeste, o Arco Xambioá-Teresina e o Arqueamento do Alto Parnaíba, que formam uma zona transcorrente que funcionou de divisor entre as bacias do Capim e Alto-Sanfranciscana; e limite oeste, falhas normais de direção N-S.

1.3. OBJETIVOS E RELEVÂNCIA DO TRABALHO

A região nordeste do Estado do Pará contém várias bacias sedimentares preenchidas por seqüências diversas e com geometria fortemente controlada por estruturas pretéritas (COSTA, 1996; COSTA & HASUI, 1997).

MAPA DE LOCALIZAÇÃO

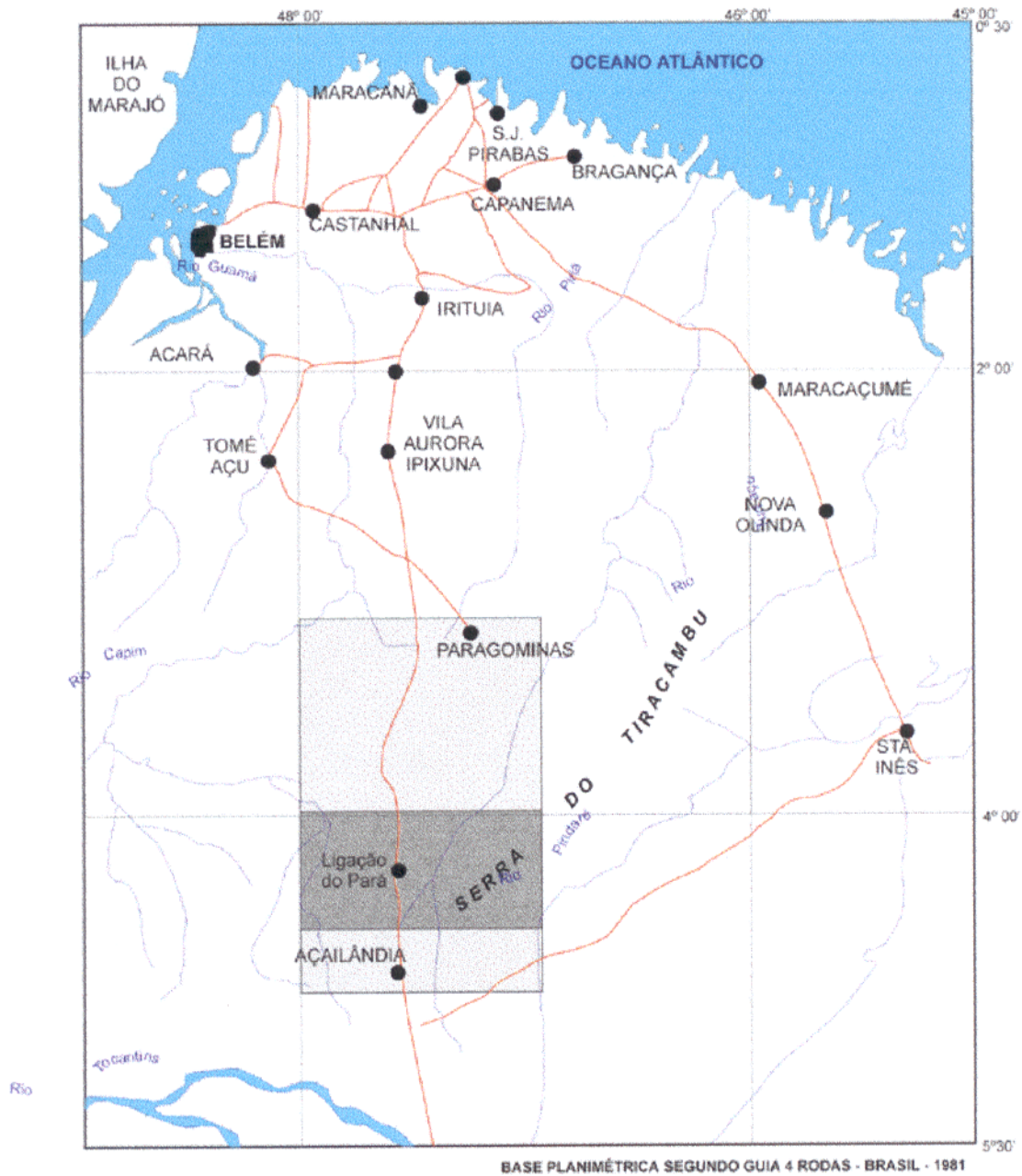
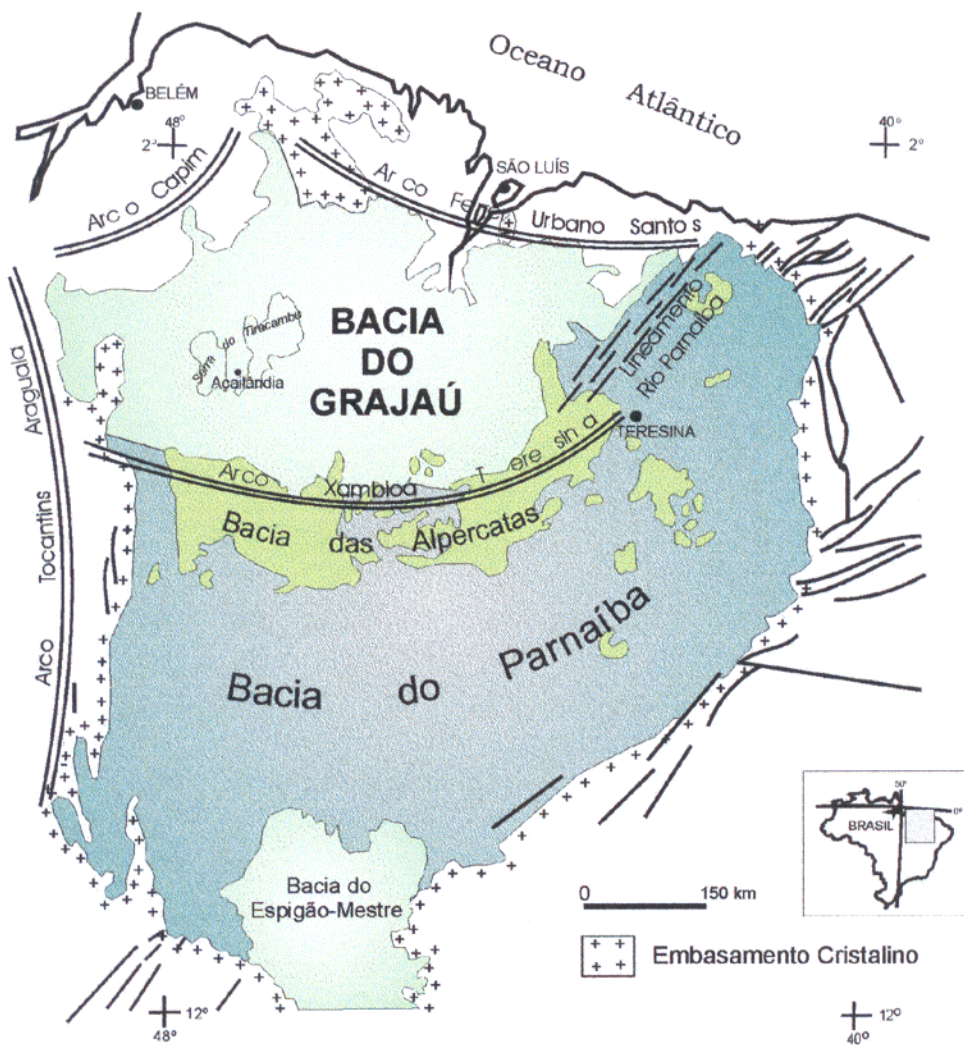


Figura 1- Mapa de localização e de acesso da área .



IDADES		BACIAS/UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS			
CRETÁCEO	Senoniano				
	Albiano	ESPIGÃO MESTRE		GRAJAÚ	
	Aptiano	Urucua	Itapecuru		
	Neocomiano	Areado*	Codó/Grajaú		
JURÁSSICO		Alpercatas			
		Sardinha			
		Corda			
		Pastos Bons			
		Mosquito			
TRIÁSSICO		PARNAÍBA			
		Sambaíba			
		Motuca			
		Pedra de Fogo			
		Piauí			
		Poti			
		Longá			
		Cabeças			
		Pimenteira			
		Itaim			
		Jaicós			
		Tianguá			
		Ipu			
SILURIANO					

* exceto o Grupo Areado, as demais unidades são formações

Figura 2. Áreas aflorantes das bacias da Província Sedimentar do Meio-Norte do Brasil. A Bacia do Grajaú tem seus limites estruturais ressaltados. Abaixo, subdivisão litoestratigráfica das respectivas bacias (Góes 1995; Góes & Coimbra 1996).

Entretanto, a evolução geométrica e cinemática dessas bacias, assim como a sedimentação contida nelas, não são bem conhecidas.

A área em foco, localizada entre Ligação do Pará (PA) e Itinga (MA), é constituída por sedimentos da Bacia do Capim (BORGES *et al.*, 1997) ou Bacia do Grajaú (GÓES, 1995) de idade cretáceo-terciária inferior, além de depósitos cenozóicos. Aliados a ausência de cartografias geológica e geomorfológica de detalhe e semi-detalhe na região, visto que as cartas geológicas e geomorfológicas apresentam escala mínima de 1: 250.000 (SCHOBENHAUS & CAMPOS, 1984; BARBOSA *et al.*, 1973; ALMEIDA *et al.*, 1995; NUNES *et al.*, 1973), existem ainda problemas de cunho estratigráfico.

Com relação ao preenchimento sedimentar, foi verificado que não há um consenso no que diz respeito à individualização e ao posicionamento cronoestratigráfico das unidades aflorantes, além das relações tectono-sedimentares serem tratadas em um contexto mais regional.

Diante dos problemas referidos, os principais objetivos deste trabalho, são :

- caracterização geral das unidades geológicas presentes na área, envolvendo a natureza dos litotipos, estruturas sedimentares, ambientes deposicionais;
- mapeamento das unidades litoestruturais e morfoestruturais seguida de representação cartográfica na escala de 1:250.000;
- identificação e caracterização das estruturas neotectônicas da Serra do Tiracambu ;
- processamento digital de imagens dos afloramentos e
- desenvolvimento de Modelos Digitais de Superfície.

É importante salientar que o trabalho se limitou a um intervalo de tempo no qual o evento denominado de “neotectônica” atua, conforme o conceito adotado por STEWART & HANCOCK (1994). No entanto, as investigações realizadas sempre se pautaram em um contexto mais amplo, tanto em termos sedimentares quanto tectônicos, visto que é de fundamental importância, em princípio, a visualização e o entendimento do quadro regional, a fim de que os objetivos citados pudessem ser cumpridos.

1.4. METODOLOGIA E ATIVIDADES

Segundo HASUI & COSTA (1996), os métodos geológicos para rastrear movimentos tectônicos enfocam essencialmente: feições estruturais, formas de relevo e drenagem, que refletem movimentos neotectônicos, coberturas de solos, colúvios e de sedimentos correlativos com etapas da evolução neotectônica. Dessa forma, os métodos e atividades desenvolvidas buscaram esse enfoque. Num primeiro momento enfocou-se a integração dos dados existentes acerca da geologia estrutural, sedimentologia e geomorfologia mediante pesquisa bibliográfica e análise de mapas topográficos e de fotografias aéreas. Posteriormente, foram realizadas duas etapas de campo de 05 dias cada, visando a caracterização do quadro geométrico e cinemático e das relações entre as unidades litoestratigráficas aflorantes.

A caracterização dessas unidades foi realizada através de análise faciológica, cujo objetivo principal é condensar e combinar feições sedimentares, para caracterizar ambientes sedimentares diversos. Os estudos sedimentológicos a nível de afloramento foram realizados essencialmente com base nos conceitos de WALKER (1992) sobre fácies descritivas e associações de fácies.

A análise geomorfológica partiu da análise de fotografias aéreas na escala de 1:100.000, gentilmente cedidas pela CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), seguindo o método lógico e sistemático de SOARES & FIORI (1976), além dos critérios discutidos por HOWARD (1967). O mapa morfoestrutural foi realizado com base nos procedimentos elaborados por COOKE & DOORNKAMP (1978) e PONÇANO *et al.* (1979).

A investigação estrutural foi desenvolvida segundo técnicas da análise estrutural, cuja abordagem envolve a definição de tipologia, seqüenciação, geometria, cinemática e dinâmica. Essas técnicas, citadas por HASUI & COSTA (1996), requerem:

- coleta de dados em nível de afloramento, com mapeamento de falhas, medição de atitudes e se possível, de rejeitos, a fim de delinear sua geometria em mapas;
- investigação de fraturas e falhas menores, com caracterização de domínios estruturais, atitudes e movimentos relativos;
- tratamento dos dados em *softwares* disponíveis (*Stereonet* e *Trade*);
- individualização de feições estruturais indicativas dos tensores de tensão;

- feições de relevo tais como: anomalias de drenagem (padrões geométricos diversos, cursos deslocados lateralmente, assimetria, capturas) e de relevo (escarpa de falha, escarpa de linha de falha, facetas triangulares, etc.).

O enfoque das feições de relevo, na medida do possível, foi dado em termos de geometria, hierarquização de formas e evolução do relevo, considerando, obviamente, seu controle por tectonismo, utilizando os métodos e técnicas da Geomorfologia Tectônica de SUMMERFIELD (1981) e STEWART & HANCOCK (1990; 1994).

Com relação ao processamento digital de imagens, foram adotados os procedimentos elaborados por LIMA (*no prelo*), que constam da captura de vídeo de imagens de afloramento e processamento em editor gráfico tipo *Photostyler*, *Corel Draw*, etc.

Os modelos digitais de superfície (DTM's) foram construídos segundo as técnicas descritas por EBERT & MUTO (1992) e LIMA (*no prelo*). Constaram da aquisição de dados 3D em CAD's, seguido de conversão dos dados Dxf para Dat, através de filtro digital desenvolvido por LIMA (*op. cit.*), e posterior processamento em SURFCAD's, para que fossem feitas a interpretação dos dados e construção automática dos modelos. Para tal, foram digitalizadas as curvas de nível, considerando suas elevações, e um total de cinco cartas topográficas em escala 1:100.000 (Tabela 01). Uma observação deve ser feita com relação à área. Foram digitalizadas cinco cartas, entretanto a área investigada na etapa de campo corresponde a somente duas: Guaramandi (SB.23-V-A-II) e Felinto Muller (SB.23-V-A-II).

Tabela 01. Folhas topográficas utilizadas na digitalização.

Articulação	Nomenclatura
RIO POTIRITÁ	SA.23-Y-C-I
PARAGOMINAS-S	SA.23-Y-C-II
GUARAMANDI	SB.23-V-A-II
AÇAILÂNDIA	SB.23-V-A-IV
AÇAILÂNDIA-E	SB.23-V-A-V

Nos capítulos 8 e 9 são descritos mais detalhadamente os procedimentos adotados no processamento digital de imagens e na construção de modelos digitais de terreno, com vistas à tornar mais clara a explanação do tema.

2. ASPECTOS GERAIS DA NEOTECTÔNICA

2.1. INTRODUÇÃO

Os principais atributos da pesquisa neotectônica são: o enfoque multidisciplinar; a possível criação de modelos atualísticos de paleoreconstrução; o fato de que as estruturas e tramas neotectônicas refletem processos profundos em nível superficial; e a possibilidade de estudos de sítios arqueológicos e sua importância econômica, assim como de impacto social. Nessa linha de abordagem, a concepção de “movimentos jovens”, métodos e formas adequadas de datá-los, e uma melhor compreensão dos processos geológicos envolvidos, são os principais desafios perseguidos nessa pesquisa.

OBRUCHEV¹ *apud* STEWART & HANCOCK (1994) foi quem primeiro lançou o termo neotectônica na literatura científica para conceituar movimentos tectônicos ocorridos no final do Terciário e primeira metade do Quaternário.

A grande polêmica sobre a definição da Neotectônica é quanto se pode recuar no tempo e continuar usando o prefixo “neo”. Segundo MÖRNER (1990), a fase neotectônica inicia em tempos diferentes em lugares diferentes, sob regimes tectônicos diferentes, não havendo a necessidade de se utilizar termos como “Tectônica Holocênica”, “Tectônica Quaternária” ou “Tectônica Neogeno-Quaternária”. Segundo WALLACE² *apud* STEWART & HANCOCK (1994), a neotectônica trata de movimentos recentes que aconteceram ou acontecerão em tempos condizentes com o da existência do homem, definindo o termo “Tectônica Ativa”. STEWART & HANCOCK (*op. cit.*), considerando as propostas disponíveis na literatura, concluem que se trata do estudo dos movimentos do presente até onde eles podem ser estendidos no passado. De acordo com a definição da “Comissão de Estudos Neotectônicos da INQUA”, a neotectônica é qualquer movimentação ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, suas aplicações

¹ OBRUCHEV, V.A. 1948. Osnovnyje certy kinetiki i plastiki neotectoniki. *Izvetia Academia nauk SSSR, Série Geologia*, v.5.

² WALLACE, R.E. 1977. Profiles na ages of young faults sacrps, north-central Nevada. *Geological Society of American Bulletin*, v.88, p.1267-1281.

para vários propósitos e suas futuras extrapolações, não existindo um marco temporal que indique o início da neotectônica (SAADI, 1991).

Os trabalhos pioneiros sobre o assunto foram desenvolvidos principalmente em áreas de bordas de placas. As áreas mais investigadas são a costa oeste dos EUA (CROWELL, 1974; MACHETTE *et al.*, 1991), a Itália (MONTENAT *et al.*, 1991), o sudeste asiático, em especial a Índia (MERCIER *et al.*, 1987), e a Inglaterra (BECKER³ *et al.*, *apud* STEWART & HANCOCK, 1994). Nesses locais a pesquisa foi efetivamente desenvolvida para análise de risco natural, principalmente através da Sismotectônica. No domínio intraplaca pode-se citar o sistema de *rift* do oeste africano como área de maior investigação (DUTOUR & FERRANDINI, 1985; EBINGER, 1989; MOREL *et al.*, 1993).

A publicação dos resultados do encontro intitulado “Economic Geology and Geotectonics of Active Tectonics Regions”, contida na obra de COSGROVE & JONES ⁴*apud* FERREIRA Jr.(1996), representou importante contribuição para o avanço da Neotectônica, com destaque para os estudos sobre geomorfologia, geologia geral de ambientes neotectônicos, terremotos e estabilidade de taludes em ambientes neotectônicos, geologia econômica de regiões neotectônicas e geologia de engenharia em regiões neotectônicas.

Apesar de existirem registros na literatura científica brasileira sobre os movimentos recentes desde o início do século XX (p. ex. LISBOA⁵ *apud* MIOTO, 1990), foi a partir da década de 50, com os trabalhos de STERNBERG (1950, 1953), que as pesquisas sobre o assunto se desenvolveram. Outros trabalhos importantes foram publicados, principalmente a partir da década de 80 (FRANZINELLI & PIUCI, 1988; VELOSO *et al.*, 1987; EIRAS & KINOSHITA, 1988; FRANZINELLI & IGREJA, 1990; e outros.).

Em 1990 ocorreu o I WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, na cidade de Belo Horizonte (MG), funcionando como alavanca para o desenvolvimento de pesquisas sobre o tema em várias áreas do Brasil. Nesse evento, um trabalho de merecido destaque foi o de Yociteru Hasui, com a caracterização do quadro neotectônico no Brasil, destacando o regime tectônico

³ BECKER, A. 1989. Detached neotectonic stress field in the northern Jura Mountains, Switzerland. *Geol. Rdsch.* 78, 459-475.

⁴ COSGROVE, J. & JONES, M. 1991. *Neotectonics and Resources*. London, University College. 404 p.

⁵ LISBOA, M.A.R. 1914. The Permian geology of Northern Brazil. *American Journal of Science*, New Haven, Ser. 4, 37 (221): 425-43.

e a idade dos processos envolvidos. O autor cita duas possibilidades para o tempo de atuação da neotectônica no Brasil: i) pode-se considerar como neotectônica todos os processos ligados à abertura do Oceano Atlântico e seus posteriores retrabalhamentos até o Triássico ou Permiano, ou, ii) considerar os processos pós-clímax da abertura do Atlântico a partir do Mioceno ou Oligo-Mioceno.

Após outras pesquisas envolvendo principalmente análises geofísica, sedimentológica e geomorfológica, optou-se por esta última consideração como sendo a mais correta para o território brasileiro, porque diz respeito à movimentação ainda vigente com manifestações de ambiente intraplaca.

Para a Região Amazônica, que inclui a área estudada nesta dissertação, COSTA *et al.* (1996) definem o quadro neotectônico como “os conjuntos de estruturas e de seqüências sedimentares, bem como a distribuição dos elementos principais das bacias hidrográficas e dos sistemas de relevo desenvolvidos do Mioceno ao Recente”.

2.2. AQUISIÇÃO DE DADOS NEOTECTÔNICOS

A interação de estudos tectônicos, geomorfológicos e sedimentológicos e seus desdobramentos, constitui a peça fundamental da pesquisa neotectônica. No entanto, a separação de estruturas com relação à idade e as metodologias empregadas nesta pesquisa podem se tornar verdadeiros obstáculos, principalmente se levarmos em conta seu caráter multidisciplinar (Figura 3 e Tabela 2). Com o intuito de melhorar a abordagem deste assunto, novas metodologias estão sendo buscadas, tais como o processamento digital de imagens e a modelagem digital de terreno (ver capítulos 8 e 9) desenvolvidas pelo COMAP (Laboratório de Computação Aplicada/CG/ UFPA).

A metodologia utilizada na pesquisa neotectônica deve, portanto, ser conduzida de acordo com o objetivo a ser alcançado, cujo desenvolvimento requer um processo sistemático efetivamente específico à proposição do trabalho. A determinação da idade de uma estrutura, por exemplo, pode ser feita através de métodos diretos e indiretos (STEWART & HANCOCK, 1994).

SILVA (1997) cita a metodologia desenvolvida por PANIZZA *et al.* (1987) como eficaz na determinação de regiões neotectônicas, tanto para áreas de relevo montanhoso

Tabela 2 - Técnicas de aquisição de dados neotectônicos locais e regionais. Modificado de STEWART & HANCOCK (1994).

	LOCAL	REGIONAL
Geodésicos	Controle da inclinação por triangulação, calibre da deformação, aferição de rastejamentos	Sistema de posicionamento global, interferômetro de linhas de base muito longas, rastreamento a laser de satélite
Sismológicos	Rede de microterremotos	Rede de dados sismológicos globais
Sensoriamento remoto	Fotografias aéreas	Imageamento termal, de radar, e digital
Geofísicos	Eletromagnetismo	Reflexão sísmica, anomalias de gravidade
Geoquímicos	Resistividade elétrica, descarga de radônio	Monitoramento hidrológico
Históricos	Relato de testemunhas oculares, evidências documentadas	Mapas
Arqueológicos	Registro de estruturas feitas pelo homem	Catálogos de terremotos pré-históricos
Geomórficos	Relevo gerado por falhas	Índices morfométricos, padrões de drenagem
Geológicos	Trincheiras	Análise de paleo-stress

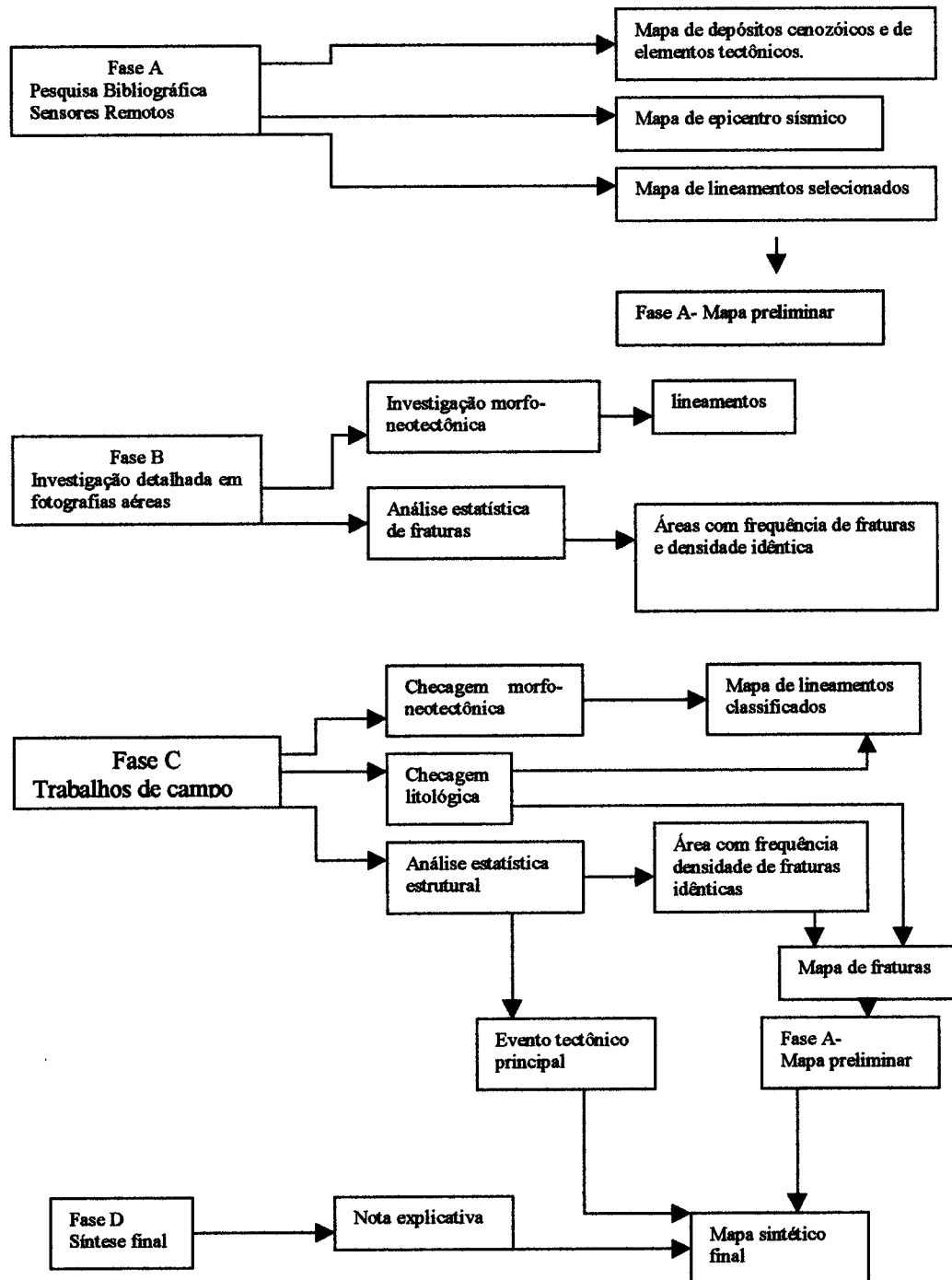


Figura 04- Diagrama de estudo morfotectônico para áreas de alto relevo. Fonte : SILVA(1997).

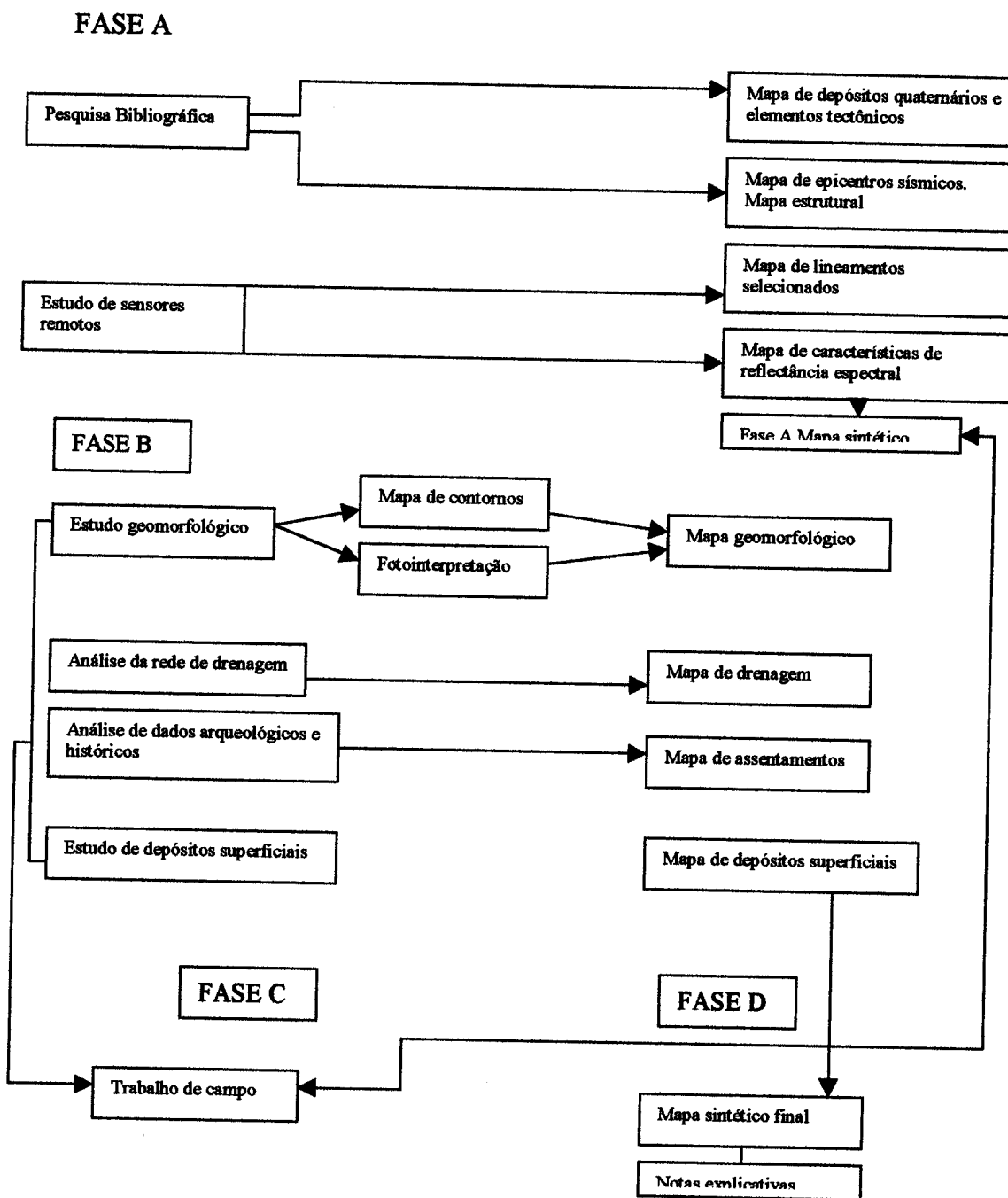


Figura 5- Diagrama de estudo morfotectônico para áreas de baixo relevo. Fonte: SILVA (1997).

2.3. CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS ESTRUTURAS NEOTECTÔNICAS

O desenvolvimento de estruturas neotectônicas depende do quadro estrutural de uma determinada região, ou seja, da orientação e geometria de estruturas preexistentes (HASUI, 1990) e logicamente do tipo de regime tectônico envolvido.

As estruturas neotectônicas mais estudadas são falhas e juntas, conforme STEWART & HANCOCK (1994). Estes autores consideram estruturas neotectônicas aquelas restritas ao nível crustal superior, que são, portanto, passíveis de erosão ou marcam os primeiros estágios de deformação que são normalmente “apagados” após prolongado período de movimentação.

2.3.1. Falhas Neotectônicas

A geometria e arquitetura de falhas neotectônicas são produtos do padrão de propagação da falha com a movimentação sendo acomodada em diversos planos. Estudos de rupturas causadas por terremotos demonstram que a movimentação das falhas não ocorre em planos contínuos e discretos como se pensava, mas em diversos planos que compõem uma zona de falha, apresentando um arranjo anastomosado e interconectado (Figura 6-STEWART & HANCOCK, 1994).

Os traços de falhas ativas são caracterizados por mudanças na geometria ou continuidade. As curvaturas (*bends*), por exemplo, marcam desvios abruptos na orientação do traço da falha, já a continuidade pode ser interrompida por ramos segmentados, onde a falha principal divide-se em dois ou mais traços. Conclui-se que o particionamento da deformação neotectônica depende diretamente da segmentação geométrica da falha, ou seja, da mudança de geometria e das variações nas taxas de movimentação.

Diferentes tipos de segmentos geram tipos contrastantes na arquitetura da falha. De acordo com a geometria dos segmentos ou das curvaturas, pode-se ter estruturas dilatacionais ou compressionais, nas quais, respectivamente, são formadas brechas implosão e de compressão (Figura 7). Onde há concentração de deformação ao longo de uma superfície contínua da falha, tem-se a formação de brechas de atrito (STEWART & HANCOCK, 1994).

(a)

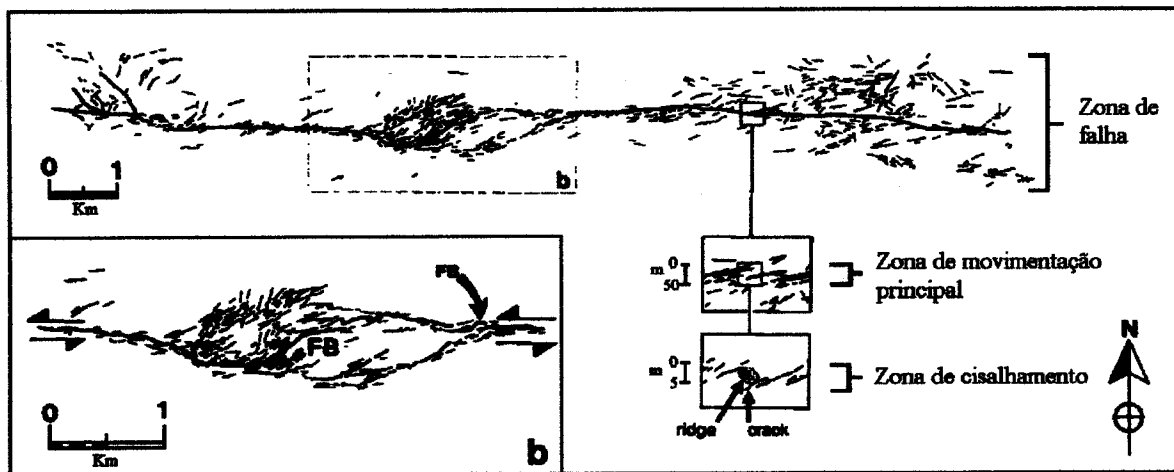


Figura 6 – (a) Mapa de fraturas associadas ao terremoto em Dasht -e- Bayaz (Irã) de 1968, ressaltando o caráter descontínuo da superfície de falha. (b) Detalhe demonstrando a invariabilidade do padrão das rupturas, com encurvamentos (FB) ocorrendo ao longo de falhas em escalas contrastantes. Fonte: STEWART & HANCOCK (1994).

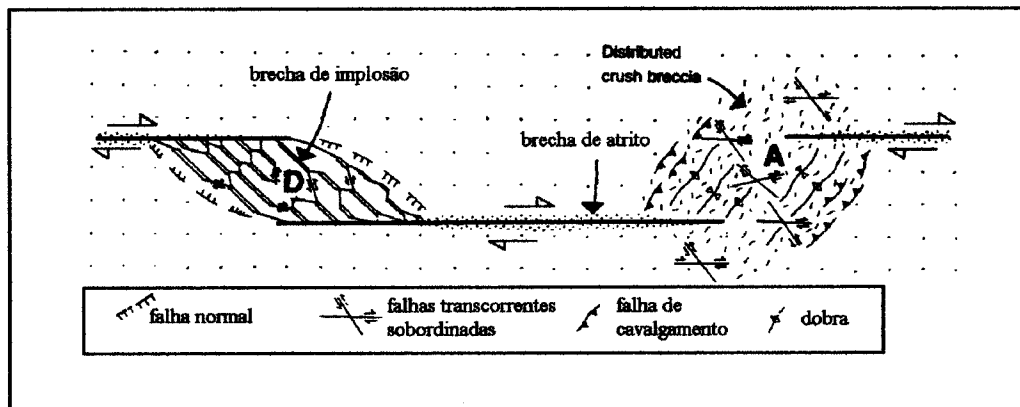


Figura 7 – Padrão de fraturas ao longo de um segmento de uma falha direcional. Separações dilatacionais (D) caracterizam-se por brechas de implosão, falhas normais e direcionais subsidiárias; Separações antidilatacionais (A) caracterizam-se por brechas de explosão, cavalgamentos, dobras e falhas direcionais subordinadas. Ao longo do plano de falha principal, tem-se a formação de brechas de atrito. Fonte: STEWART & HANCOCK (1994).

Como indicadores cinemáticos, esses autores citam a lineação de estiramento e as estrias, contidas no plano de falha. É certo que diferentes episódios de movimentação no plano de falha podem formar várias gerações de estrias com diferentes orientações, mas as lineações em grande escala podem ser um elemento inerente ao plano de falha, servindo como registro do vetor estiramento (σ_3).

Além da caracterização geométrica e de indicadores cinemáticos, outro ponto de suma importância é a presença de farinha de falha, que pode ser útil na datação da idade de movimentação atual da falha, através de métodos paleomagnéticos ou de ressonância elétrica.

2.3.2. Juntas Neotectônicas

Para um conjunto ou sistema de juntas ser considerado neotectônico, ele precisa ser o mais novo de uma área e estar afetando rochas depositadas desde o implantação da fase neotectônica. Quando as rochas consideradas são de idade mais antiga, o intervalo de tempo

entre a acumulação da seqüência e a implantação da deformação pode ser muito amplo para serem estabelecidas relações estratigráficas seguras, mas isto não significa que rochas mais velhas não possam ser cortadas por juntas neotectônicas. O reconhecimento no campo é difícil, sendo normalmente utilizados critérios de sucessão ou de truncamento (STEWART & HANCOCK, 1994).

Os principais atributos de um sistema de juntas neotectônicas são analisados por STEWART & HANCOCK (*op. cit.*), com destaque para os seguintes aspectos: i) os sistemas de juntas neotectônicas pertencem a redes geometricamente simples de conjuntos de fraturas de extensão ou fraturas híbridas conjugadas, ambos dominados por um conjunto de fraturas verticais sistemáticas (Figura 8); ii) não é comum a exposição de veios paralelos às juntas neotectônicas, sugerindo que a pressão de fluido dificilmente alcança os altos valores necessários para o seu desenvolvimento; iii) as juntas neotectônicas raramente cortam camadas incompetentes; iv) apesar de ser raro, alguns sistemas de juntas podem compreender uma grade de fraturas de extensão ortogonais, já que estas são geralmente formadas em profundidade, comuns em redes de juntas paleotectônicas.

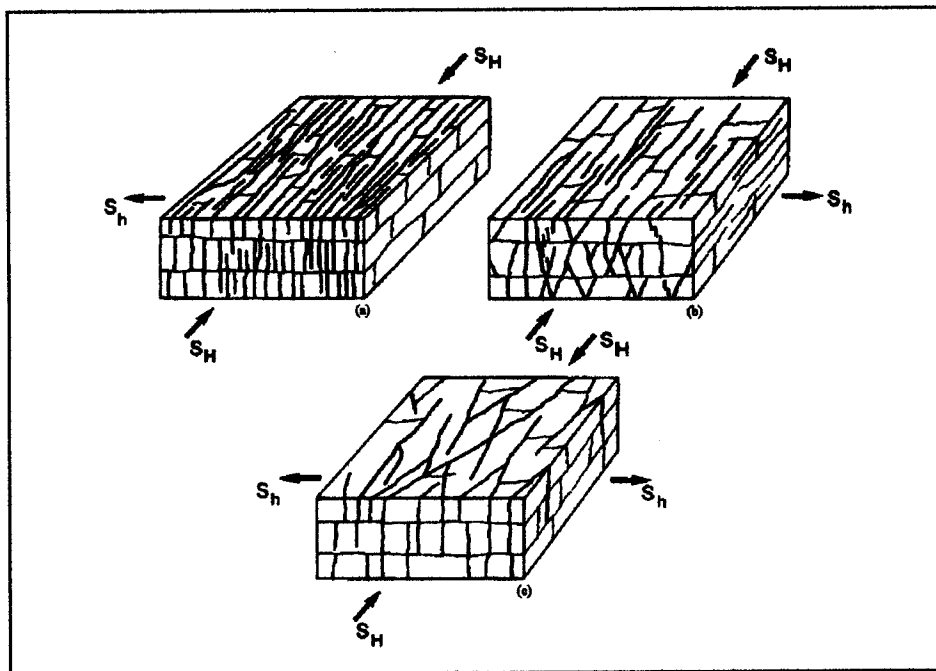


Figura 8 – Sistemas característicos de juntas neotectônicas. (a) Conjunto simples de juntas sistemáticas verticais de extensão ligado por juntas não sistemáticas. (b) Espectro de juntas verticais de extensão e juntas híbridas íngremes ligado por juntas não sistemáticas. (c) Espectro de juntas verticais de extensão e juntas híbridas ligado por juntas não sistemáticas. SH – Maior tensão horizontal, Sh – Menor tensão horizontal. Fonte: STEWART & HANCOCK (1994).

3. ASPECTOS GERAIS DA TECTÔNICA TRANSCORRENTE

3.1. INTRODUÇÃO

De acordo com HASUI (1990), a fase neotectônica no Brasil tem seu limite inferior marcado pela deposição do último pacote sedimentar nas bacias costeiras na etapa pós-clímax da abertura do Atlântico, a partir do Oligo-Mioceno. Esse processo impõe rotação de leste para oeste na placa sul-americana resultando na instalação de um regime tectônico transcorrente no contexto intraplaca. Tal regime se dá pela atuação de um binário dextral E-W imposto pela rotação, com componentes transpressivos NW-SE e transtensivos NE-SW.

Em função da importância do regime direcional, achou-se conveniente apresentar aqui algumas características do sistema transcorrente para fornecer subsídios teóricos para o entendimento do quadro neotectônico no que se refere à região estudada.

3.2. DESENVOLVIMENTO DE ESTRUTURAS NO SISTEMA TRANSCORRENTE

Tanto o cisalhamento coaxial ou puro quanto o não-coaxial ou simples podem gerar movimentação transcorrente. Quando a deformação é pura, duas falhas direcionais (dextral e sinistral), chamadas de fraturas de cisalhamento (C e C'), desenvolvem-se, formando um par conjugado simétrico (Figura 9). Estas contêm σ_2 , formando ângulo em torno de 30° com σ_1 (HASUI & COSTA, 1991).

Associadas às estruturas referidas desenvolvem-se ainda fraturas de partição (T e T'), perpendiculares a σ_3 , contendo os eixos σ_1 e σ_2 ou perpendiculares a σ_1 contendo σ_2 e σ_3 , cujo desenvolvimento é atribuído a alívio de tensão. Falhas normais propagam-se perpendicularmente a σ_3 e dobras ou falhas reversas, perpendicularmente a σ_1 .

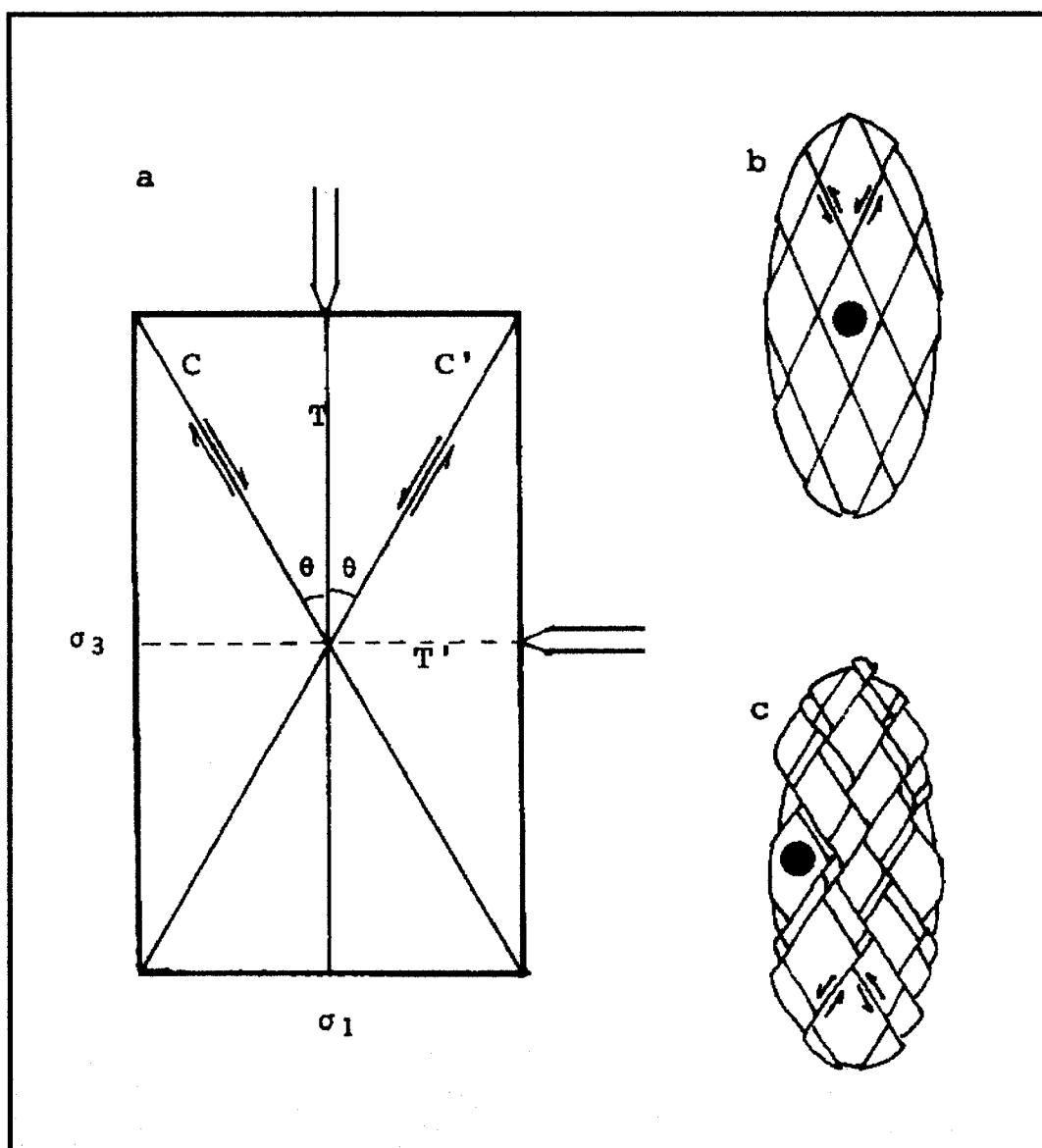


Figura 9 – Fraturas em regime coaxial. Em (a), C e C' são as fraturas de cisalhamento conjugadas, fazendo ângulo θ com σ_1 . T é fratura de partição e T' é outra que pode aparecer. Em (b), fraturas de cisalhamento de um elipsóide deformado; em (c), mesmo caso, com arrastos. Os pequenos círculos em preto indicam o estado de deformação interna. Fonte: HASUI & COSTA (1991).

Na deformação não-coaxial tem-se também as fraturas de partição (T) e as de cisalhamento chamadas de sintéticas ou de Riedel (R), antitéticas ou conjugadas de Riedel (R'), sintéticas secundárias (P), Y ou D (paralela à direção do binário e mesmo sentido de movimentação relativa) e X (que faz ângulo agudo $90 - (\phi / 2)$ com a direção do binário e possui mesmo sentido de movimentação relativa), como vistas na Figura 10 . Na Figura 11 observa-se o padrão resultante de um binário dextral.

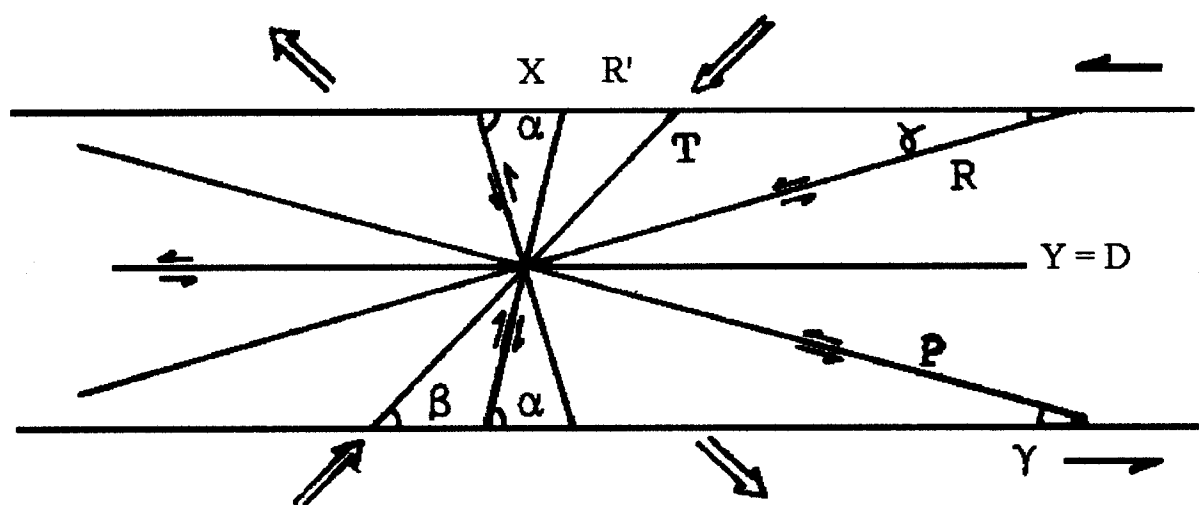


Figura 10 – Descontinuidades formadas na deformação não coaxial. Os ângulos são $\alpha = 75^\circ$ $\beta = 45^\circ$ e $\gamma = 15^\circ$ (considerando o ângulo de atrito interno de 30°). R, P, X e Y (D) têm movimentos sinistrais em binários sinistrais. As flechas indicam as direções de estiramento e encurtamento. Fonte: HASUI & COSTA (1991).

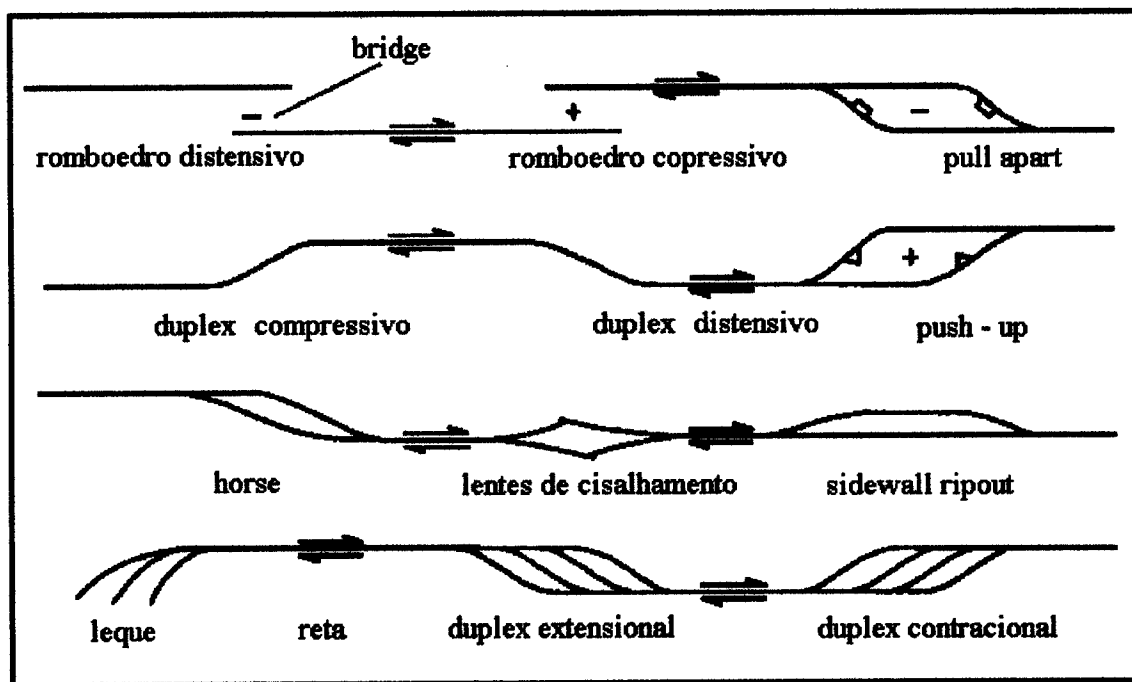


Figura 11 – Visto em mapa, os tipos de estruturas ao longo de falhas transcorrentes.
 Fonte: WOODCOCK & SCHUBERT (1994).

As primeiras estruturas desenvolvidas, segundo experimentos com argila são dobras e descontinuidades R, seguindo-se descontinuidades P. Com a progressão da deformação o movimento é concentrado numa estreita zona de deslocamento principal, podendo ser interpretado nos termos do critério de Coulomb (TCHALENKO & AMBRASEYS, 1970). Em ensaios laboratoriais com amostras sob pressão confinante, esse critério não se aplica; as descontinuidades R e P aparecem primeiro, seguindo-se as R' e Y (HASUI & COSTA, 1991).

Vários autores ressaltam a importância das relações angulares observadas entre as descontinuidades referidas que dizem respeito ao momento de formação das estruturas em

maciços isotrópicos, pois as mesmas são modificadas com a progressão da deformação, tornando-se paralelizadas sob altas taxas de movimentação.

Um ponto de fundamental importância é a presença de estruturas pré-existentes ou de anisotropias do meio, pois irão influenciar diretamente no desenvolvimento de transcorrências, causando variações no estilo das estruturas. Segundo WOODCOCK & SCHUBERT (1994), quando falhas transcorrentes acomodam movimentação oblíqua ao longo de seus segmentos, a deformação pode ser analisada pelo sistema de cisalhamento puro superimposto a um cisalhamento simples, sendo esta movimentação oblíqua um importante mecanismo de formação de bacias.

A principal característica geométrica dos sistemas transcorrentes é a presença de separações e curvaturas. CHRISTIE-BLICK & BIDDLE (1985) comentam que a interação entre os segmentos de falhas formam estruturas romboédricas, cuja geometria depende da cinemática envolvida e da sobreposição e espaçamento entre as falhas. As curvaturas são determinantes na formação de duplexes (Figura 11). Outros padrões geométricos conhecidos são: *en échelon*, recobrimento, anastomosado e outros exemplificados na Figura 12.

Considerando-se a deformação progressiva e heterogênea, verifica-se que as transcorrências acomodam muita rotação ao redor de um eixo vertical (Figura 13), resultando em deformação finita complexa, dependente da magnitude do deslocamento e do estágio de formação de cada feição envolvida (HASUI & COSTA, 1991). No geral, as rotações dos blocos obedecem a cinemática do binário do sistema em função de um padrão estrutural dominante. As áreas de padrão estrutural diferente do dominante experimentam rotações em sentido oposto, sendo um fator complicador em estudos paleomagnéticos (WOODCOCK & SCHUBERT, 1994).

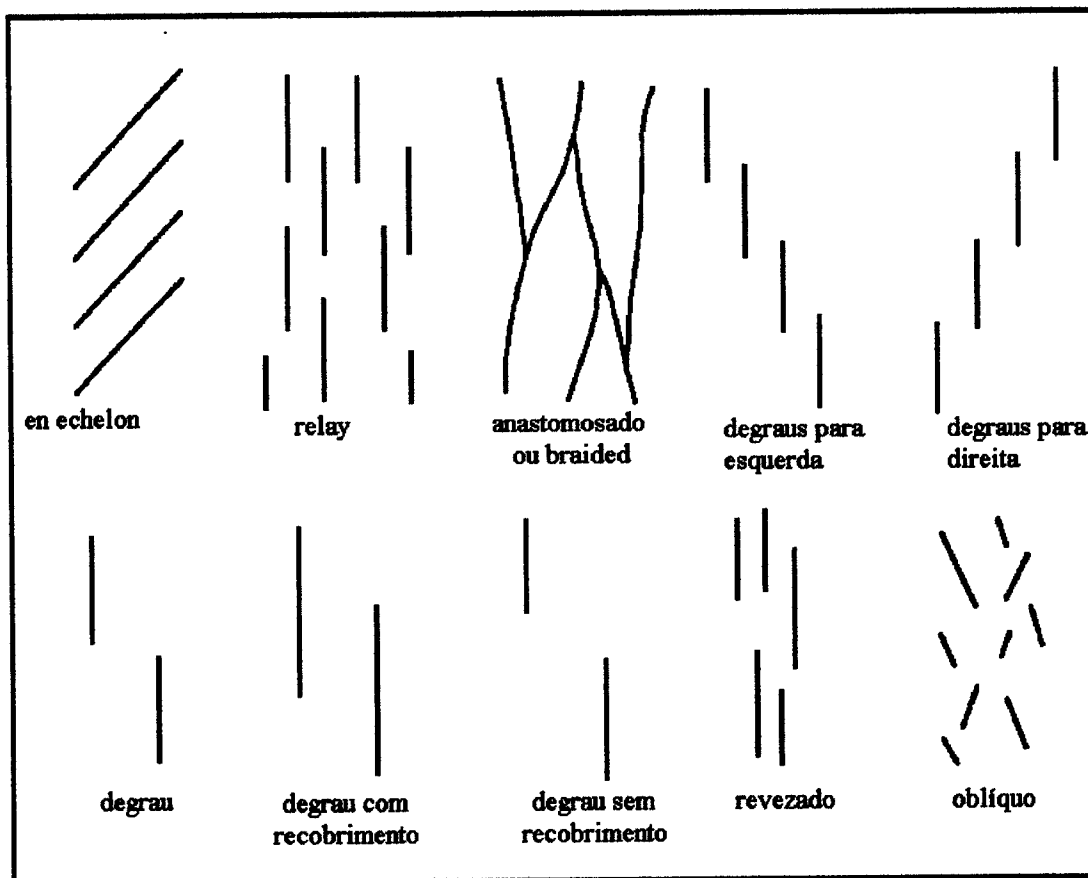


Figura 12 – Vistas em mapa de estruturas dentro de zonas transcorrentes planares. Fonte: WOODCOCK & SCHUBERT (1994).

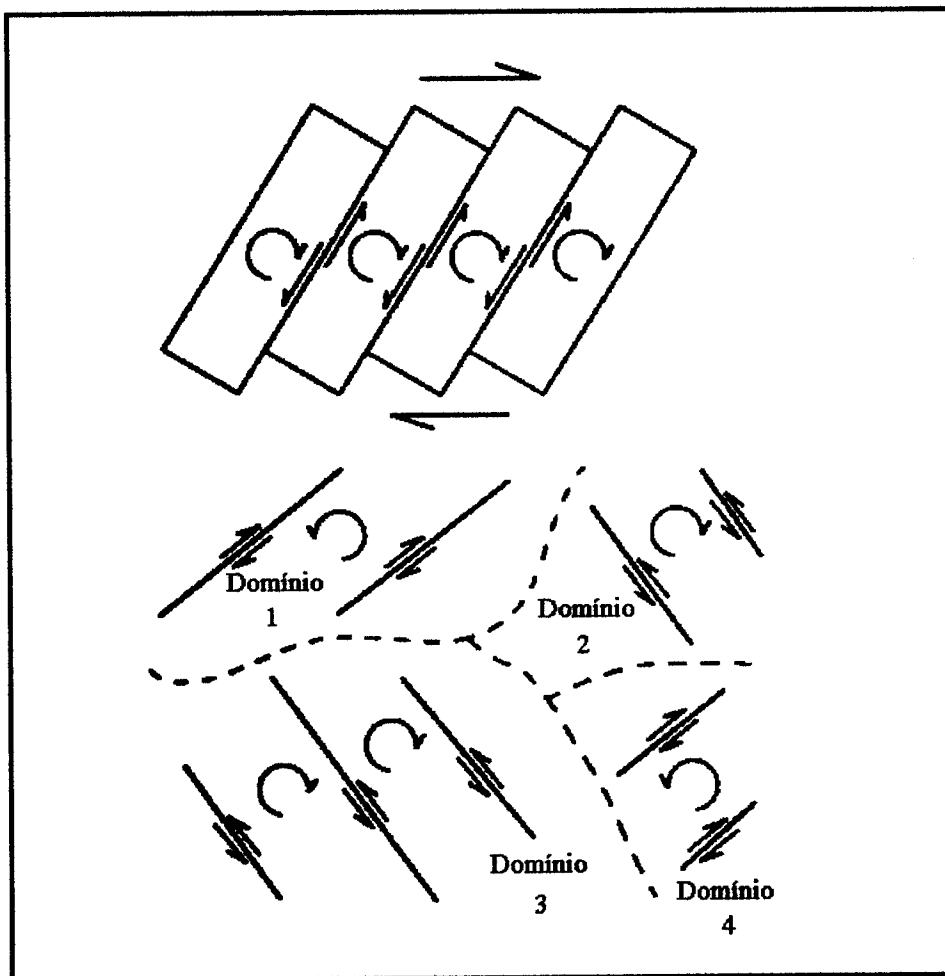


Figura 13 – Vistas em mapa de blocos rotacionados por um binário dextral e as estruturas dominantes. Fonte: WOODCOCK & SCHUBERT (1994).

3.3. CARACTERIZAÇÃO DE FALHAS TRANSCORRENTES

Dentre os pré-requisitos fundamentais para o entendimento do quadro neotectônico de uma área, sem dúvida está a análise geomorfológica, mais precisamente o entendimento da geomorfologia tectônica, ao considerar-se feições fisiográficas produzidas por tectonismo. A caracterização de falhas transcorrentes é realizada principalmente através de análise fisiográfica e geológica.

3.3.1. Características fisiográficas

A linearidade de sistema de relevo é a principal característica fisiográfica das falhas transcorrentes, ainda que se considere seu caráter efêmero, visto que as feições diagnósticas podem ser erodidas rapidamente. As principais feições fisiográficas associadas com falhas transcorrentes são descritas por SYLVESTER (1988), com destaque para: vales lineares encaixados no traço da falha, deslocamentos de colinas, deflexões de canais em ângulo oblíquo, deslocamento de drenagem por falha, drenagens obstruídas, depressões locais formando pequenos lagos, escarpas deslocadas verticalmente e escarpas paralelizadas (Figura 14). COOKE¹ *apud* SILVA (1997) fornece uma lista desses indicadores de natureza neotectônica, que são utilizados na caracterização dessa atividade (Tabela 3). Sem dúvida as evidências de deslocamento de canais, assim como bloqueios na drenagem, são critérios valiosos na caracterização das falhas, em função de sua maior tendência a preservação. Contudo, a sua interpretação exige a combinação de outros critérios. Os deslocamentos de drenagem, por exemplo, devem estar na direção de montante, ou a própria captura do rio ou a erosão diferencial pode explicá-los.

¹ COOKE, R.U. *Geomorphology in environmental management: an introduction*. New York: Ed. Oxford, Clarendon Press, 1990. 410 p.

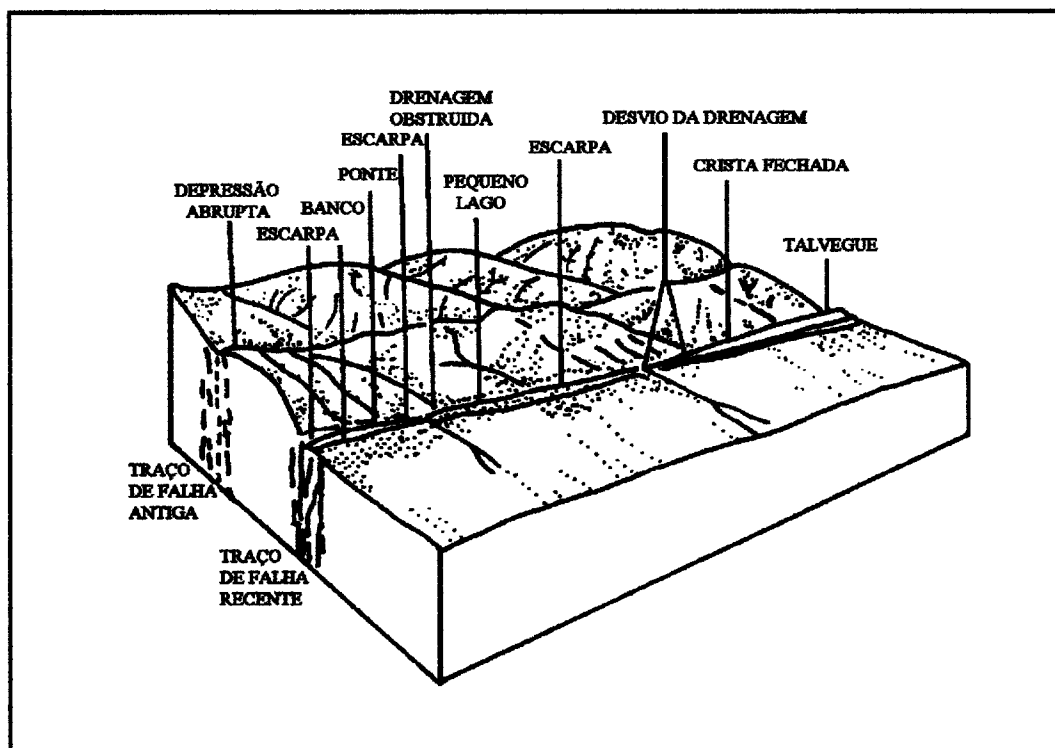


Figura 14 – Bloco diagrama ilustrando as feições geomorfológicas associadas às falhas transcorrentes. Fonte: SYLVESTER (1988).

Tabela 3- Alguns exemplos de indicadores geomorfológicos da atividade neotectônica. Fonte: SILVA(1997).

INDICADORES DIRETOS	INDICADORES INDIRETOS
Linha de costa deformada ou deslocada	Respostas de canais de drenagem
Terraço aluvial deformado	Mudanças à jusante na sinuosidade do rio
Segmentações de leques aluviais	Taxa de sedimentação
Deformação de leques aluviais	Captura de rio
Deformação de terraços datados	Formação de lagos
Mudanças na profundidade do lago	
Arqueamento de superfícies planálticas	
Escarpa de falha	
Spur e facetas	
Shutter ridges	
Separação de terraços de rios	
Rios reversos	
Deslocamento de construções humanas (cercas, trilhos, etc.)	

3.3.2. Características geológicas

O arranjo *en echelon* de falhas, fraturas e dobras é muito comum em sistemas transcorrentes (Figura 15). A justaposição de diferentes tipos de rochas (de diferentes idades, fácies, origens e/ou estruturas), da mesma forma (SYLVESTER, 1988).

Outros aspectos são o desenvolvimento aparentemente simultâneo de estruturas de estiramento e de encurtamento, os sentidos de separação vertical variáveis em falhas próximas à superfície que coalescem em profundidade rumo à falha principal, e planos de falha

principalmente horizontais. A direção e o sentido dos deslocamentos são determinados, respectivamente, a partir da atitude das estrias e dos diversos indicadores cinemáticos, a exemplo de segmentos de drenagem deslocados (Figura 16).

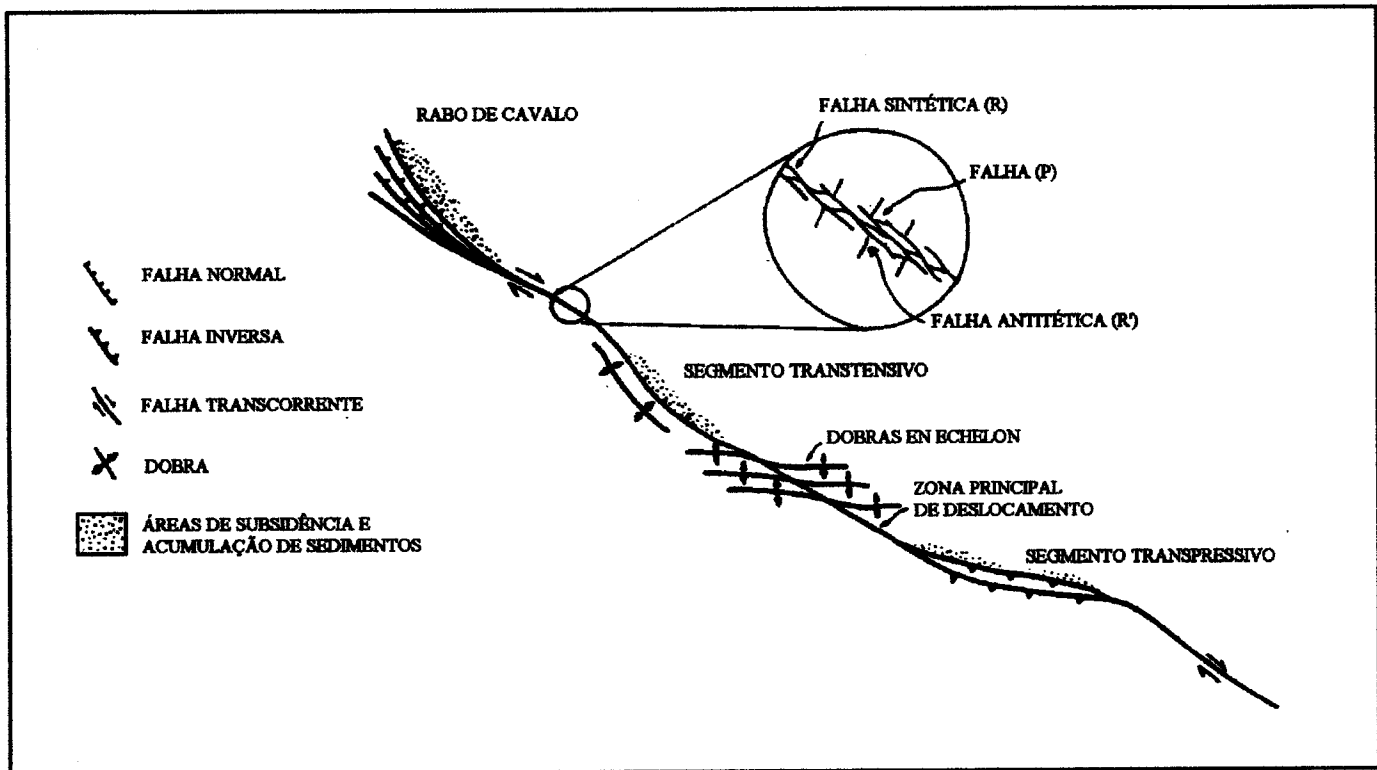


Figura 15 – Arranjo espacial, visto em mapa, das estruturas associadas a uma falha transcorrente idealizada. Fonte: FERREIRA Jr. (1996).

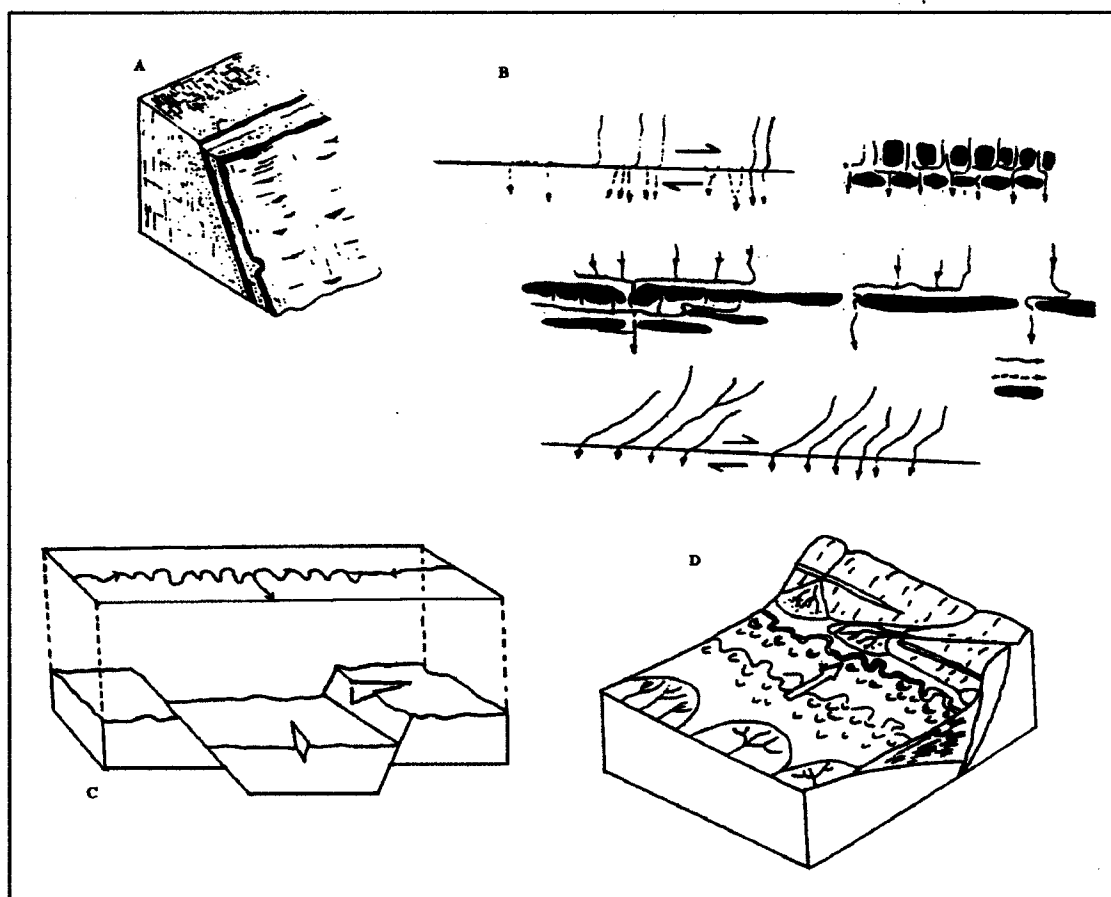


Figura 16 – Blocos diagramas e esquemas mostrando alguns critérios utilizados na determinação da direção e do sentido de deslocamento de falhas. A) plano de falha normal mostrando as estrias e os ressaltos utilizados para determinar a direção e o sentido do deslocamento, respectivamente (STEWART & HANCOCK, 1994); B) segmentos de drenagem deslocados por falhas transcorrentes dextrais (SUMMERFIELD, 1993); C) bloco diagrama mostrando o bloqueio da drenagem por falhas normais (OUCHI, 1985); e D) bloco diagrama mostrando o deslocamento do talveg induzido pela falha normal (LEEDER & ALEXANDER, 1987). Fonte: FERREIRA JR. (1996).

As principais geometrias das falhas transcorrentes em perfis são caracterizadas por segmentos retilíneos verticais e segmentos curvos formando arranjos diversos. Segundo SYLVESTER (1988), as lineações de estiramento e mineral apresentam-se horizontalizadas a sub-horizontalizadas, podendo entretanto, nas áreas transpressivas e transtensivas, alcançar mergulhos de até 50°.

Regionalmente, o regime transcorrente é marcado também pelo desnivelamento de blocos, pela rápida e variada sedimentação, pelo pouco magmatismo e fraco metamorfismo, e por vergências diversamente orientadas das dobras e empurrões (CHRISTIE-BLICK & BIDDLE, 1985).

3.4. FORMAÇÃO DE BACIAS NO SISTEMA TRANSCORRENTE

As bacias formadas no sistema transcorrente têm sido estudadas principalmente ao longo de limites continentais transformantes (p. ex. Falha de Santo André - Califórnia), devido à prospecção de hidrocarbonetos. Os modelos termomecânicos, estruturais e estratigráficos para suas formações, entretanto, são pouco desenvolvidos. NILSEN & SYLVESTER (1996) criticam o grande número de paradigmas existentes para o entendimento acerca dessa evolução, e tentam criar novos conceitos como contribuição ao assunto. A concepção adotada anteriormente ao trabalho desenvolvido por esses autores supracitados é esplendidamente sintetizada por HASUI & COSTA (1991).

Tais autores consideram as interações entre segmentos de falhas e as curvaturas no traço principal da falha como fatores responsáveis pela formação de bacias. No caso das interações entre segmentos de falhas e levando em conta sobreposições, espaçamentos e cinemática envolvida, poder-se-ia ter a formação de bacias *pull-apart* ou romboédricas. Em curvaturas transtensivas teria-se a formação de bacias sigmoidais.

Quando se considera estruturas em cunha, se forem transtensionais, pode-se ter a formação de bacias em cunha. Outro tipo de bacia seria a *side-wall ripout*, na qual haveria interação entre um segmento arqueado e um retilíneo (p.ex. Bacia de Volta Redonda-RJ).

NILSEN & SYLVESTER (1996) adotam a seguinte classificação de bacias formadas no sistema transcorrentes, por esta permitir um fácil reconhecimento de seus estágios iniciais:

- i) Bacias sigmoidais
- ii) Bacias romboedrais
- iii) Bacias transrotacionais
- iv) Bacias transpressionais
- v) Bacias poligenéticas
- vi) Bacias poli-históricas

Tais bacias foram, por esses autores, diagramatizadas na Figura 17.

As bacias sigmoidais geralmente são formadas em curvaturas transtensivas ao longo de falhas direcionais. São bacias fortemente assimétricas, com leques **Coarse-grained** ao longo de zonas de deslocamento principal, possuem comumente a forma de lente em mapa e podem sofrer inversão em contexto transpressional. NILSEN & SYLVESTER (1996) citam como exemplo a *Ridge Basin* no sudeste da Califórnia e a Bacia *La Gonzalez*, na Venezuela.

As bacias romboedrais formam-se entre as terminações de duas falhas direcionais paralelas a sub-paralelas não conectadas. Estas bacias podem ser mais simétricas que as sigmoidais, com leques conglomeráticos que vertem para o interior da bacia a partir de todas as margens falhadas. Os depocentros podem ou não ficar preferencialmente adjacentes à uma das margens e são comuns estruturas transversais segmentando a bacia em sub-bacias. Com a contínua transtensão, pode ocorrer atividade magmática e, em casos extremos, geração de nova crosta. Os exemplos citados por NILSEN & SYLVESTER (1996) são a Bacia do Norte da China e a Bacia do Mar Morto.

O desenvolvimento de bacias transrotacionais se dá como resultado do contínuo strain cisalhante que causa fraturas de extensão e rotação dos blocos entre elas sobre um eixo vertical, na mesma direção que a do *strain* cisalhante principal. As bacias transrotacionais se formam entre os blocos rotacionados (ex: Bacia de *Los Angeles* e Bacia do Deserto *Mojave*, ambas no sudeste da Califórnia – NILSEN & SYLVESTER, 1996).

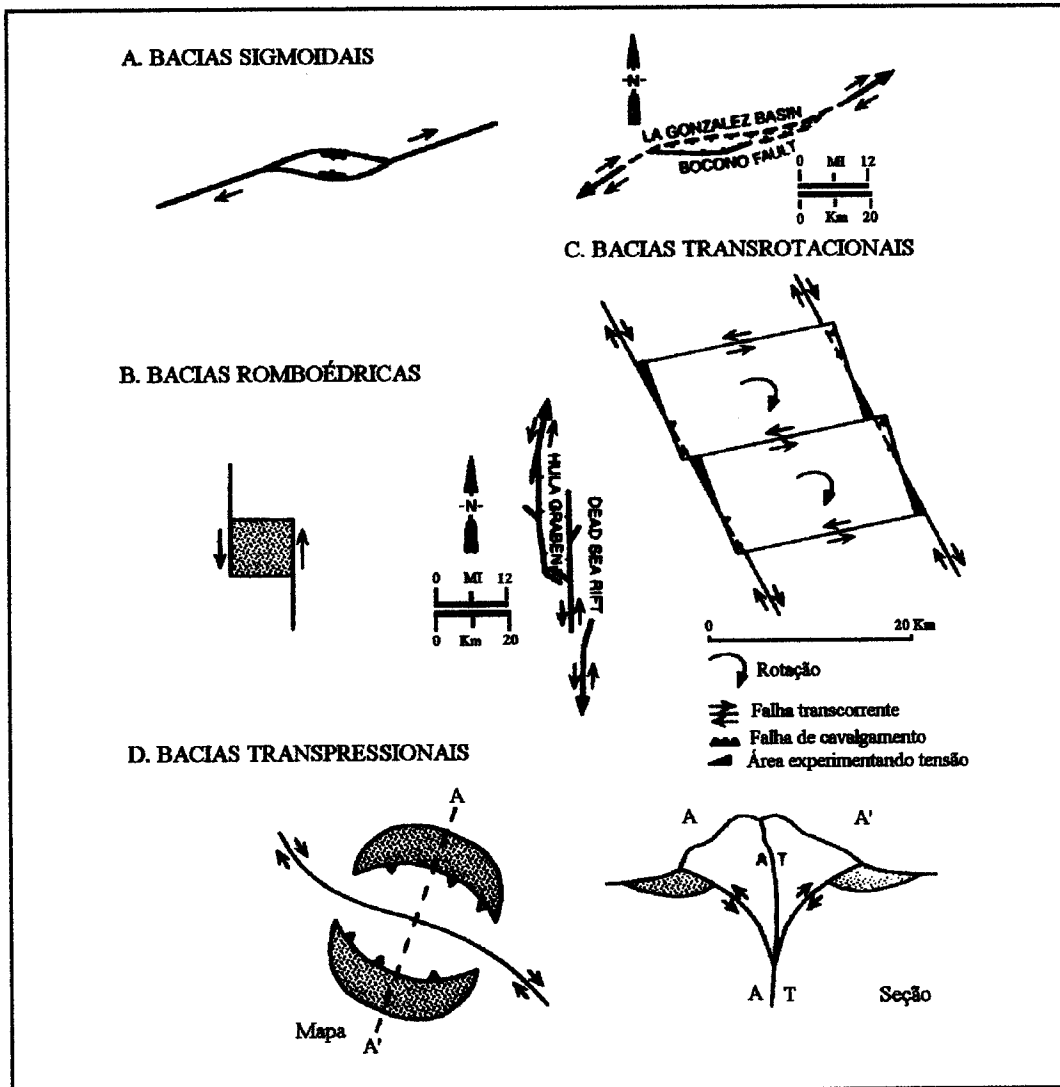


Figura 17 – Esquemas de seis tipos de bacias formadas no sistema transcorrente: a) bacia sigmoideal com o mapa da bacia La Gonzalez, Venezuela; b) bacia romboédrica com mapa de parte do rifte do Mar Morto; c) bacia transrotacional; d) bacia transpressional em mapa e em seção; e) bacia poligenética em regime regional extensional e em compressional; e f) bacia poli-histórica iniciada como bacia de rifte.

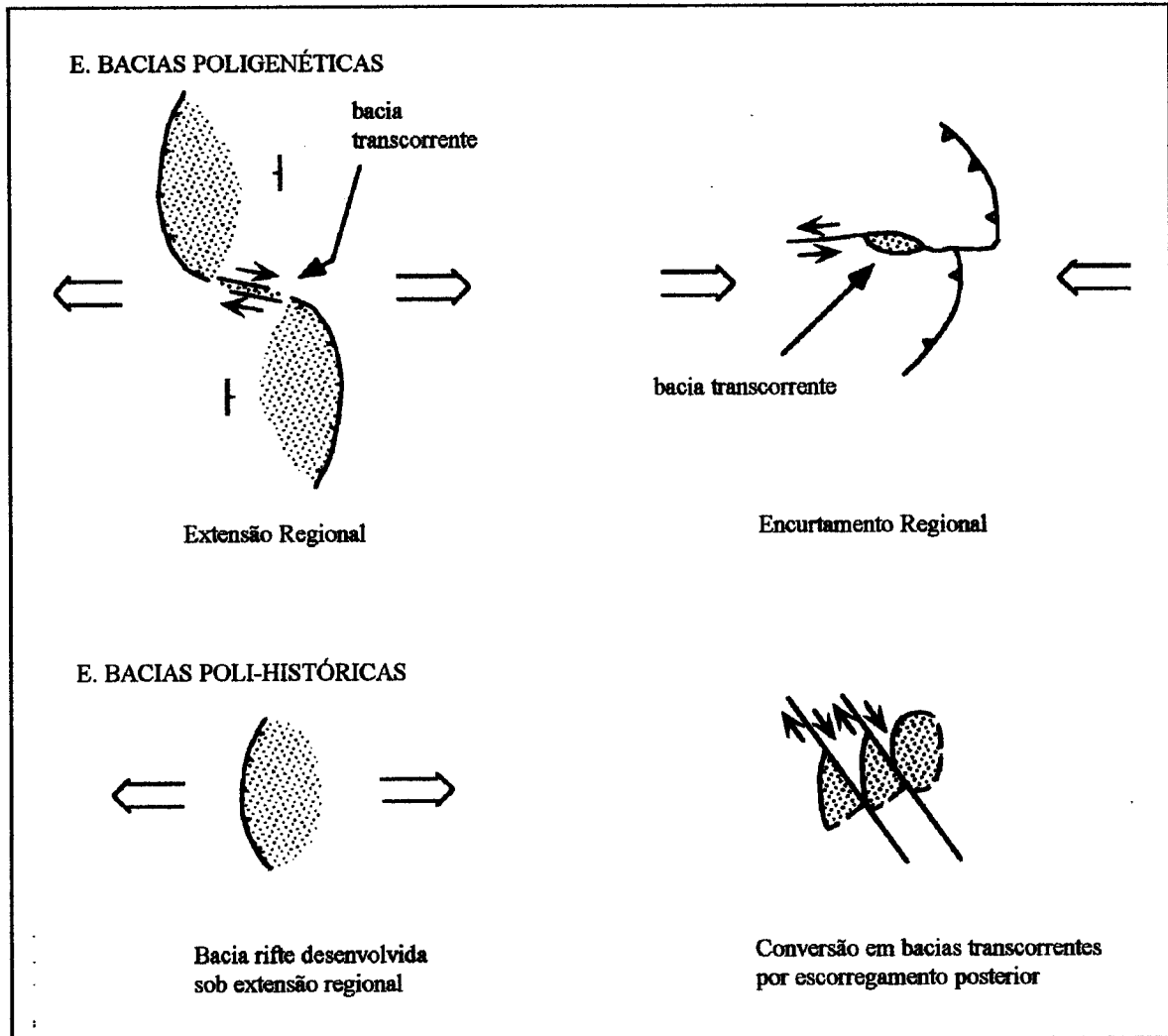


Figura 17 – continuação.

As bacias transpressionais são geralmente depressões estruturais longas e estreitas, paralelas as falhas e dobras regionais, sendo comumente limitadas por falhas de empurrão subjacentes e direcionais inclinadas, ou falhas inversas. Estas bacias podem ser dominadas por transporte axial de sedimentos paralelos às depressões estruturais que se desenvolvem de várias formas, geralmente em resposta à subsidência flexural. São tipicamente adjacentes às estruturas em flor positiva formadas em zonas de transpressão. A subsidência resulta de sobrecarga flexural da crosta marginal, formando mini-bacias *foreland* adjacentes aos blocos soerguidos, sendo análogas às bacias tipo *piggyback*. Os exemplos citados por NILSEN & SYLVESTER (1996) são a Bacia de Ventura, no sudeste da Califórnia e a Bacia *San Joaquin*, na Califórnia Central.

As bacias poligenéticas se desenvolvem sob regime direcional local, dentro de contexto convergente ou divergente. São também comuns em zonas de acomodação, onde podem estar confinadas às placas estruturais superiores ou *hanging walls*. Como exemplos pode-se citar a Bacia do Vale da Morte, no leste da Califórnia e a Bacia de Viena, na Áustria (NILSEN & SYLVESTER, 1996).

As bacias poli-históricas são aquelas nas quais episódios extensionais ou compressivos se alternam com episódios direcionais, gerando bacias complexas e geralmente policíclicas. Podem ter características de muitos outros tipos de bacias direcionais, mas sua maior complexidade advém de seu arcabouço tectônico irregular. Como exemplos temos a Bacia *Bowser*, no oeste do Canadá e *Salton Trough*, no sudeste da Califórnia (NILSEN & SYLVESTER, 1996)

Há consenso quanto à dificuldade de modelagem dessas bacias, pois são geralmente policíclicas e sofrem repetidas subsidências e soerguimentos, mas NILSEN & SYLVESTER (1996) citam que a distribuição lateral das áreas-fontes, fácies e depocentros são critérios gerais para o reconhecimento de áreas de tectônica transcorrente.

Mudanças complexas e abruptas de fácies dentro de bacias estreitas, geralmente alongadas, caracterizadas por altas taxas de sedimentação, sucessões estratigráficas espessas e abundantes evidências de atividade paleossísmica são características típicas do preenchimento de bacias associadas a falhas transcorrentes. Lençóis de fluxos de detritos conglomeráticos caracterizam margens ativas dessas bacias, já fácies flúvio-deltáicas caracterizam as margens opostas; fácies turbidíticas submarinas ou sublacustrinas, flúvio-deltáicas, eólicas e “playa-

evaporíticas” tipificam deposistemas axiais. Os depocentros migram paralelamente à maioria das margens direcionais ativas, resultando na acumulação de seções sedimentares extraordinariamente espessas em bacias relativamente pequenas. Sequências granocrescentes ascendentes que vertem para o interior da bacia, registram sistemas sedimentares progradantes que resultam de regressões forçadas causadas pelo periódico rebaixamento do nível de base, induzido pelo tectonismo, mudança no nível mar/lago e mudanças climáticas (NILSEN & SYLVESTER, 1996).

4. GEOMORFOLOGIA

4.1. INTRODUÇÃO

A caracterização dos fenômenos tectônicos atuais, como já foi mencionado, depende da interação de diversas técnicas e de diversos fundamentos. A análise geomorfológica é, sem dúvida, uma das mais poderosas ferramentas que podem ser utilizadas neste caso, pois dentre os principais objetos de estudo na neotectônica estão o relevo e a drenagem de uma área, sendo esta última o padrão mais sensitivo.

Com vistas a uma melhor compreensão do quadro geomorfológico da área, achou-se oportuno mencionar aqui seu contexto regional, elaborado pelo Projeto RADAM.

4.2. PATAMARES DE EROSÃO

COSTA *et al.* (1977) e BARBOSA *et al.* (1973), baseados nos trabalhos de KING (1956), admitem que o quadro morfológico atual da região é resultante da atuação de três ciclos geomorfológicos a saber: Sulamericano, Velhas e Paraguaçu.

O Ciclo Sulamericano, responsável por uma fase de intensa denudação, atuou no Terciário Inferior ao Médio a partir de um soerguimento continental. Causou erosão nas áreas mais elevadas, suprimindo as bacias sedimentares de grande quantidade de depósitos detríticos. Ao fim do ciclo, restou uma extensa área aplainada denominada de superfície pliocênica. Essa superfície constitui os topos das serras da região e das mesas residuais, resultantes das dissecações das mesmas. Sobre ela desenvolveu-se um acentuado e contínuo processo de lixiviação e lateritização, sob condições climáticas que oscilavam progressivamente de semi e sub-áridas para úmidas e quentes, o qual foi responsável pela formação do perfil laterítico maturo de COSTA (1991).

Um novo soerguimento do continente marca o início do Ciclo Velhas, propiciando a retomada da erosão nas formações rochosas de diferentes idades (formação de uma superfície chamada pleistocênica). As camadas terciárias do Grupo Barreiras, menos resistentes, sofreram sucessivos aplainamentos que as reduziram aos níveis atuais, enquanto que as formações mais antigas foram preservadas dos agentes erosivos devido o espesso perfil

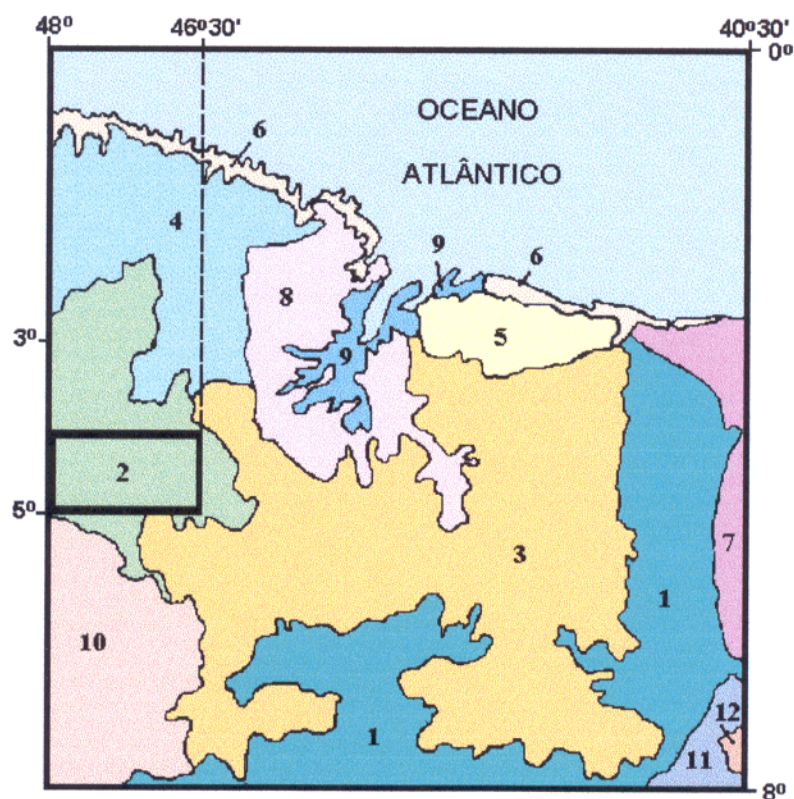
laterítico desenvolvido sobre elas, passando a constituir extensos remanescentes dos aplainamentos do ciclo anterior (COSTA *et al.*, 1977). Segundo KOTSCHOUBEY & TRUCKENBRODT (1981a), o retrabalhamento da superfície pliocênica e dos lateritos maduros, durante o Pleistoceno, teria gerado os lateritos imaturos que sustentam o relevo jovem e delimitam paleosuperfícies preservadas.

Finalmente, ao Ciclo Paraguaçu, em atividade desde o Holoceno, estariam relacionados vários terraços observados em alguns rios da região. Este ciclo é responsável pela dissecação dos patamares anteriores e erosão dos sedimentos do Grupo Barreiras. Segundo COSTA *et al.* (1977), os efeitos erosivos deste ciclo podem ser observados em toda a região, caracterizando uma tentativa de aplainamento máximo.

4.3. PROVÍNCIAS MORFOESTRUTURAIS

Segundo AB'SABER (1967), as províncias morfoestruturais constituem grandes unidades geomorfológicas, onde o controle da erosão é exercido primordialmente pelas condições geológicas. A área em questão compreende uma porção da unidade morfoestrutural denominada Planalto Setentrional Pará-Maranhão (BARBOSA *et al.*, 1973) (Figura 18).

Essa unidade compreende um conjunto de relevos tabulares, com altitudes próximas a 250m, sustentado pelas formações Itapecuru, Ipixuna e Barreiras, inclinado suavemente para leste (NUNES *et al.*, 1973). É recortado por uma densa rede de drenagem em que se destacam os rios Gurupi, Pindaré e Grajaú; seus vales apresentam evidências de processos morfogenéticos menos úmidos e de pedimentação muito extensos. A intensa dissecação dessa unidade morfoestrutural criou pequenas mesas, bem como morros e morrotes isolados. É representado pelas serras do Tiracambu e Gurupi, separando o Pediplano Central do Maranhão dos níveis erosivos de controle marinho.



UNIDADES MORFOESTRUTURAIS

1	PLANALTO DA BACIA SEDIMENTAR PIAUÍ-MARANHÃO
2	PLANALTO SETENTRIONAL PARÁ-MARANHÃO
3	PEDIPLANO CENTRAL DO MARANHÃO
4	PLANALTO REBAIXADO DA AMAZÔNIA (da Zona Bragantina)
5	SUPERFÍCIE SUBLITORÂNEA DE BARREIRINHAS
6	LITORAL DE RIAS E LENÇÓIS MARANHENSES
7	DEPRESSÃO PERIFÉRICA DE CRATEÚS
8	SUPERFÍCIE SUBLITORÂNEA DE BACABAL
9	PLANÍCIE FLÚVIO-MARINHA DO GOLFÃO MARANHENSE
10	DEPRESSÃO ORTOCLINAL DO MÉDIO TOCANTINS
11	DEPRESSÃO PRIFÉRICA DO MÉDIO S. FRANCISCO
12	CHAPADA DO ARARIPE

Figura 18 – Unidades morfoestruturais de parte da região NE do Brasil. Modificado de BARBOSA *et al* (1973).

4.4. GEOMORFOLOGIA TECTÔNICA

De acordo com BULL & WALLACE (1995), a geomorfologia tectônica trata das relações entre os “landforms tectônicos”, ou seja, as formas de relevo, processos erosivos e deposicionais e a tectônica. Outros conceitos que devem ser aqui rerepresentados são o de morfotectônica e o de morfoestrutural. Segundo HILLS¹ *apud* STEWART & HANCOCK (1994), morfotectônica é o estudo de áreas controladas por estruturas em atividade e morfoestrutural (SAADI, 1991) trata do controle do relevo pela estrutura.

Na busca de metodologias eficazes para a análise neotectônica, diversos trabalhos vêm sendo realizados nas últimas décadas com ênfase na geomorfologia. Como ponto principal esses trabalhos abordam as modificações importantes no relevo e no sistema de drenagem vinculando-as intimamente à movimentação recente (DEFFONTAINES, 1990; BORGES *et al.*, 1994; BEMERGUY, 1997).

A importância do arcabouço estrutural na elaboração das formas de relevo e dos sistemas de drenagem, assim como a relação entre a tectônica global e a evolução geomorfológica são pontos destacados por SUMMERFIELD (1993).

Das feições topográficas que indicam natureza neotectônica depreende-se estilo, magnitude, taxa e tempo de atuação do tectonismo (STEWART & HANCOCK, 1994). Esses autores fazem uma breve discussão sobre os principais conceitos adotados pela geomorfologia tectônica, em termos de *landforms* tectônicos primários e secundários. Os primários correspondem a formas de relevo geradas por tectonismo recente, determinando áreas de impacto para análise de risco natural, e os secundários, as que foram deslocadas, deformadas, modificadas ou preservadas pela atividade neotectônica subsequente.

Como *landforms* tectônicos primários tem-se a escarpa de falha e a escarpa de linha de falha. A escarpa de falha é resultado do deslocamento do terreno coincidente ou fortemente coincidente com o plano de falha e suas características dependem da geometria e cinemática da falha (STEWART & HANCOCK, 1990). A Figura 19 apresenta os estilos de escarpamentos citados por esses autores. As escarpas mais importantes para a análise

¹ HILLS, E. S. 1956. A contribution to the morphotectonics of Australia. *Journal of Geological Society Australian*. 3: 1-15.

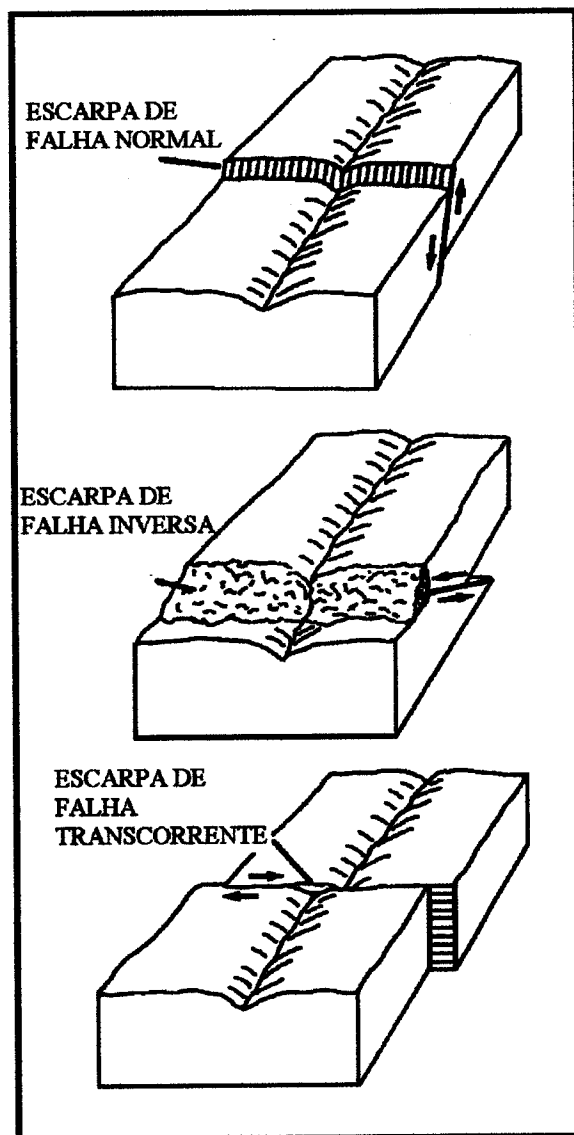


Figura 19 – Escarpas relacionadas a incrementos de deslocamento numa falha recentemente propagada. Fonte: STEWART & HANCOCK (1990).

neotectônica são as das falhas normais, pois as das falhas inversas geralmente são “mascaradas” por colúvios e as direcionais são pouco expressivas em termos de rejeito.

A escarpa de linha de falha ocorre quando uma escarpa de falha residual é “rejuvenescida” por falhamento e depois erodida, levando-se em conta a resistência diferencial dos materiais em cada lado de uma falha (STEWART & HANCOCK, 1994)

STEWART & HANCOCK (1990) observam que as escarpas denunciam mudança de trajetória das falhas, o que pode indicar tanto um controle estrutural multiorientado quanto um contraste na erosão devido a litologias diferentes. Observam também que a evolução das escarpas ocorre de forma assincrônica e que convexidades e concavidades ao longo das escarpas refletem, respectivamente, maior e menor angularidade destas em perfil. As áreas mais elevadas topograficamente ao longo da escarpa correspondem às áreas mais abatidas no relevo de agradação sobre o bloco abatido.

O controle geométrico sobre as escarpas está diretamente ligado à sua evolução. Escarpas retas, com declives em torno de 40° - 60° , denunciam movimentação recente, pois são pouco dissecadas. Essa angularidade é reduzida por processos erosivos, formando facetas trapezoidais e triangulares. Naquelas a dissecção ocorre num período relativamente pequeno associado a uma certa estabilidade tectônica, nestas a dissecção é avançada, indicando processos erosivos acentuados. Em mapa, é observada a formação de vales e cristas intercalados. STEWART & HANCOCK (1994) citam também o processo de substituição, em que escarpas são soterradas pelos depósitos. Isso ocorre em áreas estáveis onde só agem processos erosivos.

Um ponto de grande importância é a observação em campo de vales suspensos, pois denunciam vários pulsos de movimentação.

Quanto aos *landforms* tectônicos secundários, STEWART & HANCOCK (1994) citam: o relevo de *cuestas*, os *hog-backs*, os costões, as dobras e as escarpas de terraços fluviais ou marinhos.

No relevo de *cuestas*, camadas de declividade moderada são basculadas produzindo um relevo assimétrico. Se o basculamento é grande e as camadas atingirem declives em torno de 45° , é formado um relevo muito rotacionado, aproximadamente simétrico denominado *hog-back* (Figura 20).

No caso dos costões, o basculamento se dá em função de falhas localizadas tanto perto quanto longe deles.

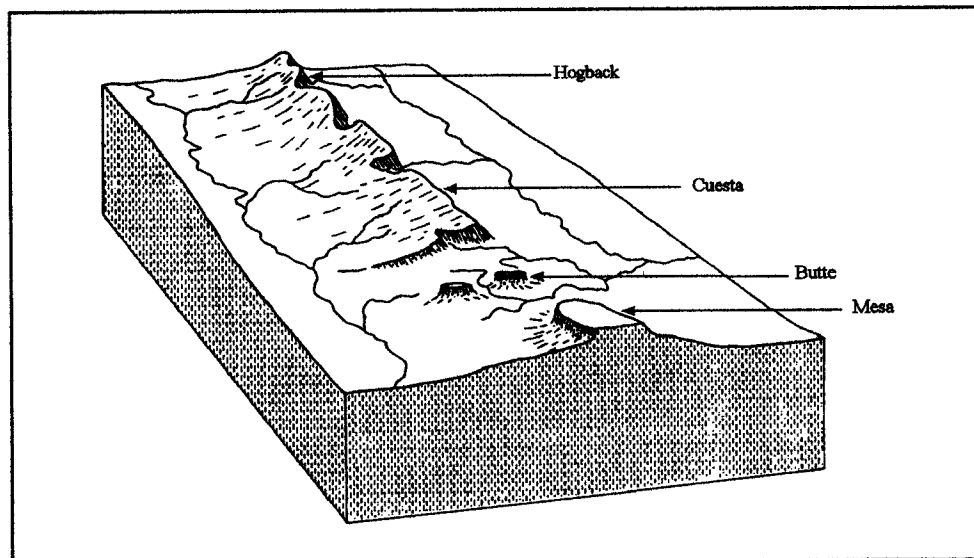


Figura 20 – Relação entre formas topográficas e ângulo de mergulho dos estratos com alternância de camadas resistentes ou não. Fonte: SUMMERFIELD (1993).

As dobras ativas são melhores detectadas na observação de morfologias dos rios que por suas expressões em superfície como as das falhas ativas. STEWART & HANCOCK (1994) citam o exemplo do Rio Mississippi, cuja sinuosidade é referida à movimentação tectônica (Figura 21).

Quanto às escarpas de terraços fluviais ou marinhos, pode-se ter aí uma importante evidência de movimentação horizontal, uma vez que o deslocamento lateral dessas feições geomorfológicas pode ser datado através do material contido nos terraços.

4.4.1. Análise do relevo

4.4.1.1. Introdução

O relevo da área está relacionado à unidade morfoestrutural Planalto Setentrional Pará-Maranhão, sendo representado na área pela Serra do Tiracambu. É caracterizado por relevos

tabulares, suavemente inclinados para leste, com altitudes médias de 250m, recortados pelos rios Gurupi, Pindaré, Bananal, Itinga, Cajuapara, Guaramandi e Nova Descoberta, os quais, no geral, apresentam evidências de pedimentação muito extensa em seus vales.

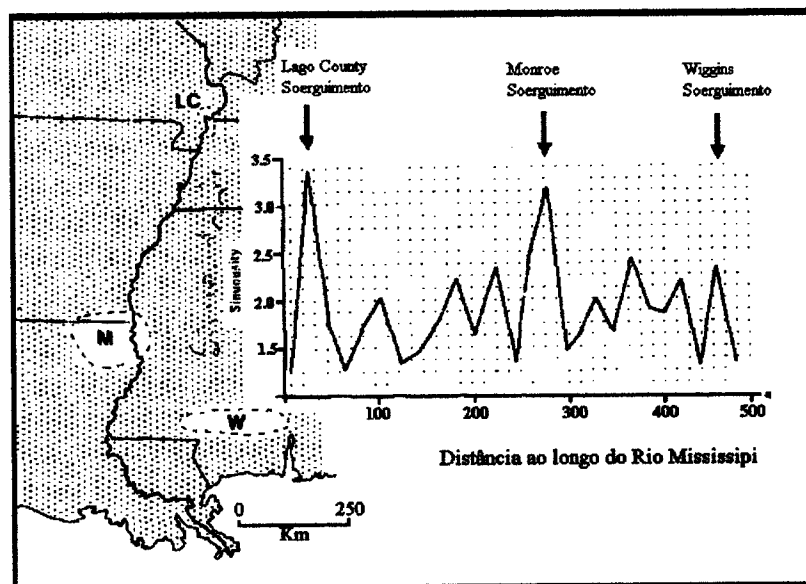


Figura 21 – Variações na sinuosidade do Rio Mississippi, SE dos EUA, com maiores valores de sinuosidade onde o rio atravessa área de soerguimento ativo. Fonte: STEWART & HANCOCK (1994).

Através da análise geomorfológica constatou-se que a dissecação fluvial é um fator muito importante na elaboração do relevo, que propicia a formação de relevos degradacionais.

Este relevo é sustentado pela Formação Ipixuna, suas coberturas laterítico-bauxíticas, além dos depósitos de argila tipo Belterra. Corresponde à superfície de pediplanação pliocênica gerada pelo ciclo Sul-Americano de KING (1956).

A sustentação dos níveis de topo por tipos litológicos particulares, a exemplo dos perfis bauxíticos presentes na área, propicia também a formação de relevos residuais, tais como mesas e morros residuais que gradam para uma superfície ondulada (colinosa) da base do relevo.

As planícies fluviais formam áreas aplainadas ao longo das margens dos rios, constituindo o sistema de relevos de agradação da área.

Através da confecção do mapa morfotectônico tornou-se possível a delimitação dos *trends* estruturais mais importantes. O *trend* que mais se destaca possui direção essencialmente NW-SE. Localmente observa-se um *trend* NE-SW, principalmente na porção nordeste do mapa, além de outro de direção E-W ou ESE-WNW, que interage com os anteriores, configurando sutilmente um padrão lenticular. Observa-se também um *trend* de direção N-S possivelmente mais novo, formando feixes bem definidos, que trunca os anteriormente citados (Anexo 1).

A atuação do binário dextral E-W neotectônico, através do desenvolvimento de áreas transpressivas e transtensivas com direções NE-SW e NW-SE respectivamente, exerce importante influência na gênese do relevo. O controle da drenagem, e a presença de anomalias, como será exposto adiante, o alinhamento das unidades de relevo e o controle do recuo das escarpas coincidem com essas direções, caracterizando a área como morfotectônica.

4.4.1.2. Sistemas de relevo

A caracterização do quadro geomorfológico da área do Tiracambu foi desenvolvida através da confecção de mapas de drenagem e morfotectônico, a partir da análise de fotografias aéreas na escala 1:100.000, pertencentes ao acervo da CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), assim como através de análise de cartas topográficas nessa mesma escala.

Os sistemas de relevo identificados na área são:

a) Relevo de agradação:

a.1) Planícies fluviais: áreas aplainadas ao longo das margens dos rios.

b) Relevo de degradação:

b.1) Relevo colinoso

O relevo colinoso corresponde ao relevo de base, mostrando-se levemente ondulado (Figura 22). É caracterizado por colinas pequenas e médias, com perfis convexo-côncavos, baixa declividade, vales abertos de fundo chato. No lado oeste da área é um tanto restrito, já no lado leste ocupa amplas áreas ao longo dos principais rios. Mostram, no geral, um alinhamento para NE-SW e NW-SE.



Figura 22 – Relevo colinoso. Notar a presença de um vale pedimentado.

b.2) Relevo de morros e morrotes

Localiza-se ao longo dos vales dos rios Itinga, Bananal, Gurupi e Açailândia, além de ocupar porções no norte e no noroeste da área. Onde a dissecação do relevo mais alto é intensa, ocorrem mesas e morrotes residuais (Figura 23).

As unidades de morros apresentam-se tanto extensas quanto restritas, com topos abaulados com encostas suavizadas ou agudos com encostas de média a alta declividade, localmente ravinadas. Os perfis são convexo-côncavos, com vales abertos e fechados .



Figura 23 – Relevo de morros e morrotes.

As unidades de morrotes são geralmente alongadas, de topo abaulado ou agudo, com média a baixa declividade, formando vales abertos e perfis convexo-côncavos.

Ambas as unidades mostram-se alinhadas para NE-SW, NW-SE e subordinadamente N-S.

b.3) Relevo de serras

Presente em grande parte da área, caracteriza-se por serras alinhadas, de topo achatado, extensas, com encostas de média a alta declividade, localmente ravinadas, mostrando perfis convexo-retilíneo-côncavos e vales tanto abertos de fundo chato como fechados. Ocorrem ainda unidades de serras restritas, alongadas ou não, com topo restrito, encostas festonadas, de média declividade, perfis convexo-côncavos e convexo-retilíneo-côncavos, além de vales abertos e fechados (Figura 24).

O relevo de serras mostra-se alinhado segundo as direções NE-SW e NW-SE, subordinadamente há uma orientação E-W. Este relevo é truncado pelos vales dos rios Nova Descoberta, Guaramandi, Açailândia e Bananal, de direções essencialmente N-S.

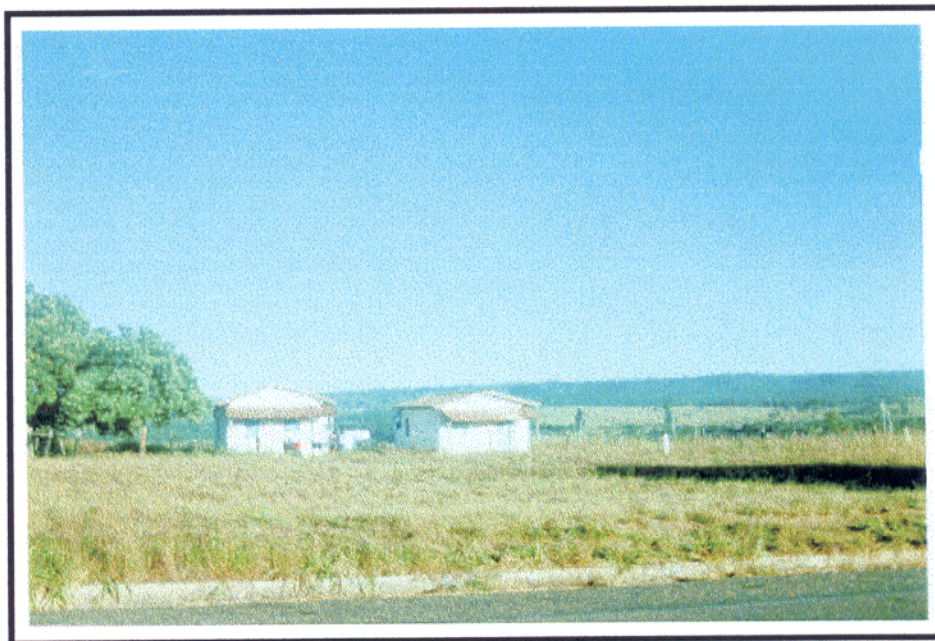


Figura 24 – Relevo de serras.

4.4.1.3. *Landforms* tectônicos

Levando-se em conta o exposto no item 4.4, é oportuno aqui destacar os *landforms* tectônicos presentes na área.

a) Primários

Como *landforms* tectônicos primários observam-se escarpas de falhas. Algumas escarpas apresentam geometria coerente com um controle estrutural multiorientado, mas algumas direções se destacam.

A direção mais frequente é a NW-SE, que ocorre principalmente na porção N-NW da área. Outras direções são NE-SW e subordinadamente N-S (Anexo 1).

No geral, tratam-se de escarpas de alta declividade, sugerindo que a atividade tectônica responsável por sua formação seja recente. No entanto, em muitos locais observam-se escarpas com facetas triangulares, indicando processos erosivos acentuados.

Portanto, é possível que hajam vários episódios de movimentação, ou seja, que as escarpas tenham diferentes idades ou evoluções assíncronas. As mais novas teriam direções NW-SE e N-S.

b) Secundários

A grande característica do relevo da área compreende as *cuestas*, notáveis principalmente no oeste da área. Esse tipo de relevo é característico por sua assimetria em função de um basculamento produzido por falhas. Na parte NW da área (ver Anexo 1), tal assimetria revela-se inclusive pela assimetria da rede de drenagem, como é o caso de alguns afluentes da margem direita do Rio Bananal.

O relevo *cuestiforme* é expresso pelo sistema de serras remanescentes na área. Como será mostrado adiante, tal sistema mostra-se alongado principalmente nas direções NE-SW e NW-SE. As *cuestas* são amplamente controladas por falhas normais de direção NW-SE.

4.4.2. Análise da rede de drenagem

4.4.2.1. Introdução

A análise da rede de drenagem tem-se mostrado indispensável para a interpretação estrutural de uma área devido à enorme sensibilidade dos rios e sua capacidade de se ajustarem à estruturação.

HASUI & COSTA (1996) citam que anomalias de drenagem (padrões geométricos diversos, cursos deslocados lateralmente, assimetria, capturas, etc.) são importantes feições de relevo que refletem incidência da Neotectônica. Tais anomalias são mostradas geralmente por elaboração e análise de mapas de drenagem e de lineamentos, como citado no capítulo 1 (item 1.4). É oportuno ressaltar também que mudanças morfológicas num rio não refletem

necessariamente influência tectônica, dependendo da interação de fatores endógenos e exógenos.

Com relação à área estudada, observa-se que o relevo cuestiforme que limita as serras funciona como divisor de águas, separando basicamente dois grandes sistemas hidrográficos.

O primeiro sistema é formado pelos afluentes da margem direita do rio Capim, cuja direção geral do fluxo é N-S (Rio Bananal), mostrando também inflexões para NE-SW e NW-SE e subordinadamente E-W (Rio Marajoara). Estes rios e seus tributários apresentam trechos fortemente controlados. Localmente, são observadas anomalias marcadas por cotovelos e arcos.

O segundo sistema hidrográfico é formado pelos rios Gurupi e Itinga, assim como por seus afluentes de ambas as margens, com direção geral de fluxo NE-SW (Gurupi, Itinga, Concrein, Água Suja e córrego Água Azul), com inflexões para N-S (rios Cajuapara, Açailândia, Guaramandi e Nova Descoberta), e subordinadamente NW-SE.

Esse sistema apresenta também forte controle, sendo observados trechos bem meandantes que passam bruscamente para trechos retilíneos. Anomalias como arcos, cotovelos e capturas também são amplamente observadas.

4.4.2.2. Zonas homólogas e padrões de drenagem

A separação de zonas homólogas foi realizada de acordo com os critérios de SOARES & FIORI (1976) e seus padrões definidos por comparação aos descritos por HOWARD (1967). Dessa forma verificou-se a predominância na área do padrão subdendrítico (ou subtreliça) e subordinadamente o padrão treliça.

No mapa de drenagem (Figura 25) pode-se observar a distribuição dessas zonas.

A zona homóloga 1 é caracterizada pela ausência de drenagem e está associada aos topos das serras onde dominam perfis lateríticos (bauxíticos). Como citado anteriormente, os topos geralmente são planos, levemente inclinados para NE.

Nas zonas homólogas 2 e 4 observa-se a predominância do padrão subdendrítico (subtreliça). Na zona 2 esse padrão apresenta uma densidade de drenagem alta e na zona 4 densidade média.

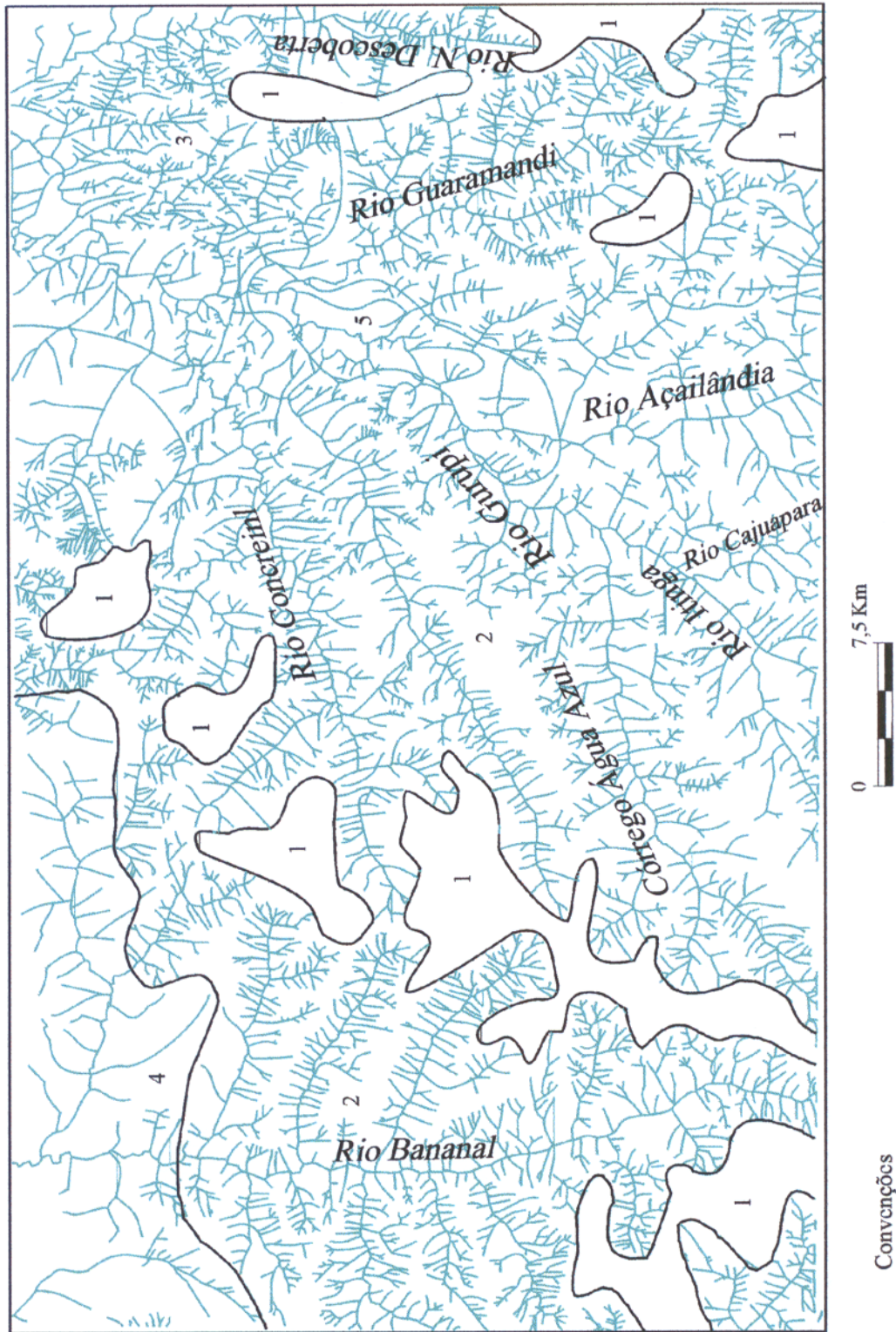


Figura 25 - Mapa de drenagem relativo às folhas Felinto Muller e Guaramandi, com delimitação das zonas homogêneas de drenagem.

Como principais características nessas zonas observa-se a sinuosidade mista, assimetria fraca, angularidade média, tendendo a alta nos tributários de mais baixa ordem, tropia multidirecional ordenada, além de formas anômalas como meandros isolados, arcos e cotovelos.

O padrão subdendrítico/subtreliça, de acordo com HOWARD (1967) classifica-se como um padrão treliça modificado, característico de formas alongadas paralelas até certo ponto de continuidade e paralelismo da drenagem dominante, sendo portanto um pouco mais controlado que o padrão subdendrítico em si.

A zona homóloga 3 caracteriza-se pelo padrão treliça refletindo forte controle estrutural. Apresenta densidade de drenagem alta, sinuosidade mista a retilínea, angularidade média a alta, tropia tridirecional e assimetria fraca. São comuns formas anômalas de drenagem: arcos, cotovelos, meandros e rios capturados.

A zona homóloga 5 caracteriza-se pelo padrão anelar, interpretado aqui como resultado de erosão.

A variância nos padrões observados resulta dos diferentes arranjos dos rios, os quais estão relacionados aos relevos morfoestruturais e à sua morfogênese. O padrão subdendrítico/subtreliça, por exemplo, associa-se a relevos de média a baixa amplitude (morros e colinas), sustentados por depósitos do Terciário Inferior e do Quaternário; o padrão treliça associa-se também àqueles depósitos, entretanto o controle estrutural é muito maior, destacando-se as direções NW-SE, NW-SE e N-S.

4.4.2.3. Análise de lineamentos

A observação dos segmentos retilíneos de drenagem possibilitou a individualização de lineamentos de drenagem, provavelmente correspondentes a importantes estruturas neotectônicas, visto a forte influência que representam na drenagem atual.

Segundo O'LEARY *et al.* (1976), o lineamento é uma morfoestrutura por conceito: é uma feição linear mapeável, simples ou composta, contínua ou descontínua da superfície terrestre, cujas partes estão alinhadas em arranjo retilíneo ou suavemente curvo, que diferem distintamente dos padrões de feições que lhes são adjacentes e, presumivelmente, refletem um

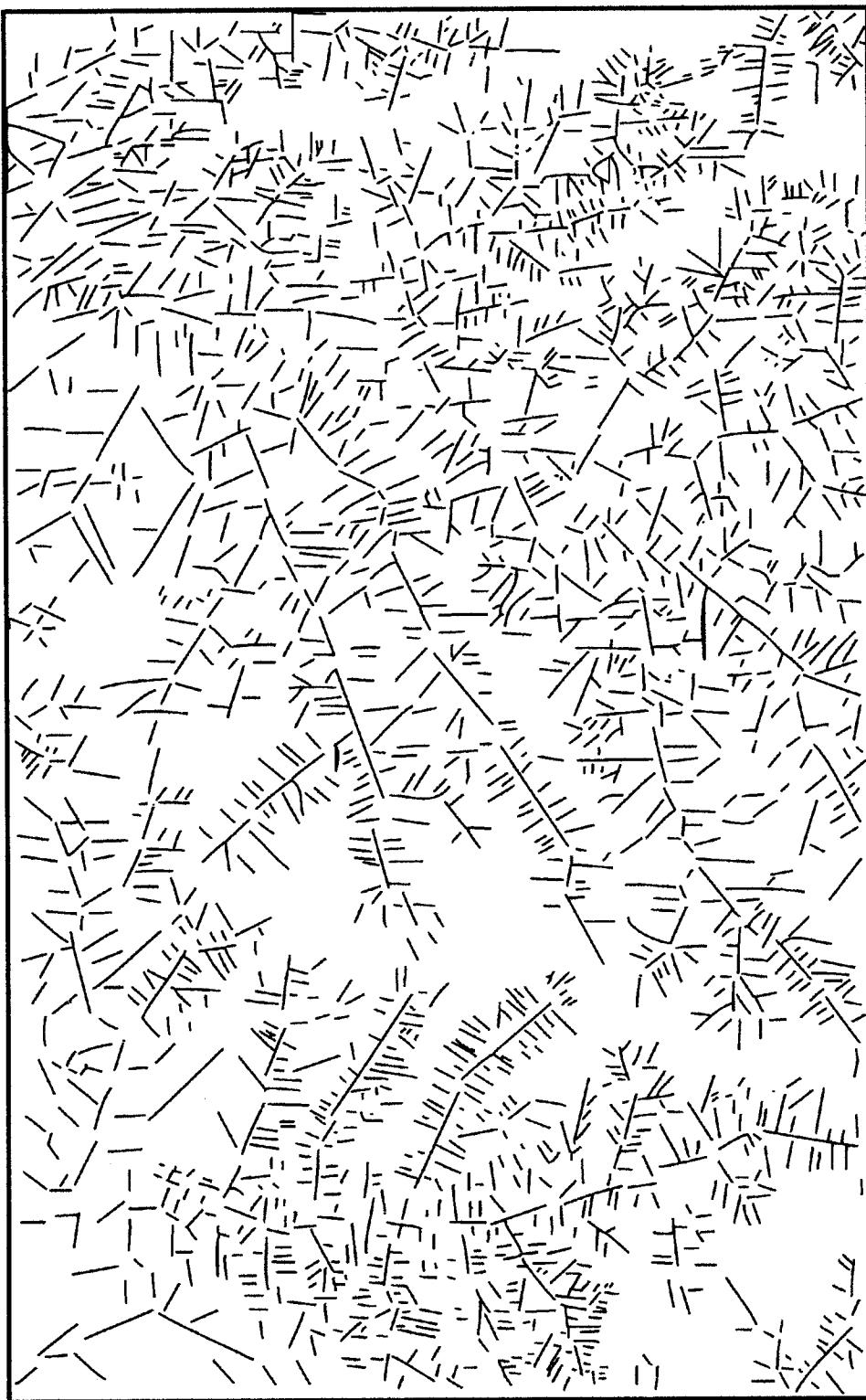
fenômeno de subsuperfície. Tais autores citam a importância dos mapas de lineamentos como fonte de numerosas informações de caráter estrutural.

No mapa de lineamentos de drenagem (Figura 26) foi realizada análise estatística das medidas de direção de lineações e lineamentos de drenagem, compondo um total de 1.265 medidas, que foram plotadas num diagrama de rosetas (Figura 27).

47° 10'

48° 00'

04° 00'



04° 30'



Figura 26 - Mapa de lineamentos de drenagem extraído do mapa de drenagem anterior.

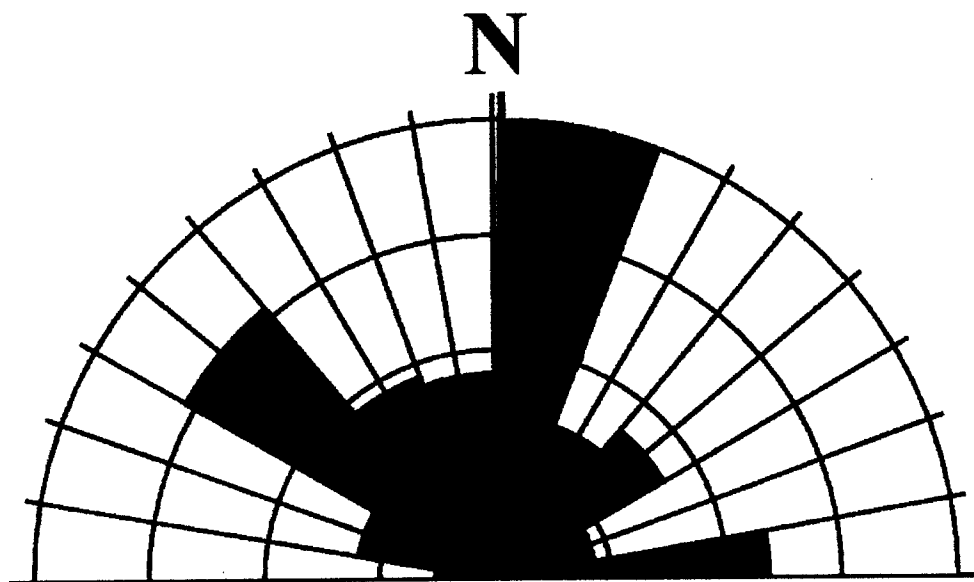


Figura 27 – Diagrama de roseta dos lineamentos de drenagem das folhas Felinto Muller e Guaramandi.

Tal análise mostra que a direção N 0°-20°E predomina, seguida pela direção N40°-60°W, e secundariamente a direção N80°-90°E. Segue-se uma distribuição equitativa das direções N20°-40° E, N40° -60°E, N60° -80° E, N60° -80° W e N80° -90° W.

Essa variação reflete o caráter do escoamento da drenagem em termos gerais. Entretanto, a direção essencialmente N10°E, dominante, corresponde a dos rios Bananal, Nova Descoberta, Açailândia e Cajuapara, além de representar também as drenagens de mais baixa ordem referentes aos tributários desses rios.

Lineamentos de direção N-S ocorrem em toda a área, cortando os demais, sendo, portanto, possivelmente mais novos.

A direção N40°-60° W, muito importante também, se deve à direção dos afluentes da margem direita do Rio Bananal e do Igarapé da Onça.

Lineamentos de direção E-W são também pronunciados, exercendo forte influência na configuração dos padrões da rede de drenagem. Apesar de presentes na área como um todo, sua maior ocorrência se dá na porção sul, onde controla tributários dos rios Bananal, Cajuapara e Açailândia e parte do Córrego Água Azul.

As direções de lineamentos NE-SW não são menos importantes no controle da drenagem, como pode ser observado nos rios Concrein, parte do Gurupi e no Itinga, além do Córrego Água Suja.

Nos afluentes da margem direita do Rio Bananal (Figura 28), os tributários das margens direitas são curtos e em menor quantidade que os da margem esquerdas, mais longos. A diferença de amplitude de uma margem para outra é em torno de 50m. Tais elementos localizam-se em direções coincidentes com as das falhas normais (NW-SE), o que sugere que as assimetrias observadas na drenagem nessa área estejam relacionadas aos deslocamentos promovidos pelas falhas.

OUCHI (1985) e SCHUMM(1986) associam mudanças abruptas de um tipo a outro de canal à variação no gradiente de um rio, tanto por subsidência quanto por soerguimento, no qual o aumento da inclinação do vale causa meandramento na drenagem, enquanto que a redução implica na formação de canais retilíneos.

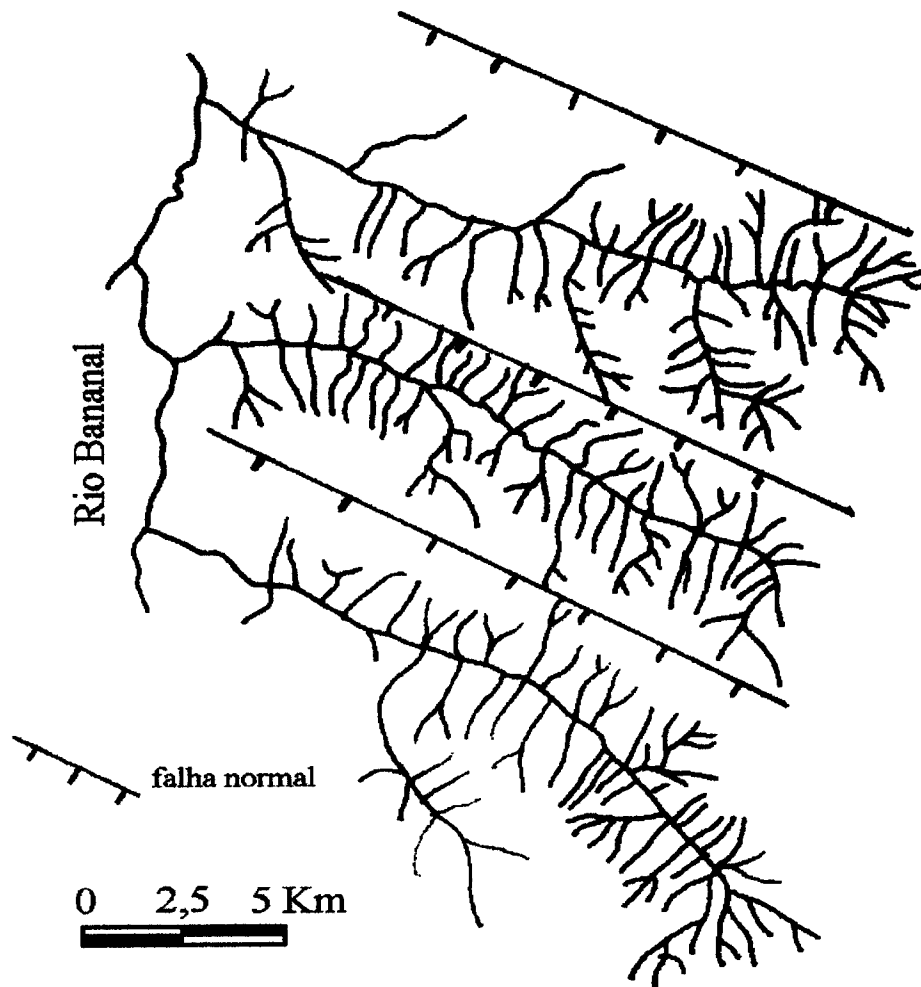


Figura 28 - Caso de assimetria entre tributário de um margem e de outra, indicando a presença de prováveis falhas normais NW-SE. Afluentes da margem direita do Rio Bananal.

No Rio Gurupi (Figura 29) há um trecho onde ocorre um importante meandramento, localizado entre dois trechos retilíneos. Associada a alguns indicadores, como por exemplo, linearidade de tributários, linearidade das escarpas etc., foi definida a presença de duas falhas normais de direção NW-SE que controlam esse trecho meandrante correspondente a uma área rebaixada com relação às adjacências.

Outro aspecto importante observado no Rio Gurupi é a presença de curvas anômalas como arcos e cotovelos. Ainda na figura 29 é possível observar que o rio teve seu curso desviado para esquerda, formando anomalias em cotovelos, o que, no caso, é diagnóstico de atividade neotectônica. Tal diagnóstico é dado por causa de alguns indicadores: trata-se de uma característica puntual e não geral para o rio, o que sugere em causas sedimentológicas; essas anomalias relacionam-se a importantes lineamentos de direção E-W, interpretados como falhas transcorrentes dextrais, reconhecidas tanto através da análise da rede de drenagem quanto pelos elementos morfológicos da paisagem.

Outro caso de anomalia relacionada a falhas transcorrentes E-W dextrais ocorre no Rio Cajuapara (Figura 30) pela presença de arqueamentos.

Foi possível a observação de deslocamentos nas drenagens devido às interseções entre as várias direções de lineamentos anteriormente citadas. Esses deslocamentos são reconhecidos no mapa de drenagem (Figura 25) pelo aspecto encurvado de alguns tributários, em forma de "Z". Alguns trechos bem característicos desse padrão são apresentados nas figuras 31 e 32, como é o caso dos rios Concrein, Açailândia, Bananal e Córrego Água Azul. Os deslocamentos em sentido horário sugerem a atuação de falhas transcorrentes dextrais E-W e N-S.

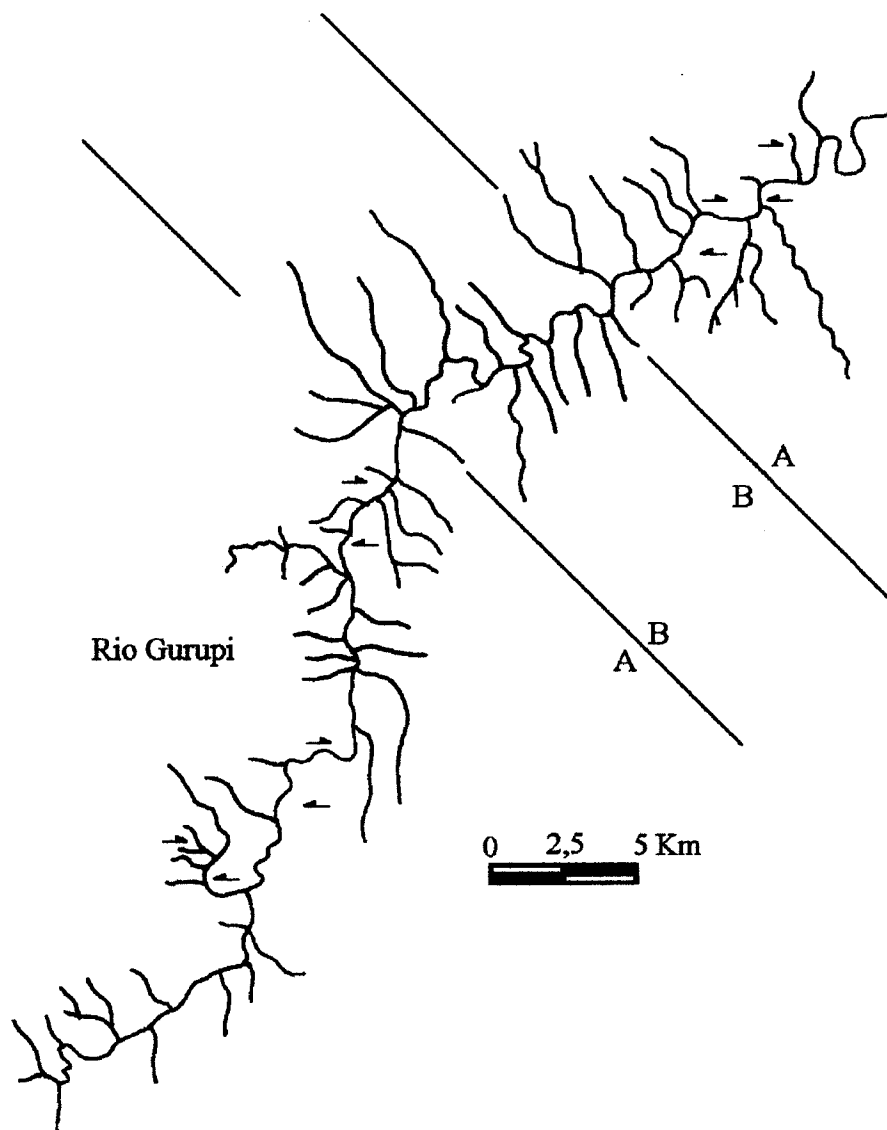


Figura 29 – Segmento meandrante ao longo do Rio Gurupi correspondente a uma área rebaixada tectonicamente. Notar desvios para a esquerda, ressaltados por anomalias em cotovelo, que se relacionam provavelmente à falhas transcorrentes dextrais E-W.

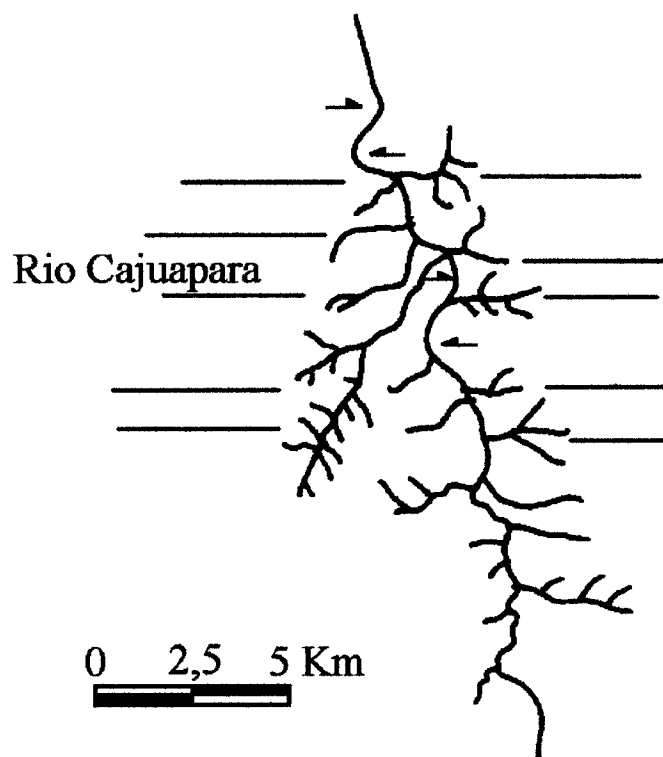


Figura 30 – Encurvamento ao longo do Rio Cajuapara evidenciando a atuação de falhas transcorrentes dexas.

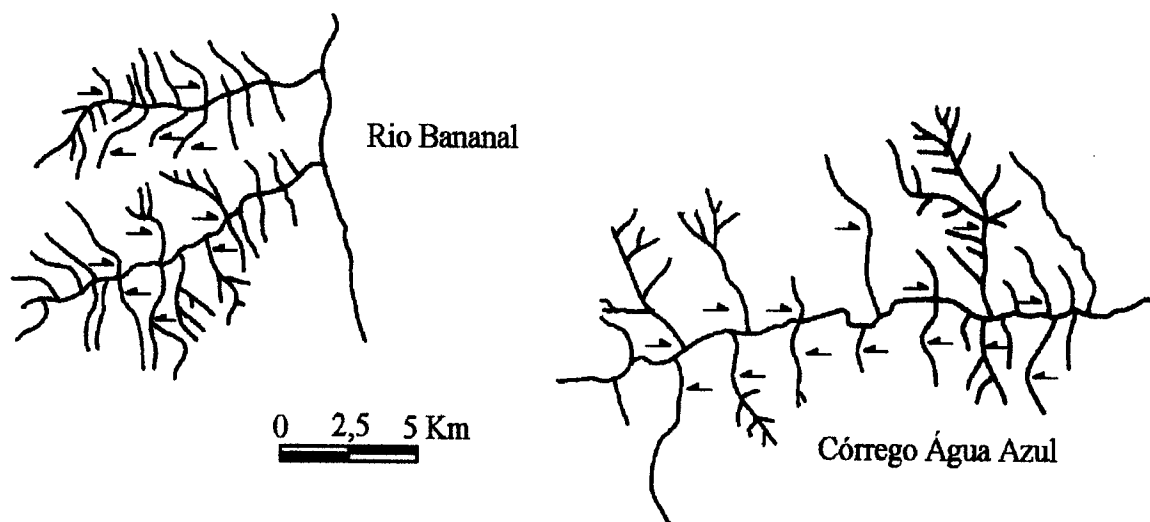


Figura 31 – Lineamentos do Rio Bananal e do Córrego Água Azul cujos indicadores cinemáticos da drenagem sugerem falhas transcorrentes dextrais em segmento de direção em torno de E-W.

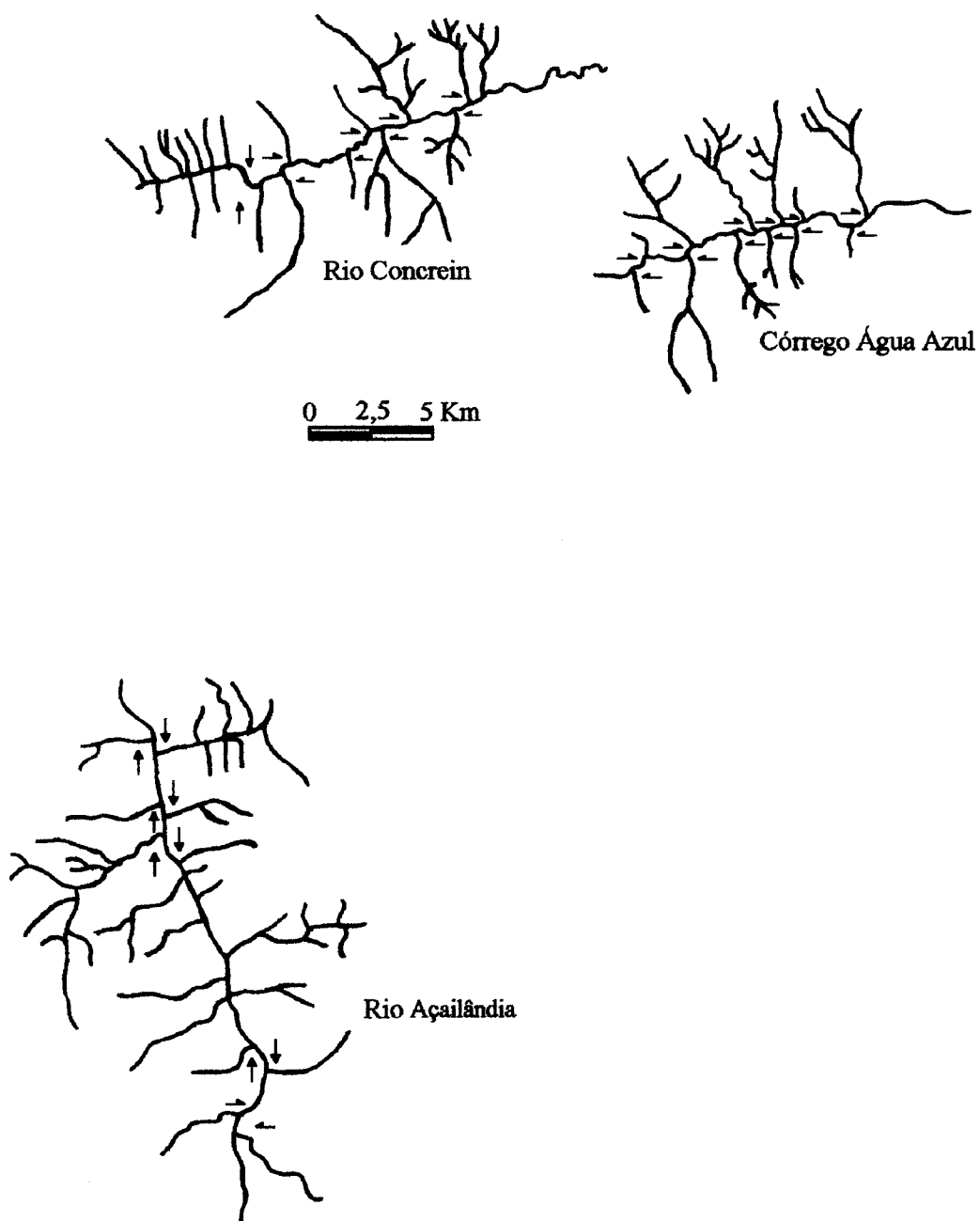


Figura 32 – Indicadores cinemáticos de drenagem em forma de “Z” indicando movimentação transcorrente dextral nos lineamentos dos rios Concrein e Açailândia e do Córrego Água Azul.

5. ESTRATIGRAFIA

5.1. INTRODUÇÃO

As regiões nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão contêm várias bacias sedimentares preenchidas por unidades litoestratigráficas diversas, além de idades também diversas que vão desde o Pré-Cambriano até o Cenozóico. Como exemplos pode-se citar as bacias do Parnaíba, de São Luís, do Marajó, de Pinheiro, dentre outras.

A área estudada nesta dissertação está inserida no contexto da Bacia do Grajaú (GÓES, 1995). Como tais denominações são recentes, torna-se necessário apresentar aqui uma síntese dos principais estudos estratigráficos realizados na área.

5.2. BACIA DO GRAJAÚ

As primeiras investigações de cunho estratigráfico na área em questão datam das décadas de 40 e 50 com os trabalhos de LISBOA¹ e de CAMPBELL² *apud* SCHOBENHAUS & CAMPOS (1984), nos quais foram feitas descrições das unidades aflorantes. As tentativas de organização dessas unidades em colunas estratigráficas, bem como descrições mais detalhadas, foram realizadas por BARBOSA *et al.* (1973), NUNES *et al.* (1973) e ALMEIDA *et al.* (1995). Tais autores consideram que a área corresponde à porção noroeste da Bacia do Parnaíba.

Novos fatos surgem quando GÓES (1995) redefine a Bacia do Parnaíba, compartimentando-a em diferentes bacias com gêneses, estilos tectônicos, preenchimentos e idades distintas, as quais constituiriam a Província Sedimentar do Meio Norte (ver Figura 2).

GÓES (*op.cit.*) argumenta que a compreensão do quadro tectono-sedimentar da Bacia do Parnaíba sempre foi difícil em função de sua evolução policíclica.

¹ LISBOA, M. A. R. 1914. The permian geology of Northern Brazil. *American Journal of Science*, New Haven, Ser. 4, 37 (221) : 425-43.

² CAMPBELL, P. F. 1949. Revised report on the reconnaissance geology of the Maranhão Basin. Belém, Petrobrás (Rept.7).

Ao analisar a carta estratigráfica, o mapa de anomalias *Bouguer* e o mapa geológico da região, propõe para a área do Tiracambu que as formações cretáceas aflorantes na porção noroeste da província passam a integrar o preenchimento de uma nova unidade tectônica, chamada de Bacia do Grajaú. Petri e Fúlfaro³ *apud* GÓES (1995) já haviam salientado que as isópacas das formações cretáceas demonstram a inexistência da Bacia do Parnaíba como unidade geotectônica nesta época.

As falhas mestras da Bacia do Grajaú, segundo GÓES (*op. cit.*), estariam relacionadas ao Lineamento do Rio Parnaíba e à Estrutura de Xambioá, com falhas compartimentais associadas aos lineamentos Transbrasiliano e do Rio Grajaú. Seu eixo distensivo teria direção NNE-SSW com eixo deposicional paralelo ao Lineamento do Rio Grajaú. O mapa de anomalia *Bouguer* analisado mostra que as maiores espessuras concentram-se no Baixo do Grajaú (na região da Serra do Tiracambu).

O embasamento da bacia é constituído pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba e pelos metassedimentos e rochas graníticas da Faixa Orogênica Tocantins-Araguaia e do Cráton São Luís. O preenchimento sedimentar da bacia iniciou-se com os depósitos eólicos e lagunares das formações Grajaú e Codó (Aptiano), finalizando com a sedimentação fluvial da Formação Itapecuru (Albiano-Senomaniano?), compondo um perfil de espessura máxima de aproximadamente 800m, no qual apenas a Formação Itapecuru aflora em superfície.

BORGES *et al.* (1997) redeterminam esta mesma bacia de Bacia do Capim, cujo depocentro principal situar-se-ia em seu lado oeste com direção N-S, sendo que o alto curso do Rio Capim estaria alinhado de acordo com as falhas mestras N-S, inclinadas para leste, responsáveis pela instalação da bacia (Figura - 33), fato pelo qual a bacia recebe esta denominação.

De acordo com BORGES *et al.* (1997), o preenchimento da Bacia do Capim compreende uma seqüência basal fluvial entrelaçada, relacionada a Formação Itapecuru, passando gradativamente para o topo para uma seqüência tipicamente transicional/marina, relacionada a um modelo evolutivo de costa mista, influenciada tanto por maré quanto por ondas ligadas a episódios de tempestade, chamada de Formação Ipixuna, considerando o termo adotado por JUPIASSU (1970) e FRANCISCO *et al.* (1971).

³ PETRIS, & FÚLFARO, 1983. *Geologia do Brasil (Fanerozóico)*. São Paulo. Ed. T.A. Queiroz. Editora da Universidade de São Paulo, 631p.

Com relação às unidades litoestratigráficas que se depositaram sobre a bacia a partir do Terciário Superior (início da fase neotectônica), BORGES *et. al.* (*op. cit.*) reconhecem uma formação correlacionável aos depósitos de Argila de Belterra, a qual chamaram de Formação Tiracambu. Sua gênese deve ser entendida no contexto de um depósito sedimentar antigo, proveniente de retrabalhamento de perfis lateríticos maduros, depositado por fluxo de detritos. São os depósitos relacionados ao início da fase neotectônica, num contexto transpressivo. Encontram-se em parte dobrados, e em alguns locais, intercalados a camadas subhorizontais, o que segundo BORGES *et.al.* (1997) sugere anternância entre períodos de deformação e quiescência sindeposicional.

Ligados à fase de inversão negativa da bacia (transtensão), BORGES *et. al.*(1997) reconhecem depósitos agrupados na Formação Açailândia, correlacionáveis ao Grupo Barreiras. Constituem-se de duas variações litológicas: areno-conglomeráticos e areno-argilosos. Relacionam sua deposição a transporte por fluxo gravitacional com preenchimento de pequenas depressões formadas no substrato da Formação Ipixuna. Encontram-se afetados por laterização imatura, e com base nisto, sua idade é estimada em torno do Terciário Superior até o Pleistoceno.

Acima da Formação Açailândia, BORGES *et. al.*(*op. cit.*) definem a Formação Sá, correlacionável ao Pós-Barreiras. É constituída basicamente por sedimentos areno-argilosos, inconsolidados e mal-selecionados. Os litotipos mais novos encontrados na bacia são aqueles vinculados à evolução do Quaternário.

A seguir são apresentadas informações sobre as demais unidades litoestratigráficas observadas na área.

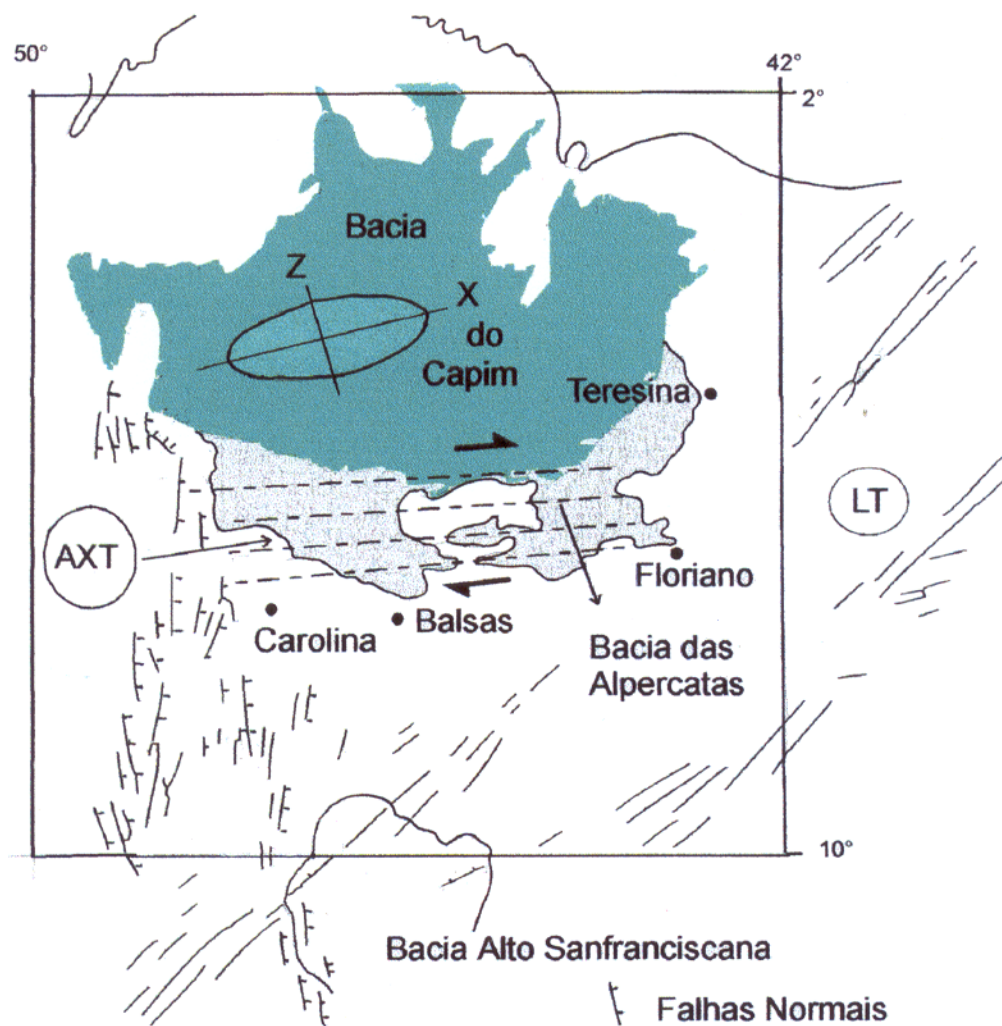


Figura 33 – Quadro tectônico e de preenchimento vinculado ao intervalo Juro-Cretáceo nas bacias do Meio Norte do Brasil, associadas à Reativação Sul-Atlântica. Modificado de HASUI *et al.* (1991).

5.2.1. Evolução da bacia

De acordo com GÓES (1995), durante a fragmentação do Gondwana no Aptiano-Albiano, ocorreu um amplo soerguimento de toda a área central da Província Sedimentar do

Meio-Norte (PSMN), em função do deslocamento dos polos da deriva continental para o nordeste da costa brasileira.

Com a formação das antéclices do Alto do Parnaíba e de Xambioá, deu-se, concomitantemente, a norte, a formação da Bacia do Grajaú e a sul, a do Espigão Mestre, pois tais antéclices/arqueamentos serviram como divisores de sedimentação entre as duas bacias. Entretanto, o Arco São Vicente Ferrer-Urbano Santos- Guamá apresentava porções ainda não totalmente soerguidas (o que só ocorreu a partir do Albiano), fato que propiciou as incursões marinhas da Formação Codó, vindas de NW da Bacia do Grajaú.

As áreas deposicionais da Formação Itapecuru sofreram uma expansão após a ruptura definitiva do Gondwana, resultante de uma subsidência térmica do tipo "cabeça de boi" , devendo sua deposição ter durado até o Senomaniano.

A partir do Paleógeno houve provavelmente um soerguimento da PSMN, com o deslocamento dos sítios deposicionais para bacias costeiras e para a Plataforma Bragantina.

5.3. UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA REGIÃO DO TIRACAMBU

Na região do Tiracambu foram reconhecidas as seguintes unidades litoestratigráficas: Formação Ipixuna, Formação Tiracambu, Formação Açailândia, Formação Sá e depósitos relacionados à evolução do Quaternário (Figura 34), que serão descritas, a seguir:

5.3.1. Cretáceo/ Terciário Inferior

5.3.1.1. Formação Ipixuna

FRANCISCO *et al.* (1971) denominam de Formação Ipixuna os sedimentos que afloram desde 60 Km ao sul de São Miguel do Guamá (PA) até 31 Km a norte de Imperatriz (MA). Segundo esses autores, as melhores exposições ocorrem nos arredores de Ipixuna (PA), estando esta unidade sotoposta discordantemente aos sedimentos do Grupo Barreiras e sobreposta aos sedimentos da Formação Itapecuru. A Formação Ipixuna compreende argilas caulínicas e arenitos finos a grossos depositados em ambiente flúvio-lacustre.

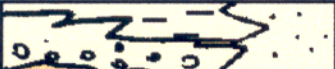

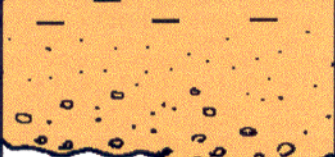


CENOZÓICO	QUAT.	HOLOC.		SEQUÊNCIA HOLOCÊNICA
		PLEIST.		FORMAÇÃO SÁ
	TERCIÁRIO	PLIOC.		FORMAÇÃO AÇAILÂNDIA
		MIOC.		
		OLIGO.		
	EOCEN.			
	PALEO.		FM. TIRACAMBU	
MESOZÓICO	CRETÁCEO	SUPERIOR		FORMAÇÃO IPIXUNA

Figura 34 – Coluna litoestratigráfica da área.

Com relação à idade, considera-se a idade máxima do Terciária Inferior com base em tronco silicificado de angiospermas da família *Humiriaceae* e nas relações estratigráficas discordantes das formações Pirabas e Barreiras (JUFIASSU, 1970; FRANCISCO *et al.*, 1971).

GÓES (1981), com base em diferenças litológicas subdivide esta unidade em : litologia A caracterizada por arenitos brancos, finos, caulínicos, com estratificação cruzada tangencial, além de siltitos e argilitos vermelhos; e litologia B formada por ritmitos de argilitos e arenitos brancos, finos, caulínicos, com estratificação cruzada e bancos de caulim, que afloram, respectivamente, entre as cidades de Gurupi do Pará e Ligação do Pará, e entre Ipixuna e

Paragominas. GÓES (1981) admite a possibilidade da Formação Ipixuna tratar-se de uma fácies da Formação Itapecuru, devido à grande afinidade litoestratigráfica com esta última por conta de sua similaridade litológica e morfológica.

Na área estudada, a Formação Ipixuna ocorre extensivamente, entretanto, seus afloramentos na BR-010 apresentam pouca exposição e má conservação, com exceção dos pontos 1, 2, 3, 4 e 15 (Anexo 2), onde alguma continuidade é notada. Seu contato inferior não é observado, pois é a unidade mais antiga da bacia aflorante na área investigada. Nessa unidade desenvolveu-se um perfil laterítico maturo (COSTA, 1991), que é capeado discordantemente por sedimentos depositados por fluxo gravitacional.

Através de análise faciológica, foram reconhecidas as seguintes fácies na Formação Ipixuna:

- a) Fácies arenito com estratificação cruzada acanalada (Aac): Localizada nos pontos 3, 4 e 15 (ver Anexo 2), constitui-se de arenitos amarelados a esbranquiçados, de granulação média a grossa, com grãos mal selecionados, subarredondados a subangulosos. Apresenta estratificação cruzada acanalada de pequeno a grande porte, cujos *sets* são geralmente marcados por bases erosivas. Foi observado um padrão granodecrescente ascendente (a sequência grada até fácies pelíticas) e, localmente, a ocorrência de níveis centimétricos descontínuos de argilito maciço e de intraclastos argilosos. Em função dessa relação e da presença de traços fósseis, sugere-se influência costeira. A paleocorrente medida tem sentido para NE e subordinadamente ESE.
- b) Fácies arenito com estratificação cruzada tabular (At): Essa fácies localiza-se nos pontos 1, 2, 3, 4 e 15 (ver Anexo 2). Constitui-se de arenitos rosados de granulação média a fina, com grãos mal a moderadamente selecionados, subarredondados, mostrando estratificações cruzadas tabulares de médio porte. Apresenta um padrão granocrescente ascendente. São observados localmente clastos centimétricos de argila. O sentido da paleocorrente é para E e NE.
- c) Fácies arenito com estratificação cruzada sigmoidal (Asg): Ocorre nos pontos 2, 3 e 4 (ver Anexo 2). Essa fácies caracteriza-se por arenitos esbranquiçados a rosados,

com grãos bem selecionados, mal arredondados. Os *sets* são comumente recobertos por pelitos e apresentam contatos erosivos (superfícies de reativação) entre si, o que caracteriza influência de maré. Observa-se a presença de traços fósseis. O mergulho dos *foresets* indica sentido da paleocorrente variando de NE a SE.

- d) **Fácies arenito com laminação cruzada cavalgante (Alcg):** Associada à fácies pelíticas e às com estratificação sigmoidal, ocorre nos pontos 3 e 4 (ver Anexo 2). Caracteriza-se por arenitos finos a muito finos, de coloração avermelhada a arroxeada, com grãos bem selecionados, apresentando laminação cruzada cavalgante. São comuns filmes de argila ondulados entre os estratos e a presença de bioturbação. Relacionam-se às terminações das barras sigmoidais trabalhadas por maré.
- e) **Fácies arenito e argilito com estratificação *wave* e *flaser* (AAwf):** Localiza-se nos pontos 4, 5 e 6 (ver Anexo 2). Corresponde a arenitos de granulação fina, esbranquiçados, siltitos e argilitos de coloração marrom-avermelhada. Apresenta estratificações *wave* e *flaser* realçadas por filmes de argila e lentes de areia, as quais apresentam laminações cruzadas (Figura 35).
- f) **Fácies ritmito arenito/pelito laminado (Rl):** Localiza-se nos pontos 4, 5 e 6 (ver Anexo 2). Constitui-se de siltitos e argilitos de cor vermelho-roxo, intercalados a arenitos muito finos de cor branca, caracterizando uma estrutura finamente laminada. Gradam lateral e verticalmente para argilitos laminados a maciços (Figura 36).
- g) **Fácies argilito laminado (Al):** Essa fácies ocorre nos pontos 2, 3, 4, 5, 6, 11 e 15 (ver Anexo 2). Caracteriza-se por argilitos de cor marrom-avermelhada, localmente caulinizados e bioturbados. Em alguns pontos apresenta estrutura maciça. Relacionam-se às fácies sigmoidais, com laminação cavalgante e aos ritmitos.

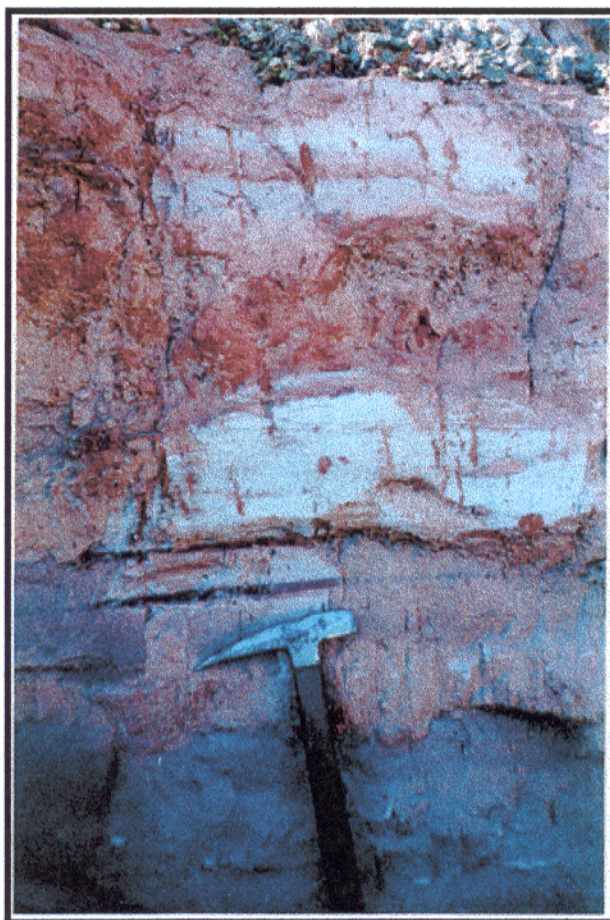


Figura 35 – Detalhe da fácies arenito e argilito com estratificação *wave* e *flaser*. Notar a presença de um par de argila, que junto com outros critérios denunciam a influência de maré. Ponto 4.

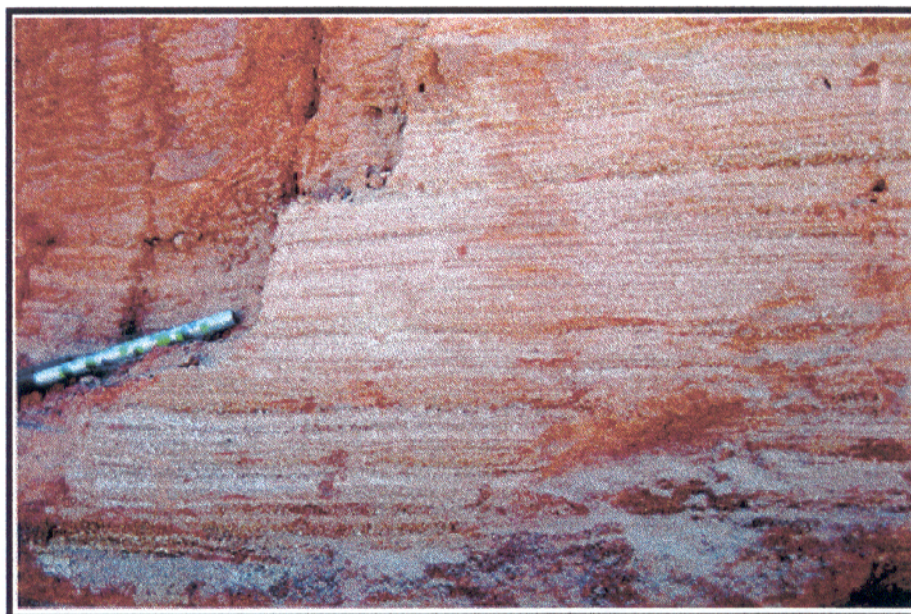


Figura 36- Detalhe da fácies ritmo arenito/argilito laminado. Ponto 4.

Essas fácies foram agrupadas em duas associações denominadas A e B.

A Associação A reúne as fácies Aac e At. Representa depósitos gerados a partir de correntes trativas de energia moderada a alta, com fluxo unidirecional. Essa associação corresponde possivelmente a depósitos de canal fluvial com formas de leito rugoso, depósitos de dunas subaquosas e de barras, indicando pequenas progradações fluviais "chegando" numa frente deltáica.

A Associação B compreende as fácies Asg, Aawf, Acg, Rl, e Al. Representa depósitos gerados em parte por correntes trativas de baixa energia, com eventual atuação de fluxo oscilatório, alternando com períodos onde dominam processos de decantação dos finos, num ambiente transicional tipo planície de maré. A estratificação cruzada sigmoidal indica perda de energia dos corpos arenosos pela chegada numa massa d'água. Tais características sugerem

um sistema de lobos deltáicos que migram num ambiente transicional em direção a zona de *foreshore*.

5.3.2. Terciário Inferior/Superior

5.3.2.1. Formação Tiracambu

Sua ocorrência abrange os níveis topográficos de maior altimetria, ou seja, os topos das serras. É uma unidade fortemente vinculada à gênese do relevo residual.

Compreende depósitos argilo-arenosos, de coloração alaranjada, apresentando grande homogeneidade. É comum também a presença de níveis concrecionários relacionados aos topos das crostas ferruginosas subjacentes. Em alguns locais pode-se notar uma gradação de um nível basal mais conglomerático, para um superior mais argilosos. Em função disso, entende-se a deposição dessa formação ligada a fluxos gravitacionais.

5.3.3. Terciário Superior

5.3.3.1. Formação Açailândia

Esse tipo de depósito foi informalmente descrito num relatório da disciplina Estágio de Campo III, ofertada pelo curso de graduação em Geologia da UFPA (REBÊLO *et al.*, 1997), em que os autores relacionam sua localização a pequenas depressões formadas nos pacotes da Formação Ipixuna. BORGES *et al.* (1997) admitem a relação deste tipo de depósito com falhas normais que afetam o preenchimento da Bacia do Grajaú e que controlam *grabens* e *hemigrabens* alongados na direção NW-SE. BORGES *et al.* (1997) a correlacionam ao Grupo Barreiras.

Segundo COSTA (1991), a idade máxima estimada para estes depósitos é terciária-superior/quaternária, com base na idade terciária-inferior dos perfis lateríticos maduros na região amazônica, visto que nos depósitos de fluxo gravitacional foram observados fragmentos ferruginosos oriundos dos perfis de laterização.

Sobre esta unidade desenvolveu-se um perfil de alteração imaturo (COSTA 1991).

Através da observação dos afloramentos estudados nesta dissertação, foi possível reconhecer duas variações litológicas na ocorrência desses sedimentos: areno-conglomeráticos e areno-argilosos que ocorrem nos pontos 3, 9, 10, 11, 12, 13 e 14 (ver Anexo 2), localizados nas porções topograficamente mais baixas da área.

- a) **Areno-conglomeráticos:** correspondem a arenitos friáveis de granulação fina a grossa, com grãos subarredondados, mal selecionados. Apresenta grande quantidade de seixos de laterita, de arenitos e de quartzo, geralmente subangulosos. É notável um padrão granodecrescente ascendente, que grada tanto lateral quanto verticalmente para sedimentos areno-argilosos; há ainda porções com maior quantidade de seixos de quartzo que formam conglomerados matriz-suportados.
- b) **Areno-argilosos:** são sedimentos areno-argilosos cujo teor de argila é variável. Nas camadas pouco argilosas são observados clastos de argilito, seixos angulosos de laterita e arredondados de quartzo, formando às vezes níveis concrecionários, geralmente descontínuos e de espessuras variáveis.

5.3.4. Quaternário

5.3.4.1. Formação Sá

Associada a Formação Açailândia localizado-se acima desta, a Formação Sá constitui-se de sedimentos areno-argilosos, pobremente selecionados, muito friáveis, de coloração amarelada. Sua espessura não pode ser estimada devido sua ocorrência limitada e sua variância na continuidade lateral.

5.3.4.2. Sequência Holocênica

Os depósitos mais recentes da região estão relacionados aos processos morfogenéticos de dissecação e desagregação do relevo (BORGES *et al.*, 1997), e são constituídos por

acúmulos de seixos, areias, silte e argilas dispostos comumente em lentes, formando os depósitos de alúvio, colúvio, e terraços aluviais (SCHOBENHAUS & CAMPOS, 1984).

Nos pontos 16 e 17 (ver Anexo 2), ao longo dos rios Açailândia e Água Azul, foram observados arenitos conglomeráticos com seixos de arenito ferruginoso e de argilito, relacionados a escarpamentos de direções E-W, e NW-SE. Outros litotipos observados correspondem a depósitos aluviais e de planície de inundação, que são constituídos por arenitos inconsolidados de coloração amarelo-esbranquiçada, contendo seixos de quartzo e de laterita, que ocorrem associados a siltes e argila (Figura 37).



Figura 37- Depósitos relacionados à evolução do Quaternário. Detalhe no Rio Açailândia onde foram observados arenitos inconsolidados de coloração amarelo-esbranquiçada, associados a siltes e argilas, correspondentes a depósitos aluviais e de planície de inundação.

6. LATERITAS E LATERIZAÇÃO

6.1. CONTEXTO REGIONAL

Dois eventos principais de laterização são reconhecidos na região amazônica (COSTA, 1991). O primeiro evento, responsável pela formação de um perfil complexo (perfil maduro), caracterizado por um horizonte aluminoso (fosfático e/ou bauxítico) e crostas ferruginosas com texturas maciças, pisolíticas e nodulares, foi datado do Eoceno- Oligoceno. O segundo evento gerou perfis imaturos, datados do Pleistoceno, com crostas ferruginosas menos complexas, sem o horizonte aluminoso e com relativa abundância de quartzo.

Importantes pesquisas na região entre Paragominas e Açailândia foram realizadas por KOTSCHOUBEY & TRUCKENBRODT (1980; 1981a; 1981b). Através da individualização dos perfis, estes autores admitiram que a seqüência laterítico-bauxítica, instalada sobre as formações Itapecuru e Ipixuna, tem uma evolução poligenética, onde a laterita original foi modificada por duas fases distintas de gibbsitização. Esse processo iniciou no Terciário Inferior (Eoceno), estendendo-se possivelmente até o Terciário Superior.

Sobrepostas às bauxitas, KOTSCHOUBEY & TRUCKENBRODT (1981b) descreveram uma cobertura argilosa denominada na literatura de "Argila de Belterra". Segundo estes autores, a Argila de Belterra provém de áreas relativamente próximas dos locais de deposição, intimamente ligada à evolução laterítica. Esta deposição ocorre possivelmente, segundo estes autores, a partir de fluxos argilosos mais ou menos viscosos sob clima árido durante o Plioceno, talvez Mio-Plioceno. Após novas pesquisas, KOTSCHOUBEY *et al.* (1997) admitem que a Argila de Belterra é depositada por fluxos de lama de material saprolítico contendo pseudopisólitos ferruginosos e grânulos de bauxita derivados do retrabalhamento da crosta laterítica.

Recentes investigações foram realizadas na Bacia do Grajaú com vistas à caracterização dos perfis bauxíticos e ao entendimento evolutivo destes (KOTSCHOUBEY *et al.*, 1997; CALAF *et al.*, 1999 a,b).

Tais investigações descreveram na área entre as cidades de Ligação e Itinga um perfil composto, da base para o topo, de: 1) espesso pacote saprolítico; 2) nível bauxítico inferior, de aspecto sacaróide, maciço ou colunar, englobando localmente nódulos de crosta ferruginosa;

3) couraça ferruginosa com estrutura colunar; 4) nível de cascalho ferruginoso; 5) nível bauxítico superior composto de concreções gibbsíticas em matriz argilosa; 6) horizonte de cascalho pseudo-pisolítico ferruginoso, em grande parte substituído por bauxita porcelanada com feições de pipoca e; 7) Argila de Belterra em contato brusco com o nível subjacente, que pode ser tanto a couraça exclusivamente ferruginosa como os perfis bauxíticos (Figura 38). Em áreas topograficamente mais baixas que aquelas em que se localizam os perfis maduros, tais autores assinalam a presença de uma crosta essencialmente ferruginosa compondo um perfil imaturo, desenvolvida sobre depósitos siliciclásticos do Terciário Superior, constituído por um horizonte saprolítico sem estruturas preservadas e por uma crosta essencialmente aluminosa.

6.2. LATERITAS E SUA IMPORTÂNCIA NO ESTUDO NEOTECTÔNICO

O processo de laterização mais antigo reconhecido na região Amazônica data do Eoceno-Oligoceno (COSTA, 1991). Portanto, qualquer deformação imposta ao perfil laterítico é de grande auxílio para a datação dos depósitos envolvidos ou das superfícies que foram deformadas. Outro ponto importante é que a atuação de falhas influencia sobremaneira no desenvolvimento dos perfis lateríticos.

Apesar de a datação de eventos neotectônicos ser uma árdua tarefa, a correlação e a cronosequência de perfis lateríticos deformados se traduz como uma maneira rápida e prática de se estabelecer idades relativas.

Nas regiões nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão, os trabalhos voltados para o entendimento do quadro neotectônico sempre referem-se às crostas lateríticas como marcadores estratigráficos. COSTA *et al.* (1996) assinalam que a neotectônica incidiu nessas regiões, desnivelando a superfície laterítica delineada por crostas ferro-aluminosas ou ferruginosas. Esse desnivelamento topográfico é da ordem de 10 a 144m, observado em morros e platôs que são sustentados pelas formações laterítico-bauxíticas e bauxito-fosfáticas.



Figura 38- Perfil laterítico maturo observado no ponto 10. Da base para o topo: - crosta ferruginosa colunar com cimento gibbsítico; - bauxita nodular porcelanizada escoriácea e, - argila de Belterra.

Esse processo antecedeu a formação dos perfis imaturos, mas estes também sofreram deformações neotectônicas. São observadas segmentações parciais ou totais dos perfis lateríticos, rotações locais dos segmentos e deformação de *stone lines* derivadas dos perfis imaturos.

SOUSA *et al.* (1999) fazem também referências a deformações neotectônicas que afetam os perfis lateríticos. Ao estudarem a seção geológica da mina de caulim da Companhia RCC, no distrito caulínico do Rio Capim, observam que uma seção similar à da mina aflora ao longo da rodovia BR-010, porém a 100m acima da mina. Tais autores referem-se a

deslocamentos neotectônicos para explicar as diferentes colocações topográficas dentro de uma pequena área geográfica.

No perfil estudado, entre os municípios de Ligação do Pará e Itinga, a influência neotectônica sobre os perfis lateríticos é nítida.

Nos pontos localizados entre Ligação do Pará e Dom Eliseu (ver Anexo 2) os perfis lateríticos situam-se a aproximadamente 250m de altitude, enquanto que entre Dom Eliseu e Itinga, os perfis localizam-se topograficamente em torno de 150m. Tal diferença topográfica refere-se a causas neotectônicas.

A atividade neotectônica na região é entendida através da atuação de dois pulsos de movimentação. O primeiro pulso gerou um compartimento transpressivo na área do Tiracambu, responsável pela formação de dobras e falhas transcorrentes de direção essencialmente NE-SW. O segundo corresponde à formação de falhas normais de direção NW-SE. Tais pulsos são separados por um período de estabilidade tectônica relativo ao de formação dos perfis lateríticos imaturos (COSTA *et al.*, 1996).

Os horizontes constituintes dos perfis lateríticos maduros, principalmente a crosta ferro-aluminosa e os níveis de cascalho, são excelentes marcadores estratigráficos.

Relacionada ao primeiro pulso observa-se a deformação de tais níveis. Em alguns locais (pontos 10, 11 e 12- Anexo 2), o nível bauxítico e as *stone-lines* evidenciam dobras, exibindo feições onduladas e/ou lenticulares (Figura 39). Os vales dessas ondulações apresentam atitude em torno de 10° /55° Az (Figura 40). *Stone-lines* quase verticalizados são também assinalados (Figura 41).

Decorrentes da deformação relacionada ao segundo pulso de movimentação neotectônica, falhas normais afetam os perfis maduros e imaturos. Os rejeitos dessas falhas da ordem de dezenas de metros, atestam sua importante influência na esculturação do quadro geomorfológico atual.



Figura 39- Feições lenticulares observadas no perfil laterítico maturo. Ponto 1.

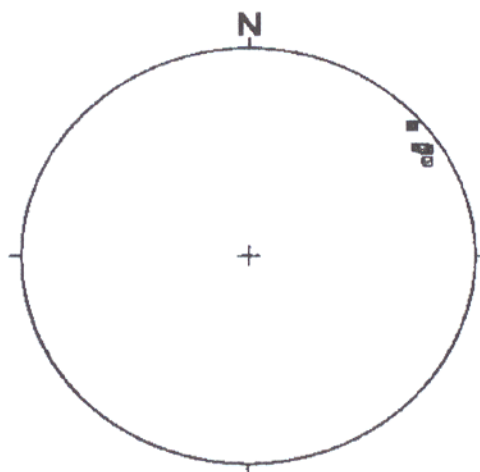


Figura 40- Diagrama de eixos de dobras correspondentes aos vales das ondulações observadas no nível bauxítico.



Figura 41- *Stone-line* fortemente inclinado, localizado no flanco de uma dobra. Ponto 11.

7. GEOLOGIA ESTRUTURAL

7.1. EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE A NEOTECTÔNICA NA AMAZÔNIA

A atividade neotectônica na região amazônica tem sido observada em diversos trabalhos desde longa data e apesar de, em sua maioria, se referirem a um contexto regional, compreendem um bom acervo literário, o qual tem sido regularmente complementado com novas pesquisas.

Em suas pesquisas sobre fósseis da Formação Pirabas, principalmente no nordeste do Estado do Pará, vários autores, dentre eles, KATZER (1933), PETRI (1952), ACKERMANN (1964) e FERREIRA (1966), citam a presença de sedimentos cenozóicos basculados. Este basculamento se dá para SW em decorrência da propagação de falhas normais orientadas na direção NW-SE e fortemente inclinadas para NE.

STERNBERG (1950) cita a presença de lineamentos que controlam os vales de alguns rios nas adjacências da cidade de Manaus. Em 1953 esse autor assinala a incidência de terremotos e o desenvolvimento de falésias controladas por falhas nas margens dos principais rios naquela região.

A partir desse trabalho muitos outros foram desenvolvidos buscando o mesmo enfoque, envolvendo o controle estrutural da drenagem (BARBOSA *et al.*, 1973; BOAVENTURA, 1974).

FRANZINELLI & PIUCI (1988) relacionaram as deformações que afetam os sedimentos cenozóicos e o perfil laterítico pleistocênico nas proximidades de Manaus à atuação de falhas normais NW-SE.

TRAVASSOS & BARBOSA FILHO (1990), através da interpretação de linhas sísmicas, demonstraram a existência de dobras, falhas inversas e falhas transcorrentes dextrais que afetaram a Formação Alter do Chão de idade terciária.

BEMERGUY & COSTA (1991) esboçaram a evolução paleogeográfica a partir do Paleozóico Superior e a influência das estruturas meso-cenozóicas na evolução do sistema de drenagem da Amazônia.

A presença de segmentos transtensivos na região nordeste do Estado do Pará, formados por falhas transcorrentes dextrais de direção E-W e por falhas normais de direções NW-SE e NNW-SSE, e a natureza das seqüências cenozóicas e suas relações estratigráficas foram discutidos por COSTA *et al.* (1993 a, b).

BORGES *et al.* (1995 a, b) ao estudarem a região nordeste do Estado do Pará, reconhecem na região compreendida entre as cidades de Paragominas e Salinópolis, um segmento transtensivo no qual se instalou a seqüência Pirabas-Barreiras. Entre as cidades de Paragominas e Açailândia (MA) reconhecem um segmento transpressivo caracterizado por relevos de até 500m (Serra do Tiracambu). Os referidos autores relacionam as estruturas observadas a dois pulsos de movimentação tectônica, um do Terciário Superior, que afetou o perfil laterítico do Oligoceno, e outro iniciado após a instalação do perfil laterítico do Pleistoceno Inferior.

BEZERRA & COSTA, 1996, em investigações estruturais realizadas na região do vale do Tocantins entre as cidades de Estreito e Carolina, ambas no Estado do Maranhão, admitiram um quadro neotectônico deduzido a partir da atuação de um binário direcional orientado em torno de E-W a ENE-WSW com movimentação dextral, caracterizando a formação de feixes de falhas normais de direção NW-SE, assim evidenciando um quadro essencialmente transtensivo para a área.

O quadro neotectônico da Bacia de São Luís é apresentado por FERREIRA JR (1996) e FERREIRA JR *et al.* (1996). As principais estruturas neotectônicas caracterizadas por falhas transcorrentes dextrais de direção E-W e falhas normais de direções NW-SE e NNW-SSE. Reconhecem nas adjacências das cidades de Pinheiro e de Santa Helena, uma estrutura *pull apart* relacionada ao desenvolvimento das falhas normais NW-SE.

O quadro neotectônico da Região Amazônica é definido por COSTA *et al.* (1996), observando sua enorme complexidade estrutural que tem reflexo direto no quadro geomorfológico. Esses autores assinalam ainda que tal quadro é decorrente da atuação de um binário dextral E-W que rotaciona a Placa Sul-Americana para oeste, não tendo relação direta nem com a implantação do Cinturão Andino nem com o cinturão transcorrente caribenho.

7.2. ARCABOUÇO TECTONO-ESTRUTURAL DA ÁREA DO TIRACAMBU

Com relação ao arcabouço neotectônico, COSTA *et al.* (1996) e COSTA & HASUI (1997) reconhecem nessa região um segmento transpressivo decorrente da atividade tectônica do Terciário Superior e do Quaternário (Figura 42).

Este compartimento transpressivo compreende a área entre Marabá e Paragominas, estendendo-se para o oeste do Maranhão, formando um romboedro. Os limites norte e sul deste compartimento correspondem a feixes de falhas transcorrentes E-W dextrais (COSTA & HASUI, *op. cit.*). Com uma extensão de cerca de 560 Km entre os vales dos rios Mearim e Tocantins, o feixe norte gera anomalias em cotovelo nas drenagens de 3ª ordem, e controla a orientação das drenagens de 1ª e 2ª ordens. O feixe sul, que passa por Imperatriz e Marabá, com mais de 350 Km de extensão, impõe anomalias em cotovelo no baixo curso dos rios Araguaia e Tocantins, que configuram o “Bico do Papagaio”, além de controlar o baixo curso do Rio Itacaiúnas.

As estruturas da Bacia do Capim foram separadas por BORGES *et al.* (1997) naquelas relacionadas à fase de instalação da bacia e à fase de inversão. As primeiras são entendidas como falhas normais planares, a oeste, com orientação N-S, fortemente inclinadas para leste e falhas de transferência dextrais e sinistras com orientação preferencial NE-SW. A Bacia do Capim é, portanto, um *hemigraben* triangular segmentado em vários compartimentos de direção NE-SW, com depocentro situado a oeste alongado na direção N-S (ver figura 33).

As estruturas da fase de inversão são dobras e cavalgamentos com orientações NE-SW e ENE-WSW (Figura 43). As dobras são bem desenvolvidas nas seqüências superiores da bacia, apresentam planos axiais subverticais, têm dimensões métricas a quilométricas, e são abertas e simétricas. Os cavalgamentos são inclinados suavemente para NW, projetando-se nos contatos entre os litotipos arenosos e pelíticos que caracterizam tal seqüência. São registradas também superfícies de concentração de deformação inclinadas para SE, podendo se tratar de retrocavalgamentos. Nas seqüências basais da bacia, as dobras são mais suaves e de dimensões quilométricas. Nelas não são observados cavalgamentos.

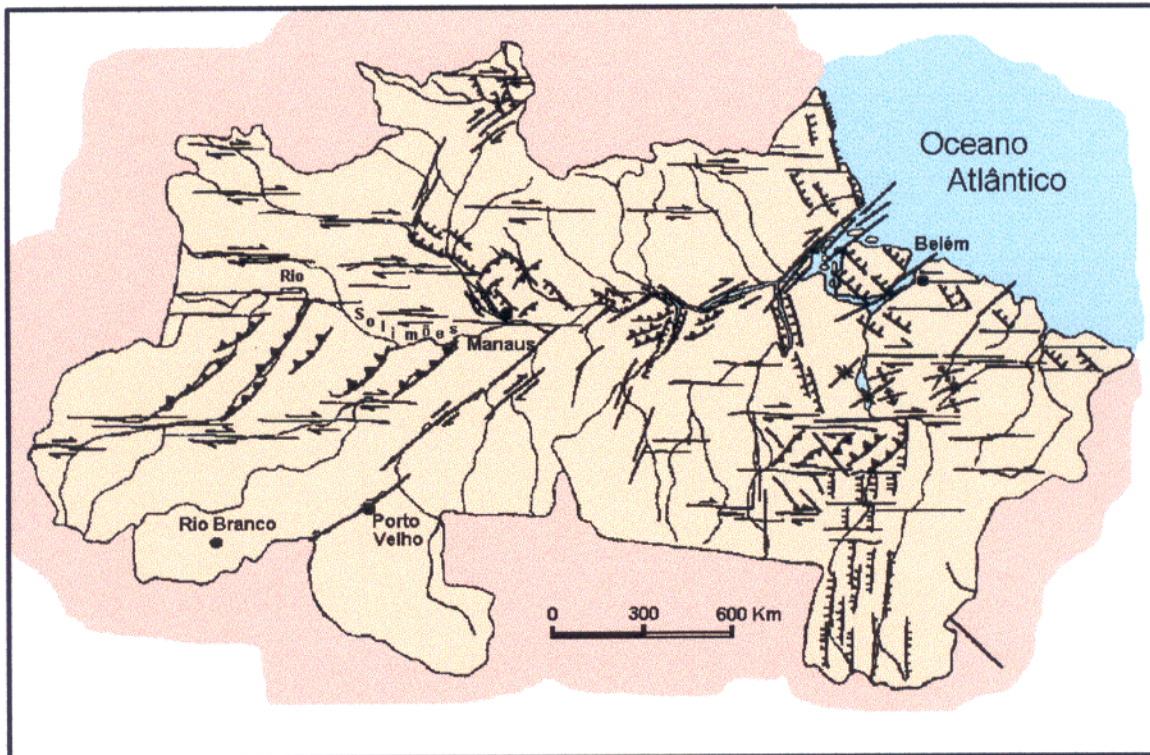


Figura 42- Arcabouço neotectônico da Amazônia esquematizando os sistemas de falhas. Falhas transcorrentes: linhas com ou sem par de setas, estas indicando o movimento relativo. Falhas normais: linhas com pequenos traços perpendiculares. Falhas inversas ou de cavalgamento: linhas denteadas. Fonte: COSTA & HASUI (1997).

Outras estruturas são relacionadas à fase de inversão negativa. Tratam-se de falhas normais com direção essencialmente NW-SE, que respondem por transtensão vinculada também à atuação de sistemas transcorrentes dextrais (Figura 44).

Adiciona-se a essas evidências de movimentos neotectônicos o registro de eventos sísmológicos apresentado por BERROCAL *et al.* (1984) (Tabela 04).

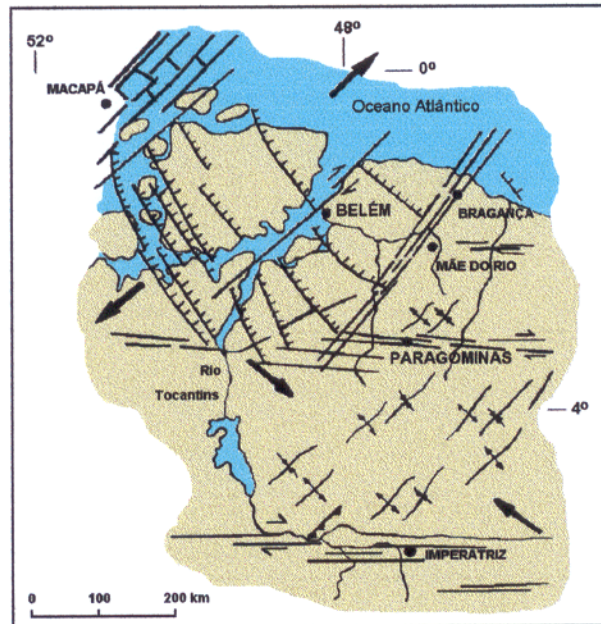


Figura 43- Quadro estrutural do Terciário Superior (Mioceno-Plioceno). Fonte: COSTA *et al.* (1996).

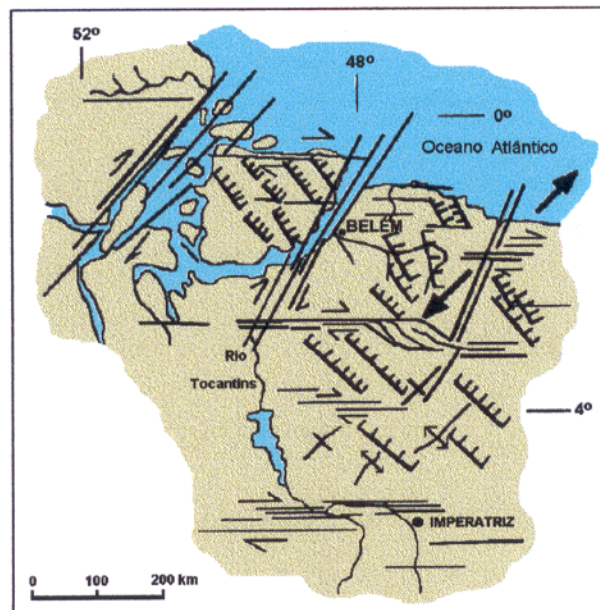


Figura 44- Quadro estrutural do Quaternário (Pleistoceno Médio- Holoceno). Fonte: COSTA *et al.* (1996).

Tabela 04- Registro de eventos sísmicos ocorridos nos arredores da Serra do Tiracambu, no contexto da Bacia do Capim. Fonte: BERROCAL *et al.* (1984).

DATA	COORDENADAS	LOCALIDADE	MAGNITUDE
05/04/1871	03° 40'S e 44° 35'W	Itapecuru-MA	-
18/12/1974	04° 00'S e 43° 00'W	Maranhão	3.6
14/11/1980	02° 83'S e 49° 13'W	NE do Pará	2.8
28/11/1980	03° 10'S e 43° 30'W	Urbano Santos-MA	3.1
06/01/1981	05° 00'S e 47° 50'W	João Lisboa-MA	3.4
09/02/1981	02° 85'S e 48° 00'W	NE do Pará	2.7

7.3. ANÁLISE ESTRUTURAL DE MESO-ESCALA

Tal análise partiu da caracterização geométrica e cinemática das estruturas neotectônicas observadas nos afloramentos ao longo da BR-010 entre o trecho investigado neste trabalho. Para fins de uma melhor apresentação dos perfis estudados, os mesmos foram processados digitalmente através da captura de suas imagens durante as etapas de campo.

7.3.1. Estruturas relativas à fase de inversão positiva na Bacia do Capim

7.3.1.1. Dobras

As dobras observadas na área são melhor caracterizadas a nível cartográfico devido ao fato de serem dobras muito abertas e de grande extensão. No entanto, em alguns pontos (10,11 e 12 – ver anexo 2), os níveis bauxíticos presentes nos perfis lateríticos maduros apresentam-se dobrados. Em outros pontos (2, 3 e 4 – ver anexo 2), o pacote mais pelítico da Formação Ipixuna apresenta dobras suaves (Figuras 45 e 46).

Deve-se ressaltar que somente os pacotes de caulim e o perfil laterítico bauxítico-fosfático (de idade Oligoceno) mostram-se afetados pelas dobras. Tais estruturas compressivas não foram observadas afetando unidades mais novas (plio-pleistocênicas), corroborando o fato de elas terem se formado no Mioceno.

Tratam-se de dobras métricas a quilométricas, abertas, suaves, com eixos orientados a NE-SW, sendo a atitude média $10^{\circ}/55^{\circ}$ Az (Figura 47).

7.3.1.2. Falhas inversas e cavalgamentos

Associadas ao desenvolvimento das dobras existem falhas inversas e cavalgamentos. Os cavalgamentos normalmente se distinguem por perfis listricos, definindo duplexes de dimensões métricas projetados nos pacotes sedimentares da Formação Ipixuna. São observados nos pontos 2 e 3 (ver Anexo 2).

Nas figuras 45 e 46 nota-se a presença dessas estruturas sempre relacionadas ao desenvolvimento de estruturas em flor positiva e/ou negativa, estando localizados nos contatos entre litotipos argilosos e outros mais arenosos.

As falhas inversas foram detectadas nos pontos 1, 2, 3, 4 e 15 (ver Anexo 2). Apresentam direção média NE-SW com mergulhos principalmente para SE (Figura 48). Em alguns casos, compõem estruturas em flor positiva. Na figura 49 é possível observar a atuação de uma falha inversa sobre o perfil laterítico maturo, a 20 Km acima do ponto 1.

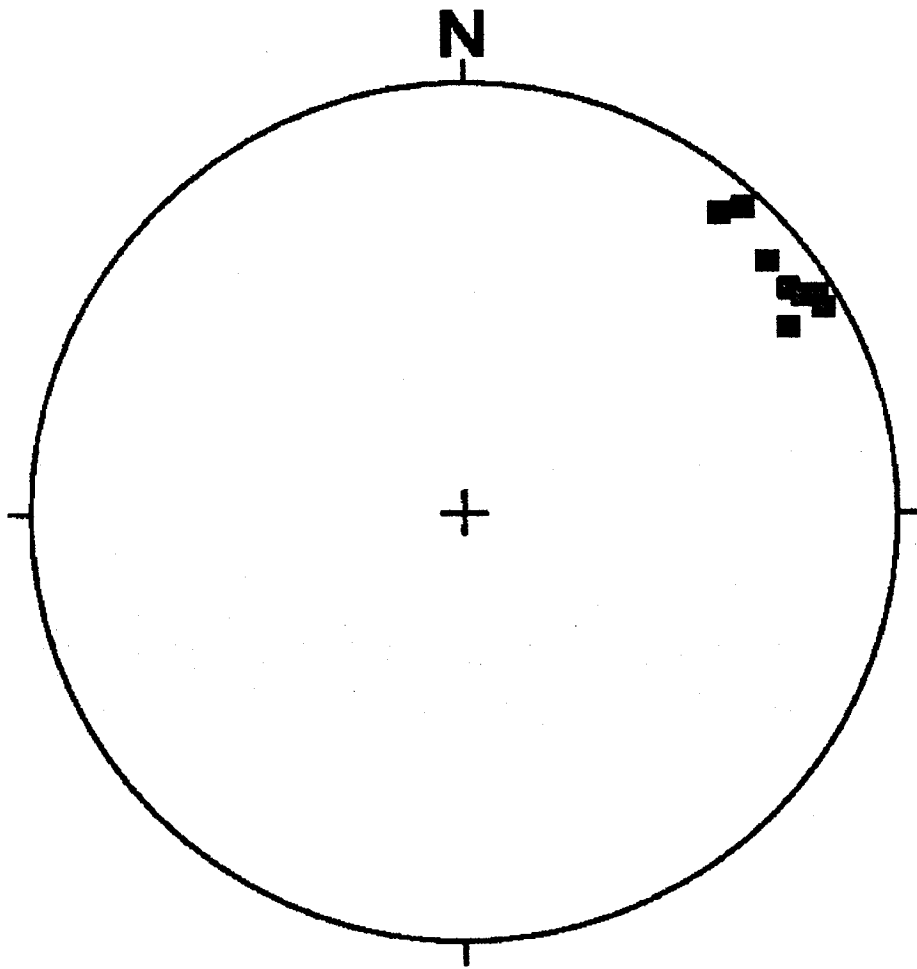


Figura 47- Diagrama mostrando atitude dos eixos de dobras.

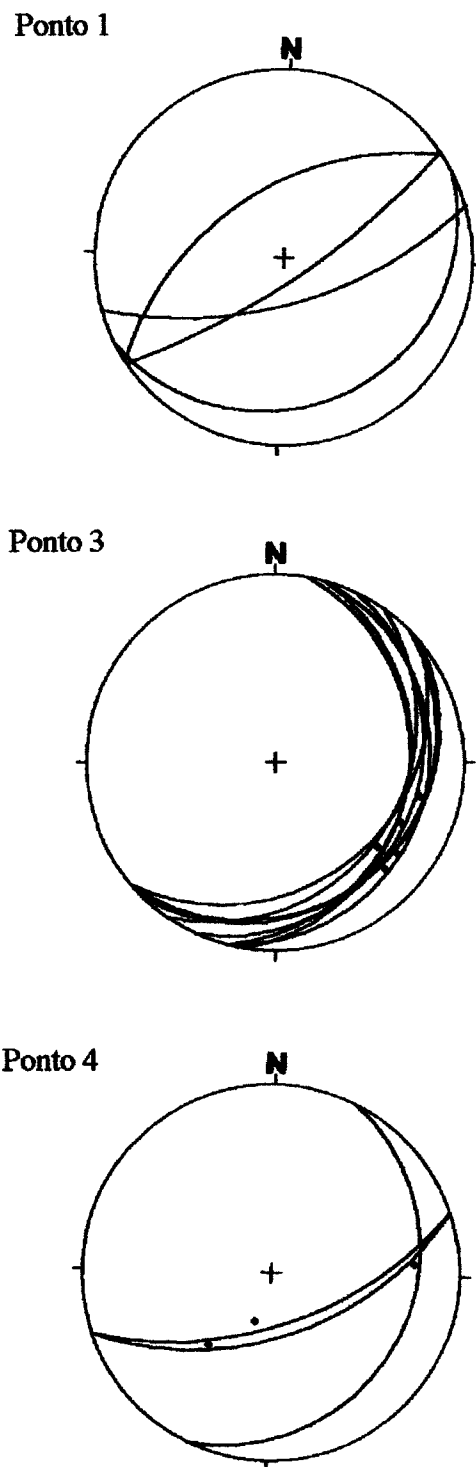


Figura 48- Diagrama de projeção ciclográfica de falhas inversas. Polos de estrias são indicados pelos pontos vermelhos.

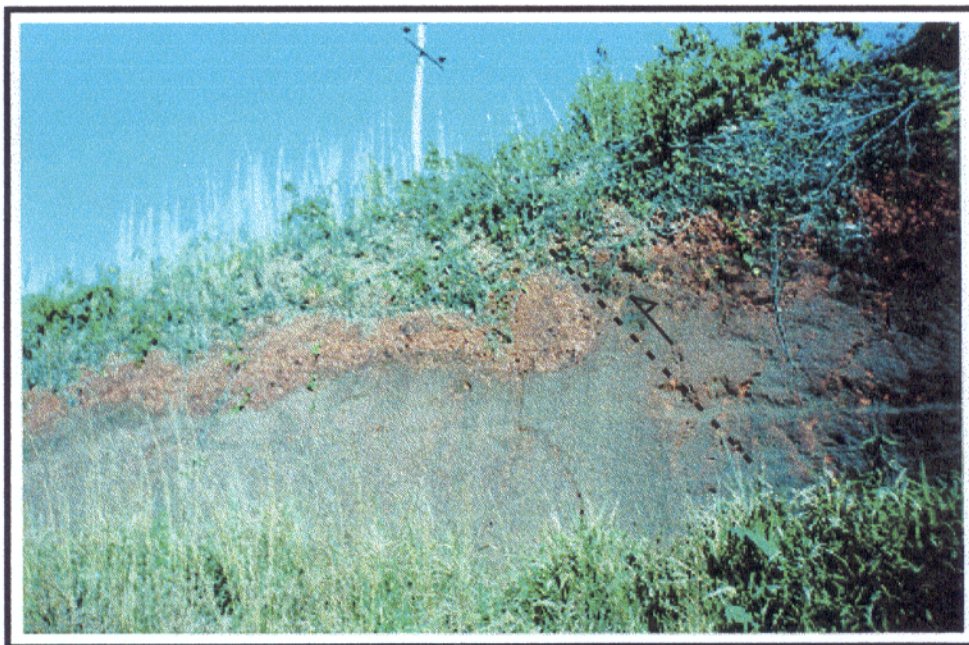


Figura 49- Perfil laterítico maturo afetado por falha inversa.

No geral as estruturas da fase compressiva acima citadas apresentam importante influência no relevo da área, pois correspondem a remanescentes de sistemas de serras, de morros e de colinas, em alguns pontos fortemente dissecados. Tais expressões de relevo são destacadas a leste e a oeste da área, lugares onde, provavelmente, o resultado da atuação daquelas estruturas foi mais intenso.

7.3.2. Estruturas relativas à fase de inversão negativa na Bacia do Capim

7.3.2.1. Falhas normais

As falhas normais correspondem ao conjunto de estruturas mais novas formado na fase de inversão negativa da Bacia do Capim. Tal fato se deduz porque tais falhas afetam o perfil laterítico ferruginoso do Pleistoceno Médio (COSTA, 1991).

Tratam-se de falhas planares que impõem desnivelamentos importantes no relevo. São responsáveis pela formação de grábens e hemigrábens que acolheram os depósitos de fluxo de detritos do Terciário Superior-Quaternário.

Na figura 50 verifica-se que apresentam direção essencialmente NW-SE com altos valores de mergulho tanto para NE como para SW. Falhas de direção E-W também são bastante expressivas, respondendo por importantes basculamentos nessa direção, estando marcadas também pela presença de escarpas de falha de direção E-W (ver Anexo 1) e pelo controle de extensos trechos de rios.

Em perfil verifica-se que as falhas normais de direção essencialmente NW-SE são seccionadas e deslocadas por falhas transcorrentes orientadas na direção E-W, ao longo das quais podem existir estruturas transtensivas (Figuras 45 e 46).

Na figura 51 observa-se que no bloco superior à falha, a estratificação plano-paralela define uma pequena estrutura de volteio (*roll-over*).

Nas porções leste e oeste da área, foram observados vales suspensos; o relevo controlado pelas falhas normais atinge as maiores altitudes também nessas áreas, sugerindo que as maiores taxas de movimentação se concentraram aí.

Foram analisados 12 planos estriados de falhas normais e 7 de falhas inversas com o intuito de definir a posição espacial dos eixos de tensão responsáveis pelo quadro estrutural geométrico da área. Tal análise foi realizada de acordo com o método de ARTHAUD (1969).

De acordo com a figura 52, as atitudes dos eixos σ_1 , σ_2 e σ_3 são, respectivamente: $8^\circ / 324^\circ$ Az, $81^\circ / 161^\circ$ Az e $2^\circ / 54^\circ$ Az. Esta disposição dos eixos sugere compressão na direção NW-SE e distensão na direção NE-SW, o que é compatível com a atuação de um binário dextral E-W, responsável pela formação dessas estruturas neotectônicas.

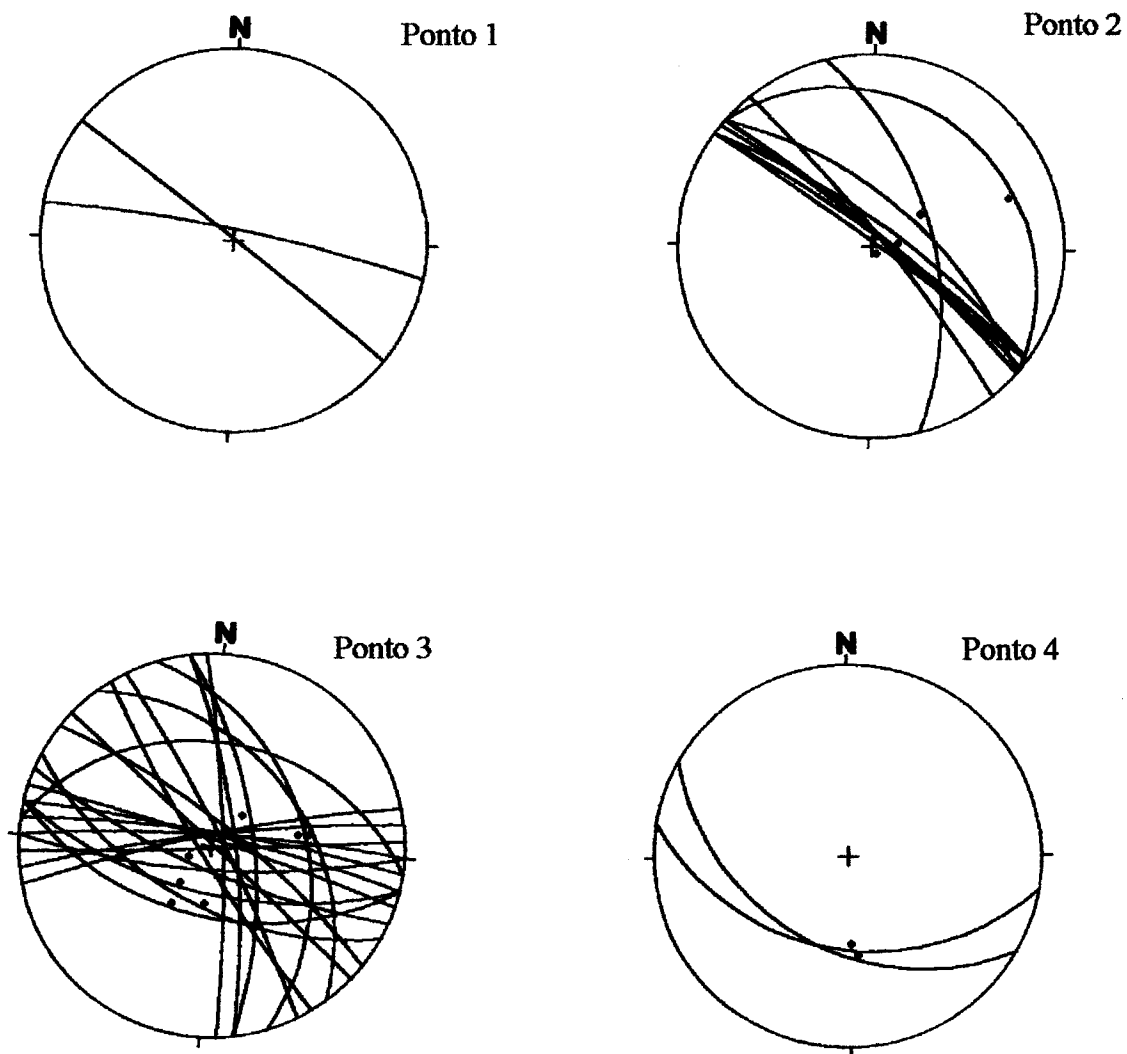


Figura 50- Diagramas de projeção ciclográfica de falhas normais. Pontos vermelhos indicam polos de estrias.

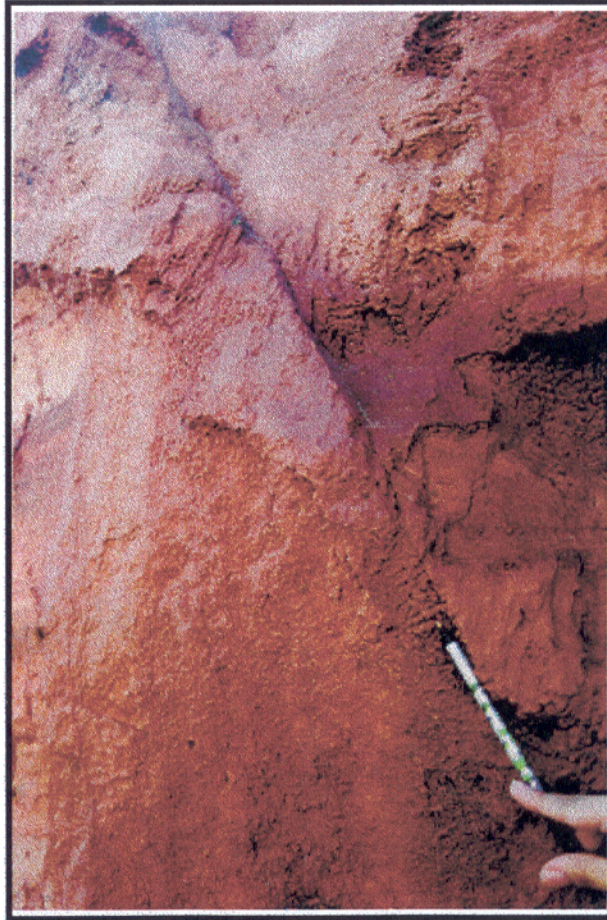


Figura 51- Estrutura de volteio (*roll-over*) definida pela estratificação plano-paralela, devido a atuação de falha normal.

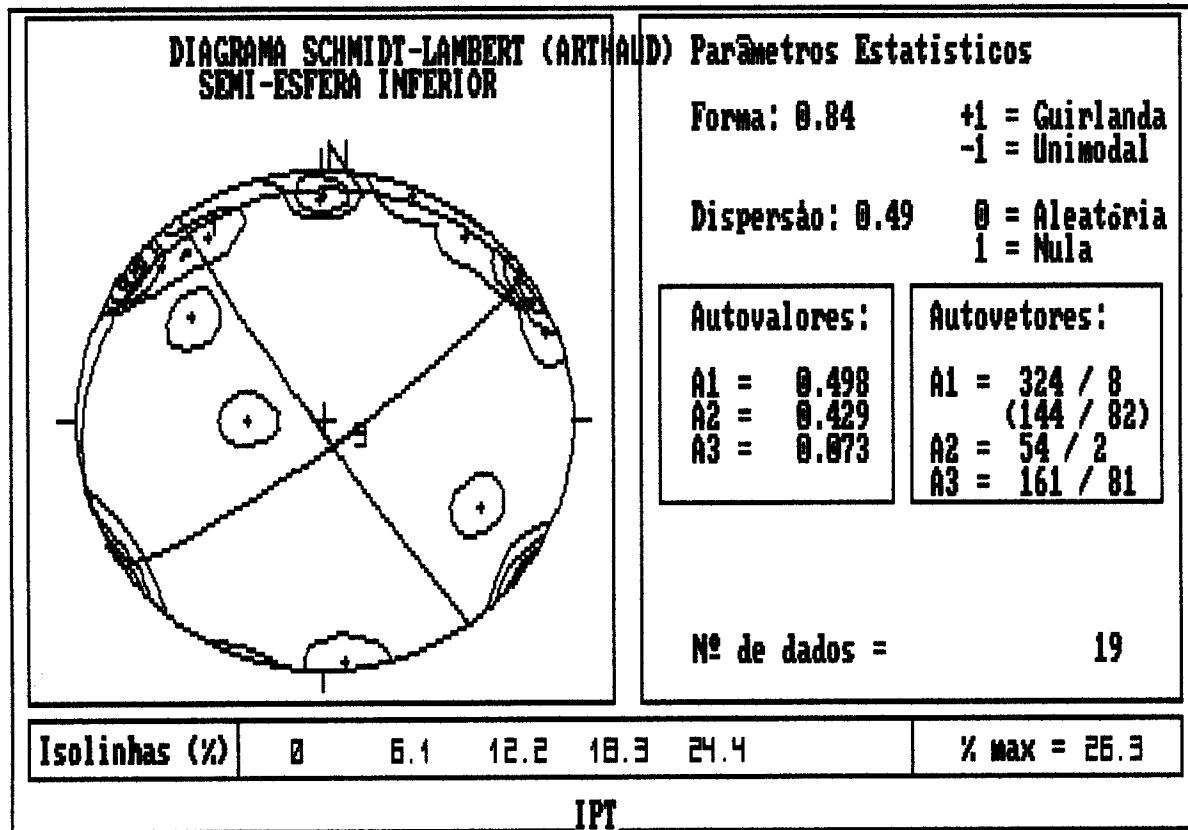


Figura 52- Diagrama de falhas normais e inversas da área, $\sigma_1 = 8^\circ / 324^\circ$ Az (A1), $\sigma_2 = 81^\circ / 161^\circ$ Az (A3) e $\sigma_3 = 2^\circ 54'$ Az (A2), segundo o método de ARTHAUD (1969).

7.3.3. Análise dos conjuntos de juntas

A presença de juntas na área como um todo é notável. Exceção é feita aos afloramentos constituídos somente de latossolos e de outros litotipos relacionados à evolução do Quaternário.

Foram tomadas medidas em vários pontos do perfil estudado (pontos 1, 2, 3, 4, 5, 12, 13 e 15- ver Anexo 2), plotadas nos diagramas a seguir (Figura 53). Tais diagramas informam a presença de 3 famílias principais de juntas, sendo as restantes consideradas complicadoras de forma. Como atitudes das famílias principais tem-se: E-W, NE-SW e N-S.

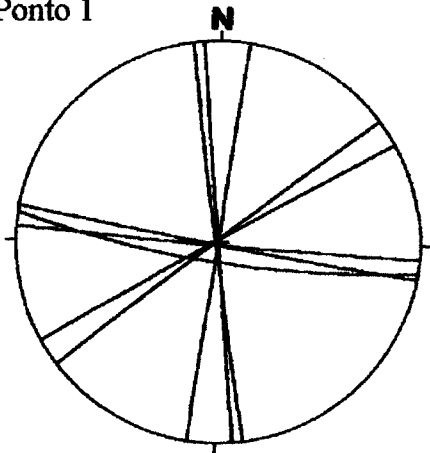
No ponto 1 (ver Anexo 2) foram tomadas medidas do espaçamento entre as juntas, o que possibilitou a construção do bloco unitário de segmentação ideal da área (Figura 54).

A partir de sua interpretação é possível confirmar a importância das famílias 8° Az/ subvertical; 85° Az/ subvertical; 145° Az/ subvertical e 220° Az/ subvertical, sendo aquelas as principais e esta última, uma complicadora de forma.

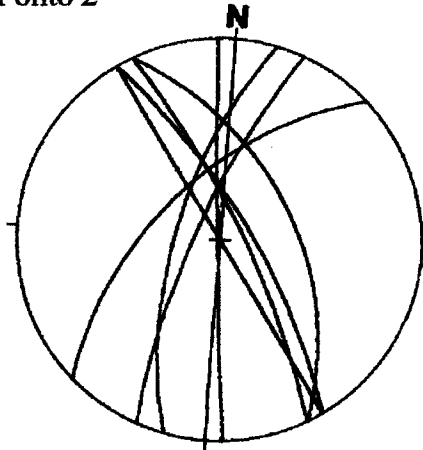
O posicionamento do bloco de segmentação no espaço evidencia o grande papel das juntas na elaboração da paisagem atual. A face inferior do bloco unitário, de direção essencialmente E-W é a mais importante. Com efeito, em vários pontos do perfil é essa a direção de instalação de voçorocas.

No ponto 15 (ver Anexo 2 e Figura 55) e a aproximadamente 40 Km a sul desse ponto (Figura 56), as conseqüências da presença dessas estruturas são bem pronunciadas, pois processos erosivos associados à atuação daquelas estão contribuindo para a perda da estrada, já que a mesma localiza-se numa direção crítica, que é a perpendicular àquela de maior importância (E-W), o que favorece o desmoronamento das encostas.

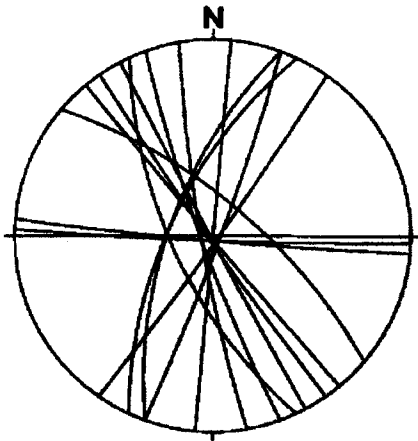
Ponto 1



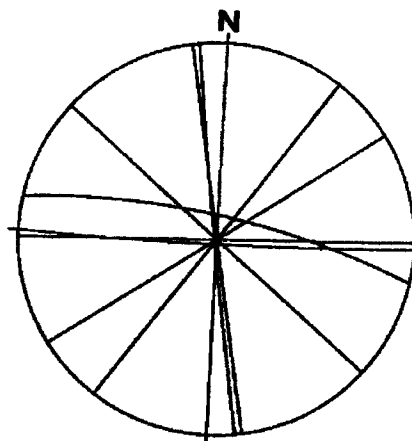
Ponto 2



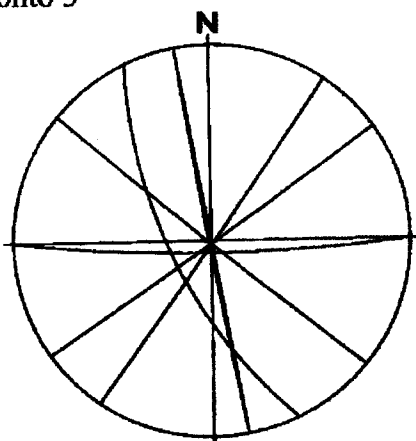
Ponto 3



Ponto 4



Ponto 5



Ponto 12

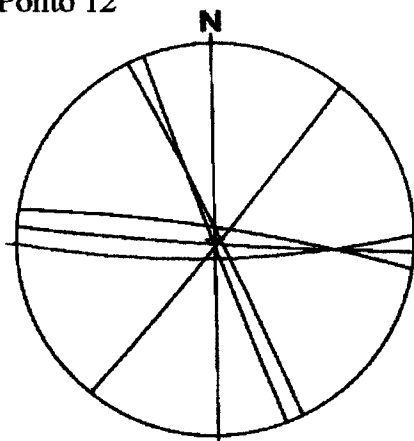


Figura 53- Diagramas de projeção ciclográfica de famílias de juntas.

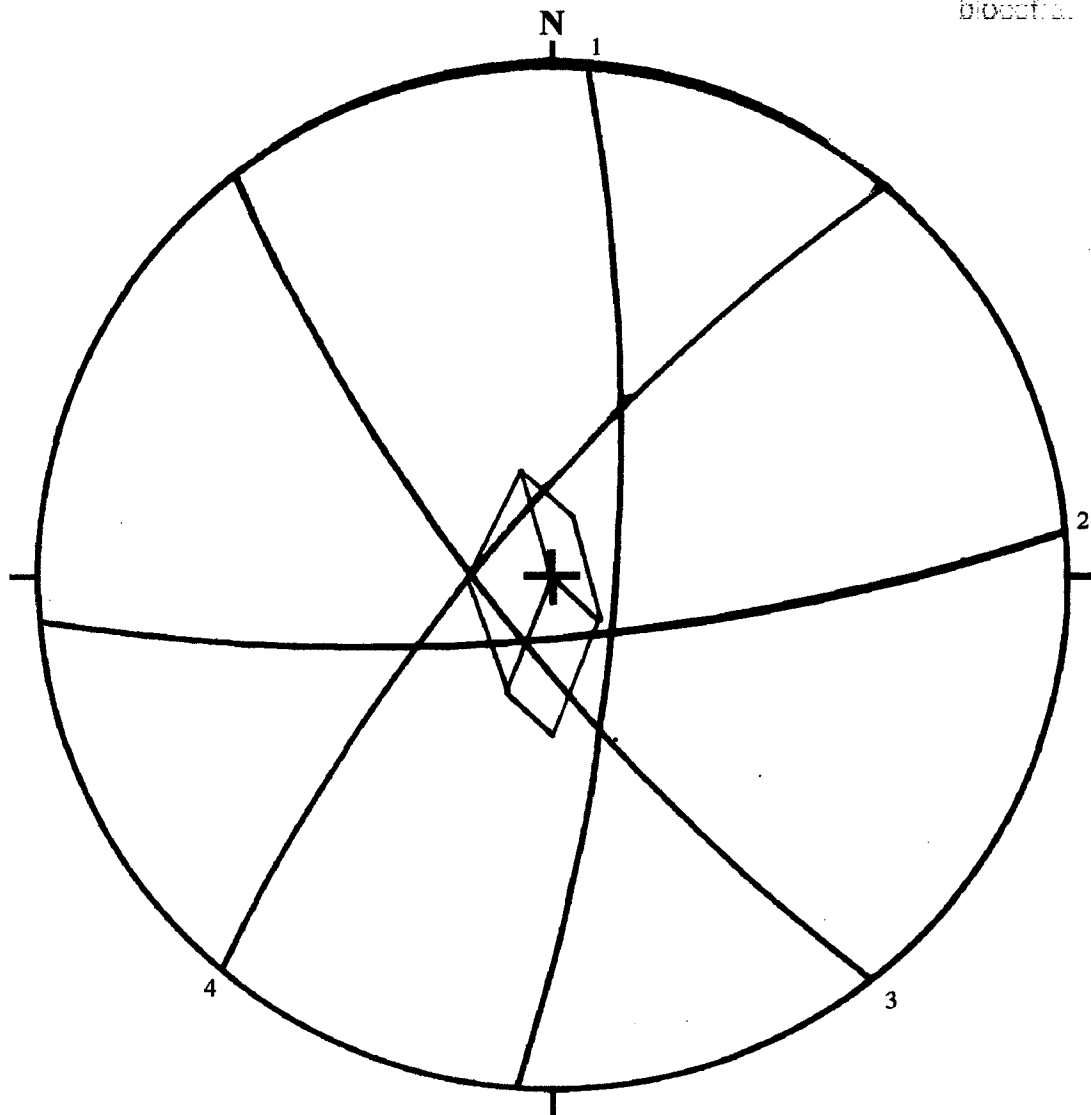


Figura 54- Diagrama de projeção ciclográfica de famílias de juntas no ponto 1. A partir das atitudes das principais famílias construiu-se o bloco de segmentação ideal da área.



Figura 55- Erosão acentuada afetando a BR-010 relacionada a causas neotectônicas. No caso, é nítida a influência de estruturas E-W, perpendiculares à direção da estrada. Ponto 15.



Figura 56 – Tributário do rio Cajuapara fortemente controlado por lineamentos de direção E-W. A figura mostra o processo erosivo intenso devido a presença dessas estruturas.

8. PROCESSAMENTO DIGITAL DE IMAGENS

8.1. CONVERSÃO DOS DADOS ANALÓGICOS PARA FORMATO DIGITAL

Este capítulo trata do desenvolvimento e descrição da metodologia usada para a elaboração de seções geológicas digitais. Deve-se destacar *a priori* o ineditismo de tal metodologia, só conhecida até agora e em vigência pelo Grupo de Computação Aplicada do COMAP, no âmbito do Grupo de Geologia Básica do Centro de Geociências da UFPA. A utilização dos procedimentos descritos tem obtido resultados expressivos no âmbito do tratamento digital de dados oriundos do campo e tem a capacidade de impor grande velocidade ao desenvolvimento da pesquisa. Essa metodologia foi empregada com sucesso em várias situações geológicas, tais como: rochas sedimentares, ígneas e metamórficas e em diferentes ambientes geotectônicos, desde terrenos *granito-greenstone* a ambientes de bacias sedimentares (Paleozóicas e Mesozóicas) e áreas afetadas por atividades neotectônicas.

Esta metodologia tem-se prestado enormemente para a obtenção de dados de alta qualidade e resolução, tanto na definição da geometria dos corpos geológicos, camadas, leitos, estruturas sedimentares, fácies e suas arquiteturas, rochas ígneas e fâbricas magmáticas, para tramas tectônicas, produtos da deformação contínua e descontínua, além de produtos da glacioteclônica. Em realidade, trata-se de uma metodologia fundamental para o desenvolvimento de seções geológicas e de cartografias de mesoescala. Outras vantagens do método são o baixo custo operacional, versatilidade e disponibilidade de *hardware* no mercado nacional e sua possibilidade de interação com *softwares* de processamento de imagens, SGI's, softwares de aerofotogrametria digital voltados para fotogramas de pequeno formato e segurança na elaboração e arquivamento de banco de dados muito utilizados.

8.1.1. Princípios do Método

O processamento digital de imagens corresponde 'a expressão gráfica básica da definição bidimensional na direção dos eixos cartesianos X e Z ou Y e Z, dos litossomas ou litotipos investigados. Em realidade, junto com os mapas geológicos, compõe os elementos essenciais para o entendimento do quadro geológico básico de uma determinada área

Este procedimento, encerra, não tão explicitamente, a necessidade de um conjunto de conhecimentos para a sua elaboração. Tais conhecimentos, muito presente nos naturalistas, geólogos pioneiros e nos raros "generalistas" atuais têm sido pouco incentivados devido exploração interna das especificidades das sub-áreas da geologia. Como consequência disso, os perfis geológicos bem elaborados tornaram-se raros. Bons exemplos são os perfis elaborados pelos profissionais de geologia que a cada dia tornam-se mais genéricos e menos representativos dos reais dados geológicos disponíveis no afloramento. Em realidade, a técnica de elaboração de seções que reproduzem o afloramento têm-se perdido com o tempo, que se deve aos seguintes motivos:

- 1) nem todos os profissionais das Geociências possuem habilidades de desenhistas;
- 2) necessita-se de bastante tempo para a elaboração de bons desenhos geológicos, o que não se ajusta às exigências do mundo pós-moderno;
- 3) o tempo é sinônimo de investimento financeiro relevante no caso de trabalhos de campo;
- 4) a especialização das sub-áreas das geociências tem funcionado como um bloqueio ao registro integral dos dados nos afloramentos, muitas vezes não permitindo o entendimento de uma questão fundamental de uma área específica.

Os aspectos abordados no item 7.3 são os principais resultados da aplicação desses procedimentos.

8.1.2. O Processo de Captura de Imagens

Em termos genéricos, a maioria dos profissionais ao elaborar um mapa ou perfil geológico de mesoescala, registra apenas parte das informações disponíveis (estruturas, rochas, etc.). Portanto, a maneira mais eficaz de coletar todas as informações no nível do visível é dispor de uma imagem verdadeira do afloramento relativo ao ponto em análise armazenada. Essa imagem armazenada, deve ser trabalhada, sob o foco da fotoanálise, ou seja, devem ser extraídos todos os elementos texturais da imagem, bem como possibilitar edição que se trabalhe em tempo real no afloramento.

O processo de captura de imagem envolve:

A) filmagem completa do afloramento . Para tanto, pode ser utilizada uma filmadora handycam da SONY, com gravação em fitas TC-30, normalmente em padrão SP, para manutenção do alto grau de resolução. Inúmeras são as vantagens da gravação, como a possibilidade do registro sonoro acoplado e da gravação de data e hora de tomada da cenas.

B) apresentação em formatos analógicos, de fita magnética (inclui dados do livro de imagens), seguida de conversão para formato digital, de tal modo que possa ser trabalhada em meio virtual.

O Processo de conversão de imagens analógicas de vídeo para o formato digital é tecnicamente denominada de computação gráfica de “captura de imagens”.

A captura de imagens é um processo que necessita de *hardware* com configuração mínima, incluindo Computador PC com *clock* 100 Mhz, processador DX4-100, 32 Mb de RAM e grande memória de massa, em torno de 2.0 Gb, só para as imagens, pois quanto maior o espaçamento de disco mais segura é a armazenagem. Sugere-se ainda os discos externos SCSI. Uma unidade de fita HP-Jumbo Colorado 350 Mb foi utilizada, para a transferência dos conjuntos já analisados, com vistas a desalocação dos blocos de disco. O cerne do processo de captura é a placa de captura de imagens, no caso uma VIDEOBLASTER devidamente acoplada à filmadora por cabo de áudio e vídeo.

O conjunto utilizado no processo necessita de um *software* controlador do vídeo, onde foi empregado o VIDEO-KIT, fornecido pela VIDEOBLASTER rodando em uma plataforma Windows 3.1 ou Windows for *workgroups*. Após a filmagem o sistema era acionado, mantendo-se a filmadora na função “VIDEO”, com as imagens analógicas sendo transmitidas automaticamente para o monitor do PC, em uma janela do Windows, cujo tamanho podia ser controlado com padrão super VGA. Em função da filmagem ser contínua, existe alta taxa de sobreposição dos quadros, tendo sido escolhidos aqueles com cerca de 60% de superposição seguido de congelamento da cena através do comando “FREEZE”. Uma vez escolhida a cena de interesse, atenuava-se os picos espúrios das imagens através do comando “SMOOTH”. Após este procedimento, implementava-se a conversão da cena para o formato digital através

da função "SAVE". Destaca-se que vários formatos de gravação podem ser utilizados, sendo usados nos experimentos tanto o TIF, BMP, TGA e PCX, dependente do *software* utilizado para edição e processamento da imagem digital. Escolhia-se o formato de acordo com o pacote de processamento. Note-se que o pacote VIDEOKIT não apresenta recursos de edição e plotagem das imagens digitais para posterior análise, sendo necessários outros pacotes, tais como o *Paintbrush Publisher*, o *Aldus Photostyler*, o *Adobe Photoshop*, dentre outros. Embora vários dos *softwares* tenham sido utilizados, optou-se pelo uso intensivo do PHOTO STYLER, que corresponde a um processador de imagens poderoso para PC, desenvolvido para computação gráfica da mídia televisiva e para fins artísticos, em particular para retoques e efeitos especiais sobre material fotográfico.

9. MODELAGEM DIGITAL DE TERRENO

9.1. INTRODUÇÃO

A representação espacial das geoformas tem alcançado papel importante na investigação de quadros morfoestruturais/morfotectônicos, constituindo-se na base da cartografia geomorfológica, em particular no que concerne a definição dos sistemas, unidades e elementos do relevo. Sobre a cartografia das geoformas, indubitavelmente a relação é bidimensional, nos eixos cartesianos X e Y, ou seja, concentrando-se no plano do mapa. Como os produtos da evolução da paisagem necessitam de representação também na direção de Z, pois a amplitude e declividade, além de outros elementos com características mais morfográficas são imperativos para o entendimento de morfogênese, aflora o eterno problema da legenda versus escala de trabalho. Independente das várias nomenclaturas e simbologias, é óbvio que problemas naturalmente se apresentam, pois é extremamente difícil, às vezes impossível, a representação da totalidade dos fenômenos ao longo de uma projeção X, Y.

É oportuno destacar que a representação das feições ao longo do eixo Z, além de facilitar a compartimentação das geoformas, sua geometria intrínseca e o entendimento dos processos morfogenéticos, constitui-se ainda critério muito utilizado modernamente para a definição da cronologia de instalação de *landforms* tectônicos no âmbito da geomorfologia estrutural. Desta forma, é possível através delas definir as *summital surfaces*, com ampla aplicação na delimitação da instalação temporal dos processos neotectônicos.

Na prática, como a partir de pontos de referência elevados, tem-se o controle de campo da arquitetura tridimensional da paisagem, algumas áreas têm representação tridimensional a partir de desenhos bem elaborados por pessoas de grande habilidade artística. Contudo, deve-se destacar que a representação da morfografia do relevo por vasta extensão de áreas com grandes depressões ou elevações, constitui tarefa árdua. Outro problema de difícil solução é a questão da necessidade de referenciamento cartográfico para as geoformas, inseridas no contexto de uma representação tridimensional.

Com esta questão em mente, vários pesquisadores tem-se preocupado com a solução desse problema. É consenso que a representação gráfica com padrões cartográficos das formas de relevo, que apresentem ao mesmo tempo suas características de posicionamento através dos

eixos X, Y e Z, só é possível com a aplicação de técnicas de processamento digital. A nível internacional a base matemática e computacional para o desenvolvimento das técnicas e métodos necessários à investigação do quadro geomorfológico neste contexto está em franco desenvolvimento. Embora o tratamento digital do terreno seja complexo, exigindo soluções em vários níveis, já há disponibilidade de *hardware* e *software* necessários, além do conhecimento mínimo de programação para a criação de programas e adaptações de rotinas que possibilitem a execução dessa tarefa.

9.1.1. Atividades de Computação Envolvidas

A nível de *hardware* foram utilizados os equipamentos do Laboratório de Computação Aplicada (COMAP) do Departamento de Geologia que se resumem em: computadores com configuração básica mínima caracterizada por processadores Dx4-100 Mhz, memória de massa em torno de 2.0 Gb, 32 Mb de RAM e monitores SVGA coloridos 14 polegadas para as atividades de visualização. Esses equipamentos foram usados sobretudo na fase de processamento dos dados. As mesas digitalizadoras foram usadas para a geração digital de um banco de dados que correspondesse a arquivos de entrada, para posteriores fases de processamento e edição.

9.1.2. Interfaces com as Mesas Digitalizadoras

O principal problema para a utilização de mesas digitalizadoras é o estabelecimento de protocolos de comunicação entre com a CPU através do programa de digitalização que tem muitas vezes incluso no seu formato, uma espécie de *driver*. Exemplo de programa desta natureza, utilizado em parte neste trabalho e que digitaliza pontos coordenados 3D e que contém *driver* acoplado, é o MESADIG. As fontes dos programas escritas em BS-QuickBasic versão 4.5 foram gentilmente cedidas pelos autores, para análise e depuração dos mesmos e para instalação no COMAP. Assim, como os trabalhos foram desenvolvidos em Mesas Digitalizadoras CALCOMP Drawing Board II e SummaSketch III ambas (A4), foi necessário adaptar os programas a elas. A análise e depuração dos programas e posterior adaptação e estabelecimentos de protocolos de comunicação serial foram executados por

ALVES (1994), no COMAP. Nesta mesma época, foi desenvolvido o filtro de conversão de formato DXF para DAT visando a possibilidade de se utilizar *drivers default* fornecidos no AUTOCAD para digitalização de dados e conversão para processamentos em Surfcad's tipo SURFER.

Para a execução do programa MESADIG foi necessário configurar a Mesa Digitalizadora, com vistas ao estabelecimento de protocolo de comunicação tipo Microgrid IIB, em modo binário e contínuo. A criação de arquivo de transferência de dados entre a mesa e o computador é feita pelo comando "OPEN" com a seguinte instrução: OPEN"COM2:9600,E,7,2,BIN,cs,1500". Tal protocolo será descrito a seguir:

COM2 : indica a porta de comunicação serial (neste caso a segunda), permitindo a troca de informações entre o periférico e a CPU via o programa de digitalização, com transmissão de unidade bit em sequência;

9600 : indica a taxa de bauds, na qual os bits relativos aos dados são transmitidos. Trata-se da taxa de bits-por-segundo.

E: indica o padrão de paridade utilizado que, neste caso, é representado pelo somatório do número de bits de 1s mais o bit de paridade em resultado numérico par. Para exemplificar, se um caractere sem bit de paridade for expresso pela descrição 0101101, será então adicionado de um bit 0s, perfazendo 01011010. Se o caractere for descrito por 0110010, então um bit extra 1s é incorporado, passando a compor a série 01100101.

7: é o número de bits de cada conjunto de dados, indicando que cada caractere terá 7 bits;

2: define onde deverá acontecer o final de cada caractere, correspondendo portanto ao número descritor dos bits de parada (*stop bits*);

BIN : caracteriza geneticamente o tipo de transmissão de dados na qual é utilizado o formato binário;

cs1500 : diz respeito ao tempo máximo de espera, em milissegundo, pelo *prompt* para a nova transmissão de dados, antes da geração de descompasso (*timeout*).

O modo de transmissão de dados estipulado no protocolo é o contínuo, indicando que os caracteres estão sendo enviados e recebidos de forma ininterrupta. As mesas disponíveis para criação dos arquivos de entrada no programa MESADIG funcionam em dois formatos, Microgrid ou Summasketch, dependendo da configuração e dos tipos de cursores acoplados.

Após a adaptação das mesmas ao formato Microgrid, o passo seguinte consistiu na verificação dos processos de leitura, em que transmissão e armazenamento foram compatíveis. Isto é, se a transmissão de um determinado dado pela mesa estava sendo lida e armazenada nos programas, na variável correspondente.

Na verificação desses processos executou-se o programa "MMTEST" (*software* de teste, que acompanha a mesa SummaSketch III). A inspeção do *roll* de mensagens indicava uma série de informações sobre abcissa, ordenada, posicionamento interno ou externo a área útil da mesa e a tecla acionada. Quando se atingiu os padrões de transmissão funcionais, executou-se o programa MESADIG. Cada caractere enviado pela mesa, atingindo a porta de comunicação serial nº 2, ativava o sub-programa "XYT". O mesmo lê e armazena os bits de dados na seguinte ordem: dentro/fora da área útil; a tecla do cursor acionada (variável t); abcissa (variável x) e ordenada (variável y). Em seguida, o programa testa se a tecla vermelha (para cursores coloridos) ou a tecla 1 (para cursores numéricos) foi acionada corretamente; se tais condições não forem satisfeitas o programa entra em *loop* contínuo, correspondendo na prática a um travamento do sistema.

9.1.3. Coleta de Dados

Uma vez estabelecida a comunicação entre o periférico e a CPU (parte mais crítica do processo), a coleta de dados se dá através da digitalização via tecla 1 do "*puck*" das mesas, por sobre o traçado de curvas de nível das Folhas 1:100000 (Tabela 1). O arquivo gerado obviamente não indicava um padrão regular de amostragens ao longo de X e Y em função do traçado das curvas de nível depender de características naturais. Assim, um determinado valor de Z correspondente a curva de nível era previamente inserido no sistema e o traçado da mesma era seguido no plano da projeção cartográfica X, Y. O resultado, portanto, é um arquivo de saída representado por uma matriz de 3 colunas por "n" linhas ($n=3 \times m="i"$), onde coluna 1 = X, coluna 2 = Y e coluna 3 = Z (cota). X e Y são calculados através do reconhecimento pela CPU da posição de "*puck*" sobre a área útil da mesa, através da introdução *a priori* dos dados de limite, em modo absoluto, onde esses valores correspondem a coordenadas UTM, ou seja, são geo-referenciadas. Z é fornecido para cada nova série de pontos X e Y e o programa se encarrega de plotá-lo automaticamente na coluna 3 ao longo das

"infinitas (n)" linhas.

9.1.4. Apresentação dos Dados

Os arquivos de dados adquiridos neste trabalho foram utilizados para a elaboração de cartas digitais, bem como de modelos digitais de terrenos (DTM), os quais ainda são inéditos e têm conseguido espaço crescente na comunidade envolvida com análises de feições geológicas e geomorfológicas.

Os vários DTM's apresentados a seguir foram obtidos através de processamento dos arquivos de dados gerados nas Mesas CALCOMP *Drawing Board* II e SummaSketch II via o *software* SURFER V. 4.15 (Golden Software, 1989) e SURFER v 5.0 (Golden Software, 1994), ambos utilizados nos laboratórios da UNESP/Campus de Rio Claro no âmbito da cooperação com o grupo de computação liderado pelo Prof. Hans Ebert. Modelos mais realísticos foram obtidos através de vários testes na definição do *gridding*, além das variações das posições de visada e a utilização de filtros e suavização de picos espúrios, bastante comuns.

A construção das cartas digitais e dos modelos topológicos e de simulação 3-D do relevo foi efetivada pela interpolação de pontos tanto por *krigagem* quanto pelo inverso da distância, em uma malha regular de 80 X 80 nós.

9.2. ANÁLISE DOS DTM'S

9.2.1. Folha Guaramandi

O modelo digital de relevo gerado a partir da carta topográfica SB.23-V-A-II apresenta uma visada de SW para NE (Figura 57). Como já foi observado anteriormente, a identificação das feições morfoestruturais/ morfotectônicas é dada pela esculturação do relevo resultante da atividade tectônica da região.

Em função disso, é possível destacar, pela análise do modelo, os *trends* estruturais principais (lineamentos de relevo e de drenagem que refletem estruturas), que são aqueles orientados nas direções NW-SE e E-W; secundariamente identificam-se *trends* N-S e NE-SW.

A classificação da área como morfotectônica foi feita anteriormente (ver capítulo 4 e 7), no entanto, aqui apresenta-se mais um índice para essa interpretação que é o fato das estruturas controlarem a instalação dos sedimentos quaternários, presentes sobretudo na parte oeste da carta.

Destacam-se os seguintes feixes de descontinuidades:

- NW-SE: observados principalmente a leste e a noroeste da folha. Correspondem no geral a falhas normais.
- NE-SW: encontram-se sobretudo na altura dos paralelos 9525.00 e 9540.00. São coincidentes com a direção dos cavalgamentos observados.
- E-W: Estão bem desenvolvidos na parte sul da folha. Constituem o sistema de fraturas/falhas mais expressivo na área. Apresentam pouca movimentação vertical e têm pequena expressão no relevo, o que sugere movimentação direcional associada a essas descontinuidades. Critérios geomorfológicos corroboram essa interpretação (ver capítulo 4).
- N-S: presentes no lado oeste da folha. São os feixes mais novos pois afetam as demais feições morfológicas e estruturais..

As *summital surfaces* presentes na folha, num total de 4, correspondem ao: 1) terraços quaternários; 2) relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Superior e 3) relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Inferior, correspondente ao topo das serras (Figura 58).

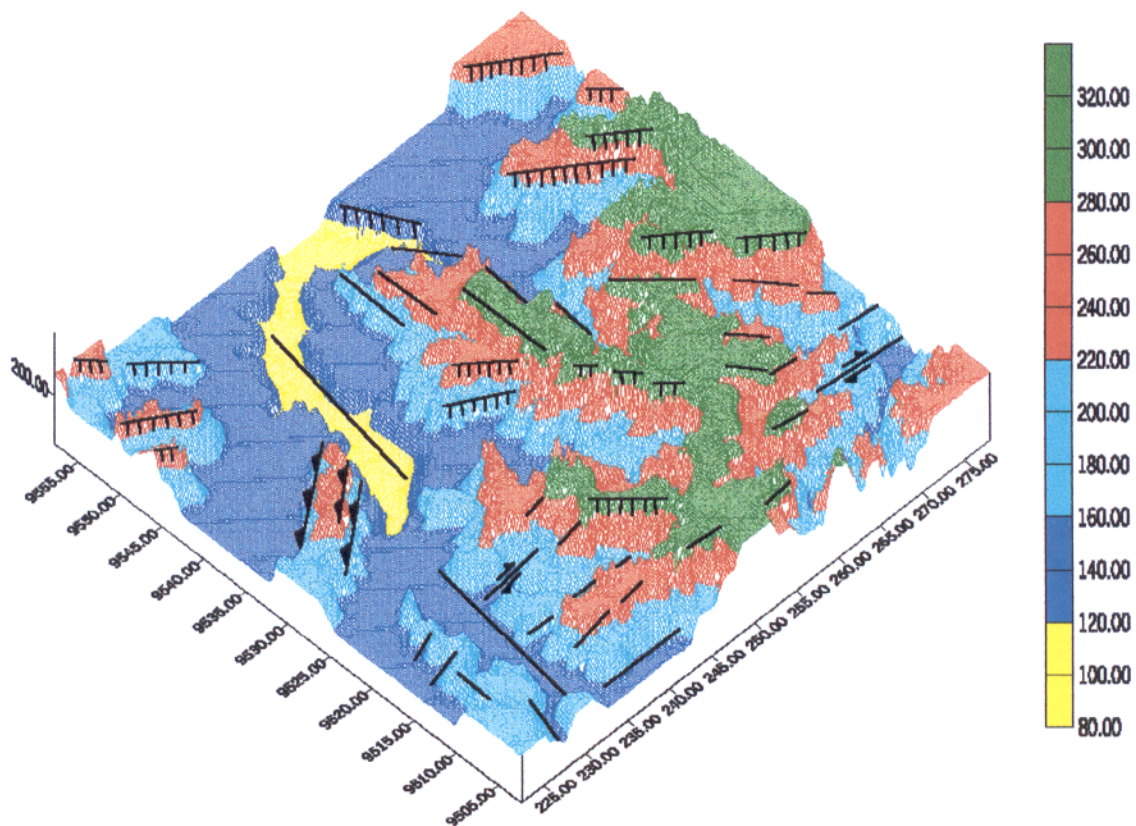


Figura 57 - Modelo digital de terreno da Folha Guaramandi (SB.23-V-A-II). Visada de Sw para NE.

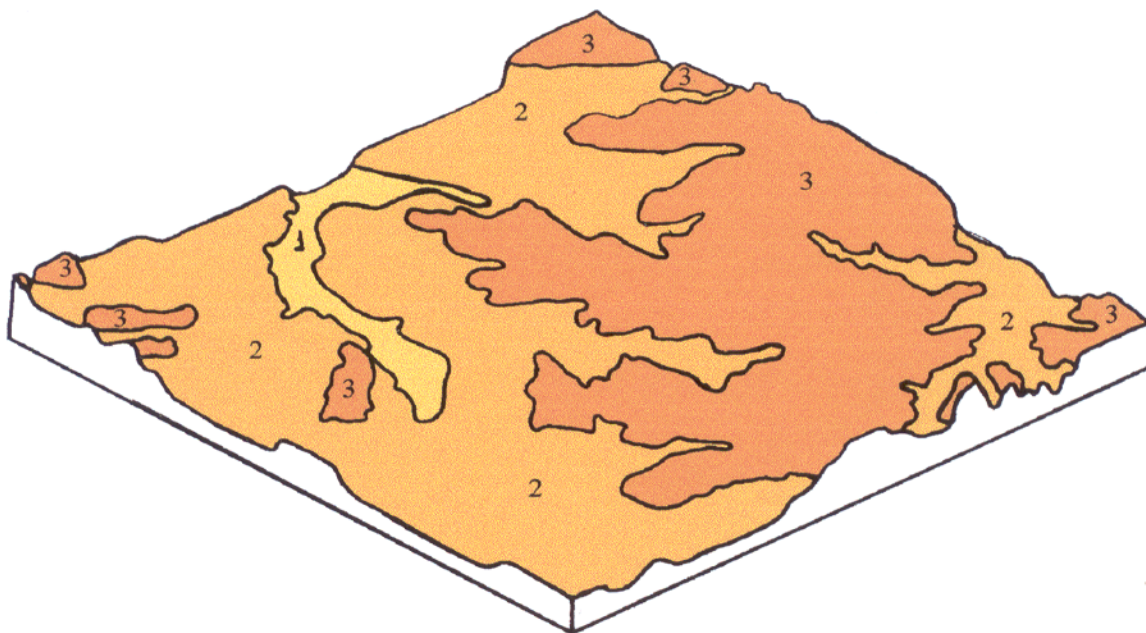


Figura 58- *Summital surfaces* identificadas na Folha Guaramandi. (1) corresponde a terraços quaternários, (2) corresponde ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Superior e, (3) ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Inferior.

9.2.2. Folha Açailândia

A figura 59 apresenta o modelo digital de terreno gerado a partir da carta SB.23-V-A-IV visto de SW para NE.

O arranjo das feições morfoestruturais da paisagem é identificado nos modelos digitais através da esculturação do relevo, superimposta preferencialmente, ao longo de falhamentos. Uma vez que as falhas controlam e se superimpõem a sedimentos pleistocênico-holocênicos, considera-se, não somente este, mas todos os modelos apresentados neste capítulo, como representativos de áreas morfotectônicas.

Os lineamentos de relevo e de drenagem, ou *trends* estruturais, que mais se destacam são os de direções:

- NE-SW: localizado na porção central da área, correspondendo a direção dos cavalgamentos.
- NW-SE: localizado sobretudo na porção sudoeste da área. Controla o recuo das escarpas erosivas e a disposição dos relevos alongados de maior altitude.
- E-W: presentes praticamente correspondem a falhas transcorrentes dextrais.
- N-S: também estão bem desenvolvidos em toda a área. O relevo mais elevado mostra-se truncado por este *trend*, em especial na porção sul da área.

Foram identificadas 3 *summital surfaces* correspondentes a: 1) terraços quaternários; 2) relevo de degradação sustentados por depósitos de Terciário Superior e 3) relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Inferior, correspondente ao topo das serras (Figura 60).

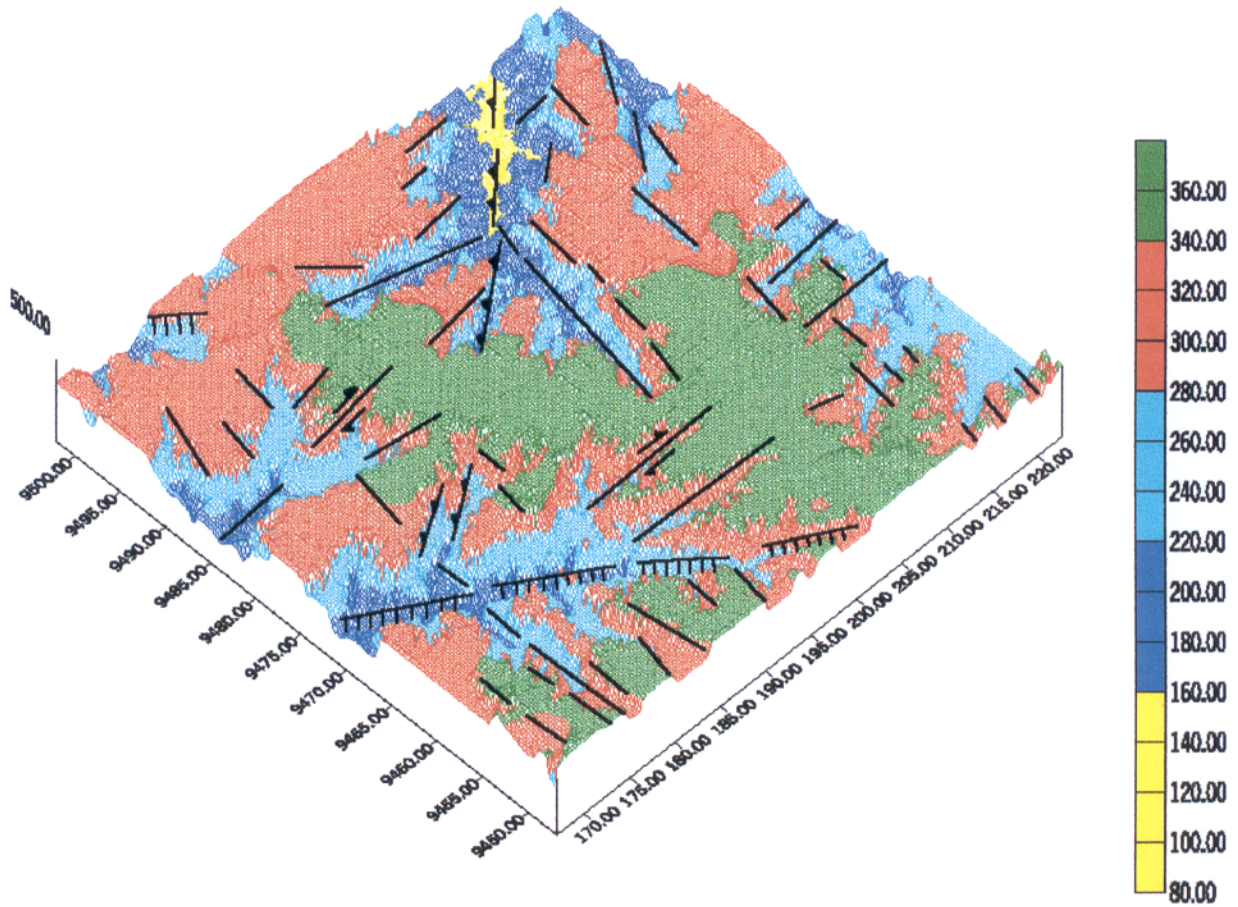


Figura 59 - Modelo digital de terreno da Folha Açailândia (SB.23-V-A-IV). Visada de Sw para NE.

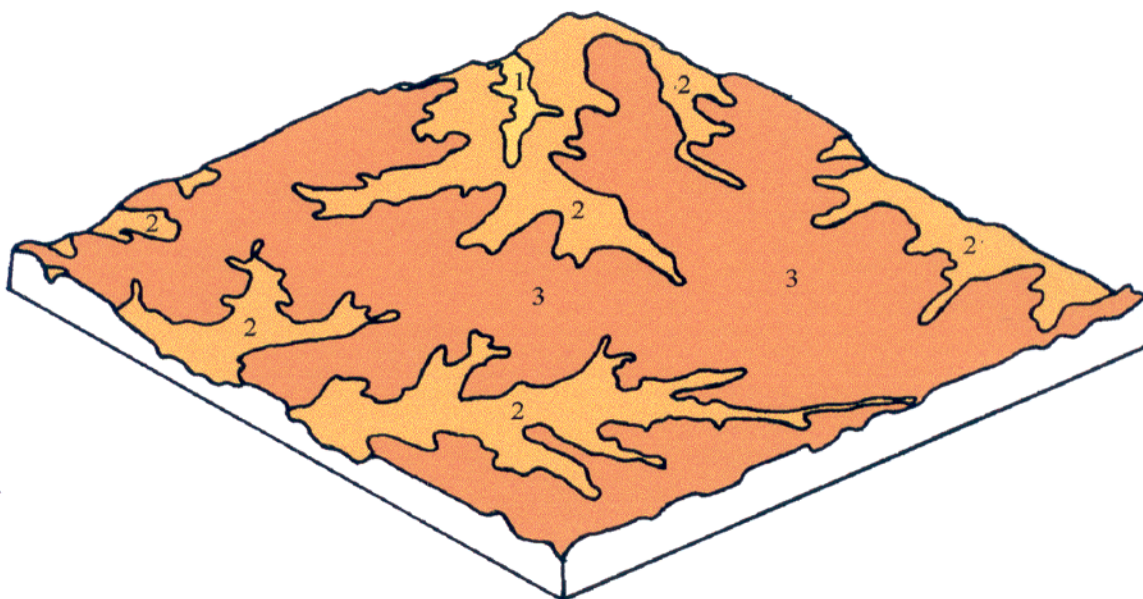


Figura 60- *Summital surfaces* identificadas na Folha Açaílândia. (1) corresponde a terraços quaternários, (2) corresponde ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Superior e, (3) ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Inferior.

9.2.3. Folha Açailândia-E

O modelo digital de terreno correspondente a carta SB.23-V-A-V é apresentado na figura 61 numa visada de SW para NE.

Os *trends* estruturais mais evidentes na área são os de direção:

- NE-SW: localizados na parte centro-leste da área, correspondem a cavalgamentos.
- E-W: presentes sobretudo na parte norte da área, correspondem a falhas direcionais.
- N-S: presentes em quase toda a área, controlam o recuo erosivo das escarpas e a orientação dos relevos de maior altitude.

As *summital surfaces* presentes na carta podem ser visualizadas na figura 62 e correspondem às mesmas identificadas nos modelos anteriores, a saber: 1) terraços quaternários; 2) relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Superior e 3) relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Inferior, correspondente ao top das serras.

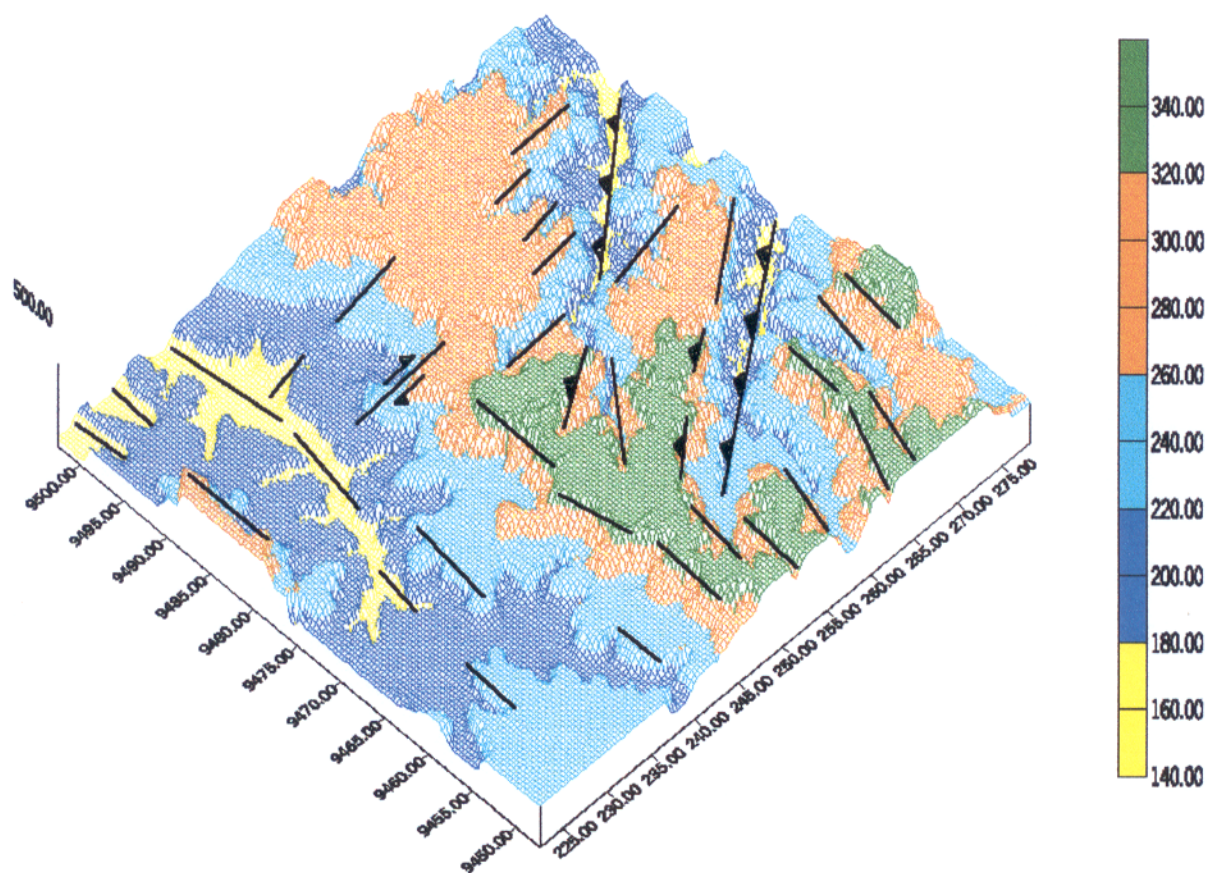


Figura 61 - Modelo digital de terreno da Folha Açailândia-e (SA.23-V-A-V). Visada de SW para NE.

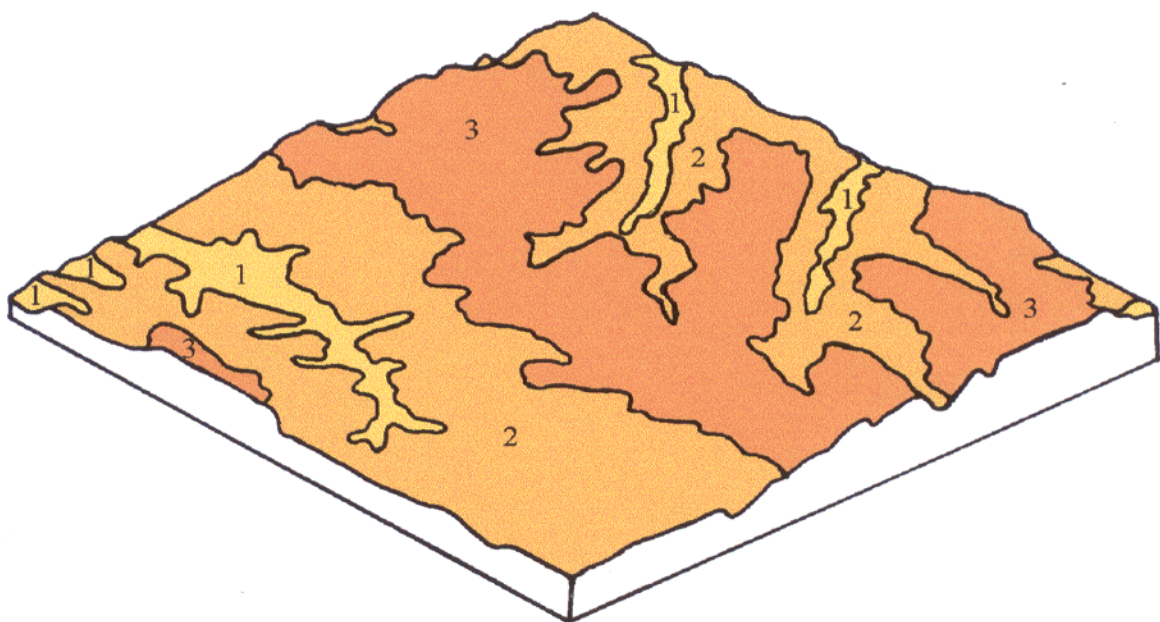


Figura 62- *Summital surfaces* identificadas na Folha Açailândia-E. (1) corresponde a terraços quaternários, (2) corresponde ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Superior e, (3) ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Inferior.

9.2.4. Folha Rio Potirirá

O modelo digital de terreno gerado a partir da Folha SB.23-Y-C-I é mostrado na figura 63 com visada de SW para NE.

Nele pode-se identificar os seguintes *trends* estruturais:

- NW-SE: localizado nas porções central e oeste da carta, corresponde a falhas normais. É uma importante orientação morfotectônica, sendo marcada por escarpamentos de grande continuidade lateral e retilinidade.
- NE-SW: presente no sudeste da área, correspondem, possivelmente, a cavalgamentos.
- E-W: pouco evidentes, com exceção da porção sul, onde correspondem a transcorrências bem expressivas.
- N-S: presentes em grande parte da área, também controlam escarpamentos e orientações do relevo mais alto.

As 3 *summital surfaces* identificadas na área são visualizadas na figura 64 e correspondem a : 1) terraços quaternários; 2) relevo relacionado ao Terciário Superior e 3) relevo relacionado ao Terciário Inferior (topo das serras).

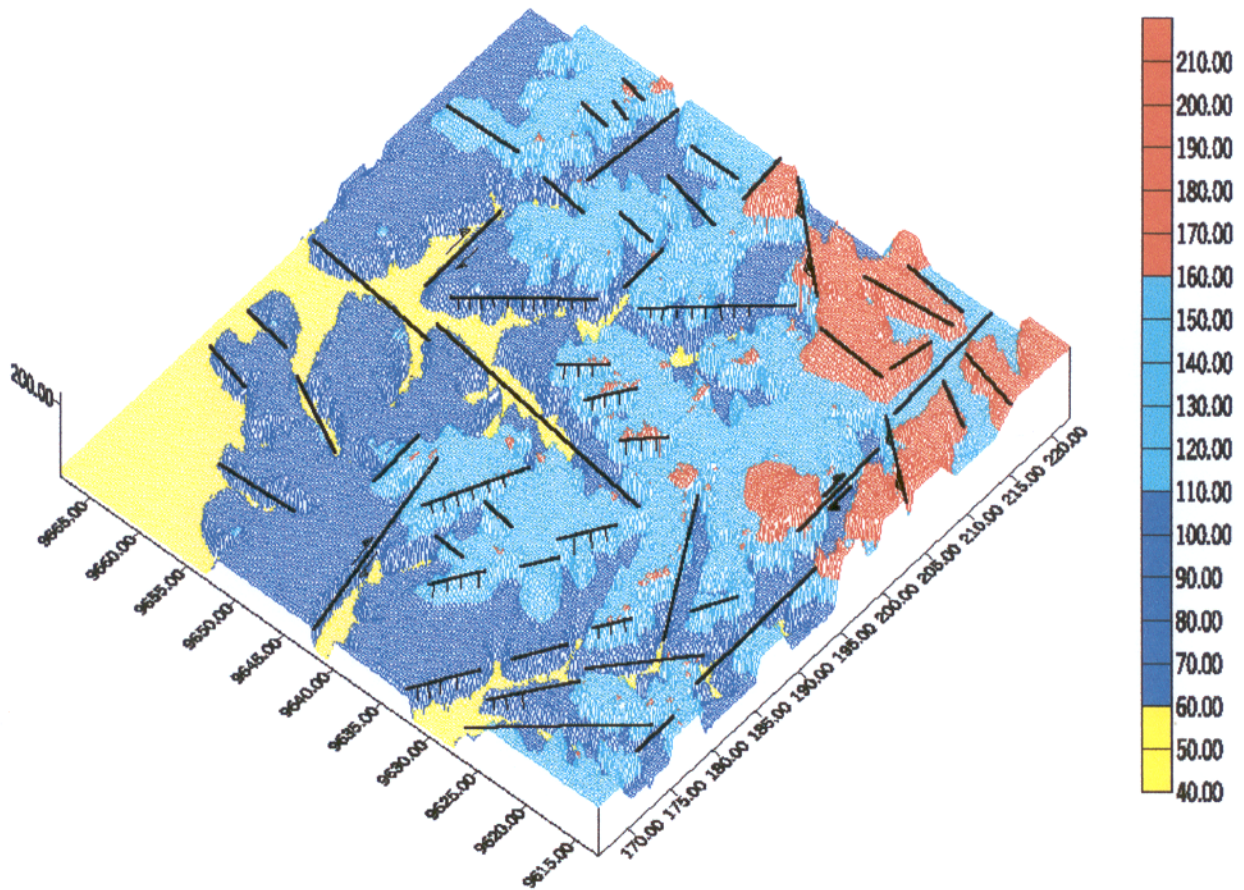


Figura 63 - Modelo digital de terreno da Folha Rio Potirita (SA.23-Y-C-I). Visada de SW para NE.

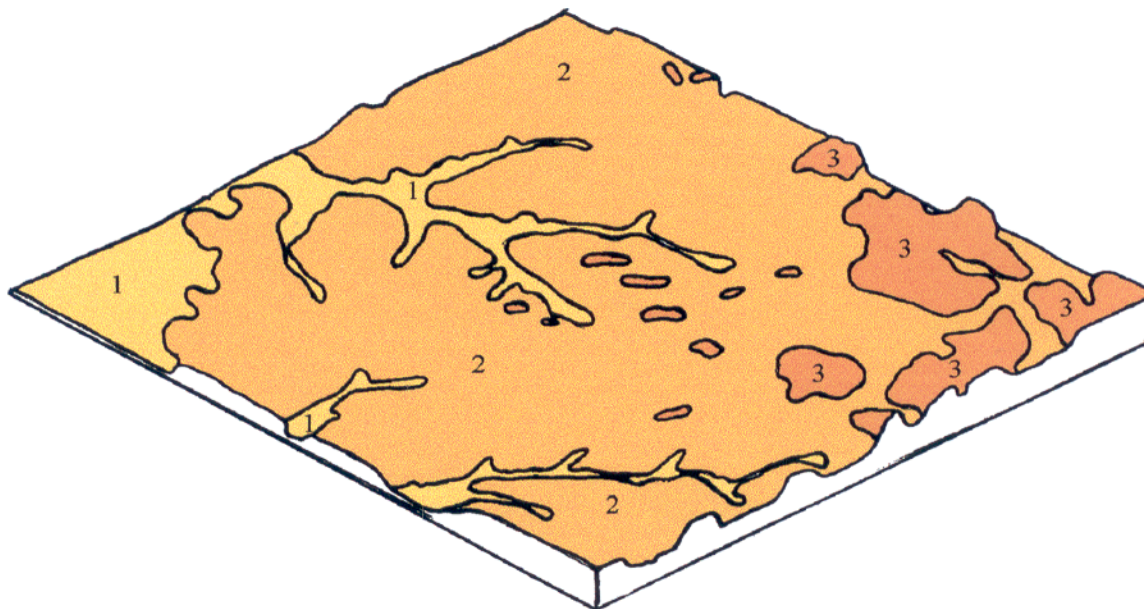


Figura 64- *Summital surfaces* identificadas na folha Rio Potiritá. (1) corresponde a terraços quaternários, (2) corresponde ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Superior e, (3) ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Inferior.

9.2.5. Folha Paragominas-S:

O modelo digital de terreno gerado a partir da Folha SB.23-Y-C-II apresenta visada de SW para NE (Figura 65).

As grandes direções de esculturação do relevo e da drenagem são:

- NE-SW: é o *trend* que mais se destaca, estando relacionado a escarpamentos retilíneos e muito contínuos lateralmente, o que indica pouca substituição. Corresponde a falhas normais que formam os *grabens* que acolheram sedimentos crono-correlacionados aos do grupo Barreiras.
- NE-SW: são truncados pelo *trend* anterior. Incorporam movimentação compressional/transpressional.
- E-W: formam uma feição importantíssima localizada na parte sul da área. Correspondem a transcorrências dextrais.

A figura 66 apresenta em primeiro nível, terraços quaternários; um segundo nível de *summital surface* corresponde ao relevo sustentado por depósitos do Terciário Superior e o terceiro nível, corresponde ao relevo sustentado por depósitos do Terciário Inferior.

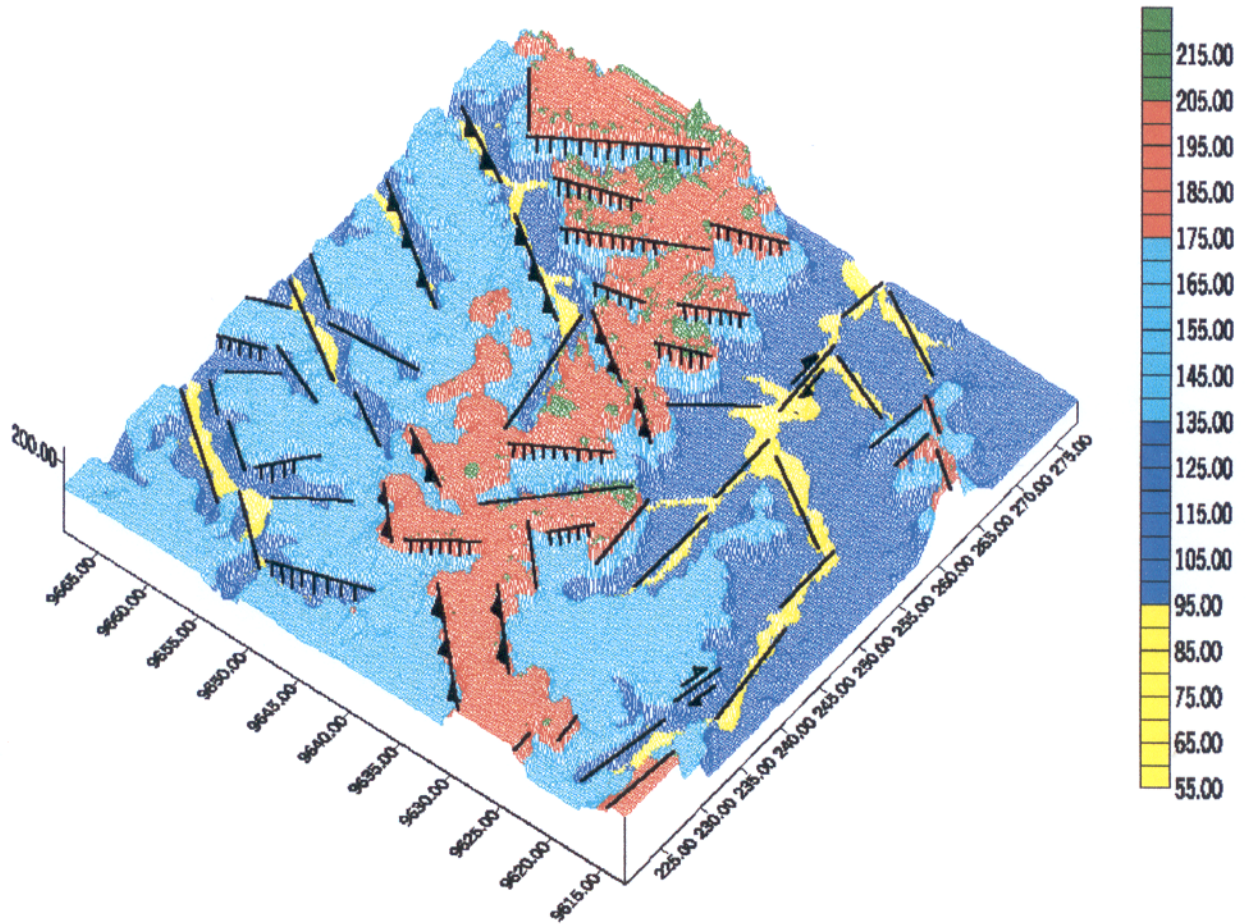


Figura 65 - Modelo digital de terreno da Folha Paragominas-S (SA.23-Y-C-II). Visada de SW para NE.

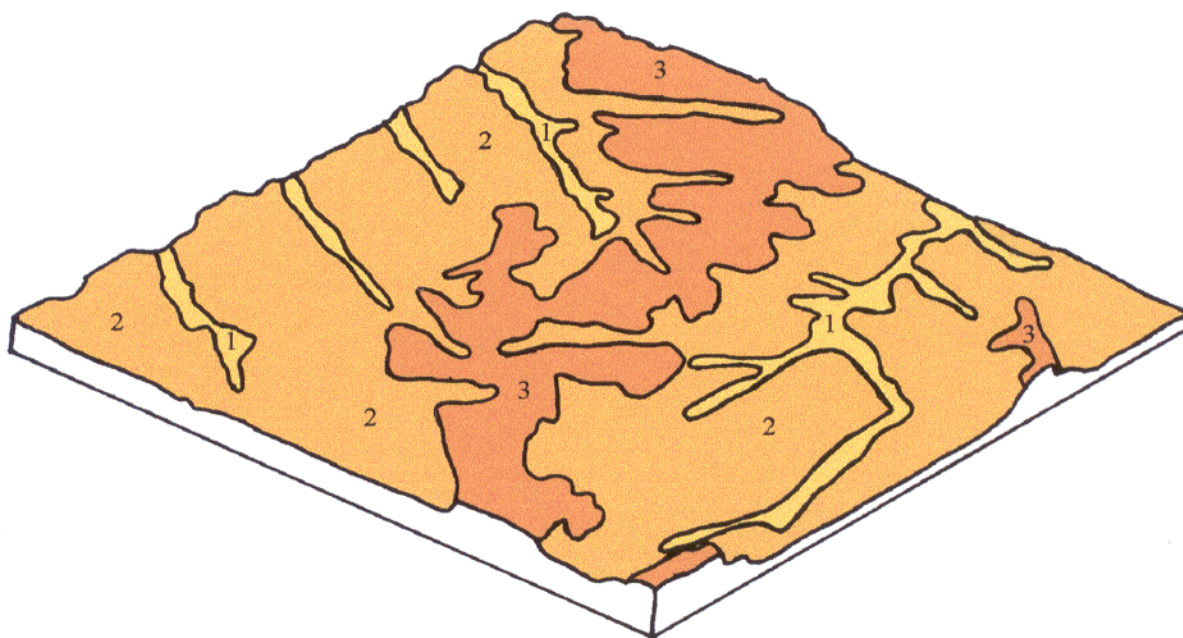


Figura 66- *Summital surfaces* identificadas na Folha Paragominas-S. (1) corresponde a terraços quaternários, (2) corresponde ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Superior e, (3) ao relevo de degradação sustentado por depósitos do Terciário Inferior.

10. EVOLUÇÃO NEOTECTÔNICA

A evolução neotectônica da área compreende dois pulsos principais de movimentação, separados temporalmente por uma fase de relativa estabilidade tectônica (COSTA *et al.*, 1996). Esse quadro pode ser visualizado de forma ampla na figura 63.

O pulso de movimentação mais antigo se deu, provavelmente, a partir do Mioceno e responde pela geração de dobras e cavalgamentos orientados na direção NE-SW. Tais estruturas traduzem-se na paisagem em remanescentes de sistemas de serras em meio a áreas relativamente rebaixadas. Tais expressões de relevo são destacadas nos limites da área investigada, que inclui as Folhas Guaramandi e Felinto Müller, em sua porção centro-oeste e sudeste. As serras, apesar de fortemente dissecadas em alguns pontos, ainda refletem a direção NE-SW.

Essa movimentação afetou as seqüências da Formação Ipixuna, bem como o perfil laterítico bauxítico-fosfático desenvolvido sobre ela.

Como manifestações finais, desenvolveram-se falhas normais de direção NW-SE que, conforme observado na área, constituem *grabens* e *hemigrabens* que acolheram depósitos siliciclásticos, provavelmente no Plioceno. Esses depósitos são, possivelmente, cronocorrelatos aos do Grupo Barreiras.

A partir do estabelecimento dessa nova paisagem seguiu-se um período de estabilidade tectônica, referente à instalação do perfil laterítico ferruginoso sobre os sedimentos da Formação Ipixuna e os cronocorrelatos aos do Grupo Barreiras, no Pleistoceno Inferior a Médio.

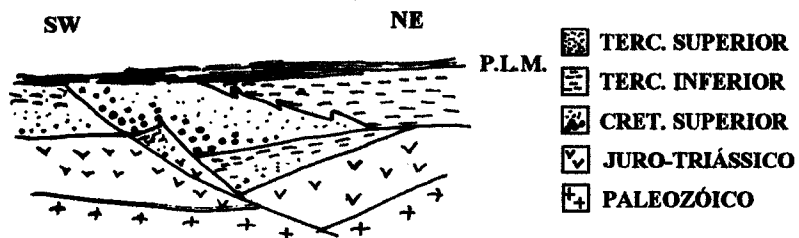
Este perfil é reconhecido na área, em porções relativamente mais baixas topograficamente. Infelizmente não foi possível sua caracterização cartográfica.

O segundo pulso de movimentação se deu no Pleistoceno Médio-Holoceno. Através da confecção e interpretação dos DTM's (Modelos Digitais de Terreno) esse pulso pode ser entendido através de diferentes etapas.

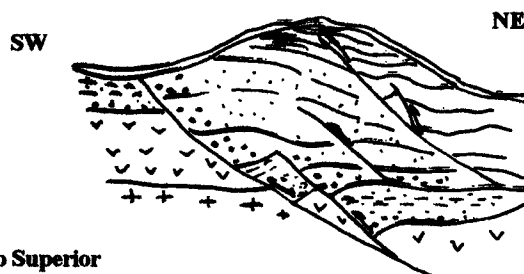
A primeira etapa refere-se à reativação das falhas normais de direção NW-SE, proporcionando importantes modificações no quadro morfológico; à tal movimentação relaciona-se a fase de inversão negativa da Bacia do Capim (BORGES *et al.*, 1997).

EVOLUÇÃO NEOTECTÔNICA DA ÁREA DO TIRACAMBU

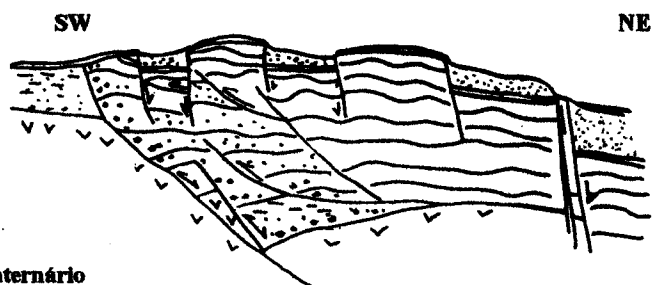
Cretáceo Superior - Terciário Inferior



Terciário Médio - Superior



Terciário Superior



Quaternário

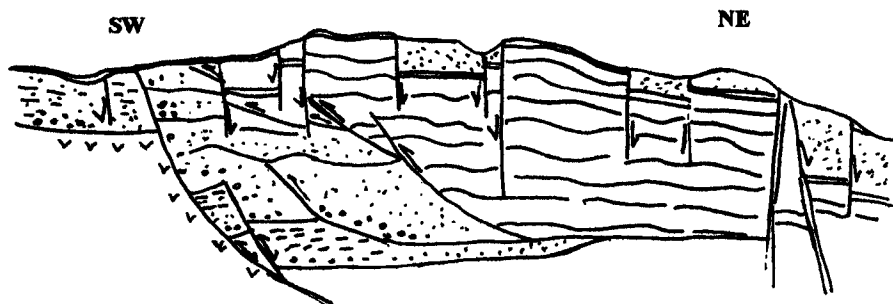


Figura 63 – Esquema evolutivo neotectônico para a área do Tiracambu (BORGES *et al.*, 1997)

Os desnivelamentos de blocos resultantes da atuação dessas estruturas foram responsáveis pela geração de sistemas de morros e colinas alongados na direção NW-SE.

Uma segunda etapa de movimentação corresponde à propagação de feixes de falhas reanacorrentes dextrais de direção E-W. Principalmente na parte sul da área é possível observar as modificações impostas à drenagem e ao relevo por essas estruturas. O Rio Gurupi, por exemplo, apresenta deslocamentos importantes para oeste em função dessas falhas.

As falhas normais passaram a interagir com as falhas transcorrentes, sendo individualizados alguns blocos baixos e altos alternados. Essa interação gerou diversas anomalias da rede de drenagem, como por exemplo, as observadas ao longo do Rio Gurupi.

A última etapa refere-se à propagação de falhas de direção N-S que podem ser tanto falhas normais quanto falhas transcorrentes. Em toda a área, principalmente na Folha Felinto Müller, é notável a superimposição dessas estruturas sobre as demais.

11. CONCLUSÕES

As análises realizadas neste trabalho permitiram traçar as seguintes conclusões:

- 1- Os elementos estruturais observados na área são decorrentes da atuação de dois pulsos neotectônicos de idade Terciário Superior e Holoceno. Ao pulsos mais antigo relacionam-se dobras e cavalgamentos de direção essencialmente NE-SW; ao segundo, falhas normais de direção NW-SE. A análise e posterior interpretação dos dados coletados sugere que o quadro neotectônico é resultante da atuação de um regime tectônico direcional de cinemática dextral, responsável pela formação de áreas transpressivas e transtensivas, com direções NE-SW e NW-SE, respectivamente.
- 2- As unidades litológicas cenozóicas presentes na área estão intimamente relacionadas ao quadro neotectônico, mais precisamente, à atuação de dois pulsos principais de movimentação. A unidade atribuída ao Terciário Superior compreende em sua base depósitos areno-conglomeráticos, e em seu topo, depósitos areno-argilosos. Constitui um depósito do tipo fluxo de detritos, relacionado à formação de *grabens* e *hemigrabens* alongados na direção NW-SE. As unidades quaternárias também são em grande parte controladas por estruturas neotectônicas.
- 3- A análise do quadro geomorfológico permitiu concluir que a área pode ser considerada como morfotectônica. A análise da rede de drenagem, com caracterização de formas, padrões e anomalias, permitiram individualizar importantes lineamentos/falhamentos.
- 4- A análise dos modelos digitais de terreno, em consonância com os mapas morfotectônicos e de drenagem, mostram que as estruturas mais antigas são as de direção NE-SW, que correspondem a cavalgamentos; são seguidas pelas de direção NW-SE que incorporam movimentação extensional/transtensional; são geradas a seguir estruturas E-W que ao interagir com as anteriormente citadas, causam importantes modificações no quadro geomorfológico, como por exemplo, desnivelamento de blocos; a isto segue-se o

desenvolvimento de estruturas N-S que afetam as demais feições morfológicas e estruturais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. 1967. Problemas Geomorfológicos da Amazônia Brasileira. In: SIMPÓSIO SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA. Atas... v.1, p. 35-67.
- ACKERMANN, F. L. 1964. Geologia e fisiografia da Região Bragantina. Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), 21 (2): 1-90.
- ALMEIDA, H. G. de; MARINHO, P. A. C.; MARTINS, R. C. 1995. Folha SB-22-X-D Marabá. Brasília. CPRM. 113 p (Programa de Levantamento Geológico Básico do Brasil).
- ALVES, P. A. 1994. Modificação e adaptação do programa MESADIG e GAMADIG de EBERT & MUTO(1992) para utilização em mesas digitalizadoras CALCOMP e SUMMAGRAPHICS. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. Departamento de Geologia. Trabalho de Conclusão de Curso.98p.
- ANGELIER, J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, 89: 5835-5848.
- AQRAWI, A. A 1993. Implications of Sea-level fluctuations, sedimentation and neotectonics for the evolution of the Marshlands (Ahwar) of Souther Mesopotamia. *Neotectonics: Recent Advances/ Quaternary Proceedings*, 3:21-31.
- ARTHAUD, F. 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bulletin of Society the Géological de France*, 7 (11): 729-735.
- BARBOSA, G. V.; BOAVENTURA, R. S. & PINTO, M. N. 1973. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAM. Folha SB- 23- Teresina e parte da Folha SB- 24- Jaguaribe. Rio de Janeiro, DNPM. parte II. 24p. (Levantamento de Recursos Naturais, 2).
- BEMERGUY, R. L. 1997. Morfotectônica e evolução paleogeográfica da região da calha do Rio Amazonas. Belém. Universidade Federal do Pará - Centro de Geociências (Tese de Doutorado). 201p.
- BEMERGUY, R. L. & COSTA, J. B. S. 1991. Controle tectônico na evolução do sistema de drenagem da Amazônia. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro (SP). Anais...Rio Claro, SBG. V.01, p. 103-104.

- BERROCAL, J.; ASSUMPCÃO, M.; ANTEZANA, R.; DIAS NETO, C. M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H.; VELOSO, J. A. V. 1984. **Sismicidade do Brasil**. São Paulo, IAG/USP e CNEN, 320p.
- BEZERRA, P.E.L. & COSTA, J.B.S. 1996. Compartimentação estrutural neotectônica da região de Carolina (MA/TO), Bacia do Parnaíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., Belém. **Boletim de resumos expandidos e guia de excursões**. Belém, SBG, p. 300-322.
- BOAVENTURA, R.S. 1974. Geomorfologia. In: BRASIL. Projeto RADAM. **Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins**. Rio de Janeiro. DNPM. 1-30 (Levantamento de Recursos Naturais, 4).
- BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; FERNANDES, J. M. G.; COSTA, M. L. ; HASUI, Y. 1995a. Registros do evento de fragmentação do *Gondwana* na Região Norte do Brasil: Implicações paleogeográficas durante o Cretáceo. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado. **Anais...** Porto Alegre: SBG, p. 270-271.
- BORGES, M. S.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; FERREIRA Jr., C. R. P.; HASUI, Y. 1995b. Evolução neotectônica da região nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado. **Anais...** Porto Alegre: SBG, p. 421-2.
- BORGES, M. S.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; FERNANDES, J.M.G.; BEMERGUY, R.L. 1997. Instalação e inversão da Bacia do Capim. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 6. Pirenópolis. **Anais...** Brasília: SBG/UNB. p. 134-135.
- BORGES, M. S.; REIS, F. N.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y. 1994. Contribuição ao quadro geológico do Município de Bragança, NE do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4. Belém. **Boletim de resumos expandidos...** SBG. p.5-6.
- BULL, W.B. & WALLACE, R.E. 1985. Tectonic Geomorphology (Penrose Conference report). **Geology**, 13: 216.

- CALAF, J.M.C.; KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W. 1999a. Sedimentos siliciclásticos e formações lateríticas do Terciário Superior/ Quaternário na região de Açailândia- Ligação do Pará, NE do Pará/W do Maranhão. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6. Manaus. *Anais...SBG/NO*, p.359-362.
- CALAF, J.M.C.; KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W.1999b. Evolução da couraça laterítica/bauxítica na região entre Açailândia (MA) e Ligação do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA,6, Manaus. *Anais...SBG/NO*, p.395-398.
- CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K. T. 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. In: BIDDLE, K. T. & CHRISTIE-BLICK, N. ed. *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. Society of Economic paleontologists and Mineralogists, p. 1-34 (Special publication,37).
- COOKE, R.U. & DOORNKAMP, J.C. 1978. *Geomorphology in environmental management*. Claredon Press. 413p.
- COSTA, J. B. S. 1996. A Neotectônica na Amazônia. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém, *Boletim de Resumos Expandidos...Belém: SBG*, v.1, p. 35-38.
- COSTA, J. B. S. & HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R. S. (coords). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém. p. 15-90.
- COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUI, Y. BORGES, M.S.; FERREIRA JÚNIOR, C.R.P.; BEZERRA, P.E.L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA, M.L. 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e deposicionais. *GEONOMOS. Revista de Geociências*. Belo Horizonte, 4.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M. S.; BEMERGUY, R. L.; FERNANDES, J.M.G.; COSTA Jr., P.S.; COSTA, M.L.1993a. A evolução cenozóica da região de Salinópolis, NE do Estado do Pará. *Geociências*, São Paulo, 12 (2): 373-396.
- COSTA, J. B. S.; BORGES, M. S.; IGREJA, H.L.S.1991a. Aspectos da evolução tectônica da Bacia do Parnaíba e sua relação com o arcabouço pré-cambriano. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro. *Boletim...Rio Claro: UNESP e SBG*,1991.p. 96-97.

- COSTA, J.B.S.; HASUI,Y.; BEMERGUY, R.L.; BORGES, M.S.; TRAVASSOS, W.; MIOTO, J.A.; IGREJA, H.L.S. 1993b. Aspectos fundamentais da neotectônica na Amazônia Brasileira. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO, Manaus. **Resumos e contribuições científicas**. Manaus. UFAM/INPA/UNESCO, p.103-106.
- COSTA, J.B.S.; HASUI,Y. BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L. 1995a. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do Rio Amazonas. **Geociências**, São Paulo, 14 (2):77-103.
- COSTA, J.B.S.; HASUI, Y.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; SAADIA,; COSTA JÚNIOR, P.S. 1994. Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do Amazonas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA,4., Belém. **Boletim...Belém: SBG**, p. 47-50.
- COSTA, J. B. S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y.. 1991b. Tectônica mesozóico- cenozóica da região norte do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro. **Boletim... Rio Claro: UNESP, SBG**, p. 108-110.
- COSTA, J. B. S.; IGREJA, H. L. S.; BORGES, M. S.; HASUI, Y. 1991c. O quadro tectônico regional do Mesozóico na região norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA,4, Belém, **Anais... Belém: SBG**, v.1, p. 166-173.
- COSTA, J. L.; ARAÚJO, A. A. F.; VILLAS BOAS, J. M.; FARIA, C. A. S.; SILVA NETO, C. S.; WANDERLEY, V. J. R. 1977. **Projeto Gurupi: Relatório Final**. Belém, Convênio DNPM/ CPRM.
- COSTA, M. L. 1984. A dinâmica de formação de lateritos. O exemplo do NE do Pará e NW do Maranhão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. **Anais...Rio de Janeiro: SBG**, v.4, p. 4823- 4838.
- COSTA, M. L. 1991. Aspectos Geológicos dos lateritos da Amazônia- **Revista Brasileira de Geociências**, 21 (2) : 146-160.
- COSTA, M. L.; HORBE, A. M. C.; MORAES, E. L. 1997. Lateritização imatura sobreposta a lateritos maduros em Mãe do Rio- Pará. In: COSTA, M. L. & ANGÉLICA, R. S., (coords). **Contribuições à Geologia da Amazônia**. Belém, p. 339- 357.

- CROWELL, J.C. 1974. Origin of late Cenozoic basins in southern California. In: DICKINSON, W.R. (Ed.) **Tectonics and sedimentation**. New York: Soc. Econ. Paleont. And Mineralogy, p. 190-204 (Special Publication, 22).
- DEFFONTAINES, B. 1990. **Developpement d'une Methodologie Morphoneotectonique et Morphostructurale**. Tese (Doctorat) Departement de Geotectonique. Université Pierre et Marie Curie. 214p.
- DUTOUR, A . & FERRANDINI, J. 1985. Nouvelles observations néotectoniques dans le Atlas de Marrakesh et le Haouz Central (Maroc). Apports sur l'évolution récent d'un segment du bâti atlasique. **Revue de Géologie Dynamique et de Geographie Physique**, 26 (5): 285-297.
- EBERT, H. D. & MUTO, H. 1992. GAMADIG: Um programa para quantificação da deformação cisalhante e dos deslocamentos em zonas de cisalhamento dúctil. UNESP, **Revista de Geociências**, São Paulo, 11 (1): 99-111.
- EBINGER, C. J. 1989. Geometric and Kinematic developmente of border faults and accomodation zones, Kivu- Rusizi rift, Africa. **Tectonics**, 8 (1): 117- 133.
- EIRAS, J.F. & KINOSHITA, E.M. 1988. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia do Tacutu. Rio de Janeiro: Petrobrás. **Boletim de Geociências**, 2 (2/4):193-208.
- FERREIRA JÚNIOR, C.R.P. 1996. **Neotectônica na área da Bacia de São Luís**. Belém. Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências (Dissertação de Mestrado).
- FERREIRA JÚNIOR, C.R.P.; COSTA, J.B.S.; BEMERGUY, R.L.; HASUI,Y. 1996. Neotectônica na área da Bacia de São Luís. **Geociências**, 15 (1): 185-208.
- FERREIRA, C.S.1966. Características lito-paleontológicas da Formação Pirabas. Estado do Pará. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA DAS GUIANAS, 6. **Anais...Belém**. Av. Div. Geol. Min. Rio de Janeiro. 41. p.101-111.
- FRANCISCO, B. H. R.; LOWENSTEIN, P.; SILVA, D. S.; SILVA, G. G. 1971. Contribuição à Geologia da Folha São Luís SA-23 no Estado do Pará. Belém. **Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Geologia**, 17: 48.
- FRANZINELLI, E. & IGREJA, H.L.S. 1990. Utilização do Sensoriamento Remoto na investigação da área do baixo rio Negro e Grande Manaus. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO,6., Rio de Janeiro. **Anais...v.3**, p. 641-648.

- FRANZINELLI, E. & PIUCI, J. 1988. Evidências de neotectonismo na Bacia Amazônica. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém. Anais...Belém/SBG, p.80-90.
- GÓES, A. M. 1981. **Estudos Sedimentológicos dos Sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru no nordeste do Estado do Pará e nordeste do Maranhão.** Belém, Universidade Federal do Pará. Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas. 55p. Tese (Mestrado em Geologia).
- GÓES, A. M. 1995. **A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da Bacia do Parnaíba.** São Paulo, Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. 171p. Tese (Doutorado em Geologia).
- GOÉS, A. M. & COIMBRA, A. M. 1996. Bacias sedimentares da Província sedimentar do Meio-Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, 1996, Belém. Anais...Belém: SBG, p. 186-187.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; ASSIS, J.F.P.; PINHEIRO, R.V.L.; BARTORELLI, A.; PIRES NETO, A.G.; MIOTO, J.A. 1991. A borda sul da Bacia do Parnaíba no Mesozóico. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3. Rio Claro (SP). Boletim...Rio Claro: UNESP, SBG. p.93-95.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, Belo Horizonte. Anais... SBG. Núcleo de Minas Gerais. p. 1-31 (Boletim, 11).
- HASUI, Y. & COSTA, J.B.S. 1991. **Zonas e Cinturões de Cisalhamento.** Belém: Ed. Universitária. UFPA, 144p.
- HASUI, Y. & COSTA, J. B. S. 1996. Neotectônica: fundamentos, métodos e técnicas de análise. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, Belém. Notas de curso... Belém: SBG, 15p.
- HOWARD, A. D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.** Chicago, 51 (11): 2246-2259.
- JUPIASSU, A. M. S. 1970. Madeira Fóssil- Humiriaceae de Irituia, Estado do Pará. **Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Geológica,** (14). p. 1-12.

- KATZER, F. 1933. Geologia do Estado do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, 9, 260 p.
- KING, L.C. 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia**. Rio de Janeiro. 18 (92): 147-265.
- KOTSCHOUBEY, B.; TRUCKENBRODT, W.; HIERONYMUS, B. 1997. Bauxite deposits of Paragominas. In: CARVALHO, A.; BEULANGE, B.; MELFI, A.J.; LUCAS Y. (eds.) **Brazilian Bauxites**. São Paulo. USP, FAPESP. Paris: ORSTOM. p.75-103.
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. 1980. Gênese das bauxitas do Distrito de Paragominas, Pará - Proposta de um modelo evolutivo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Camboriú. **Resumos...SBG**. p.370 (Boletim, 2).
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. 1981a. Evolução poligenética das bauxitas do distrito de Paragominas - Açailândia (Estados do Pará e Maranhão). **Revista Brasileira de Geociências**, 11 (3): 193-202.
- KOTSCHOUBEY, B. & TRUCKENBRODT, W. 1981b. Argila de Belterra - Cobertura terciária das bauxitas amazônicas. **Revista Brasileira de Geociências**, 11 (3): 203-208.
- LEEDER, M. R. & ALEXANDER, J. 1987. The origin and significance of asymmetrical meander-belts. **Sedimentology**, 34, (2): 217-226.
- LIMA, J. I. de S. (Em preparação). **Modelagem Digital de Terreno e Captura e Processamento Digital de Imagens de Afloramentos como subsídios a análise neotectônica. Exemplos do SE do Tocantins e Região da Serra do Tiracambu**. Belém. UFPA-CG-CPGG (Dissertação de Mestrado) (inédito).
- MACHETTE, M.N.; PERSONIUS, S.F.; NELSON, A. R.; SCHWARTZ, D.P. ; LUND, W.R. 1991. The Wasatch fault zone, Utah-segmentation and history of Holocene earthquakes. **Journal of Structural Geology**, 13, (2): 137-150.
- MERCIER, J.L.; CAREY-GAILHARDIS, E.; MOUYARIS, N.; SIMEAKIS, K.; ROUNDYANNIS, T.; ANGHELIDHIS, C. 1987. Structural analysis of recent and active faults and regional state of stress in the epicentral area of the 1978 Thessaloniki earthquake (northern Greece). **Tectonics**, 2: 577-600.
- MATHER, R. & WESTHEAD, A. 1993. Using sediment deformation structures to determine the nature of Plio/Quaternary strain: an example from the Sorbas Basin, SE Spain. **Neotectonics: Recent advances/ Quaternary Proceedings**, 3: 57-65.

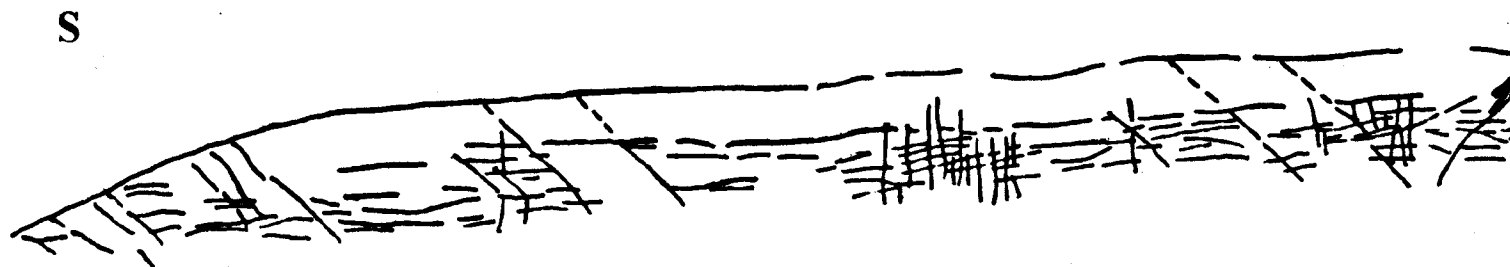
- MIOTO, J.A. 1990. Tentativa de zoneamento sísmico do sudeste brasileiro. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, Belo Horizonte. *Anais... SBG*. p. 33-45 (Boletim, 11).
- MONTENAT, C.; BARRIER, P.; DESTÉVOU P.O. 1991. Some aspects of the recent tectonics in the strait of Messina, Italy. *Tectonophysics*, 194, (3): 203-215.
- MOREL, J. L.; ZOUINE, El M.; POISSON, A. 1993. Relations entre la subsidence des bassins moulouyens et la création des reliefs atlasiques (Maroc): un exemple d'inversion tectonique depuis le Néogène. *Bull. Soc. Géol. De France*. 164, (1) 79-91.
- MÖRNER, N.A. 1990. Neotectonics and Structural Geology; general introduction. *Bull. Int. Quat. Ass. Neotect. Comm.* 13, 87.
- MÖRNER, N.A. 1988. Neotectonics. *Bulletin Sweden: INQUA N.C.* (12): 104.
- NILSEN, T. H. & SYLVESTER, A. G. 1996. Strike slip basins. In: NILSEN, T. H. & SYLVESTER, A. G. (eds.) *Sedimentary Basins*. National Press. p. 425-457.
- NUNES, A. de B.; LIMA, R. F. da F.; FILHO, C. N. B. 1973. Geologia. In: BRASIL. Projeto RADAM. *Folhas SB-23 Teresina e parte da folha SB-24 Jaguaribe*. Rio de Janeiro, DNPM, parte I, 33p (Levantamento de Recursos Naturais, 2).
- O'LEARY, D.W.; FRIEDMAN, J.D.; POHN, H.A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87: 1463-1469.
- OUCHI, S. 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of America Bulletin*, 96: 504-515.
- PANIZZA, M.; CASTALDINI, D.; BOLLETINARI, S.; CARTON, A. 1987. Neotectonic research in applied geomorphological studies. *Z. Geomorph. N. F. Suppl.-Bd*, 2. Berlin, 173-211.
- PETRI, S. 1952. Foraminíferos Miocênicos da Formação Pirabas. *Bol. Fac. Filos., Cienc., Letras, Universidade de São Paulo*. São Paulo, v. 216, p. 1-79.
- PONÇANO, W. L.; BISTRICHI, C.A.; CARNEIRO, C.D.R.; ALEMIDA, M.A.; PIRES NETO, A.G.; ALMEIDA, F.F.M. 1979. O conceito de sistemas de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro. *Atas*, v.2, p. 253-262.

- REBELO, A.H.S; ANAISSE Jr., J.; FIGUEIREDO, M.A.B.; LOPES, R.M.1997. Estágio de Campo III. Belém, UFPA/CG/DGL.92p. (Relatório técnico).
- SAADI, A. 1991. **Ensaio sobre morfotectônica de Minas Gerais**. Tese para admissão a cargo de Professor Titular, IGC/UFMG, 300p.,06 mapas morfotectônicos.
- SAADI, A. 1993. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **GEONOMOS. Revista de Geociências**. 1 (1): 1-15.
- SCHOBENHAUS, C. & CAMPOS, D.A. 1984. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: C. SCHOBENHAUS, D.A. CAMPOS, G.R. DERZE, H.E. ASMUS (Coords.). **Geologia do Brasil**. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1: 2.500.000. Brasília: DNPM, p.9-56.
- SCHUMM, S. 1986. **Alluvial river response to active tectonics: Active tectonics, studies in geophysics**. National Press, p.80-94.
- SILVA, C. L. da .1997. **Aspectos neotectônicos do médio vale do Rio Moji-Guaçu: região de Piraçununga**. Rio Claro. Instituto de Geociências e Ciências Exatas- Universidade Estadual Paulista,196 p. (Dissertação de Mestrado). .
- SOARES, P.C. & FIORI, A.P. 1976. Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notícias Geomorfológicas**, Campinas, 16 (32): 71-104.
- SOUSA, D.J.L.; COSTA, M.L.; ANGÉLICA, R.S.A.; MANGOLD, K.A. 1999. Aspectos Geológicos do caulim da mina RCC (Rio Capim Caulim), Nordeste do Estado do Pará. **SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**, 6, Belém. **Anais...Manaus**, SBG, p. 188-191.
- STERNBERG, H. O'R. 1950. Vales tectônicos na planície amazônica. **Revista Brasileira Geográfica**, Rio de Janeiro, (11): 95-166.
- STERNBERG, H. O'R. 1953. Sismicidade e morfologia na Amazônia brasileira. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, (25): 443-453.
- STEWART, I. S. & HANCOCK, P.L. 1990. What is a fault scarp? **Episodes**, 13, (4): 246-263.
- STEWART, I. S. & HANCOCK, P. L. 1994. Neotectonics. In: HANCOCK, P. L. (Ed.). **Continental Deformation**. Pergamon Press, p. 370- 409.

- SUMMERFIELD, M. A. 1981. Tectonic Geomorphology: macroscale perspective. **Progress in Physical Geology**, 10 (2): 227- 238.
- SUMMERFIELD, M. A. 1993. **Global geomorphology: an introduction to the study of landforms**. New York, Longman Scientific & Technical. 537p.
- SYLVESTER, W. 1988. Strike-slip faults. **Geological Society of America Bulletin**, (100): 1666-1703.
- TCHALENKO, J. S. & AMBRASEYS, N. N. 1970. Structural analysis of the Dasht-e-Bayaz (Iran) earthquake fractures. **Geological Society of America Bulletin**, 81: 41-60.
- TRAVASSOS, W.A.S. & BARBOSA FILHO, C.M. 1990. Tectonismo terciário na área do Rio Tapajós, Bacia do Rio Amazonas. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio ed Janeiro, 4 (3): 221-340.
- VELOSO, J.A.V.; ASSUMPÇÃO, M. ; GONÇALVES, E. S.; REIS, J.C.; DUARTE, V.M. & MOTA, C.G.B. 1987. Registro de sismicidade induzida em reservatórios da CEMIG e FURNAS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 5. São Paulo (SP). **Anais...** v. 1, p. 135-146.
- WALKER, R. G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphy concepts. In: WALKER, R. G & JAMES, N. P. (Eds.). **Facies Models: response to sea level change**. Geol. Assoc. Canada, p. 1-13.
- WOODCOCK, N. H. & SCHUBERT, C. 1994. Continental strike-slip tectonics. In: STEWART, I.S. & HANCOCK, P.L. **Neotectonics**. New York: Pergamon Press. P. 370-409.

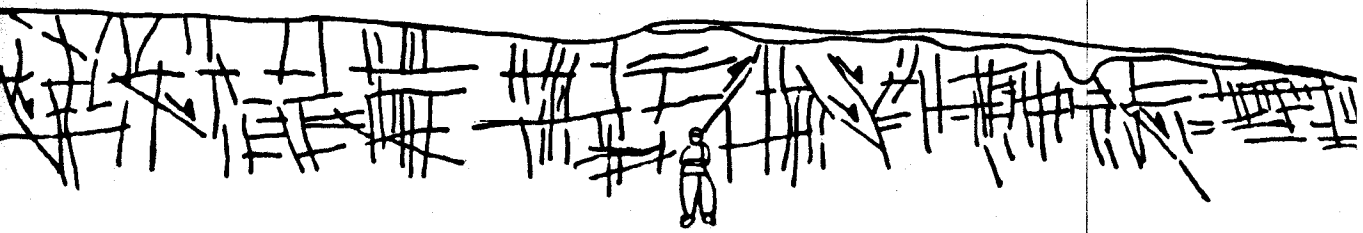


PONTO 1



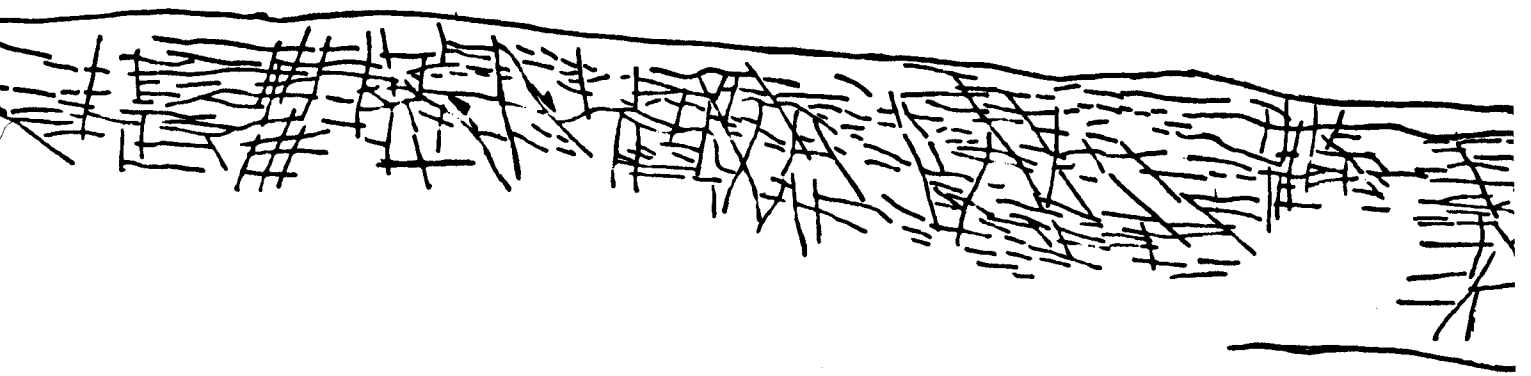
PONTO 2

Figura 45- Perfis dos pontos 1 e 2, elaborados a partir do processamento digital de imagens.



s

11



N

