



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

“ NEOTECTÔNICA NA BACIA DE SÃO LUÍS ”.

TESE APRESENTADA POR


CARLOS ROBERTO PARANHOS FERREIRA JUNIOR

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

Data de Aprovação 12 / 02 / 96

Comitê de Tese:


.....
JOÃO BATISTA SENA COSTA (Orientador)


.....
YOCITERU HASUI


.....
ALLAOUA SAADI

BELÉM

"O homem percebe com prazer a ordem e a regularidade com que se apresentam as obras da natureza, em vez do natural desgosto ante a desordem e a confusão. Se a pedra que hoje cai amanhã se alçasse, seria o fim da fisiologia natural, nosos princípios fracassariam e não continuaríamos investigando as regras da natureza segundo nossas observações devemos decifrar os eventos do passado a partir do atual estágio dos corpos naturais, cuja interpretação nos permitirá concluir que nada possuímos além, das leis da natureza, estabelecidos pelo homem a partir do seu raciocínio indutivo ao examinarmos as coisas obtemos dados para raciocinar a respeito das coisas que já aconteceram..."

James Hutton

*Aos meus pais Carlos e Rosa Paranhos
pelo incentivo e apoio dispensados durante
esta etapa de minha vida.*

AGRADECIMENTOS

Muitas pessoas e instituições contribuíram decisivamente para o êxito desta dissertação que, desde o seu início, se apresentou como um grande desafio na minha vida profissional. A todos eu expresso os meus mais sinceros agradecimentos, em especial:

Ao Prof. Dr. João Batista Sena Costa pelo permanente incentivo, dedicação e inestimável orientação;

À Prof. Ruth Léa Bemerguy pelas valiosas orientações sobre os estudos geomorfológicos;

Ao Prof. Dr. Yociteru Hasui pelas inestimáveis sugestões e críticas dispensadas durante as várias fases de elaboração desta dissertação e por ter participado como membro da banca examinadora;

Ao Prof. Dr. Allaoua Saadi pelas suas contribuições como participante da banca examinadora;

Ao Prof. Dr. Maurício da Silva Borges pelas longas e proveitosas discussões sobre a neotectônica;

Ao futuro geólogo Marco Aurélio Baima Rodrigues pela convivência e discussões durante as etapas de campo;

Aos colegas dos cursos de Graduação e Pós-graduação em Geologia e Geoquímica da UFPa pela convivência harmônica;

À Companhia de Pesquisa dos Recursos Minerais (CPRM), em nome dos Geólogos Orlando José Barros de Araujo e Geraldo Nobre Maia pelo apoio técnico que se traduziu, sobretudo, no manuseio desburocratizado do acervo radargramétrico e aerofotográfico;

Ao Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da UFPa que, através dos seus vários programas, proporcionou conhecimento científico e apoio financeiro para a implementação de todas as etapas desta pesquisa;

À UFPa pela infraestrutura e atmosfera científica essenciais para a materialização deste desafio.

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	<i>i</i>
AGRADECIMENTOS	<i>iii</i>
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	<i>viii</i>
RESUMO	01
ABSTRACT	04
1.APRESENTAÇÃO	07
1.1.LOCALIZAÇÃO E ACESSO.....	08
1.2.OBJETIVOS.....	10
1.3.METODOLOGIA.....	11
2.ASPECTOS GERAIS DA NEOTECTÔNICA	13
2.1.INTRODUÇÃO.....	13
2.2.IDADES E PROCEDIMENTOS.....	14
2.3.ESTILOS E GEOMETRIAS DAS ESTRUTURAS ASSOCIADAS AOS MOVIMENTOS NEOTECTÔNICOS.....	16
2.4.GEOMORFOLOGIA E NEOTECTÔNICA.....	17
3.TECTÔNICA TRANSCORRENTE	20
3.1.INTRODUÇÃO.....	20
3.2.MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO E ESTRUTURAS ASSOCIADAS A TECTÔNICA TRANSCORRENTE.....	21
3.3.IDENTIFICAÇÃO DE FALHAS TRANSCORRENTES.....	27
3.3.1.Feições Fisiográficas.....	27
3.3.2.Feições Geológicas.....	28
3.4.BACIAS ASSOCIADAS À TECTÔNICA TRANSCORRENTE.....	28
3.4.1.Bacias Transtensivas.....	29
3.4.2.Bacias Transpressivas.....	33
4.GEOMORFOLOGIA	34
4.1.INTRODUÇÃO.....	34
4.2.UNIDADES MORFOESTRUTURAIS DA BACIA DE SÃO LUÍS.....	38
4.2.1.Unidade Morfoestrutural I.....	38
4.2.2.Unidade Morfoestrutural II.....	42
4.2.3.Unidade Morfoestrutural III.....	45
4.2.4.Unidade Morfoestrutural IV.....	47

4.2.5. Unidade Morfoestrutural V.....	48
4.3. ANÁLISE DA REDE DE DRENAGEM.....	49
4.4. ANÁLISE DA PALEODRENAGEM.....	51
5. ESTRATIGRAFIA.....	54
5.1. INTRODUÇÃO.....	54
5.2. O ESTADO DA ARTE DA ESTRATIGRAFIA DA BACIA DE SÃO LUÍS.....	56
5.2.1. Aspectos Gerais.....	56
5.2.2. Sistema Codó/Grajaú.....	57
5.2.3. Formação Itapecuru.....	58
5.2.4. Grupo Barreiras.....	59
5.2.5. Pós-Barreiras.....	60
5.3. O QUADRO ESTRATIGRÁFICO DA BACIA DE SÃO LUÍS.....	61
5.3.1. Introdução.....	61
5.3.2. Cretáceo.....	63
5.3.2.1. Formação Itapecuru.....	63
5.3.3. Terciário.....	64
5.3.3.1. Grupo Barreiras.....	64
5.3.4. Preenchimento Sedimentar.....	75
5.3.4.1. Sequência Inferior (H1).....	75
5.3.4.2. Sequência Intermediária (H2).....	79
5.3.4.3. Sequência Superior (H3).....	83
6. GEOLOGIA ESTRUTURAL.....	85
6.1. O ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO SOBRE A NEOTECTÔNICA NA REGIÃO AMAZÔNICA.....	85
6.2. O ARCABOUÇO NEOTECTÔNICO DA BACIA DE SÃO LUÍS.....	89
6.2.1. Domínio I.....	91
6.2.2. Domínio II.....	95
6.2.3. Domínio III.....	100
6.2.4. Domínio IV.....	111
7. A RELAÇÃO DAS ESTRUTURAS NEOTECTÔNICAS E O ARRANJO ESTRUTURAL MAIS ANTIGO.....	114

8.EVOLUÇÃO NEOTECTÔNICA.....121

9.CONCLUSÕES.....125

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....127

ANEXOS

ANEXO I - MAPA DE DRENAGEM

ANEXO II - MAPA MORFOESTRUTURAL

ANEXO III - MAPA ESTRUTURAL

ANEXO IV - MAPA GEOLÓGICO

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

- Figura 01 - Mapa de localização e acesso à bacia de São Luís.....09
- Figura 02 - Blocos diagrama esquemáticos 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; B) segmentos de drenagem deslocados por falhas transcorrentes dextrais; C) bloco diagrama mostrando o bloqueio da drenagem por falhas normais e; D) bloco diagrama mostrando o deslocamento do *talweg* induzido por falha normal.....19
- Figura 03 - Fraturas decorrentes de cisalhamento puro. C e C' são fraturas de cisalhamento compondo o par conjugado. T é fratura de partição e T' pode ou não ocorrer.....21
- Figura 04 - Disposição espacial dos semi-eixos do elipsóide de esforço em uma falha transcorrente.....22
- Figura 05 - Modelo de cisalhamento de Riedel para os níveis crustais onde domina o comportamento rúptil.....23
- Figura 06 - Exemplos de áreas sujeitas a esforços transpressivos (A, C, E) e trassensivos (B, D, F).....24
- Figura 07 - Arranjo espacial visto em mapa de estruturas associadas a um zona transcorrente idealizada.....25
- Figura 08 - Blocos diagrama mostrando *stepover* de recobrimento horizontal (A), de recobrimento vertical (B) e de recobrimento inclinado (C).....26
- Figura 09 - Bloco diagrama ilustrando as feições geomorfológicas associadas às falhas transcorrentes.....27
- Figura 10 - Modelos de desenvolvimento de bacias transtensivas. A. Modelo envolvendo duas falhas transcorrentes com uma separação; B. Modelo envolvendo duas falhas transcorrentes não paralelas; C. Modelo experimental mostrando a nucleação de bacias a partir de fraturas *en échelon*; D. Modelo teórico baseado na teoria do deslocamento elástico e; E. Coalescência de bacias transtensivas.....29
- Figura 11 - Possíveis mecanismos capazes de induzirem o surgimento de esforços transtensivos ao longo de um ou mais segmentos transcorrentes.....30
- Figura 12 - Modelos de desenvolvimento de uma bacia transtensiva. A até E são os estágios de crescimento progressivo das bacias.....31
- Figura 13 - Mapa das unidades morfoestruturais da bacia de São Luís.....37
- Figura 14- Forma de relevo de colinas médias modeladas sobre sedimentos da Formação Itapecuru. Ao fundo relevo de colinas amplas desenvolvidas sobre sedimentos do Grupo Barreiras. Vista da região aos arredores de Cururupu, visada para leste.....39
- Figura 15 - Em primeiro plano observam-se colinas médias e ao fundo ocorrem colinas amplas esculpidas sobre sedimentos do Grupo Barreiras. Notar o topo chato das colinas amplas próximo à cidade de Turiaçu.....40

Figura 16 - Foto de mosaico semicontrolado de imagem radargramétrica. Em destaque o relevo na forma de mesas com bordas escarpadas e esculpidas sobre sedimentos da Formação Itapecuru. Região a sudoeste da cidade de Zé Doca.....	43
Figura 17 - Foto de mosaico semicontrolado de imagem radargramétrica. Observar as planícies de inundação colmatadas e os lagos de barragem fluvial ao longo do rio Mearim de direção E-W, nas adjacências das cidades de Viana e Penalva.....	44
Figura 18 - Unidade morfoestrutural III caracterizada por formas em colinas amplas e colinas médias esculpidas sobre sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras orientadas na direção NW-SE compondo o ombro nordeste da bacia. Visada para leste a partir da cidade de Bequimão.....	45
Figura 19 - Foto de mosaico semicontrolado de imagem radargramétrica. Vista da ilha do Cajual mostrando o feixe de cordões arenosos na parte nordeste da ilha constituído os depósitos marinhos que compõem o terraço marinho do Holoceno Antigo.....	46
Figura 20 - Vista do rio Cujupe escavando sedimentos da Formação Itapecuru isolando a ilha do Cajual. Notar a ausência de planície de inundação. Vista para leste a partir do porto de Itaúna	53
Figura 21 - Coluna estratigráfica da região noroeste do Estado do Maranhão.....	55
Figura 22 - Coluna estratigráfica do Cenozóico da bacia de São Luís.....	62
Figura 23 - Falésia situada a norte da cidade de Alcântara (Ma). Formada, da base para o topo, por sedimentos da Formação Itapecuru, do Grupo Barreiras e do Quaternário tais unidades são separadas por discordâncias erosivas.....	64
Figura 24 - Fácies arenito conglomerático (Scg) intercalado com arenito maciço (Sm). Notar os seixos e silito alongados e dispostos concordantemente à estratificação. Próximo à cidade de Alcântara.....	67
Figura 25 - Fácies conglomerado fino (Cg). Notar a estratificação cruzada definida pela orientação dos seixos de quartzo, bem como o <i>leg</i> marcando o contato com o arenito maciço (Sm). Próximo à cidade de Alcântara.....	68
Figura 26 - Fácies arenito maciço (Sm) em meio às fácies arenito com estratificação cruzada acanalada (Sx). Notar as pontuações de caulim, bem como os níveis de arenito ferruginoso marcando o <i>top set</i> . Rodovia MA-106, próximo à cidade de Bequimão.....	69
Figura 27 - Associação B mostrando a interação entre as fácies arenito maciço (Sm), arenito com estratificação cruzada acanalada (Sx) e argilitos laminados (Al), mostrando a migração da planície de inundação (Al) sobre o canal fluvial (Sx). Rodovia MA-106 próximo à cidade de Bequimão.....	70
Figura 28 - Discordância erosiva interna no Grupo Barreiras. Notar que os planos de acamamento são truncados pela discordância indicada. Rodovia MA-106 próximo à cidade de Bequimão.....	71
Figura 29 - Fácies arenito e argilito com estruturas <i>wavy e flaser</i> ocorrentes nas proximidades da cidade de Mirinzal.....	73
Figura 30 - Associação das fácies Sm, Al e Saw, as quais representam subambientes de planície de areia e lama, próximo a cidade de Mirinzal.....	73
Figura 31 - Bloco diagrama esquemático representativo do modelo deposicional para o Grupo Barreiras na região noroeste do Estado do Maranhão.....	75

Figura 32 - Terraço de origem flúvio-marinha onde ocorrem as fácies da Associação A (H1m), nos arredores das cidades de Santa Helena e Pinheiro.....	77
Figura 33 - Na base acamamento <i>linsen</i> , gradando para estruturas tipo <i>flaser</i> no topo. Notar a microfalha normal deslocando as lentes de argila (H1m), próximo a cidade de Pinheiro.....	77
Figura 34 - Sucessão das fácies conglomerado (Cg), arenito conglomerático (Scg) e arenito maciço (Sm) preenchendo depressões desenvolvidas sobre o perfil laterítico da Formação Itapecuru., próximo à cidade de Alcântara.....	80
Figura 35 - Bloco diagrama esquemático. Modelo deposicional da sequência H2 da bacia de São Luís.....	82
Figura 36 - Estruturação fundamental e zonas sismogências do território brasileiro.....	86
Figura 37 - Quadro estrutural meso-cenozóico da Região Amazônica.....	87
Figura 38 - Mapa neotectônico da bacia de São Luís.....	90
Figura 39 - Foto de mosaico semicontrolado de imagem radargramétrica. Anomalias em cotovelo no baixo curso do rio Gurupi controlada por falhas transcorrentes de direção E-W. Próximo à cidade de Camiranga.....	91
Figura 40- Foto de mosaico semicontrolado de imagem radargramétrica da porção nordeste da área. Observar o controle exercido pelas falhas transcorrentes E-W na orientação das baías e no desenvolvimento do sistema de drenagem paralelo.....	92
Figura 41 - Foto de mosaico semicontrolado de imagem radargramétrica mostrando o padrão paralelo da rede de drenagem e as anomalias em arco e cotovelo nos segmentos de drenagem e nas baías da porção norte da área, nas adjacências da cidade de Cândido Mendes (Ma).....	93
Figura 42 - Feixe de descontinuidades verticais e de direção WNW-ESE divergentes em direção ao topo afetando sedimentos do Grupo Barreiras. Porção nordeste da área nas adjacências da cidade de Mirinzal (Ma).....	94
Figura 43 - Semi-Esfera Inferior Rede de SCHMIDT/LAMBERT. Projeção ciclográfica para os planos de falhas(A) e para os polos dos planos de falha. O feixe E-W corresponde a falhas transcorrentes dexas e o de direção NW-SE a falhas normais.....	95
Figura 44 - Foto de mosaico semicontrolado de imagem radargramétrica. Inflexão brusca na baía de São Marcos induzida por falhas transcorrentes dexas de direção E-W. Porção sudeste da área, próximo a cidade de Bacabal (Ma).....	96
Figura 45 - Estruturas tipo flor e <i>hemi</i> -flor impressas em sedimentos da Formação Itapecuru orientadas segundo a direção geral E-W. Ramal Cocalinho-Pinheiro 1 a cerca de 16,5 km de Cocalinho em direção a Pinheiro.....	97
Figura 46 - Falha transcorrente E-W impondo forte deformação em cúspide nos sedimentos da Formação Itapecuru. Ramas Cocalinho-Pineiro à cerca de 22,5 km de Cocalinho em direção a Pinheiro.....	98
Figura 47 - Perfil esquemático através do feixe transcorrente do limite sul. Ao longo do ramal Cocalinho-Pinheiro.....	98
Figura 48 - Semi-Esfera Inferio. Rede de SCHMIDT/LAMBERT. Projeção ciclográfica para de falha (A) e para os polos dos planos de falha (B). Descontinuidades E-W são falhas transcorrentes, enquanto que as de direção NW - SE são fraturas associadas as falhas normais.....	99

Figura 49 - Plano de falha mostrando estrias com mergulho de 75°/NW. Perfil ao longo da estrada do porto de Itaúna	101
Figura 50 - Semi-Esfera Inferior. Rede de SCHMIDT/LAMBERT. Projeção ciclográfica para os de falhas normais. Δ indica estrias.....	102
Figura 51 -Falhas normais segmentando <i>roll-over</i> em direção a SW deslocando e rotacionando sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras. Observar os <i>hemigrábens</i> , condicionando a deposição da fácies conglomerado (Cg) da Sequência Intermediária (H2). Perfil ao longo da estrada de porto de Itaúna.....	103
Figura 52 - Falhas listricas afetando sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras, observar que as mesma se bifurca isolando uma cunha e impondo rotação de 40° nos pacotes sedimentares. Estrada MA-106 próximo à cidade de Bequimão.....	105
Figura 53 - Semi-Esfera Inferior. Rede de SCHMIDT/LAMBERT. Projeção ciclográfica para os planos de acamamento da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras.....	106
Figura 54 - Perfil composto ao longo da estrada do Porto de Itaúna, na porção leste da área.....	107
Figura 55 - Determinação dos semi-eixos δ_1 , δ_2 e δ_3 a partir dos dados das falhas normais do domínio III através do Método de ARTHAUD (1969), onde $\delta_1 = 18^\circ/158^\circ Az$ $\delta_2 = 61^\circ/284^\circ Az$ e $\delta_3 = 22^\circ/61^\circ Az$	108
Figura 56 - Falhas transcorrentes sinistrais com componente normal afetando sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras. Os <i>hemigrábens</i> estão preenchidos pela fácies conglomerado da Sequência Holocênica Intermediária (H2). Perfil ao longo da estrada do porto de Itaúna, porção leste da área.....	110
Figura 57 - Semi-Esfera Inferior. Rede de SCHMIDT/LAMBERT. Projeção ciclográfica para as falhas normais (A) e para os polos das falhas normais (B) das falhas normais.....	111
Figura 58 - Semi-Esfera Inferior. Rede de SCHMIDT-LAMBERT. Projeção ciclográfica para os planos de acamamento (A) e para os polos dos planos de acamamento da Formação Itapecuru.....	112
Figura 59 - Falhas transcorrentes com componente de mergulho orientadas na direção NE-SW, rotacionando sedimentos da Formação Itapecuru. Br-316 à cerca de 18 Km de Santa Luzia (Ma).....	113
Figura 60 - Semi-Esfera Inferior. Rede de SCHMIDT-LAMBERT. Projeção ciclográfica para as falhas transcorrentes (A) e para os polos dos planos das falhas.....	113
Figura 61 - Mapa geológico do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão	115
Figura 62 - Mapa estrutural do Cretáceo da a bacia de São Luís elaborado a partir da interpretação de seções sísmicas.....	119
Figura 63 - Perfil esquemático mostrando a paleogeografia do Terciário Superior da região noroeste do Estado do Maranhão.....	122

-TABELAS

Tabela 01 -Resumo dos métodos de datação usados em investigações neotectônicas.....	15
Tabela 02 -Métodos para se adquirir dados locais e regionais no estudo dos movimentos neotectônicos.....	16
Tabela 03 - Principais características das formas de relevo modeladas na bacia de São Luís.....	35

Tabela 04 - Resumo das características das fácies reconhecidas para os sedimentos do Grupo Barreiras, na região noroeste do Estado do Maranhão.....	65
Tabela 05 - Resumo das características sedimentares das fácies atribuídas a sequência Inferior (H1).....	76
Tabela 06 - Resumo das principais características das fácies descritas para a Sequência Holocênica Intermediária (H2).....	79
Tabela 07 - Principais sismos ocorridos no noroeste do Estado do Maranhão.....	89

RESUMO

As principais estruturas neotectônicas da bacia de São Luís são representadas por falhas transcorrentes dextrais de direção E-W e falhas normais de direções NW-SE e NNW-SSE .

As falhas transcorrentes que definem o limite norte da bacia tem extensão superior a 150 km e ocupam uma faixa de mais de 70 km de largura, e controlam a orientação das rias voltadas para o Oceano Atlântico e o sistema de drenagem paralelo entre as cidades de Cururupu e Turiaçu; nesta região existe também um conjunto de colinas alongadas na direção das falhas. Em direção as partes centro-norte e oeste as falhas são realçadas por anomalias nos baixos cursos dos principais rios (Gurupi, Maracaçumé e Turiaçu). A essas falhas associa-se uma cinemática predominantemente dextral e definida, sobretudo, pelos deslocamentos nos segmentos de drenagens.

As falhas transcorrentes do limite sul da bacia são definidas nas partes sul e sudeste da área, estendem-se para leste e ocupam uma faixa de aproximadamente de 70 km de largura; tais falhas são caracterizadas, sobretudo, por segmentos retos de drenagem e por anomalias em cotovelo ao longo do curso do rio Mearim. Nesta área dominam colinas com cotas de até 30 m, contudo, em direção a leste, prevalecem planícies fluviais com cotas inferiores a 10 m, retornando a ocorrência de colinas além do limite leste da área; esta alternância de áreas altas e baixas refletem movimentos transpressivos e transtensivos ao longo deste feixe, respectivamente. A cinemática dextral dessas falhas é também caracterizada pelo deslocamento de segmentos de drenagem.

As falhas normais do limite nordeste da bacia controlam um conjunto de colinas alinhadas na direção NW-SE e com cotas de até 120 m, têm perfis planares e lístricos e

acham-se inclinadas sistematicamente para SW. No perfil ao longo da estrada para o porto de Itaúna verifica-se que as falhas impõem rotações de até 45° nos sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras, gerando uma estrutura do tipo *roll-over* segmentada em direção a SW; nesse caso, deduz-se que esse sistema de falhas evoluiu a partir do colapso da capa. Os *hemigrabens* acham-se preenchidos por depósitos de fluxo gravitacional, constituídos de blocos angulosos de crosta laterítica e de arenito ferruginoso imersos em matriz de areia grossa; esse quadro geométrico se repete até as adjacências da cidade de São Bento. O desnivelamento e a rotação dos blocos impuseram bloqueios nos principais rios (Turiaçu e Pericumã) desta região, resultando na formação de extensos lagos nas adjacências das cidades de Pinheiro e Santa Helena, bem como desativaram um sistema de rias que alcançava a parte sudoeste do município de Pinheiro.

As falhas normais do limite sudoeste da bacia controlam conjuntos de colinas de até 85 m e alinhadas na direção NW-SE, têm perfis planares e mergulham sistematicamente para NE. A inclinação dos pacotes sedimentares da Formação Itapecuru para SW sugere que as falhas normais proporcionaram rotações nos blocos da ordem de 35°, contudo não há evidências de bloqueio no sistema de drenagem. Por outro lado, existem fortes anomalias no alto e médio cursos do rio Turiaçu e numerosos segmentos retos de drenagem. As falhas normais e transcorrentes descritas são afetadas por várias falhas transcorrentes orientadas na direção NE-SW, destacando-se as que controlam as baías de São Marcos, Cumã e Turiaçu. Algumas dessas falhas transcorrentes têm rejeito de mergulho normal.

O arcabouço neotectônico da bacia de São Luís desenvolveu-se a partir da interação de feixes de falhas transcorrentes dextrais de direção E-W, com a componente transtensiva orientada na direção NE-SW. O lado NE experimentou taxa de movimentação mais

elevada do que o lado SW e há indicações de que as falhas normais individualizaram-se progressivamente em direção ao centro da estrutura *pull apart*.

ABSTRACT

The neotectonic structural framework of São Luis Basin is formed by E-W trending right-hand strike-slip faults and NW- and NNW-trending normal faults.

The strike-slip fault set zones which define the northern boundary of the basin extends for more than 150 km, exceeding 70 km in width. These faults control the rias which open toward the Atlantic Ocean as well as the drainage parallel pattern between the towns of Cururupu and Turiaçu. In this area, a set of elongated hills also occurs along the strike of the above-mentioned faults. Toward the central-northern and western parts of the area, these faults are highlighted by morphological anomalies at the lower courses of main rivers (the Gurupi, Maracaçumé, and Turiaçu Rivers). These faults are related dominantly to a right-hand kinematics which becomes evident mainly at the displaced stream courses.

The strike-slip fault zones at the southern boundary of the basin lie in the south- and southeastern portions of the area, extending eastward with width of about 70 km, such faults have been characterized, primarily, by straight drainage segments as well as by anomalous dog-leg-like deflections along the course of Mearim River. In this area, the relief is dominated by hills with elevations of up to 30 m, even though eastward, it is dominated by flood plains with elevations lower than 10 m, the hills occur again beyond the eastern limit of this area. The alternation between high and low domains reflect the character of the tectonic-driven motions along this set of faults (whether they relates to transpressional or transtensional regimes, respectively). The right-hand kinematics of these faults is also characterized by the displaced drainage segments.

The normal faults of the northeastern boundary of the basin control a group of NW-trending aligned hills with elevations of up to 120 m, exhibit planar and listric slope-

profiles and dip systematically to the SW. In the section surveyed along the road to Itaúna Harbor, it has been observed that the faults have imposed rotations of up to 45° on the Itapecuru Formation and Barreiras Group sediments, resulting in a domino pattern. The half grabens are filled by gravity flow deposits, made up of angular blocks of lateritic crust and ferruginous sandstone enclosed in a coarse-grained sand matrix. This geometric arrangement repeats itself toward the proximity of the town of São Bento. The vertical motions and the block rotation created obstacles to the flow of the main rivers of the region (the Turiaçu and Pericumã Rivers) which resulted in the formation of extensive lakes adjacent to the towns of Pinheiro and Santa Helena, as well as caused a system of rias (drowned valleys), which once reached the southeastern part of Pinheiro Municipality area, to become inactive.

The normal faults of the southeastern boundary of the basin control sets of NW-trending aligned hills with elevations of up to 85 m, have planar profile and dip systematically to the NE. The tilting of the Itapecuru Formation sedimentary pile to SW suggest the normal faults induced block rotation of the order of 20° , although there is no evidence of drainage system obstruction. On the other hand, there are strong anomalies at the middle and upper courses of the Turiaçu River and a number of straight stream segments. The normal and strike-slip faults described above have been intersected by several NE-trending strike-slip faults, among which, those which control the São Marcos, Cumã and Turiaçu Bays stand out. Some of these faults exhibit dip slip.

The neotectonic framework of the São Luis Basin evolved through the interaction between the E-W trending right-hand strike-slip fault sets and a NE-trending transtensional component. The NE portion underwent a motion rate higher than that the SW one

did and there is evidence that the normal faults have been progressively formed from the boundaries to the center of the basin of pull apart type.

1. APRESENTAÇÃO

O termo neotectônica foi usado pela primeira vez por Obruchev *apud* PAVLIDES, (1989), para definir os movimentos da crosta terrestre ocorridos durante o Terciário e Quaternário, tendo estes movimentos papel importante na esculturação do relevo contemporâneo.

No decorrer dos anos o conceito de neotectônica e suas aplicações tiveram grande impulso nos vários continentes. No Brasil, os trabalhos mais abrangentes, abordando os conceitos e aplicações da neotectônica, devem-se a HASUI (1990) e SAADI (1991). Em seguida, várias contribuições, principalmente na Região Amazônica, indicaram a existência de extensas áreas transtensivas e transpressivas vinculadas ao quadro neotectônico (COSTA *et al.*, 1991A e B; COSTA *et al.*, 1993; COSTA *et al.*, 1994; dentre outros).

Apesar desses extraordinários avanços, investigações mais detalhadas e voltadas para o entendimento da influência dos movimentos neotectônicos na elaboração do relevo, no traçado da rede de drenagem e na natureza dos ambientes deposicionais no litoral norte do Brasil ainda se encontram em estágio embrionário. Com a intenção de contribuir para a compreensão desses pontos, foram realizados estudos geológicos multidisciplinares na região situada entre as cidades de Carutapera, Cururupu, Vitória do Mearim e Zé Doca, na parte noroeste do Estado do Maranhão. Tais investigações proporcionaram a definição do quadro neotectônico da bacia de São Luís como uma estrutura *pull-apart* do Quaternário e decorrente da interação de falhas transcorrentes dextrais. Verificou-se também que o desenvolvimento desse quadro foi fortemente controlado pela orientação das estruturas do Mesozóico e do Pré-Cambriano.

1.1.LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área investigada situa-se na Região Norte do Brasil, mais especificamente entre as cidades de Carutapera e São Luís ao longo do litoral maranhense, e em direção ao interior do continente entre as cidades de Zé Doca e Vitória do Mearim. No Corte Cartográfico Internacional a área abrange as folhas SA.23-V-D (Turiaçu), SA.23-X-C (Cururupu), SA.23-Y-B (Pinheiro), SA.23-Z-A (São Luís) e parte das folhas SA.23-Y-D (Santa Inês) e SA.23-Z-C (Itapecuru-Mirin), tendo como limites os paralelos $1^{\circ} 00'$ e $3^{\circ} 42'S$ e os meridianos $43^{\circ} 30'$ e $46^{\circ} 30'' W$ (Figura 01).

Em termos geológicos, a área insere-se no âmbito da bacia de São Luís, a qual é limitada a norte pelas bacias da margem continental e cráton São Luís, a sul pelo Arco Ferrer-Urbano Santos que a separa da bacia paleozóica do Parnaíba, a leste pelo graben de Ilha Nova e a oeste pela bacia de Bragança-Vizeu e pelo cinturão de cisalhamento Gurupi.

O acesso a área, a partir de Belém, é feito através da estrada BR-316, enquanto que a partir da cidade de São Luís são utilizadas as rodovias BR-135 e BR-222. As principais cidades da região são Zé Doca, Pinheiro, Santa Helena, Turiaçu, Alcântara e São Luís, as quais possuem infra-estrutura adequada para a realização de atividades geológicas, dentre outras (Figura 01).

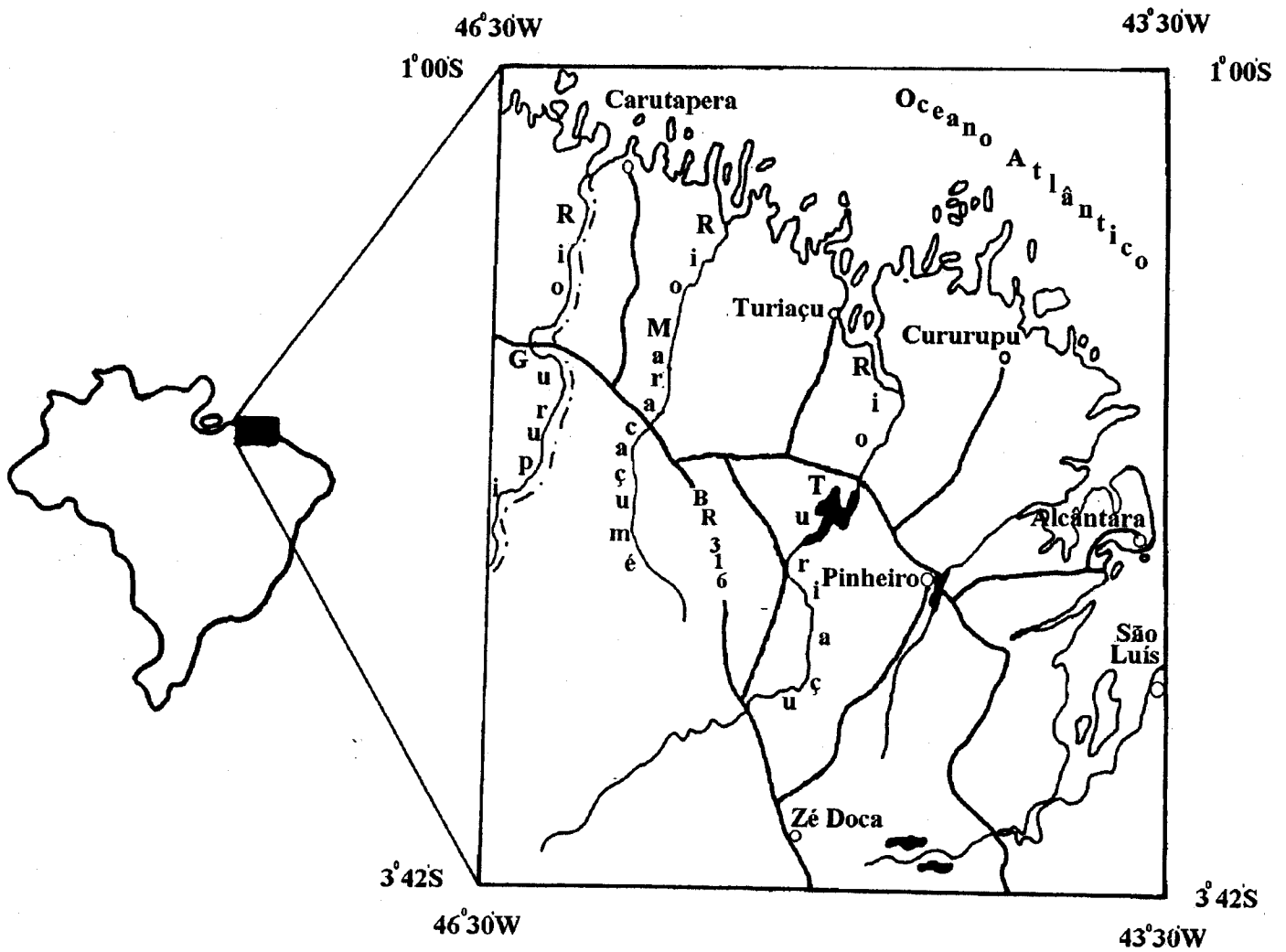


Figura 01 - Mapa de localização e acesso à Bacia de São Luís

1.2.OBJETIVOS

A Universidade Federal do Pará, através do Departamento de Geologia do Centro de Geociências, tem desenvolvido trabalhos sistemáticos de mapeamento geológico básico desde 1991, na região nordeste do Estado do Pará, com o objetivo de contribuir para o entendimento da evolução cenozóica, com ênfase na caracterização dos movimentos tectônicos que proporcionaram a instalação das sequências sedimentares, o estabelecimento do quadro geomorfológico e o desenvolvimento das estruturas.

Com esse enfoque, a região noroeste do Estado do Maranhão foi escolhida para a realização desta dissertação, pois, trata-se de uma área que encerra importantes depósitos cenozóicos e anomalias de drenagem, e sistemas de relevo fortemente controlados por falhas diversas.

Conforme delineado, os principais objetivos deste trabalho são:

- i.* Integração de dados estratigráficos, sedimentológicos, geomorfológicos e estruturais na escala de 1:500.000, a partir de observações geológico-geomorfológicas;
- ii.* Caracterização do quadro morfoestrutural com base na análise dos elementos estruturais e geomorfológicos;
- iii.* Definição do quadro geométrico-cinemático vinculado aos movimentos neotectônicos e;
- iv.* Elaboração do quadro geométrico-cinemático.

1.3.METODOLOGIA

Na fase da pesquisa bibliográfica procurou-se integrar os dados de estratigrafia, geomorfologia e geologia estrutural da região noroeste do Estado do Maranhão, além das informações sobre o quadro neotectônico do norte do Brasil

As interpretações de sensores remotos (Imagens Radargramétricas e de Satélite) e de cartas plani-altimétricas nas escalas de 1:250.000 e 1:100.000 das Folhas SA.23-V-D (Turiaçu), SA.23-X-C (Cururupu), SA.23-Y-B (Pinheiro), SA.23-Z-A (São Luís) e parte das folhas SA.23-Y-D (Santa Inês) e SA.23-Z-C (Itapecuru-Mirin), visando à obtenção de mapas de drenagem, basearam-se nos critérios listados por HOWARD (1967) e SOARES & FIORI (1976). A elaboração do mapa morfoestrutural considerou os procedimentos discutidos por COOKE & DOORNKAMP (1974), PONÇANO *et al.*, (1979) e SAADI, (1991). A confecção do mapa estrutural foi pautada nos critérios listados por OUCHI (1985), SCHUMM (1986) e SUMMERFIELD (1993), os quais ajudaram na determinação da natureza das falhas.

Os trabalhos de campo foram realizados em três etapas, totalizando 60 dias. O procedimento adotou a execução de perfis geológico-estratigráficos, preferencialmente perpendiculares às estruturas, visando à caracterização dos quadros geométrico e cinemático e das relações espaciais entre as unidades litológicas. Nesse sentido buscou-se apoio nos métodos discutidos por RAMSAY & HUBER (1983 e 1987), PASSCHIER *et al.*, (1993), MAcCLAY (1987), HANCOCK (1994), dentre outros.

Os dados estruturais foram tratados de acordo com os métodos de ARTHAUD (1969) e ANGELIER (1979), através do programa TRADE buscando-se a determinação dos semi-eixos de esforço (σ_1, σ_2 e σ_3) e dos campos de compressão e distensão,

utilizando ainda o programa STERONET para a apresentação das projeções ciclográficas dos planos de falhas, fraturas e de acamamento.

A integração dos dados obtidos durante as várias etapas de trabalho seguiram os procedimentos inerentes às interfaces geomorfologia, geologia estrutural e tectônica-sedimentação. Em outras palavras, buscou-se a compreensão da paisagem e das unidades litológicas em consonância com os movimentos tectônicos, conforme discutidos por SUMMERFIELD (1993).

2. ASPECTOS GERAIS DA NEOTECTÔNICA

2.1. INTRODUÇÃO

Embora existam registros na literatura da caracterização dos movimentos recentes desde o século IX, foi somente a partir de meados do século XX que o termo neotectônica foi lançado na literatura pelo geólogo soviético Obruchev *apud* PAVLIDES (1989) para enfatizar a importância dos movimentos tectônicos recentes na esculturação do relevo contemporâneo. A partir deste trabalho pioneiro, vários outros termos foram propostos para se referir ao quadro tectônico mais jovem de uma determinada região, dentre estes destacam-se tectônica ativa, tectônica holocênica e tectônica quaternária (STEWART & HANCOCK, 1994).

O termo neotectônica já está cristalizado na literatura geológica, mas ainda não existe um consenso sobre a sua definição, bem como não há unanimidade sobre o estabelecimento de um marco temporal indicador do início dos movimentos neotectônicos.

Nas últimas décadas intensificaram-se os estudos neotectônicos em várias regiões do mundo, sobretudo, na costa oeste dos E.U.A (MACHETTE *et al.*, 1991), Inglaterra (Becker *et al. apud* STEWART & HANCOCK, *op cit*), Itália (MONTENAT *et al.*, 1991) e Índia (MACIER *et al.*, 1987). A esse acervo de conhecimento adicionou-se os resultados do encontro intitulado *Economic Geology and Geotectonics of Active Tectonics Regions* os quais compõem a publicação editada por CRASGROVE & JONES (1991). Esta obra aborda ampla variedade de tópicos relacionados à neotectônica, com destaque para os seguintes: Geologia Geral de Ambientes Neotectônicos; Geomorfologia; Terremotos e estabilidade de taludes em Ambientes Neotectônicos; Geologia Econômica de Regiões Neotectônicas e; Geologia de Engenharia em Regiões Neotectônicas. No Brasil, os trabalhos pioneiros devem-se a STERNBERG (1950, 1953), seguidos das contribuições de FRANZINELLI & PIUCI (1988), IGREJA & FRANZINELLI

(1990), HASUI (1990) e SAADI (1991), culminando com o *I Workshop Sobre Neotectônica* (1990) organizado por A. SAADI em Belo Horizonte. Conforme será discutido adiante, a partir de 1991, inúmeros trabalhos foram desenvolvidos nas várias regiões do Brasil.

2.2. IDADE E PROCEDIMENTOS

Dentre as principais definições e discussões sobre o início do período neotectônico, destaca-se a contribuição de Moner *apud* STEWART & HANCOCK, (1994), que aborda de modo diacrônico os movimentos nas diferentes regiões do globo, os quais estão ligados diretamente à atuação do último regime tectônico. Mais recentemente, conforme relatado por SAADI (1991), a *Comissão de Estudos Neotectônicos da INQUA* definiu neotectônica como “*qualquer movimentação ou deformação do nível geodésico de referência, seus mecanismos, sua origem geológica, suas aplicações para vários propósitos práticos e suas futuras extrapolações* “. Essa comissão enfatizou que não existe um marco temporal que defina o início das atividades neotectônicas no globo, podendo estes movimentos serem atuais ou terem ocorridos à cerca de 10^7 anos (SAADI, *op cit*). Segundo PAVLIDES (1989), o início do período neotectônico é inerente a cada região do globo, bem como a seu ambiente geológico, isto é, a neotectônica é o estudo dos eventos tectônicos novos que ocorreram ou estão ocorrendo em uma região, após a última fase orogênica ou reestruturação tectônica.

Outro ponto polêmico é a separação das estruturas geológicas recentes das mais antigas, bem como, os métodos de investigação dos movimentos neotectônicos. O estabelecimento da idade de uma feição particular pode ser feito através de métodos diretos e indiretos (Tabela 01). Contudo, a utilização de métodos indiretos como a datação morfométrica de escarpas de falhas ou de escarpas desenvolvidas em depósitos coluvionares, bem como a

utilização de perfis de solo recentemente desenvolvidos, fornecem apenas as idades máxima e mínima de uma unidade geológica ou geomorfológica que tem sua gênese atrelada a movimentos neotectônicos.

Tabela 01 - Síntese dos métodos de datação usados em investigações neotectônicas (Modificado de STEWART & HANCOCK, 1994).

	Método de Datação	Material Datado
Anual	-Registros históricos -Cronologia de varve	-Documentos, notas de jornais, relatos -Sedimentos lacustres deformados
Radiométrico	-Carbono 14 -Fissão potásio-argônio	-Sedimentos ricos em matéria orgânica -Rochas ígneas bandadas
Radiológico	-Termoluminescência -Ressonância elétrica	-Grãos de quartzo e feldspatopresentes em escarpas de falha desenvolvidas em colúvio -Farinha de falha
Processos Orientados	-Cronologia de solos -Morfometria de escarpas	-Grau de desenvolvimento de solo em superfícies geomorfológicas -Escarpa de falha e de erosão
Correlação	-Estratigráfico -Arqueológico -Paleomagnético	-Escarpa desenvolvida em cunha aluvionar -Sambaquis -Farinha de falha

Quanto ao método de estudo, este é multidisciplinar, devendo-se, portanto, adquirir dados tanto em nível regional, quanto local, utilizando-se como ferramentas procedimentos geológicos, sismológicos, de sensoriamento remoto, geomorfológicos, geoquímicos, dentre outros (Tabela 02).

Tabela 02 - Métodos para se adquirir dados locais e regionais no estudo dos movimentos neotectônicos (Modificado de STEWART & HANCOCK, 1994).

Método	Detalhe	Regional
Geodésico	Triangulação	Sistema de posicionamento global
Sismológico	Terremotos	Registros em sismógrafos
Sensoriamento Remoto	Fotografias aéreas	Imagens radargramétricas, imagens de satélites, imagens termais.
Geofísico	Eletromagnetismo	Reflexões sísmicas e anomalias gravimétricas
Geoquímico	Eletroresistividade	Monitoração hidrogeológica
Geomorfológico	Formas de relevo geradas por falhas	Índices morfométricos e padrões de drenagem
Geológico	Depressões	Análise do paleostress

2.3. ESTILOS E GEOMETRIA DAS ESTRUTURAS ASSOCIADAS AOS MOVIMENTOS NEOTECTÔNICOS

A natureza das estruturas associadas aos movimentos neotectônicos está relacionada ao tipo de regime tectônico. Desta forma, existem vários conjuntos de estruturas particulares inerentes aos regimes compressivo, distensivo e direcional. Contudo, o tipo de estrutura gerada depende, em grande parte, da orientação e geometria das estruturas preexistentes, bem como da magnitude do deslocamento e das propriedades físicas das rochas envolvidas na deformação. Tais fatores são determinantes no desenvolvimento de novas estruturas e reativação das estruturas preexistentes; o segundo caso é dominante e tem sido referido como *tectônica ressurgente* (Hilss *apud* WHITE *et al.*, 1986).

As principais estruturas decorrentes de movimentos neotectônicos são as falhas que, dependendo do regime tectônico, podem ser normais, inversas e direcionais; as falhas normais e inversas também podem ter componentes direcionais. Contudo, o movimento raramente

ocorre ao longo de um único plano, ou seja, geralmente a movimentação é acomodada em vários planos, os quais definem arranjos anastomosados e interconectados, e compõem uma zona de falha ou feixe de zonas de falhas com espessura variável.

Com a progressão da movimentação, as zonas de falhas secundárias podem se formar, e estas convergem para a zona principal, integrando-se em sistemas de falhas.

Nas zonas de falhas as rochas experimentam forte cataclase e, dentre outras feições, origina-se a farinha de falha que pode ser utilizada para definir a idade da estrutura através de datação radiológica (método da Ressonância Elétrica). Por outro lado, 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.

2.4. GEOMORFOLOGIA E NEOTECTÔNICA

Embora ainda existam muitas discussões sobre a definição do termo neotectônica, é consenso que tais movimentos têm papel importante na esculturação do relevo contemporâneo. SUMMERFIELD (1993) destaca a importância do arcabouço estrutural na elaboração das formas de relevo e dos sistemas de drenagem, bem como a relação entre a tectônica global e a evolução geomorfológica. Desta forma, as feições morfoestruturais são excelentes indicadores para a caracterização da natureza dos movimentos e consequentemente do regime tectônico. Ressalta-se que o termo morfoestrutura é aqui empregado no sentido de se compartimentar uma região em unidades morfoestruturais distintas, as quais foram desenvolvidas sob a influência de processos erosivos fortemente controlados pelas estruturas geológicas enquanto que morfotectônica é a compartimentação de uma região através dos movimentos crustais atuais, sendo secundária a atuação dos agentes erosivos.

Nas últimas décadas, diversos trabalhos têm demonstrado que as modificações impostas no relevo e no sistema de drenagem estão intimamente ligadas a movimentações recentes, cujos produtos gerados podem servir para a definição da natureza e magnitude das taxas de deslocamento.

SCHUMM (1986) sugeriu que anomalias de drenagem, a exemplo de pequenos trechos meandantes ou *braided* ao longo de um curso d'água, alargamento ou afinamento bruscos de canais, represamentos, variações bruscas de profundidade de canais e deslocamentos do *talweg*, além de inflexões na forma de arcos, cotovelo e meandros abandonados constituem fortes evidências de regiões tectonicamente ativas. OUCHI (1985) demonstrou que a resposta dos cursos d'água aos movimentos tectônicos recentes depende do tipo de deformação (soerguimento ou subsidência), bem como se o curso fluvial é meandrante ou *braided*. A Figura 02 apresenta alguns critérios morfológicos indicadores de movimentos tectônicos.

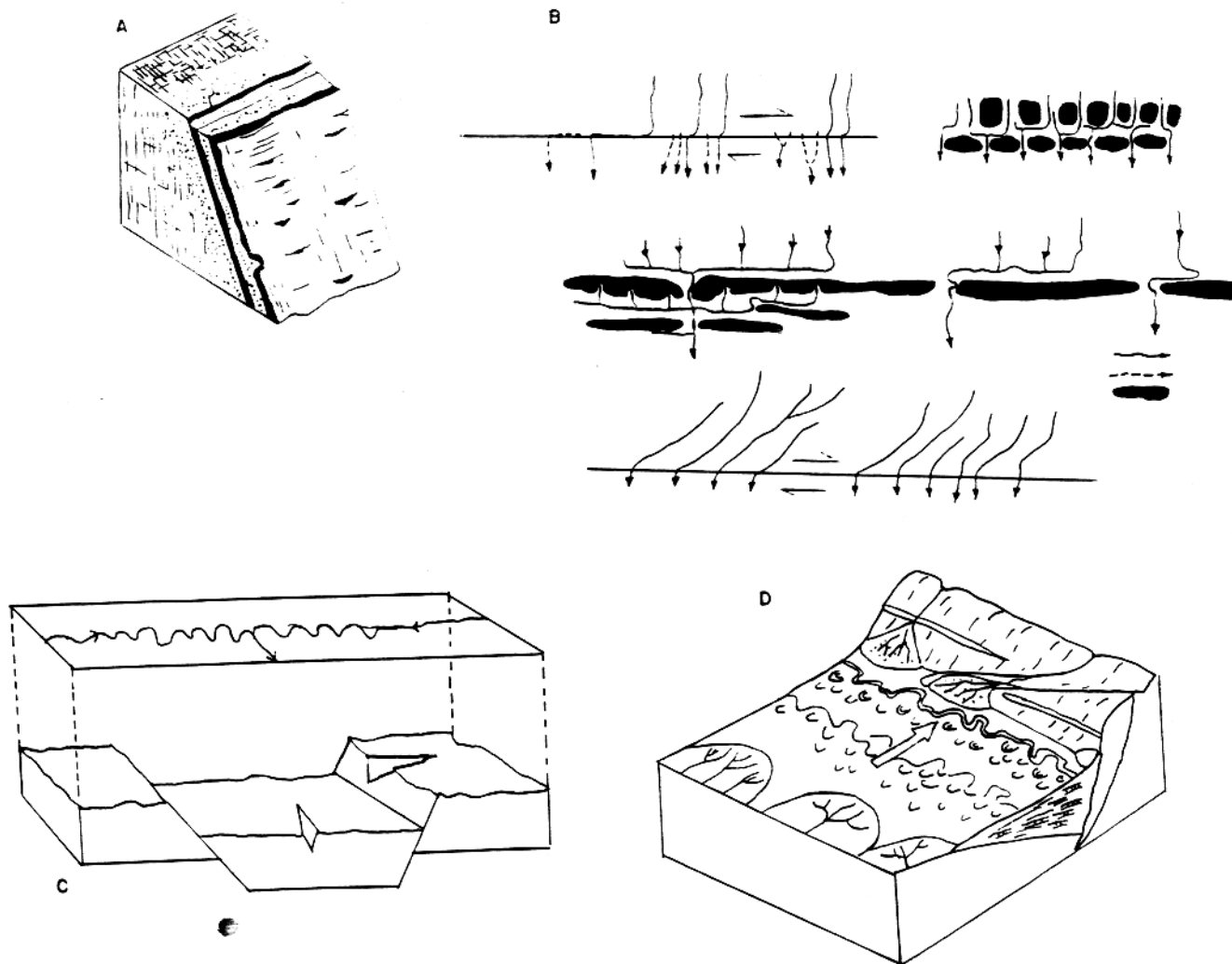


Figura 02- Blocos-diagramas esquemáticos mostrando alguns critérios utilizados na determinação da direção e do sentido de deslocamento de falhas. A) plano de falha normal mostrando as estrias e os ressaltos utilizados para determinar a direção e o sentido do deslocamento, respectivamente (STEWART & HANCOCK, 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 *talweg* induzido pela falha normal (LEEDER & GAWTHORPE, 1987).

3.TECTÔNICA TRANSCORRENTE

3.1.INTRODUÇÃO

Devido ao reduzido número de exemplos de bacias transcorrentes discutidos no Brasil, sobretudo, no ambiente neotectônico, acha-se oportuno apresentar alguns aspectos sobre a tectônica transcorrente visando a melhor compreensão do escopo desta dissertação.

Durante muito tempo os movimentos direcionais ou transcorrentes foram relacionados a uma tectônica particular, com base no modelo de MOODY & HILL (1956). Porém, a partir dos avanços obtidos na geologia estrutural através da tectônica de placas, sabe-se hoje que os movimentos direcionais relacionam-se a: 1) limites conservativos das placas litosféricas; 2) zonas de convergência de placas, tanto onde há indentação, como em colisões oblíquas e; 3) zonas divergentes de placas ajudando a acomodar parte da movimentação.

A diversidade de estruturas formadas ao longo das falhas transcorrentes é controlada pelo grau de convergência e divergência dos blocos adjacentes ao plano de movimentação durante o movimento direcional, pela taxa do deslocamento, pelas propriedades reológicas das rochas envolvidas na deformação e pela orientação e geometria das estruturas preexistentes (CHRISTIE-BLICK & BIDDLE, 1985).

Uma das feições estruturais associadas às regiões afetadas pela tectônica transcorrente são as bacias sedimentares, as quais decorrem da extensão crustal localizada e possuem as seguintes características: são relativamente pequenas; apresentam baixo fluxo térmico devido à rápida dissipação vertical e lateral do gradiente geotérmico, possibilitando uma rápida maturação da matéria orgânica; pouco ou nenhum magmatismo; alta taxa de instalação do preenchimento sedimentar; e grande variação lateral das fácies sedimentares (READING, 1980;

MANN *et al.*, 1983; CHRISTIE-BLICK & BIDDLE, 1985; ZALÁN, 1986; HASUI & COSTA, 1991, dentre outros).

3.2.MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO E ESTRUTURAS ASSOCIADAS À TECTÔNICA TRANSCORRENTE

A movimentação transcorrente pode resultar tanto do cisalhamento puro como do cisalhamento simples. No primeiro caso, quando se aplica um esforço σ_1 sobre um corpo, originam-se as fraturas de partição paralelas ao eixo σ_3 (X), bem como pares conjugados simétricos, os quais perfazem entre si ângulos de $60^\circ - 70^\circ$ (Figura 03).

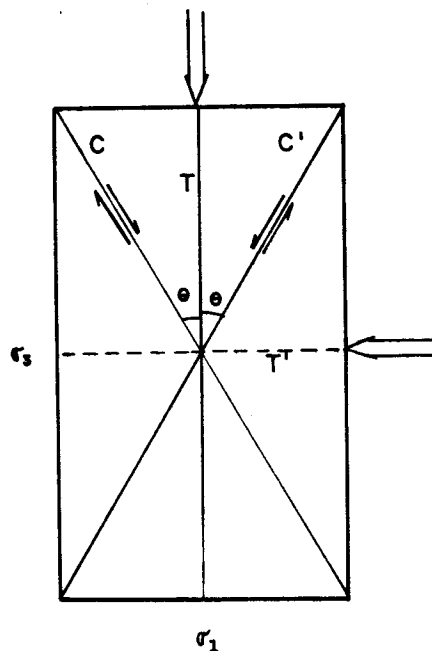


Figura 03 -Fraturas decorrentes de cisalhamento puro. C e C'são as fraturas de cisalhamento, compondo o par conjugado. T é a fratura de partição e T'pode ou não ocorrer (HASUI & COSTA, 1991).

Quanto ao cisalhamento simples ou rotacional, este confere ao corpo uma simetria monoclinica devido à componente rotacional (PARK, 1989; HASUI & COSTA, 1991;

dentre outros). Em resumo, a mecânica da tectônica transcorrente caracteriza-se por apresentar um arranjo no qual os semi-eixos maior e menor do elipsóide de esforço, σ_1 e σ_3 respectivamente, encontram-se na horizontal, enquanto o semi-eixo intermediário (σ_2) acha-se na vertical (Figura 04).

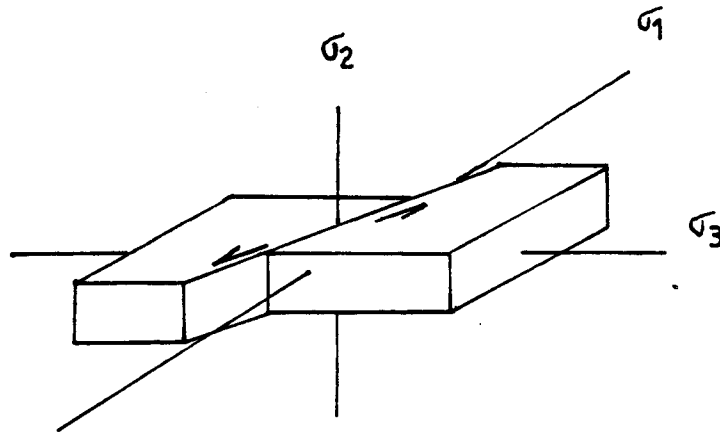


Figura 04 - Disposição espacial dos semi-eixos do elipsóide de esforço em uma falha transcorrente

A compreensão das estruturas associadas à tectônica transcorrente em termos de disposições espaciais, relações angulares e evolução com o aumento progressivo do cisalhamento é facilmente alcançada em níveis crustais rasos, sujeitos a deformações cataclásticas. Nesse caso, as estruturas geradas são sumarizadas segundo o modelo de cisalhamento de Riedel (Figura 05), no qual as discontinuidades são classificadas em: R é a falha transcorrente sintética ou Riedel; R' é a falha antitética ou anti-Riedel; P é a falha sintética secundária; Y é a falha paralela ao plano principal de movimentação e; T representa as fraturas de extensão.

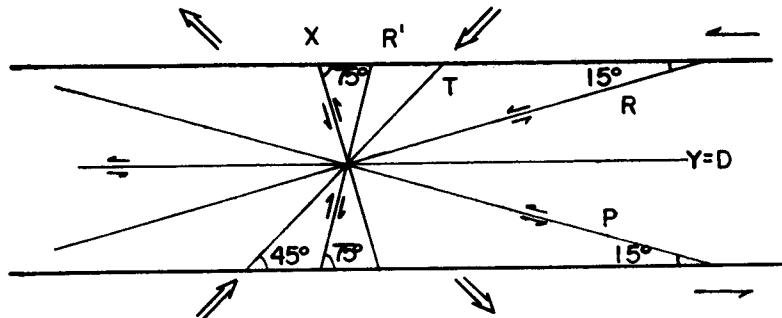


Figura 05-Modelo de cisalhamento de Riedel para os níveis crustais onde domina o comportamento dúctil (PARK, 1989).

As relações angulares entre as descontinuidades indicadas na figura 05 dizem respeito ao momento de formação das estruturas em maciços isotrópicos, as quais são modificadas com a progressão da deformação, podendo tornar-se paralelas nos casos que envolvem altas taxas de movimentação (CHRISTIE-BLICK & BIDDLE, 1985; PARK, *op cit*; HASUI & COSTA, 1991).

Contudo, a presença de anisotropias preexistentes, bem como as heterogeneidades das rochas envolvidas na deformação geram modificações na geometria do plano de movimentação, originando regiões sujeitas a transtensão e transpressão (Figura 06).

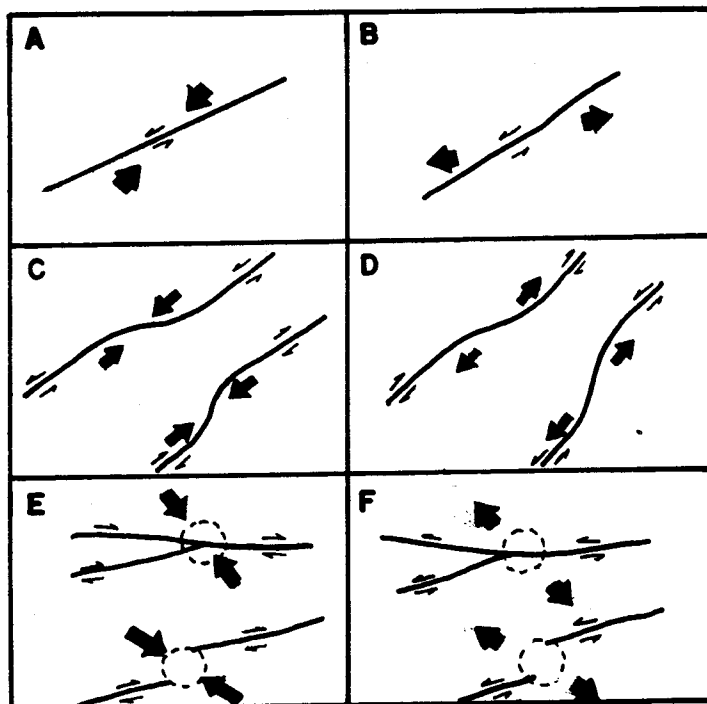


Figura 06 - Exemplos de áreas sujeitas a esforços transpressivos (A, C e E) e transtensivos (B, D e F (ZALÁN, 1986).

Vários autores (READING, 1980; CHRISTIE-BLICK & BIDDLE, 1985; ZALÁN, 1986; WOODCOCK, 1986; SYLVESTER, 1988; ALLEN & ALLEN, 1990; entre outros) destacaram as variações no estilo das estruturas ao longo de uma falha transcorrente, sendo estas responsáveis pela formação de bacias, pelo controle da disposição espacial das fácies sedimentares, pelo soerguimento de áreas adjacentes aos depocentros e que constituem as áreas fontes dos sedimentos, e pelas taxas elevadas de subsidência resultando em espessas sequências sedimentares e rápida maturação da matéria orgânica. Outro fator que merece destaque é o padrão *en échelon* das dobras, falhas e diques (Figura 07).

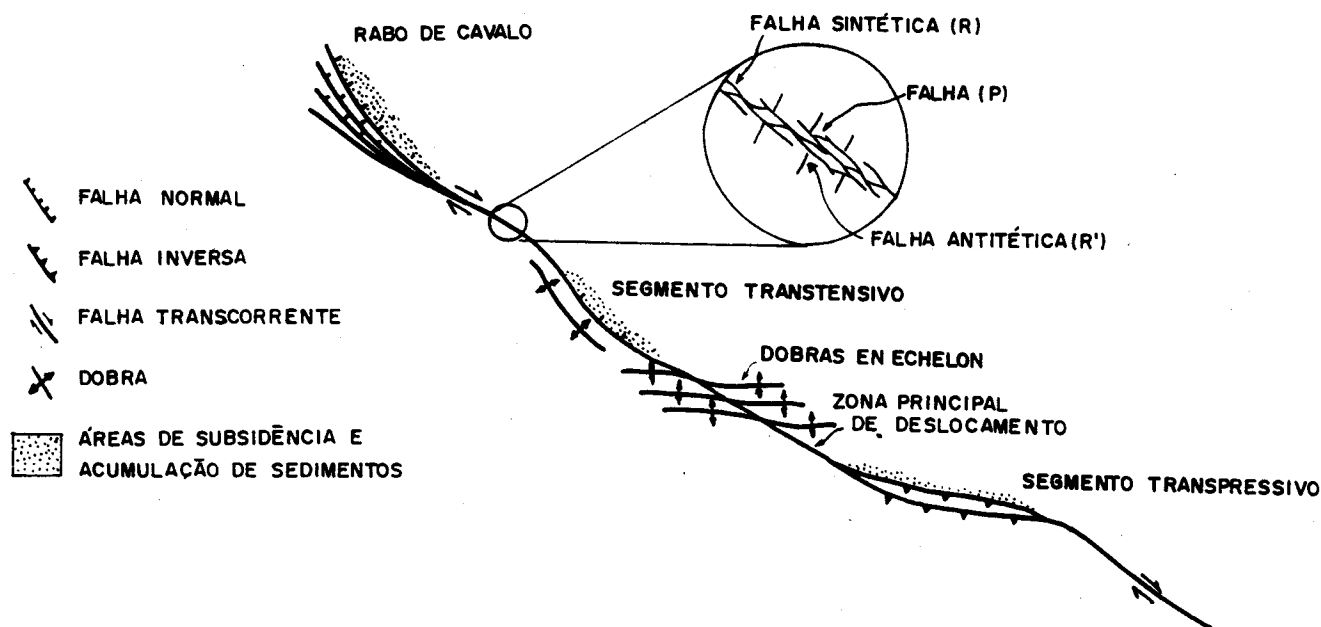


Figura 07 - Arranjo espacial visto em mapa das estruturas associadas a uma zona transcorrente idealizada (CHRISTIE-BLICK & BIDDLE, 1985).

De um modo geral, as falhas transcorrentes são estruturas que afetam tanto rochas ígneas e metamórficas do embasamento, como rochas sedimentares e sedimentos não consolidados que compõem o preenchimento das bacias. Tais falhas não ocorrem isoladas, mas em sistemas, com grande variação geométrica. Nas terminações das falhas são comuns estruturas em rabo-de-cavalo, as quais acomodam parte do deslocamento diferencial.

Quando são abordadas duas zonas transcorrentes discretas e adjacentes, é importante considerar as áreas de recobrimento ou de interação entre elas (*stepover*). AYDIN & NUR (1985) reconheceram duas grandes classes de recobrimento horizontal e vertical, podendo

existir também o recobrimento inclinado (Figura 08). No caso do recobrimento horizontal, dependendo do sentido de deslocamento das zonas transcorrentes, forma-se uma bacia do tipo *pull-apart* ou uma estruturas de ejeção. Em relação ao recobrimento vertical, independente do sentido de movimentação podem originar-se zonas transcorrentes *en échelon*.

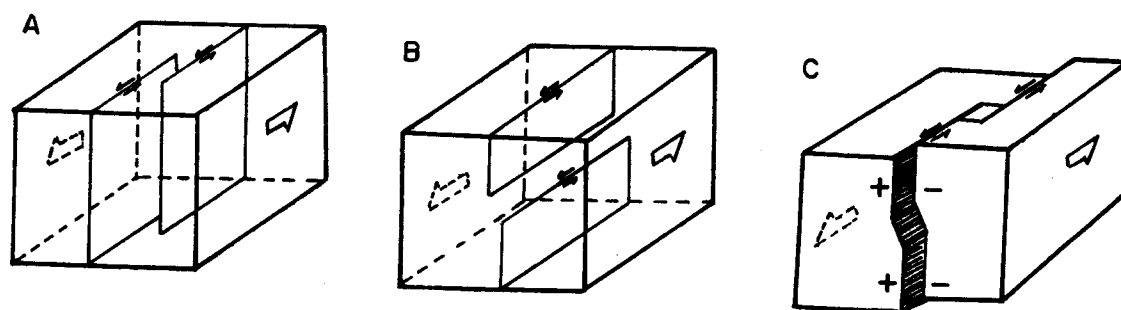


Figura 08 - Blocos diagramas mostrando *stepover* de recobrimento horizontal (A), recobrimento vertical (B) e recobrimento inclinado (C) (AYDIN & NUR, 1985).

A natureza da deformação, bem como a variedade de estruturas formadas ao longo dos principais tipos de recobrimento estão intimamente ligadas a geometria da zona transcorrente, em qualquer estágio de evolução das falhas (AYDIN & NUR, 1985).

3.3. IDENTIFICAÇÃO DE FALHAS TRANSCORRENTES

3.3.1. Feições Fisiográficas

A principal característica das falhas transcorrentes ativas e recentemente ativas é a linearidade do relevo por até centenas de quilômetros. Contudo, o reconhecimento das falhas transcorrentes através da morfologia é dificultada devido à pouca durabilidade das formas, ou seja, no geral são rapidamente esculpidas pelos agentes erosivos.

Wesson *et al.* *apud* SYLVESTER (1988) sintetizaram as principais feições geomorfológicas associadas a falhas transcorrentes através da Figura 09. Dentre estas, as mais facilmente preservadas decorrem de mudanças bruscas nas direções dos cursos d'água e do bloqueio na rede de drenagem devido ao soerguimento de blocos.

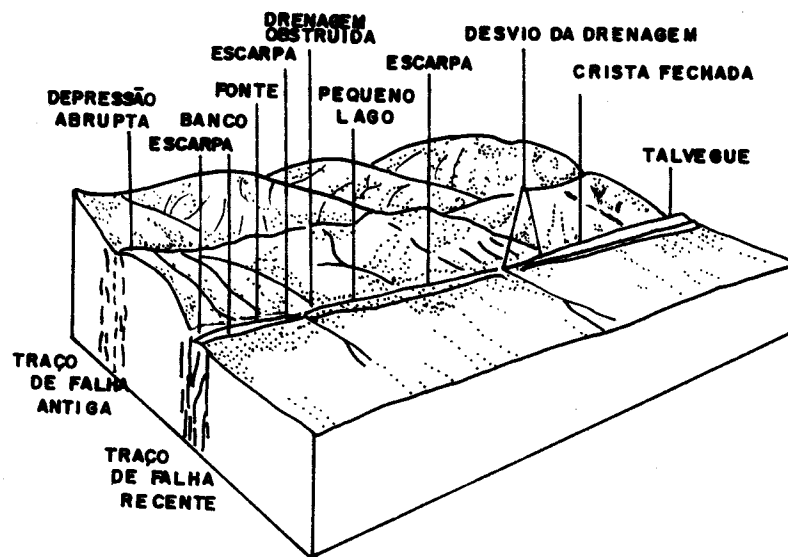


Figura 09- Bloco diagrama ilustrando as feições geomorfológicas associadas as falhas transcorrentes (SYLVESTER, 1988).

3.3.2. Feições Geológicas

De um modo geral, as zonas transcorrentes são facilmente identificadas pelo arranjo *en échelon* das falhas e dobras, e pela presença de estruturas sigmoidais ou romboedros ao longo de suas direções. Podem ser reconhecidas também, a partir da justaposição de rochas com idades, origens e evoluções distintas, bem como pela mistura dos depósitos sedimentares gerados pela movimentação direcional.

As falhas transcorrentes caracterizam-se em mapa por traços lineares ou curvi-planares. Em perfil os segmentos retos ou lineares são verticais e os segmentos curvos formam arranjos divergentes em direção a superfície, a partir da falha principal em profundidade. As lineações de estiramento e mineral são horizontais a sub-horizontais, contudo, nas áreas transpressivas e transtensivas podem alcançar mergulhos de até 50° (CHRISTIE-BLICK & BIDDLE, 1985; ZALÁN, 1986; SYLVESTER, 1988; dentre outros).

3.4. BACIAS ASSOCIADAS À TECTÔNICA TRANSCORRENTE

As bacias sedimentares associadas às zonas transcorrentes resultam da extensão crustal localizada devido à atuação de esforços transtensivos nos segmentos curvos ou onde se dá a interação de transcorrências. Estas bacias podem experimentar no decorrer de suas evoluções, pulsos alternados de subsidência e soerguimento, associados com mudanças no sentido de movimentação ao longo do plano principal de movimentação; pode existir ainda, simultaneamente extensão em uma direção e encurtamento em outra (CHRISTIE-BLICK & BIDDLE, *op cit*).

No geral, tratam-se de bacias relativamente pequenas, nas quais a dissipação térmica é muito rápida, implicando subsidência termal desprezível (PITMANN &

ANDREWS, 1985). Tais bacias são classificadas, segundo as suas gêneses em: transtensivas e transpressivas.

3.4.1. Bacias Transtensivas

Várias teorias a respeito do desenvolvimento e evolução das bacias transtensivas são conhecidas na literatura. A Figura 10 resume os vários modelos evolutivos para estas bacias segundo diversos autores.

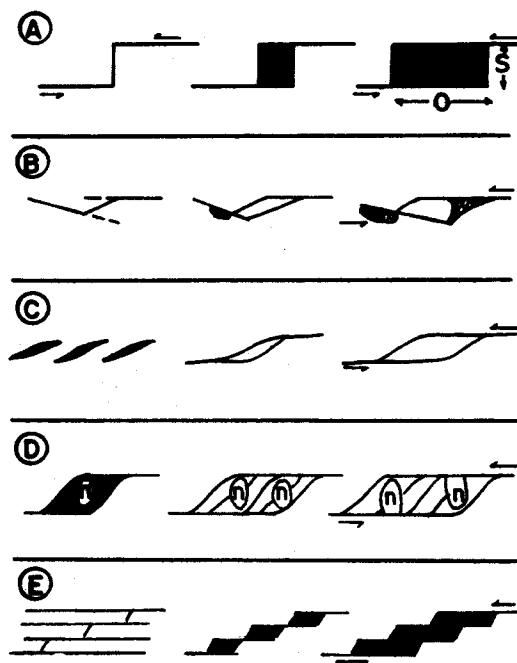


Figura 10- Modelos de desenvolvimento de bacias transtensivas. A. Modelo envolvendo duas falhas transcorrentes com uma separação; B. Modelo envolvendo duas falhas transcorrentes não paralelas; C. Modelo experimental mostrando a nucleação de bacias a partir de fraturas *en échelon*; D. Modelo teórico baseado na teoria do deslocamento elástico e; E. coalescência de bacias transtensivas (MANN *et al.*, 1983)

Ressalta-se que todos estes modelos partem do princípio da existência de mecanismos que induzam o surgimento de forças trativas ao longo de segmentos direcionais, possibilitando a nucleação de bacias (Figura 11).

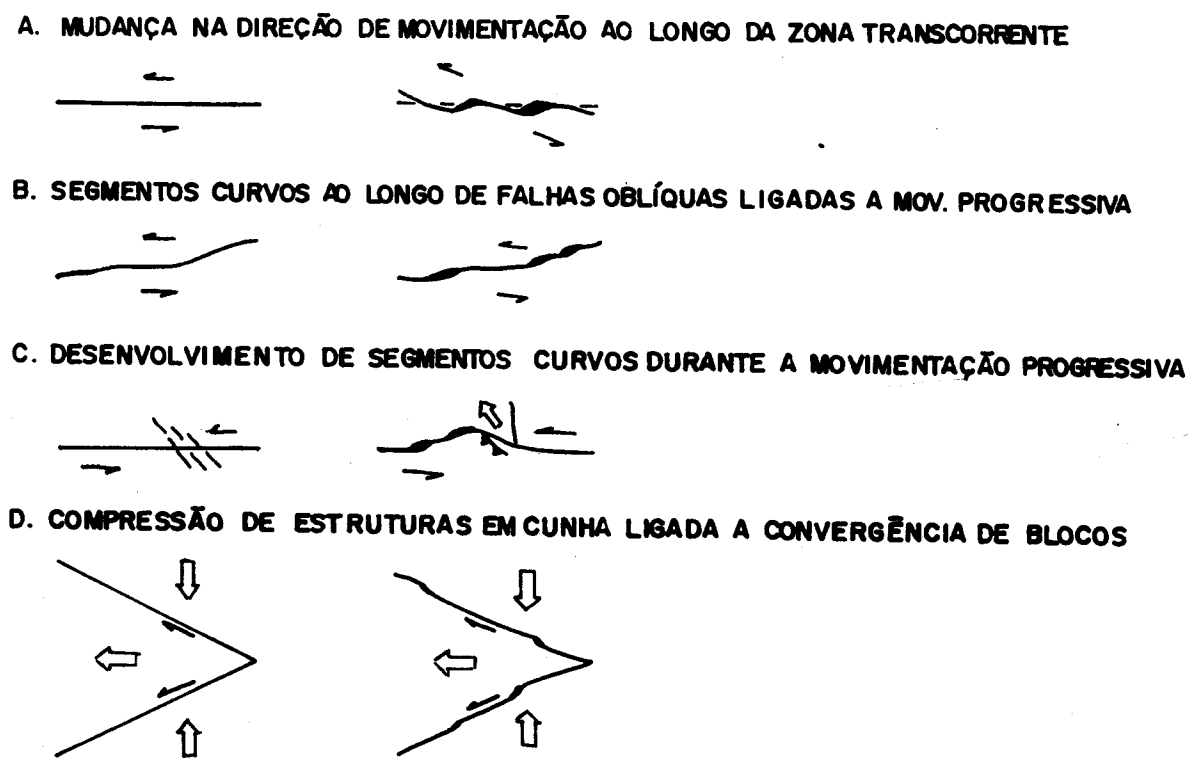


Figura 11-Possíveis mecanismos capazes de induzirem o surgimento de esforços extensionais ao longo de um ou mais segmentos transcorrentes (MANN *et al.*, 1983).

MANN *et al.*, (1983), com base em estudo comparativo de exemplos reais e em dados de laboratório, demonstraram que as bacias transtensivas podem evoluir através das seguintes fases (Figura 12):

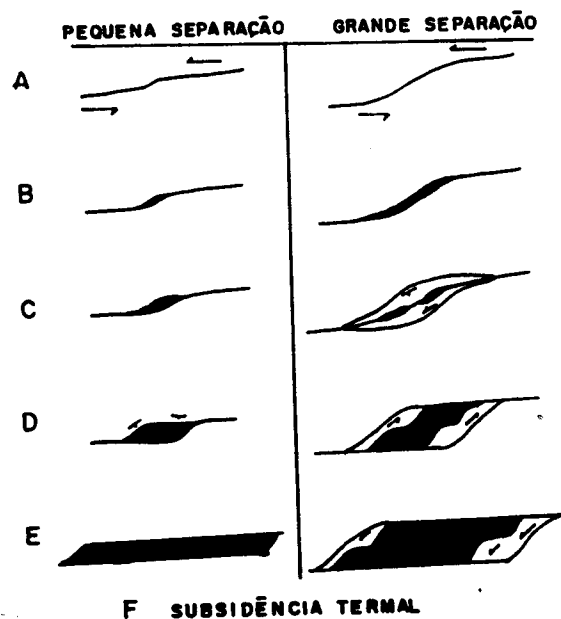


Figura 12 - Modelos de desenvolvimento de bacias transtensivas. A até E são os estágios de crescimento progressivo das bacias.

- A. A partir do movimento direcional ao longo de um segmento transcorrente as bacias transtensivas nucleam nas regiões de inflexões sujeitas a esforços transtensivos.
- B. A bacia é inicialmente delgada, apresentando forma de uma haste, podendo ser seccionada por zonas transcorrentes oblíquas.

- C.Com a evolução progressiva da deformação, a bacia pode evoluir para uma forma em S ou Z, dependendo da cinemática. Ressalta-se que nesta fase a extensão através da inflexão pode levar ao desenvolvimento de dois ou mais depocentros devido ao afinamento crustal.
- D.Com o contínuo desenvolvimento a bacia passa a assimilar uma geometria romboédrica, sendo típicas, nesta fase, as primeiras manifestações magmáticas
- E.Nesta fase o segmento crustal é rompido dando origem ao desenvolvimento da crosta oceânica em pequenos centros de acreção, compensados pelo desenvolvimento de falhas transformantes;
- F.A ausência das forças trativas, a rápida dissipação térmica e a espessa pilha sedimentar podem promover o rebaixamento da astenosfera, levando ao desenvolvimento da bacia termal

Ressalta-se que muito raramente todas as etapas evolutivas ocorrem sucessivamente, em função dos seguintes aspectos:1) mudanças na cinemática da zona transcorrente alternando-se períodos de transtensão e transpressão, propiciando a inversão episódica da bacia; 2) geralmente o processo evolutivo é interrompido na fase romboédrica; 3) estruturas preexistentes podem levar a uma complexibilidade estrutural maior, com o desenvolvimento de sub-bacias obliquas à estrutura maior.

3.4.2. Bacias Transpressivas

Segundo INGERSSOL (1988), as bacias transpressivas incluem dois tipos, a saber: 1) bacias fortemente deformadas, com margens marcadas por cavalgamentos ao longo dos segmentos convergentes, resultando em subsidência relacionada com a carga tectônica, Como exemplo, tem-se a bacia de *Ridge* situada no domínio convergente da Falha de Santo André e; 2) *Full-Wedge Basin* que se relaciona aos segmentos suavemente encurvados das zonas transcorrentes, resultando no soerguimento de uma ou ambas as margens e o posterior basculamento da bacia.

4.GEOMORFOLOGIA

4.1.INTRODUÇÃO

O estudo morfoestrutural na escala de 1: 250.000 teve como base o conceito de Sistema de Relevo (COOKE & DOORNKAMP, 1974). Por outro lado, a caracterização das diferentes formas de relevo foi feita a partir da utilização dos critérios discutidos por PONÇANO *et al.*, (1979), sem, no entanto, deixar de se considerar as particularidades climáticas e fisiográficas da Região Amazônica.

A análise da rede de drenagem baseou-se nos critérios listados por SOARES & FIORI (1976), e os padrões identificados foram classificados de acordo com as propostas de HOWARD (1967).

Ressalta-se que, tendo em vista a compartimentação morfo-estrutural da área, foi dispensada maior atenção aos elementos de drenagem e às formas de relevo que permitiram identificar com maior clareza as estruturas; neste caso, enfatizou-se as assimetrias de relevo, segmentos retos e em cotovelo de rios de diversas ordens, alternância de segmentos retos e sinuosos de rios de terceira e quarta ordens, lineamentos de relevo e segmentos deslocados de drenagem.

É importante esclarecer também, que o termo morfo-estrutural é aqui empregado no sentido de esculturação da paisagem pelos agentes erosivos sob forte influência do arcabouço litoestrutural, sem, contudo, haver atividade tectônica contemporânea, o que caracterizaria o conceito de morfo-tectônica. Com esse enfoque, foram caracterizadas 5 unidades morfoestruturais, denominadas I, II, III, IV e V (ANEXO II), as quais se encontram no contexto das unidades denominadas regionalmente de Litoral de Rias e Lençóis Maranhenses, e Planalto Rebaixado da Amazônia (BARBOSA & PINTO, 1973). A Tabela 03 resume as principais

características das formas de relevo modeladas na bacia de São Luís. Enquanto que a Figura 13 apresenta a distribuição espacial destas e as unidades morfoestruturais.

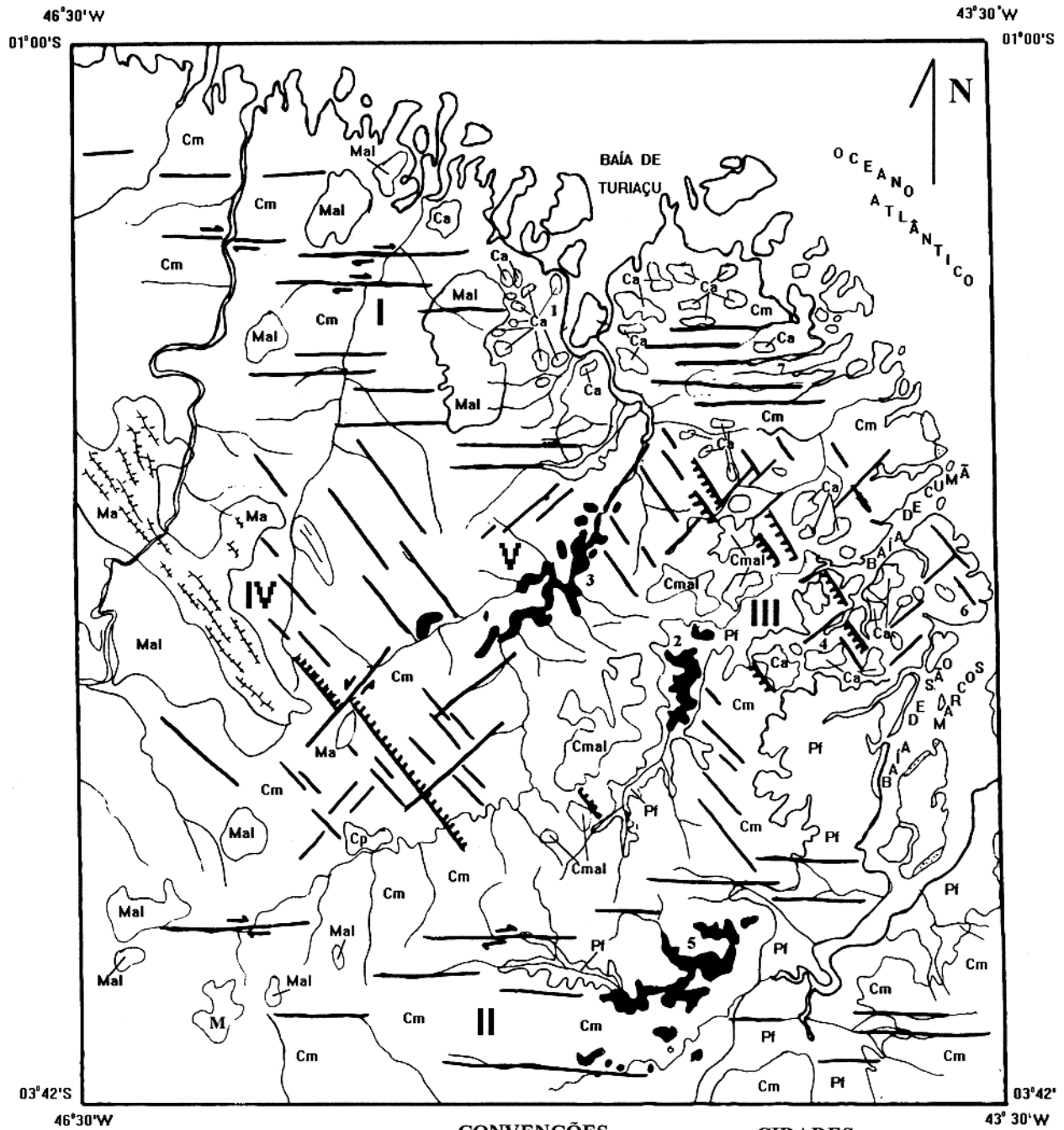
Tabela 03 - Principais características das formas de relevo modeladas na bacia de São Luís

Continua

Formas de Relevo de Agradação	Litologia	Unidade Morfoestrutural
Planície Costeira	Compreende os depósitos arenosos de praias, dunas, bancos e cordões litorâneos.	Unidades I, II e III
Mangues	Sedimentos lamosos ricos em matéria orgânica, contendo teor variável de areia.	Unidades I e III
Pântanos Salinos	Sedimentos argilosos com quantidade variável de areia fina e matéria orgânica.	Unidades I e III
Terraços Marinhos	Sedimentos arenosos finos intercalados com níveis enriquecidos em minerais pesados e pelitos subordinados	Unidade III - Ilha do Cajual
Planícies Aluviais Colmatadas	Areia fina-siltosa intercalada com níveis de argilas ricos em matéria orgânica	Unidades I, II, III e IV
Lagos	Argilas acinzentadas, plásticas contendo quantidade variável de matéria orgânica e areia fina a média	Unidades II e IV
Terraços Fluviais	Areia média a fina intercalada com níveis de matéria orgânica e argilas acinzentadas	Unidade V

Tabela 03 - Principais características das formas de relevo modeladas na bacia de São Luís

		Conclusão
Formas de Relevo de Degradação	Litologia	Unidade Morfoestrutural
Colinas Médias	Sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras	Unidades I, II, III, IV e V
Colinas Amplas	Sedimentos do Grupo Barreiras	Unidades I e III
Colinas Médias Alongadas	Sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras	Unidades I e III
Colinas Pequenas com Morros Isolados	Sedimentos da Formação Itapecuru	Unidade IV
Colinas Médias Alinhadas e Paralelas	Sedimentos da Formação Itapecuru	Unidade IV
Mesas	Sedimentos da Formação Itapecuru	Unidade II
Morrotes Alongados	Rochas metamórficas do Cráton São Luís e do Cinturão de Cisalhamento Gurupi	Unidades I e IV
Morrotes Alongados e Paralelos	Rochas metamórficas do Cráton São Luís e do Cinturão de Cisalhamento Gurupi	Unidades I e IV



LEGENDA

Formas de Relevo de Agradação

■ Lagos

Pf - Planície Fluvial Colmatada

Formas de Relevo de Degradação

Ca - Colinas Amplas

Cmal - Colinas Médias Alongadas

Cm - Colinas Médias

Cp - Colinas Pequenas com Morros Isolados

Ma - Morrotes alongados e Paralelos

M - Mesas

Mal - Morrotes Alongados

CONVENÇÕES

Falha Normal

Falha Transcorrente

Limite de Sistema de Relevo

Drenagem

I Domínios Morfoestruturais

CIDADES

1 - Turiacu

2 - Pinheiro

3 - Santa Helena

4 - Bequimão

5 - Viana

6 - Alcântara

7 - Cururupu

0 18 Km

Figura 13 - Mapa das unidades morfoestruturais da bacia de São Luís

4.2.UNIDADES MORFOESTRUTURAIIS DA BACIA DE SÃO LUÍS

4.2.1.Unidade Morfoestrutural I

Esta unidade compreende a porção norte da área investigada, estende-se por mais de 150 km e tem largura de aproximadamente 70 km (Anexo II). Suas principais características são: disposição alongada das formas de relevo (colinas amplas, colinas médias alongadas, manguezais e rias); e padrão paralelo da rede de drenagem orientado segundo a direção preferencial E-W, além de bruscas inflexões e anomalias de drenagem controladas pelas falhas transcorrentes de direção E-W (ver capítulo 6). Esta unidade pode ser dividida nos domínios Centro-Leste, situado entre as cidades de Turiaçu e Cururupu e Centro-Oeste, compreendido entre as cidades de Turiaçu e São José do Piriá.

Dentre as formas de relevo do domínio Centro-Leste destacam-se as **Colinas Médias**, as quais têm ampla distribuição no setor nordeste e apresentam altitudes variando entre as cotas de 35 e 45 m. Tratam-se de formas de dissecação de superfícies aplainadas, sustentadas pelos sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras, resultando em vales abertos e pouco profundos, tendo vertentes de perfil convexo (Figura 14). A rede de drenagem tem angularidade média e anomalias em arcos e cotovelos, como se verifica ao longo dos cursos dos rios Capim e Liconde, sendo o padrão subparalelo e orientado segundo a direção E-W.

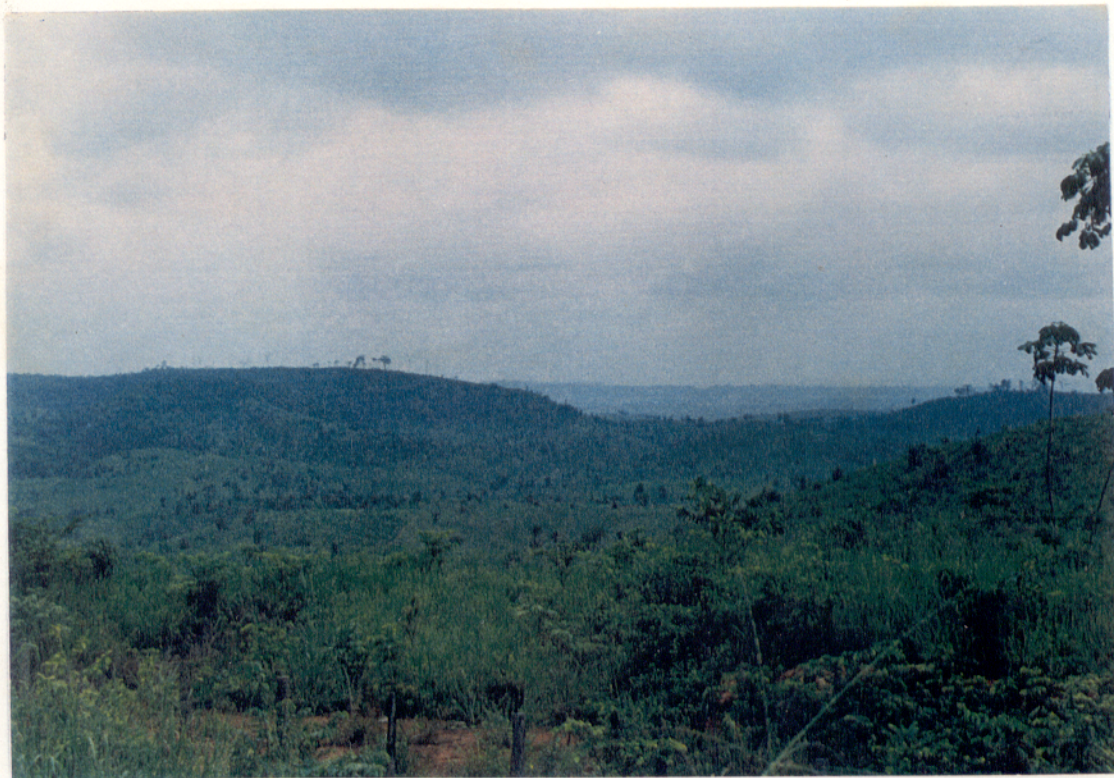


Figura 14 - Forma de relevo colinas médias modeladas sobre sedimentos da Formação Itapecuru. Ao fundo relevo de colinas amplas desenvolvidas sobre sedimentos do Grupo Barreiras. Vista da região aos arredores de Cururupu, visada para leste.

As formas em **Colinas Amplas** constituem interflúvios tabulares com topos extensos e planos situados a uma cota de aproximadamente 65 m, são sustentadas pela crosta do perfil laterítico desenvolvido sobre os sedimentos do Grupo Barreiras (Figura 15), acham-se seccionadas por vales encaixados e profundos, apresentam perfil de vertente retilíneo-convexo, e têm padrão de drenagem subparalelo à subdendrítico associado.



Figura 15 - Em primeiro plano observam-se colinas médias e ao fundo ocorrem colinas amplas esculpidas sobre sedimentos do Grupo Barreiras. Notar o topo chato das colinas amplas próximo à cidade de Turiaçu.

As **Colinas Médias Alongadas** compõem interflúvios alongados com topos arredondados a angulosos, geralmente são sustentadas pelos sedimentos do Grupo Barreiras, podem atingir cotas de 65 a 70 m e têm vertentes com perfis convexo-retilíneo-côncavos. Ressalta-se que esta forma de relevo orienta-se preferencialmente segundo a direção E-W, com exceção das áreas situadas ao longo da linha de costa, bem como das margens das principais baías, onde a orientação segue a direção NW-SE a NNW-SSE; nessas áreas constituem as falésias ativas, a exemplo daquelas da ilha Mangunça e na baía do Capim.

Neste domínio os **Manguezais** estendem-se por toda a linha de costa, desde a baía de Turiaçu até a baía de Cumã. Constituem terrenos baixos, sub-horizontais, ao nível das oscilações da maré, onde domina a acumulação de sedimentos argilosos ricos em matéria orgânica com teor variável de areia fina, e sustentam as ilhas que avançam em direção ao mar (ponta do Faval, ponta do Zumbi, ilha Caçacueira, dentre outros). Comumente adentram em direção ao continente margeando a desembocadura dos principais rios (rio Capim, rio Anajatuba, rio Cabelo de Velha e rio Liconde). Ressalta-se ainda o forte controle estrutural exercido pelas falhas de direção E-W na orientação dos manguezais situados entre as baías do Capim e Calhau. Em meio aos manguezais é comum a ocorrência de áreas rebaixadas e permanentemente inundadas, onde domina a deposição de argila e silte, associada com quantidade variável de areia fina e matéria orgânica; tais regiões são denominadas aqui **pântanos salinos**.

O Domínio Centro-Oeste tem como característica fundamental o modelamento do relevo sobre rochas que constituem o cráton São Luís, destacando-se gnaisses e migmatitos (Complexo Maracaçumé) tonalitos, trondhjemitos e granodioritos (Formação Tromai), e xistos diversos (Formação Santa Luzia) (ABREU, 1990). Em menor proporção ocorrem modelatos sobre sedimentos da Formação Itapecuru, do Grupo Barreiras e manguezais, à semelhança do Domínio Centro-Leste, além de pântanos salinos.

No âmbito das rochas cristalinas do Complexo Maracaçumé e da Formação Tromai, distinguem-se três formas de relevo, a saber: colinas médias; morros alongados; e morrotes alongados e paralelos. As **Colinas Médias**, as quais marcam uma superfície situada entre as cotas de 45 a 50m, são caracterizadas por vertentes com perfil convexo e drenagem dendrítica. Os **Morrores Alongados** constituem interflúvios alongados com cotas de até 65 m, orientam-se nas direções NW-SE e NE-SW, apresentam topos arredondados a subangulosos, têm padrão de

drenagem angular associado e modelam rochas da Formação Gurupi. Os **Morrotes Alongados e Paralelos** ocorrem nas margens do rio Gurupi, próximo a sua desembocadura, orientam-se segundo a direção NNE-SSW a NE-SW, desenvolvem-se sobre rochas do Complexo Maracaçumé e podem atingir cotas de até 80 m.

4.2.2. Unidade Morfoestrutural II

Esta unidade compreende uma faixa de aproximadamente 60 km de largura orientada segundo a direção E-W e situada na porção sul da área (Anexo II). Caracteriza-se pela alternância de regiões altas e baixas, com cotas de 85 m na porção oeste, decaindo para menos de 10 m na porção central e de 45-60 m no extremo leste. Nesta unidade é marcante o forte controle das falhas de direção E-W na orientação da rede de drenagem (rio Mearim e seus tributários), com exceção da porção oeste, onde os rios tendem a orientar-se nas direções NNE-SSW e NE-SW.

As formas de relevo dominantes são as Colinas Médias, mas há também Colinas Amplas, Morrotes Alongados e Mesas; destacam-se ainda as Planícies Aluviais Colmatadas e os Lagos.

As **Mesas** limitam-se à porção oeste do domínio, formam interflúvios tabulares com cotas em torno de 110 m, são sustentadas por um perfil laterítico desenvolvido sobre sedimentos da Formação Itapecuru, apresentam bordas escarpadas, topos achatados e vertentes de perfil reto, seccionadas por vales encaixados e profundos (Figura 16).

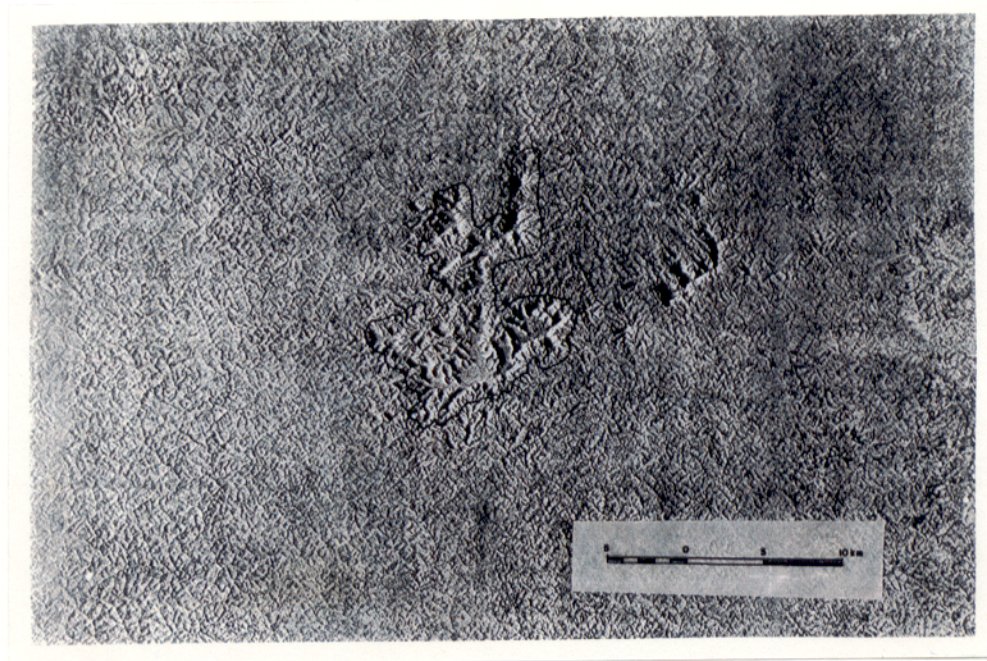


Figura 16 - Foto de mosaico semicontrolado de imagem radargramétrica. Em destaque o relevo na forma de mesas com bordas escarpadas esculpidas sobre sedimentos da Formação Itapecuru. Região a sudoeste da cidade de Zé Doca.

As **Planícies Aluviais Colmatadas** ocorrem ao longo das margens da baía de São Marcos e do rio Mearim, e podem atingir até 30 km de largura, como se verifica nas adjacências da cidade de São Bento. Tratam-se de terrenos relativamente planos, situados em cotas inferiores a 10 m, são constituídos de areia fina a silte, e apresentam-se intensamente colonizados por vegetação de campo, e de porte arbóreo em direção ao continente. A drenagem é composta por elementos dos padrões paralelo (para os cursos de maior ordem) orientada na direção E-W e subdendrítico (para os cursos de menor ordem) (Figura 17).

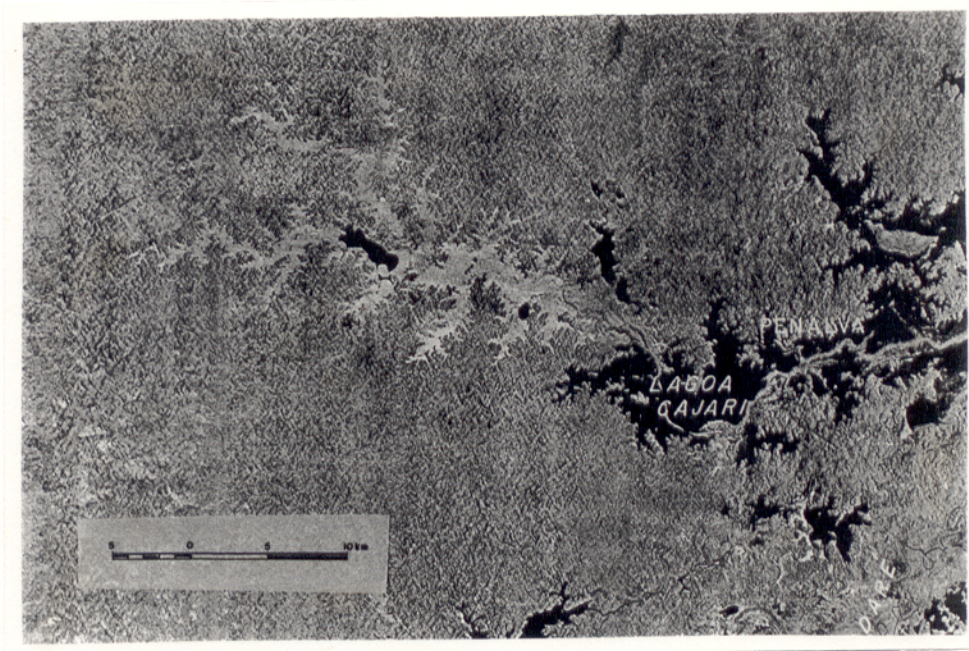


Figura 17 - Foto de mosaico semicontrolado de imagem radargramétrica. Observar as planícies de inundação colmatadas e os lagos de barragem fluvial ao longo do rio Mearim de direção E-W, nas adjacências das cidades de Viana e Penalva.

Os **lagos** distribuem-se extensivamente nos arredores dos municípios de Monção, Penalva e Viana. De modo geral, correspondem a áreas inundadas e alongadas e meandros abandonados adjacentes ao leito dos principais rios (Figura 17). Constituem-se predominantemente de argilas acinzentadas, plásticas, contendo quantidade variável de areia fina a

média e matéria orgânica. Na base destes sedimentos é comum a ocorrência de níveis de turfa com espessura variando entre 3-5 cm.

4.2.3. Unidade Morfoestrutural III

Esta unidade situa-se na porção leste da área, estende-se por cerca de 85 km, desde as imediações da cidade de Peri-Merim até a cidade de Mirinzal, e tem largura da ordem de 70 km (Anexo II). Tal unidade caracteriza-se fundamentalmente pela orientação preferencial das formas de relevo na direção das falhas normais NW-SE. Nesta área há grandes desníveis topográficos, cujas cotas podem atingir 130 m (Figura 18).



Figura 18 - Unidade morfoestrutural III caracterizada por formas em colinas amplas e colinas médias esculpidas sobre sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreias orientadas na direção NW-SE compondo o ombro nordeste da bacia. Visada para leste a partir da cidade de Bequimão.

A exemplo das unidades morfoestruturais I e II, as formas de relevo tipo Colinas Amplas, Colinas Médias, Colinas Médias Alongadas e Manguezais se repetem. Contudo, os Manguezais têm sua ocorrência limitada as margens da baía de Cumã e ao porto de Itaúna. Destaca-se ainda nesta unidade, a ocorrência de **Terraços Marinheiros** na porção nordeste da ilha do Cajual (Figura 19), caracterizados por uma superfície relativamente plana situada na cota de 3 a 5 m, constituídos de areia fina, esbranquiçada e intercalada com níveis de pelitos; sobre esta superfície ocorrem feixes de cordões arenosos dispostos segundo a direção NW-SE

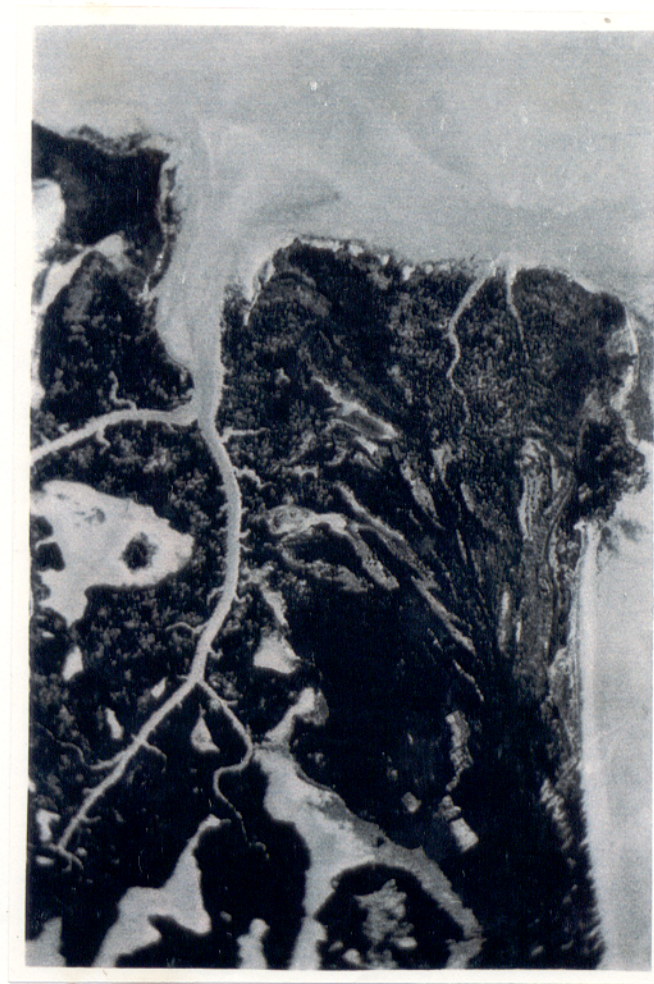


Figura 19 - Foto de mosaico semicontrolado de imagem radargramétrica. Vista da ilha do Cajual, mostrando os feixes de cordões arenosos na parte nordeste da ilha constituindo os depósitos marinheiros que compõem o terraço marinho do Holoceno Antigo.

Quanto ao relevo de degradação, ressalta-se que este tem como feição típica a assimetria das formas imposta pela ação tectônica, a qual é traduzida por vertentes de perfil reto e inclinado com valores altos para SW e baixos para NE. Associadas às encostas ocorrem significativos depósitos coluvionares constituídos de fragmentos, matacões e seixos de laterita, imersos em matriz de areia grossa.

4.2.4.Unidade Morfoestrutural IV

Estende-se desde a região a sul da cidade de Pinheiro até os arredores da cidade de Camiranga (Anexo II). Nesta unidade as formas de relevo (morrotes alongados e morrotes alinhados e paralelos) são modeladas sobre as rochas que compõem o cinturão de cisalhamento Gurupi, bem como sobre os sedimentos da Formação Itapecuru (Colinas Médias, Colinas Médias Alinhadas e Paralelas e Colinas Pequenas com Morros Isolados). Tais formas orientam-se preferencialmente segundo a direção NW-SE, em decorrência do forte controle das estruturas do cinturão e das falhas normais.

As formas em **Colinas Médias Alinhadas e Paralelas** dominam na região situada a sudoeste da cidade de Pinheiro, apresentam topos arredondados a angulosos, limitados por vertentes de perfil convexo-retilíneo, e estão situados na cota de 90 m, podendo atingir localmente de 120 a 170 m de altitude. Constituem interflúvios alongados e paralelos, alinhados segundo a direção NW-SE e seccionados por vales profundos e encaixados. O perfil desta forma de relevo revela uma forte assimetria, a qual é traduzida por vertentes que se voltam para NE e SW com mergulhos altos e baixos, respectivamente, em consequência dos deslocamentos impostos pelas falhas normais de direção NW-SE.

As **Colinas Pequenas com Morros Isolados** têm sua ocorrência limitada a esta unidade, sendo frequentes na porção SW da área, ao longo do rio Turiaçu. Tratam-se de interflúvios de forma irregular e esculpidos sobre sedimentos da Formação Itapecuru, apresentando topos arredondados e seccionados por vales profundos.

No contexto do cinturão de cisalhamento Gurupi domina o relevo de **Morrotos Alinhados e Paralelos**, esculpido sobre rochas do Complexo Maracaçumé, do Grupo Gurupi e das formações Santa Luzia, Piriá e Igarapé de Areia. Constituem interflúvios alongados na direção NW-SE, de cristas agudas e vertentes retas, e acham-se intensamente seccionados por vales fechados e profundos, onde domina o padrão em treliça da rede de drenagem. Existem ainda formas em **Morrotos Alongados**, modelados sobre rochas indiferenciadas retrabalhadas no Evento Brasileiro, correspondentes a interflúvios alongados nas direções NW-SE e NE-SW, com topos angulosos a suavemente arredondados e vertentes convexo-retilíneas.

4.2.5. Unidade Morfoestrutural V

Esta unidade corresponde a região rebaixada, cujas cotas situam-se entre 2 a 25 m, estende-se entre as cidades de São Vicente Ferrer e Santa Helena, orienta-se na direção NW-SE, e é caracterizada por formas de relevo de agradação, destacando-se as planícies aluviais colmatadas, os lagos e os terraços (Anexo II).

As **Planícies Aluviais Colmatadas** desenvolvem-se ao longo dos rios Pericumã e Caxias, compõem regiões baixas, mais ou menos planas, e colonizadas por vegetação de campo, situam-se em cotas inferiores a 10 m, e são constituídas de areia fina a silte, intercalada com níveis centimétricos de argilas. Destacam-se ainda lagos decorrentes de meandros abandonados, bem como meandros abandonados e assoreados.

Os lagos desenvolvem-se ao longo dos rios Turiaçu e Pericumã, nos arredores das cidades de Pinheiro e Santa Helena, respectivamente, apresentam formas alongadas segundo a direção NE-SW, e são constituídos por sedimentos argilosos e siltícos, intercalados com níveis de areia fina a média, carreados pelos rios durante os períodos de alta precipitação pluviométrica.

Os **Terraços Fluviais** são comuns ao longo dos rios Turiaçu e Pericumã, contudo, de difícil cartografiação. Correspondem a terrenos horizontalizados situados entre as cotas de 6 a 8 m, adjacentes as margens dos rios e lagos, constituídos de areia fina, por vezes silte, intercalados com níveis de argilas acinzentadas e areia média, sendo comum a ocorrência de lentes e níveis de turfa fibrosa

4.3. ANÁLISE DA REDE DE DRENAGEM

A análise da rede de drenagem revela a existência de forte interação entre as orientações e anomalias dos principais cursos d'água e baías com as principais falhas; um bom exemplo deste controle é visto nas adjacências da cidade de Camiranga, onde o rio Gurupi sofre forte inflexão para oeste devido à presença de um feixe de falhas transcorrentes dextrais de orientação E-W. Outros exemplos significativos são: as inflexões na baía de Turiaçu controladas por falhas E-W; a inflexão da baía de São Marcos para oeste, próximo à cidade de Viana, em decorrência da presença de falhas E-W; a captura do leito do rio Turiaçu na porção central da área, a oeste da cidade de Pinheiro, por falhas normais de direção NNW-SSE; e o bloqueio dos rios Paraná, Turiaçu e Pericumã em função do jogo de blocos associados as falhas normais de direção NW-SE situadas na parte nordeste da área.

De modo geral, o sistema de drenagem é composto pelas bacias hidrográficas dos rios Gurupi, Maracaçumé, Turiaçu, Pericumã e Mearim, os quais drenam a região de SW para NE, desembocando diretamente no Oceano Atlântico.

Para a análise dessas feições hidrográficas utilizou-se os critérios apresentados por SOARES & FIORI (1976), enquanto que para o reconhecimento do padrão fez-se uso dos modelos de HOWARD (1967), BLOOM (1978), e FANIRAN & JEJE (1983). Baseados nestes critérios foram individualizados 4 padrões de drenagem distintos, a saber: sub-dendrítico, sub-paralelo, treliça direcional e angular (ANEXO I).

O padrão sub-dendrítico drena o extremo noroeste da área, tem como rio principal o Gurupi, apresenta densidade média, sinuosidade mista, angularidade alta, assimetria fraca, tropia unidirecional e formas anômalas em meandros isolados, arcos e cotovelo. Este padrão acha-se associado as rochas cristalinas do cráton São Luís, e torna-se anguloso devido ao controle exercido pelas descontinuidades orientadas nas direções NE-SW e NW-SE.

O padrão paralelo compreende a porção da área que se estende desde a cidade de Turiaçu até a cidade de Cururupu na parte nordeste, bem como entre as cidades de Zé Doca e Viana, na porção sudeste. Suas principais características são densidade de drenagem média a alta, sinuosidade baixa, angularidade baixa, por vezes média, assimetria fraca, tropia unidirecional e formas anômalas em arcos e cotovelo. A orientação dos segmentos de drenagem é controlada por falhas dextrais de direção E-W.

O padrão em treliça direcional acha-se presente no domínio do cinturão de cisalhamento Gurupi, cujas estruturas controlam a orientação NW-SE dos principais segmentos de drenagem. Caracteriza-se por apresentar densidade variando de média a alta, segmentos retilíneos, angularidade alta, assimetria forte, tropia bidirecional e formas anômalas em meandros

isolados ao longo do curso do rio Gurupi. Este padrão é função do controle na orientação dos segmentos de drenagem por anisotropias (foliação, zonas de cisalhamento, falhas e fraturas) desenvolvidas nas diversas unidades litológicas.

O padrão angular compreende a porção central da área, caracteriza-se pelo fluxo de SW para NE ao longo dos rios Turiaçu e Pericumã, os quais se acham bloqueados por falhas de direção NW-SE, nas adjacências das cidades de Santa Helena e Pinheiro. A densidade de drenagem varia de baixa a média, tendo assimetria fraca, tropia com tendência bidirecional e formas anômalas em meandros abandonados ao longo do rio Turiaçu. O padrão angular da rede de drenagem dá lugar ao padrão multibassinal, como na região dos lagos, entre as cidades de Pinheiro e Santa Helena. Ressalta-se que a utilização do termo multibassinal não leva em consideração a gênese proposta por HOWARD (1967) e DEFFONTAINES & CHOROWICZ (1991), os quais associam este padrão a regiões de delta ou a calcários. Mas sim, como consequência da barragem fluvial imposta pelas falhas normais nos cursos dos principais rios.

4.4. ANÁLISE DA PALEODRENAGEM

Ao se analisar a paleodrenagem do noroeste do Estado do Maranhão através da interpretação de sensores remotos alguns fatos chamam atenção, como por exemplo: 1) as principais direções de antigos cursos d'água são NE-SW e E-W, coincidem com as direções estruturais do cráton São Luís e do Arco Ferrer-Urbano Santos, respectivamente; 2) a existência de extensos depósitos sedimentares representados por terraços fluviais ao longo do rio Turiaçu, depósitos marinhos nos lagos das adjacências das cidades de Santa Helena, Pinheiro e Viana, e extensas planícies de inundação e; 3) a exumação sofrida pelos sedimentos da Formação Itapecuru pela ação fluvial.

Tais fatos são indicativos de que em tempos não muito distantes, possivelmente Pleistoceno ou até mesmo no Holoceno Antigo, existia no noroeste do Estado do Maranhão um sistema bem desenvolvido e intrincado de drenagem.

A instalação deste sistema deu-se a partir do soerguimento do continente, fazendo com que a linha de costa recuasse alguns quilômetros, havendo contemporaneamente a superimposição hidrográfica extensiva segundo as principais direções estruturais.

Este sistema à semelhança do que se observa atualmente, tinha como principais cursos d'água os rios Gurupi, Turiaçu, Pericumã e Mearim, os quais desembocavam diretamente no Oceano Atlântico, constituindo verdadeiras rias, que funcionaram como canais para a entrada do mar durante a transgressão Flandriana até as proximidades das cidades de Santa Helena, Pinheiro e Viana.

No Holoceno Antigo, com um novo pulso de movimentação transcorrente dextral na direção E-W (ver capítulo 6), os cursos de maior ordem, bem como as baías, sofreram mudanças bruscas em seus leitos originais, materializadas através de anomalias em arcos e cotovelos. Associado a esta movimentação instalaram-se as falhas normais de direção NW-SE rotacionando e desnivelando os blocos, e ainda impondo bloqueios nos cursos dos principais rios, resultando na formação de extensos lagos de barragem fluvial, bem como no abandono das planícies de inundação.

Aproveitando a direção e soerguimento imposto pelas falhas normais, instalaram-se os cursos de menor ordem originando o padrão angular de drenagem, observado na porção central da área.

Associado aos pulsos finais de desenvolvimento da bacia tem-se a instalação de falhas transcorrentes de direção NE-SW, reativando os antigos cursos d'água na

mesma direção. Outro fato que corrobora para que os cursos d'água de direção NW-SE e NE-SW tenham sido recentemente reativados é que os mesmos são rios relativamente jovens, sem planícies de inundação associadas e escavados diretamente sobre sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras, ocasionando a formação de ilhas ao longo do litoral, como exemplo cita-se a ilha do Cajual (Figura 20).



Figura 20 - Vista do rio Cujupe escavando sedimentos da Formação Itapecuru isolando a ilha do Cajual. Notar a ausência de planícies de inundação. Vista para leste a partir do porto de Itaúna

5. ESTRATIGRAFIA

5.1. INTRODUÇÃO

As regiões nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão compreendem várias unidades litoestratigráficas pertencentes ao Pré-Cambriano e Fanerozóico. Nos terrenos pré-cambriano, ABREU (1990) confirmou a existência no domínio do Cráton São Luís, de rochas de idade variando do Arqueano ao Proterozóico Médio e orientadas segundo a direção NE-SW, e no âmbito da Faixa Móvel, de rochas indiferenciadas retrabalhadas durante o Evento Brasileiro, estando estas estruturas secantes as primeira e orientadas segundo a direção NW-SE. Nesta dissertação, tais conjuntos litológicos serão abordados em termos de Suíte Tromai e Grupo Gurupi, respectivamente (COSTA *et al.*, 1977).

O Fanerozóico é materializado por várias pequenas bacias que acolheram os sedimentos paleozóicos das formações Bequimão e Piriá, Sequência Camiranga e Arenito Guamá (ABREU *et al.*, 1980; IGREJA, 1985 e 1992; ARANHA *et al.*, 1990).

O Mesozóico é marcado pela abertura do Oceano Atlântico Equatorial, relacionado com a fragmentação do *Pangea*, gerando a formação de inúmeras bacias extensionais ao longo do litoral norte brasileiro, dentre estas a bacia de São Luís. Os principais produtos litológicos desse evento são os diques de diabásio, e as formações Codó, Grajaú e Itapecuru (COSTA *et al.*, 1977; ARANHA *et al.*, *op cit*).

Durante o Terciário formaram-se várias pequenas bacias ao longo do litoral, as quais acolheram os sedimentos da Formação Pirabas e do Grupo Barreiras. A Figura 21 apresenta a coluna estratigráfica adotada, segundo o acervo de dados disponíveis na literatura.

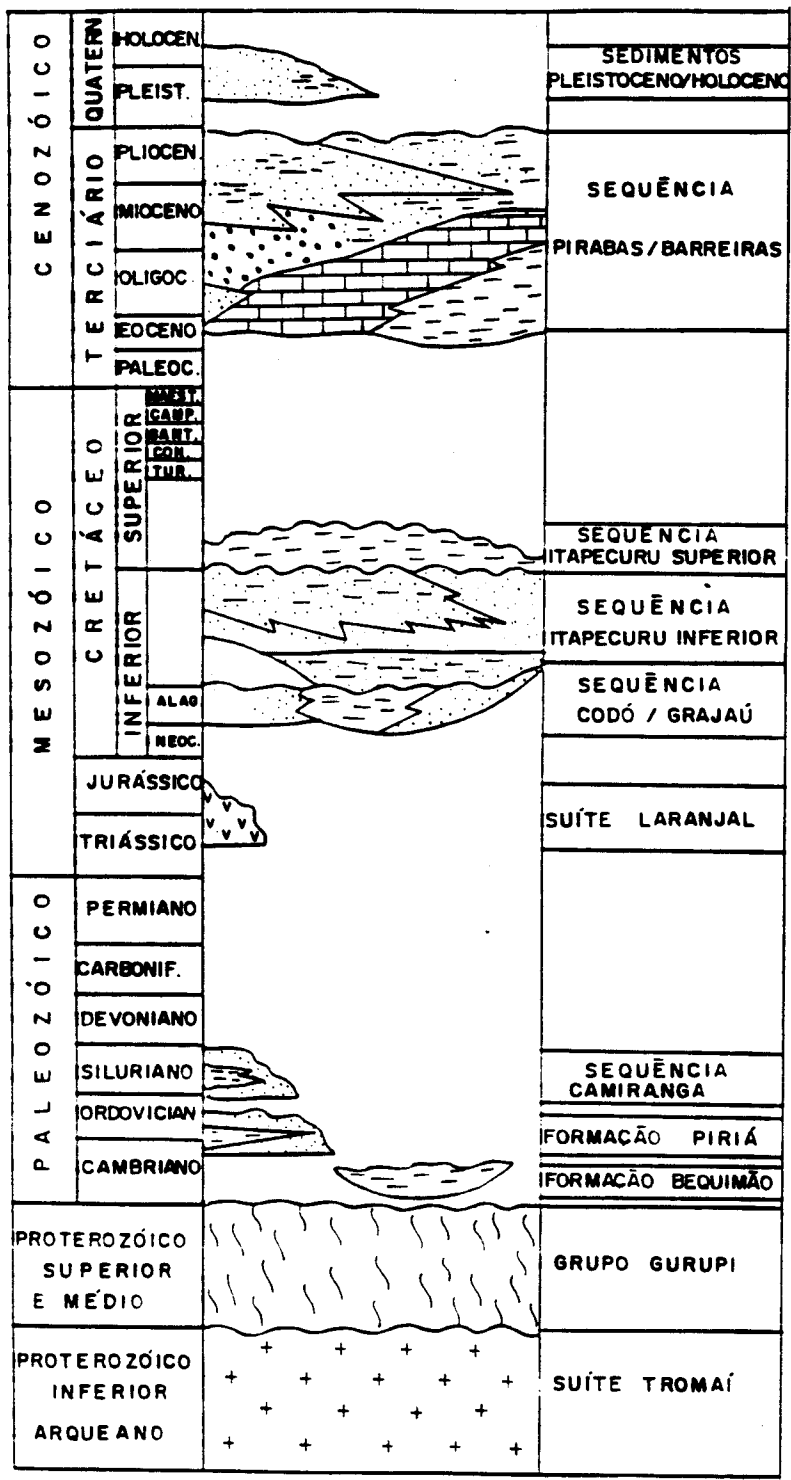


Figura 21- Coluna estratigráfica da região noroeste do Estado do Maranhão (Baseado em COSTA *et al.*, 1977; ABREU *et al.*, 1980; ABREU *et al.*, 1984; IGREJA, 1985; ABREU, 1990; ARANHA *et al.*, 1990; e IGREJA, 1992).

5.2. O ESTADO DA ARTE DA ESTRATIGRAFIA DA BACIA DE SÃO LUÍS

5.2.1. Aspectos Gerais

O preenchimento sedimentar da bacia de São Luís é constituído por unidades litoestratigráficas do Cretáceo pertencentes as formações Codó, Grajaú e Itapecuru e do Terciário representado pelo Grupo Barreiras, existindo um período sem registros litológicos no intervalo Cenomaniano-Aquitânico (ARANHA *et al.*, 1990 e IGREJA, 1992).

Segundo ARANHA *et al.*, (*op cit*), a sedimentação nesta bacia compreende três grandes ciclos predominantemente clásticos. O preenchimento iniciou-se no Neoceno com a deposição dos arenitos médios da Formação Grajaú, em concordância estratigráfica com os folhelhos escuros, localmente betuminosos e intercalados com níveis de gipsita-anidrita e arenitos finos esbranquiçados da Formação Codó, correspondendo ao Sistema Codó-Grajaú, e associado ao primeiro ciclo tectono-deposicional da bacia.

O segundo ciclo refere-se a sedimentação da porção mais clástica da Formação Itapecuru, representada por arenitos médios a finos de coloração cinza esbranquiçado a vermelho acastanhado, intercalados com níveis de siltito e argilitos caulíníticos, correspondendo as unidades ITA I, ITA II e ITA III de ARANHA *et al.*, (*op cit*) e a Sequência Itapecuru Inferior de IGREJA (1992).

O terceiro ciclo caracteriza-se pela ingressão marinha cenomaniana, caracterizada por arenitos finos a médios com intercalações de siltitos e argilas caulíníticas, e níveis carbonáticos associados, correspondendo as unidade ITA IV de ARANHA *et al* (*op cit*) e a Sequência Itapecuru Superior de IGREJA (*op cit*).

5.2.2.Sistema Codó/Grajaú

Os sedimentos Codó/Grajaú constituem a unidade basal da Bacia de São Luís, e ocorrem apenas em sub-superfície. Lisboa *apud* BATISTA (1992) foi quem primeiro reconheceu estes sedimentos na bacia do Parnaíba, sendo constituídos de folhelhos betuminosos intercalados com níveis de calcáreo e recobertos por arenitos reunidos sob a denominação de Arenito Grajaú, os quais mais tarde foram elevados à categoria de formação por AGUIAR (1971).

MESNER & WOLLDRIDGE (1964) subdividiram a Formação Codó nas seguintes unidades: basal, que compreende predominantemente folhelhos negros e betuminosos intercalados com níveis de carbonatos e anidrita; intermediária, constituída de arenitos brancos a esverdeados, mal selecionados e micáceos; e superior, formada predominantemente de folhelhos cinza-esverdeados. Admitiram para a unidade basal um ambiente lacustre com ciclos evaporíticos sujeitos a breves ingressões marinhas, e para as unidade intermediária e superior um ambiente marinho transgressivo.

CARNEIRO (1974) reconheceu a equivalência cronoestratigráfica entre os sedimentos Codó e Grajaú, sendo este fato aceito até os dias de hoje. Com base nessa interpretação, ARANHA *et al.*, (1990) reuniram estes sedimentos sob a designação de Sistema Codó/Grajaú, os quais representam a fase inicial de formação da bacia de São Luís.

5.2.3. Formação Itapecuru

Deve-se a Campbel *apud* CAPUTO (1984) a denominação de Formação Itapecuru para descrever a associação de arenitos intercalados com pelitos ocorrentes na bacia do Parnaíba, atribuindo-lhes idade cretácea. CUNHA & DEL'ARCO (1988) reconheceram na região de Santa Inês (Ma) arenitos, siltitos, argilitos, folhelhos e conglomerados como pertencentes a Formação Itapecuru, subdividindo-a nas fácies argilo-arenoso e areno-argilosa relacionadas sobretudo a sistemas fluviais e subordinadamente lacustre. COLARES & ARAÚJO (1990) individualizaram duas fácies dominantes ocorrentes na região englobada pela Folha SA-23-Y-D (Santa Inês), e formadas por arenito com estratificação acanalada e arenito com estratificação tabular, os quais representam um sistema fluvial *braided*.

ARANHA *et al.*, (1990) subdividiram a Formação Itapecuru nas sequências ITA I, ITA II, ITA III e ITA IV, sendo que as três primeiras acham-se relacionadas com o segundo ciclo deposicional da bacia, enquanto que a última associa-se ao terceiro ciclo, conforme já mencionado.

Ressalta-se ainda a ocorrência de um nível de caulim no nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão, o qual foi primeiramente notificado por Japiassu *apud* COLARES & ARAUJO (*op cit*), sendo datado do Terciário Inferior. FRANCISCO *et al.*, (1971) denominaram estes sedimentos de Formação Ipixuna. GÓES (1980) considerou-os correspondentes a uma fácies da Formação Itapecuru, estando em discordância erosiva com os sedimentos sobrepostos do Grupo Barreiras. Por outro lado, COLARES & ARAUJO (*op cit*) consideraram-na como produtos da alteração *in situ*, em clima quente e úmido, dos sedimentos da Formação Itapecuru, representado a base dos perfis lateríticos maduros.

5.2.4. Grupo Barreiras

A primeira referência sobre a ocorrência dos sedimentos Barreiras deve-se a Branner *apud* ALHEIROS *et al.* (1988). Oliveira & Ramos *apud* ROSSETTI *et al.* (1989) adotaram o termo Formação Barreiras e Bigarella & Andrade *apud* ALHEIROS *et al.* (*op cit*) eleveram esta unidade à categoria de Grupo.

ROSSETTI *et al.*, (*op cit*) reconheceram como constituintes do Grupo Barreiras, na região nordeste do Estado do Pará, argilitos com laminação plano-paralela ou totalmente maciços, bem como frações arenosas englobando uma grande variedade faciológica, a saber: arenitos com estratificação aparente; arenitos com estratificação cruzada tabular e acanalada; arenitos com estruturas laminadas cavalgantes; arenitos-argilosos com estruturas *wavy e linsen*; arenito grosso a conglomerático; arenito com estratificação ou laminação sigmoidal; conglomerados com fragmentos de argila; e arenito argiloso geralmente maciço. Admitiram um ambiente deposicional do tipo leques aluviais-planície de areia-planície de lama, com rápidas inundações ocorrentes em clima árido a semi-árido, estando os mesmos sujeitos a influências marinhas nas fácies mais distais, o que é corroborado por ARAI *et al.*, (1988), os quais reconheceram a ocorrência de pólen *Zonocostites ramonai*, indicativo de fácies de mangue. MARTINS *et al.*, (1991), mediante o registro do icnofóssil *Ophiomorpha* na região nordeste do Estado do Pará, comprovaram a influência marinha nos sedimentos Barreiras, ocorrentes no interior do continente.

ARAI *et al.*, (1994) reconheceram que a sequência inferior do Grupo Barreiras corresponde a fácies de planície de lama, lama/areia e canais de maré sujeitos a influências marinhas, enquanto que a sequência superior representa depósitos regressivos com fácies fluvial e de fluxo gravitacional, admitindo idade Eomiocênica para a porção inferior.

5.2.5. Pós-Barreiras

SÁ (1969) individualizou os sedimentos do Quaternário na Região Norte do Brasil, englobando-os sob a designação de Pós-Barreiras, cuja passagem para os sedimentos do Terciário é marcada por um nível de fragmentos de arenito ferruginoso definindo uma superfície de erosão. GÓES & TRUCKENBROADT (1980) reconheceram três litofácies dominantes nesta unidade, a saber: argilo-arenosa, arenosa e conglomerática

ROSSETTI *et al.*, (1989) admitiram que os sedimentos Pós-Barreiras compõem-se de uma fácies areno-argiloso depositado em ambiente subaéreo com processos de dissipação de dunas eólicas e fluxos gravitacionais, após um grande período de não-deposição. Segundo estes autores, os sedimentos Pós-Barreiras são pelo menos, em parte, de idade holocênica devendo os mesmos serem destacados, em definitivo, do Grupo Barreiras.

RODRIGUES *et al.*, (1990) reconheceram na bacia de São Luís sedimentos quaternários parcialmente coesos, aos quais denominaram de Quaternário Pré-Holocênico. Estes são constituídos pela fácies arenosa, que compreende arenitos finos a grossos, quartzosos, contendo grânulos e pequenos seixos de quartzo, argilito e arenito ferruginoso dispersos em uma matriz maciça, desorganizada, moderadamente friável e imatura, e pelítica que abrange depósitos lamosos bastante bioturbados.

5.3. O QUADRO ESTRATIGRÁFICO DA BACIA DE SÃO LUÍS

5.3.1. Introdução

A estratigrafia da bacia de São Luís inclui seqüências sedimentares do Cretáceo e do Terciário, as quais compõem o embasamento sobre o qual se instalou o preenchimento sedimentar do Quaternário.

O Cretáceo abrange extensas áreas de sedimentos atribuídos à Formação Itapecuru, enquanto que o Terciário tem sua ocorrência limitada às partes norte e nordeste da bacia, e caracteriza-se pelos sedimentos pertencentes ao Grupo Barreiras. O preenchimento do Quaternário inclui três seqüências sedimentares de idade holocênica e separadas por discordâncias, sendo referidas como Sequência Inferior (H1), Sequência Intermediária (H2) e seqüência Superior (H3), as quais compreendem depósitos associados a mangues, pântanos salinos, rios, lagos e marinhos litorâneos (Figura 22).

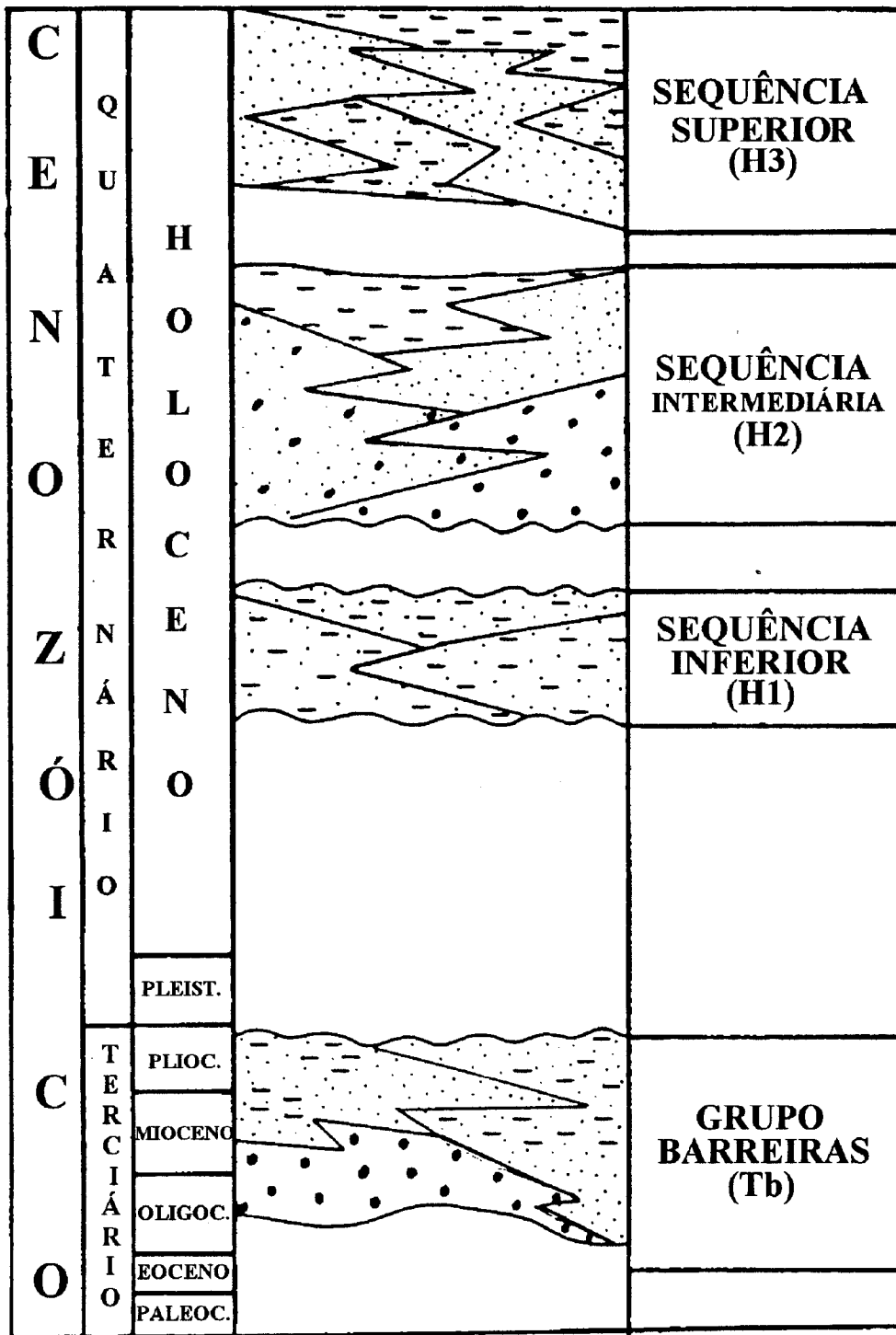


Figura 22 - Coluna estratigráfica do Cenozóico da bacia de São Luis

5.3.2.Cretáceo

5.3.2.1.Formação Itapecuru

O quadro estratigráfico para o Cretáceo da bacia de São Luís já acha-se bastante conhecido, principalmente, no que diz respeito aos aspectos faciológicos e deposicionais da Formação Itapecuru (ARANHA *et al.*, 1990; COLARES & ARAÚJO, 1990; IGREJA, 1992, dentre outros). Desta forma, serão tecidos apenas comentários rápidos sobre esta formação, uma vez que não faz parte do objetivo principal dessa dissertação.

A Formação Itapecuru distribui-se extensivamente na área. Nas porções NW e SW assenta-se discordantemente sobre rochas pré-cambrianas do Cráton São Luís e do Cinturão de Cisalhamento Gurupi. O contato com os sedimentos do Grupo Barreiras também é marcado por discordância, sendo verificado nas porções norte e nordeste da área. Esta formação compreende duas unidades dominantes. Na unidade basal dominam conglomerados e arenitos vermelho-acastanhados intercalados com siltitos e argilitos, ocorrentes sob a forma de uma grande cunha que se afina para NE. A unidade Superior faz contato erosivo com a unidade sotoposta, inclui arenitos médios a finos, por vezes siltosos, intercalados com siltitos, argilitos e níveis carbonáticos em direção ao topo, semelhantes ao perfil da falésia da praia da Baronesa, no município de Alcântara. Segundo vários autores (CUNHA & DEI'ARCO, 1988; COLARES & ARAÚJO, 1990 e ARANHA *et al.*, 1990), a sedimentação da Formação Itapecuru tem sua origem ligada a deltas, sistemas fluviais *braided* e anostomosado, gradando em direção ao topo para depósitos lacustres.

5.3.3.Terciário

5.3.3.1.Grupo Barreiras

Os sedimentos atribuídos ao Grupo Barreiras na região noroeste do Estado do Maranhão têm suas ocorrências limitadas às porções norte e nordeste da área. O seu contato basal é marcado por discordância erosiva caracterizada por conglomerados finos e arenitos conglomeráticos instalados sobre os sedimentos da Sequência Itapecuru Superior (IGREJA, 1992). O seu contato superior com os sedimentos pleistocênicos e holocênicos também é de natureza erosiva, definida por discordância angular e erosiva, acompanhadas ou não de um nível laterítico (Figura 23).



Figura 23 - Falésia situada a norte da cidade de Alcântara (Ma). Formada, da base para o topo por sedimentos da Formação Itapecuru, do Grupo Barreiras e do Quaternário tais unidades são separados por discordâncias erosivas.

As várias fácies identificadas na área são: conglomerados finos; arenitos conglomeráticos; arenitos com estratificação cruzada acanalada; arenitos maciços; argilitos com laminação plano-paralela; argilitos maciços; e arenitos e argilitos com estruturas *wavy e flaser*. Tais fácies foram agrupadas em três associações denominadas A, B e C. A Tabela 04 apresenta as principais características das fácies referidas.

Tabela 04 - Resumo das características das fácies reconhecidas no Grupo Barreiras, na região noroeste do Estado do Maranhão.

Continua

FÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURAS	PROCESSO DEPOSICIONAL
Conglomerados finos (Cg)	Polimíticos, de cor marrom-avermelhado, arcabouço aberto, com seixos e matacões de quartzo, siltitos e arenito, de tamanho em torno de 2 - 7cm podendo atingir até 23cm, sendo subangulosos a subarredondados. A matriz é areia grossa a muito grossa, com grãos de quartzo dispersos.	Maciços ou podem desenvolver estratificações cruzadas realçadas pelo alinhamento dos grãos, seixos e matacões.	Deposição a partir de correntes trativas de energia moderada a alta.
Arenitos Conglomeráticos (SCg)	Areia média a grossa, com grãos e seixos de quartzo dispersos, com tamanhos de 3 - 7cm.	Aparentemente maciços, podendo desenvolver estratificação incipiente.	Deposição a partir de fluxo trativo de energia moderada.
Arenito Maciço (Sm)	Areia fina a média, com grânulos de quartzo angulosos a subangulosos dispersos.	Maciços	Deposição a partir de correntes trativas de fluxo moderado a alto.

Tabela 04 - Resumo das características das fácies reconhecidas no Grupo Barreiras, na região noroeste do Estado do Maranhão.

			Conclusão
FÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURAS	PROCESSO DEPOSICIONAL
Arenitos com Estratificação Cruzada Acanalada (Sx)	Areia média a fina, mal selecionada, com grãos de quartzo subarredondados a subangulosos e pontuções de caulim dispersos e bioturbados.	Estratificação cruzada acanalada com sets de 30cm realçados por filmes de argilas depositados ao longo dos planos inclinados.	Deposição a partir de fluxo trativo de energia baixa a moderada, intercalada com períodos rápidos de deposição em decorrência da decantação de sedimentos (argilas).
Argilitos com laminação plano-paralela (Al)	argilas marrom-avermelhadas, por vezes siltosas e localmente caulinitizadas	Intercalam-se em lâminas milimétricas ressaltadas pela coloração, por vezes bioturbadas.	Sedimentação a partir da decantação.
Argilitos maciços (Am)	Argilas e silte marrom-avermelhados	Maciços e comumente bioturbados	Sedimentação a partir da decantação.
Arenitos e argilitos com estruturas wavy e flaser (SAw)	Areias finas, silte e argila de coloração marrom-avermelhada.	Estruturas <i>wavy</i> e <i>flaser</i> realçadas por filmes de argila e lentes de areia, as quais apresentam laminações cruzadas, localmente observam-se marcas onduladas assimétricas.	Fluxo trativo de energia moderada com duplo sentido de corrente, originando as lentes de arenito com laminações cruzadas pela migração de <i>ripples</i> . Associada com o estofado da maré, tem-se a decantação de sedimentos argilosos, preenchendo as calhas e marcando os planos de reativação.

A associação A acha-se representada pelas fácies conglomerados finos, arenitos conglomeráticos e arenitos maciços, ocorre tanto no interior do continente, ao longo da MA-106, próximo à cidade de Alcântara, como também nas falésias dispostas ao longo do litoral,

e encontra-se sob a forma de pacotes lenticularizados cuja espessura não ultrapassa 2m. No continente, o contato basal é definido através de discordância erosiva com os sedimentos da Formação Itapecuru, enquanto que em direção ao litoral as relações de contato são obscuras, podendo por vezes ocorrer a intercalação com o fácies arenito maciço (Figuras 24 e 25).



Figura 24 - Fácies arenito conglomerático (SCg) intercalado com arenito maciço (Sm). Notar os seixos de siltito alongados e dispostos concordantes com a estratificação. Próximo a cidade de Alcântara



Figura 25 - Fácies conglomerado fino (Cg). Notar a estratificação cruzada definida pela orientação dos seixos de quartzo, bem como o *leg* marcando o contato com o arenito maciço (Sm). Próximo à cidade de Alcântara.

Ressalta-se que as fácies conglomerados finos e arenitos conglomeráticos caracterizam-se por apresentar uma coloração cinza-avermelhada devido à intensa ferruginização, o que também facilitou a consolidação dos mesmos.

A associação B reúne predominantemente arenitos finos a médios com estratificação cruzada acanalada, arenitos maciços e argilitos laminados. Esta associação tem sua ocorrência mais significativa ao longo da rodovia MA-106 entre as cidades de Bequimão e Alcântara. Internamente, as fácies tendem a ter geometria lenticular com espessura não ultrapassando 70 cm. Contudo, é possível observar intercalações dos diferentes fácies formando pacotes de até 5 m de espessura. Não foi possível definir suas relações de contato com as demais associações.

De um modo geral, as fácies arenosas tendem a apresentar grãos de quartzo e pontuações de caulim dispersos no pacote. Quando a estratificação está presente o *top set* é marcado por níveis de arenito ferruginoso, tendo os *sets* espessuras variando de 30 - 40 cm (Figura 26).

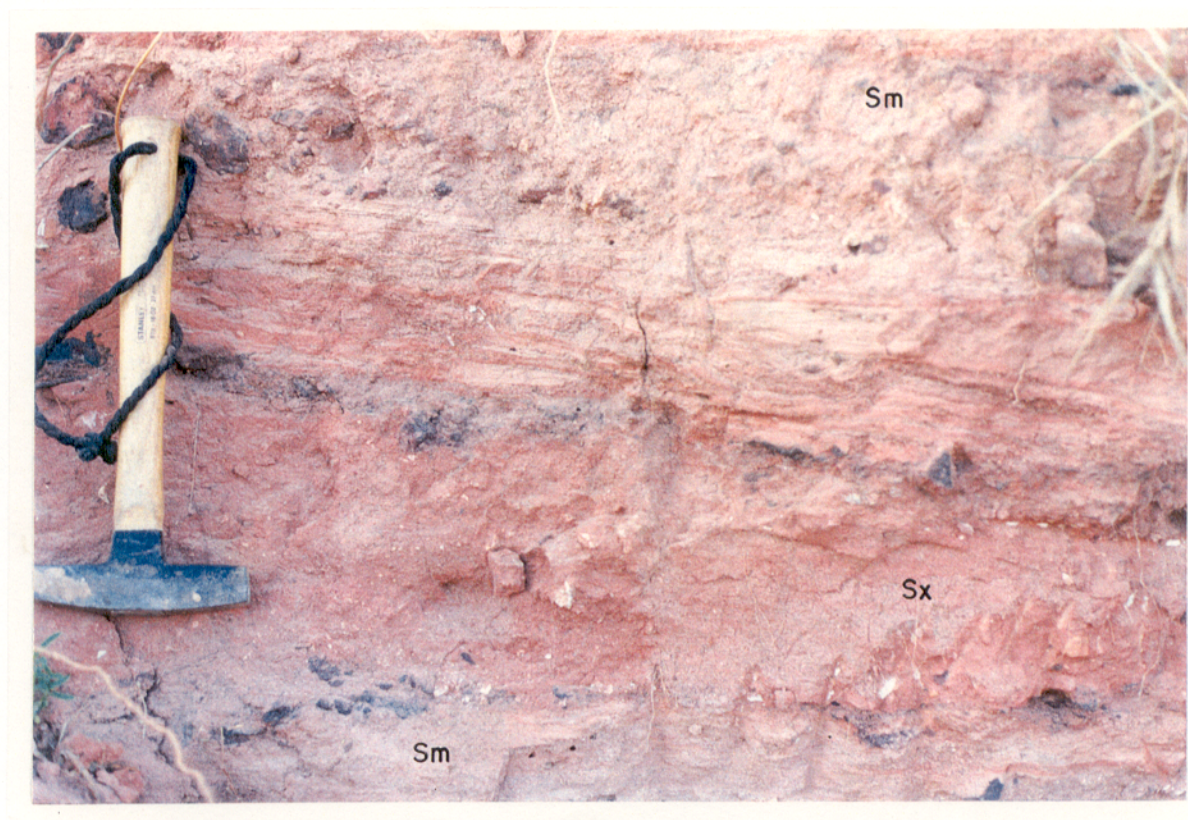


Figura 26 - Fácies arenito maciço (Sm) em meio à fácies arenito com estratificação cruzada acanalada (Sx). Notar as pontuações de caulim, bem como os níveis de arenito ferruginoso marcando o *top set*. Rodovia MA-106, próximo a cidade de Bequimão.

A fácies argilito laminado ocorre geralmente associado aos arenitos com estratificação cruzada acanalada e apresenta-se em pacotes de espessura variando de 15 - 60 cm, que podem estar intercalados com níveis de arenito de até 7 cm de espessura. (Figura 27).



Figura 27- Associação B mostrando a interação entre as fácies arenito maciço (Sm), arenito com estratificação cruzada acanalada (Sx) e argilitos laminados (Al), mostrando a migração da planície de inundação (Al) sobre o canal fluvial (Sx). Rodovia MA-106 próximo a Bequimão.

Ressalta-se ainda a presença de um discordância erosiva, de abrangência regional, no topo desta associação, separando as fácies argilitos laminados e arenitos maciços (Figura 28).



Figura 28 - Discordância erosiva interna no Grupo Barreiras. Notar que os planos de acamamento são truncados pela discordância indicada. Rodovia MA- 106 próximo a Bequimão.

A associação C compreende arenitos finos a siltosos maciços, arenitos e argilitos com estruturas *wavy e flaser* (Figuras 29), argilitos maciços e argilitos laminados. Sua ocorrência acha-se limitada à região situada entre as cidades de Mirinzal e Cururupu. Ressalta-se que os *sets* arenosos comumente encontram-se erodidos, estando a superfície marcada por um nível de argila, sendo também comum a ocorrência de vários níveis de arenito ferruginoso. Esta associação geralmente contém arenitos maciço intensamente bioturbados na base, seguidos de argilitos com laminação plano-paralela, os quais gradam para arenitos e argilitos com estruturas *wavy e flaser*, tendo o topo marcado por arenito maciço (Figura 30).

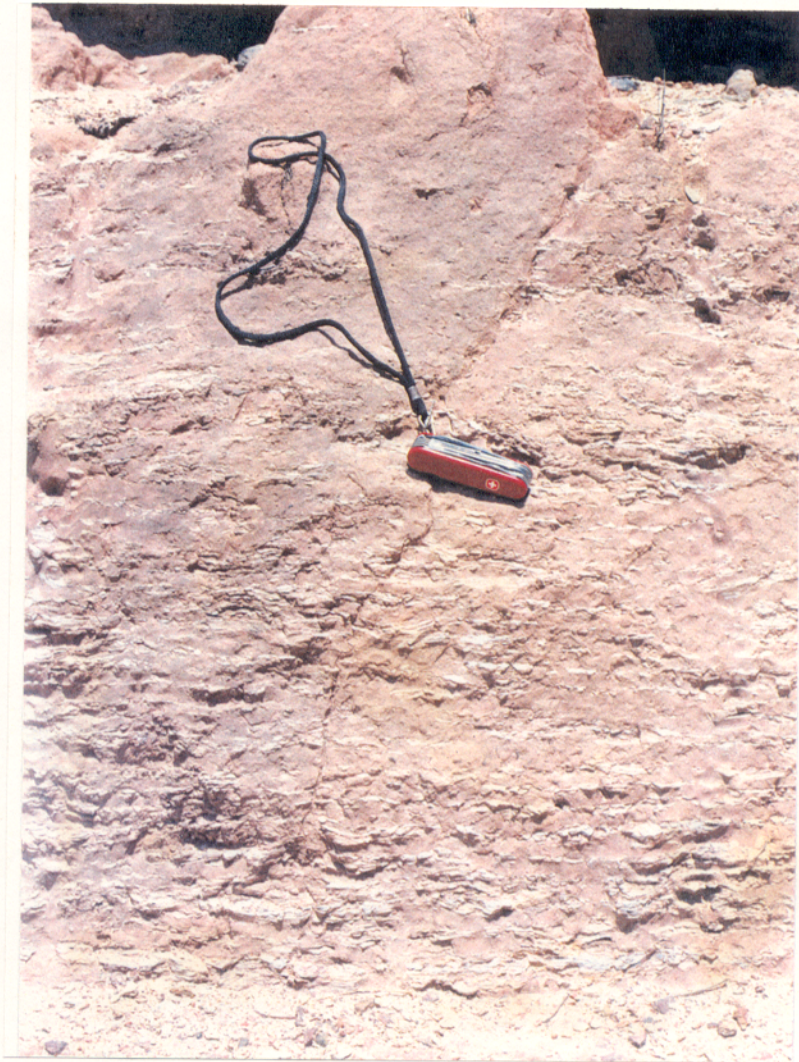


Figura 29 - Fácies arenito e argilito com estruturas *wavy* e *flaser* ocorrentes nas proximidades da cidade de Mirinzal.

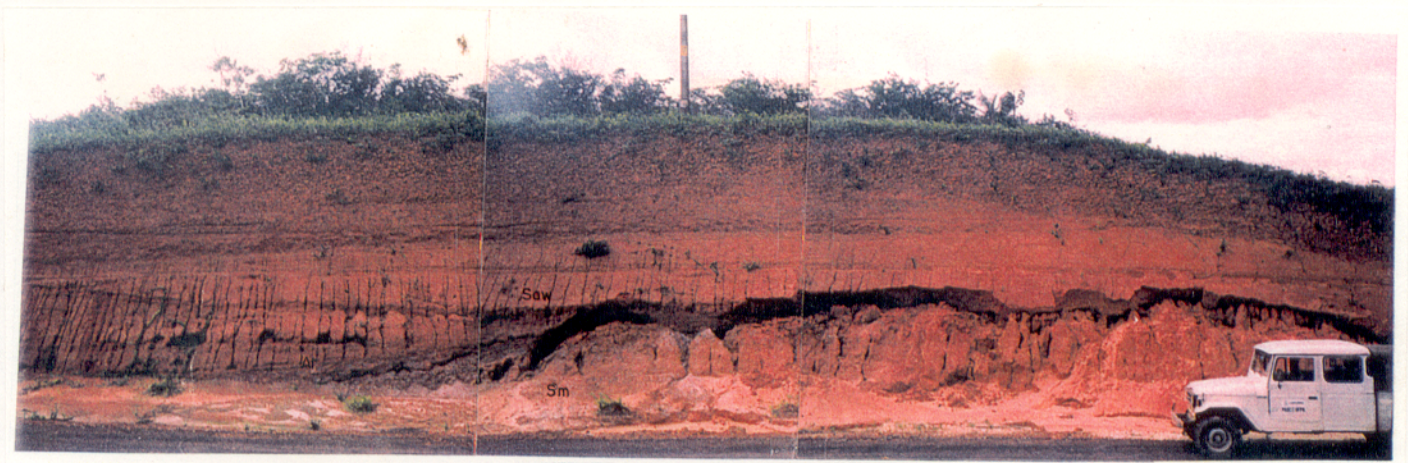


Figura 30 - Associação das fácies Sm, Al e Saw as quais representam subambientes de planícies de areia e lama, próximo a cidade de Mirinzal.

Com base nas características sedimentares apresentadas, admiti-se que a deposição do Grupo Barreiras na região noroeste do Estado do Maranhão iniciou com a instalação de leques aluviais a partir de regiões mais elevadas a sul e sudoeste e caracterizadas em sua porção proximal por conglomerados finos e arenitos conglomeráticos, os quais marcam o contato erosivo com os sedimentos da Formação Itapecuru; enquanto que na porção mais distal dos leques, depositaram-se os sedimentos mais finos em decorrência de fluxos de areia e lama, dando origem a fácies arenito maciço.

Entre as áreas elevadas dos leques e a linha de costa, dominaram sistemas fluviais meandantes e extensas planícies de inundação, onde depositaram-se as fácies arenito com estratificação cruzada acanalada, arenito maciço e argilitos com laminação plano-paralela típicos das porções constituintes dos leques, que segundo Nielsen *apud* SCHOLLE & SPEARING (1982) são caracterizadas por um grande número de canais fluviais distributários e conectados ao canal principal.

Próximo a linha de costa atual os sedimentos do Grupo Barreiras depositaram-se sob forte influência marinha, sendo diagnosticada pela fácies arenito e argilito com estruturas *wave e flaser*, argilitos com laminação plano-paralela e argilitos maciço. Tais fácies estavam relacionadas a um ambiente transicional dominado por marés de baixa energia, onde existiam extensas planícies de areia e lama (Figura 31).

Os dados disponíveis sugerem que os sedimentos do Grupo Barreiras instalaram-se em uma bacia assimétrica, provavelmente controlada por falhas normais de direção NW-SE e inclinadas para NE, e não alcança espessura superior a 31m, como atesta a descrição do poço 2-A1-1-MA (RODRIGUES *et al.*, 1990).

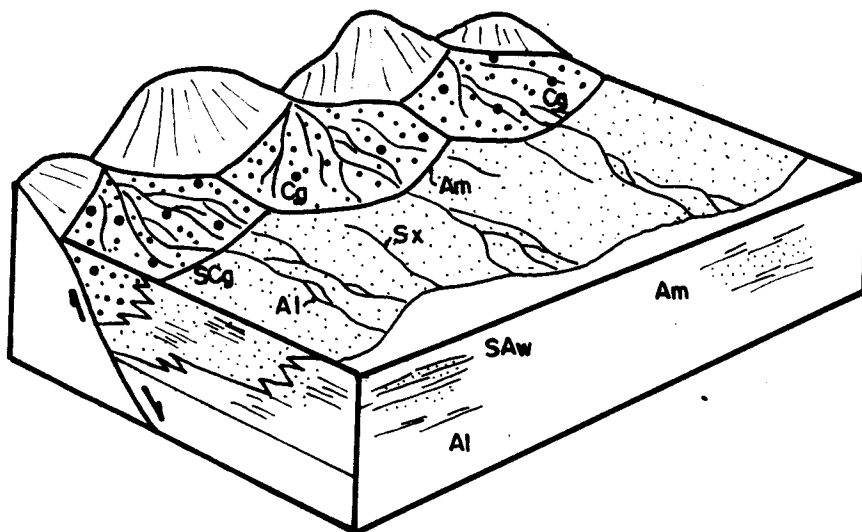


Figura 31 - Bloco diagrama esquemático representativo do modelo deposicional para o Grupo Barreiras no noroeste do Estado do Maranhão.

5.3.4. Preenchimento Sedimentar

Três seqüências sedimentares relacionadas a evolução do Holoceno foram reconhecidas na bacia de São Luís. Tais seqüências são descritas e discutidas a seguir.

5.3.4.1. Sequência Inferior (H1)

Os sedimentos atribuídos a esta seqüência foram descritos nas adjacências das cidades de Santa Helena, Pinheiro e Viana, bem como na parte nordeste da ilha do Cajual. As relações de contato com as demais unidades não foram observadas. Contudo, acredita-se que este seja marcado por discordância, uma vez que o hiato existente entre esta seqüência e as demais é muito grande. A Tabela 05 resume as principais características das fácies descritas.

Tabela 05 - Resumo das características sedimentares das fácies atribuídas à Sequência Inferior (H1).

FÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURAS	PROCESSO DEPOSICIONAL
Arenitos e Argilitos Maciços (SAm)	Areia fina argilosa de coloração branca amarelada.	Maciça com filmes de argila marcando os planos de acamamento e bioturbada.	Fluxo trativo de baixa energia, oscilando com períodos de deposição a partir da decantação de sedimentos siltosos.
Arenitos e Argilitos com estruturas Wavy, Flaser e Lisen (SAw).	Areia fina, silte e argila de coloração cinza-amarelada.	Estruturas <i>wavy</i> , <i>flaser</i> e <i>linsen</i> realçadas por filmes e lentes de areia e argila	Fluxo trativo de energia baixa a moderada com duplo sentido de corrente, associado com estofa da maré possibilitando a decantação das frações silte e argila.
Argilitos Maciços (Am)	Argila, lamosa, acinzentada, com níveis de turfa fibrosa rica em restos vegetais.	Maciça e intercalada com níveis de turfa de até 5 cm de espessura.	Deposição a partir da decantação de sedimentos finos em ambiente de baixa energia.
Argilitos com laminação plano-paralela (Al)	Argilas acinzentadas a negras e plásticas.	Laminação plano-paralela realçada por filmes de argila negra.	Deposição a partir de decantação de sedimentos finos em ambientes de baixa energia.
Arenitos Maciços (Sm)	Areia fina, quartzosa, com teor variável de minerais pesados.	Maciça, com filmes de minerais pesados marcando os planos de acamamento	Deposição a partir de fluxo trativo de energia alta a moderada

Para esta sequência são reconhecidas duas associações faciológicas são reconhecidas. A Associação A (H1m) compreende as fácies arenitos e argilitos maciços, argilitos com laminação plano-paralela e argilitos maciços, apresenta-se sob a forma de corpos tabulares, cuja espessura acha-se em torno de 80 cm, e ocorre como terraços no interior dos lagos (Figura 32 e 33).



Figura 32 - Terraços de origem fluvio-marinha onde ocorrem as fácies da Associação A (H1m), nos arredores das cidades de Santa Helena e Pinheiro.

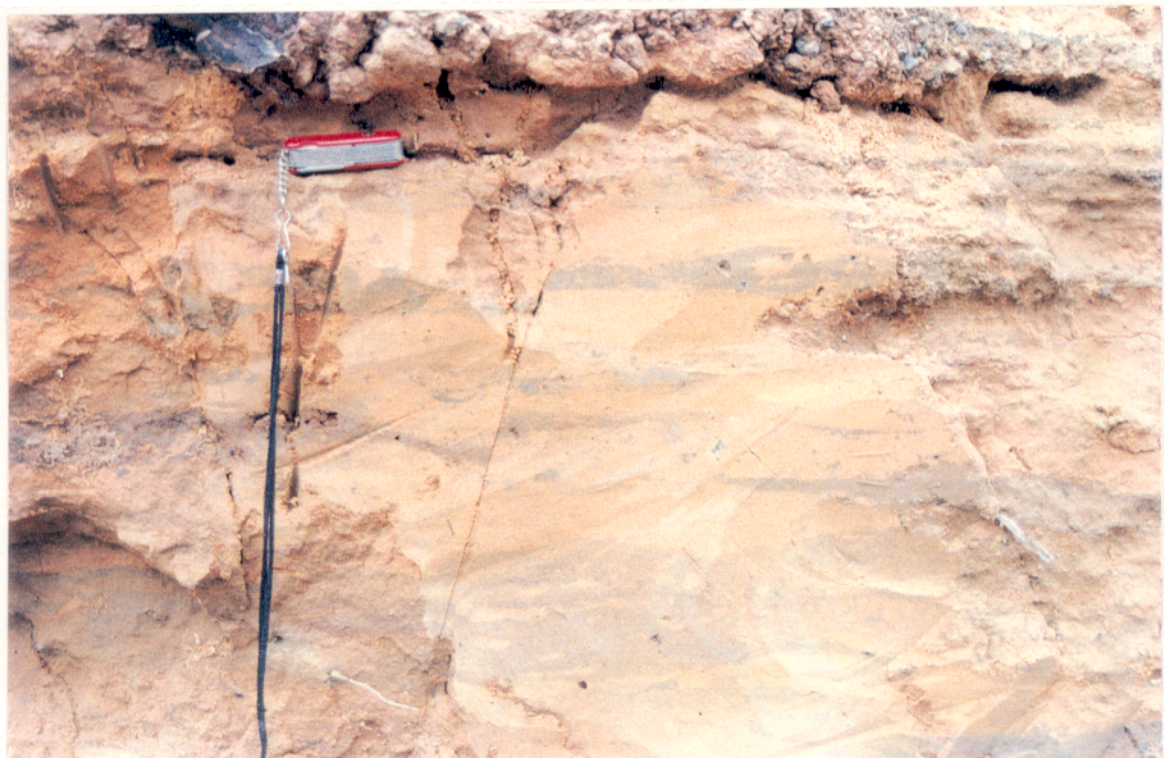


Figura 33 - Na base acamamento *linsen*, gradando para estruturas tipo *flaser* no topo. Notar a microfalha normal deslocando as lentes de argila (H1m), próximo a cidade de Pinheiro.

A associação B (H1T1) compreende predominantemente arenitos maciços ocorrentes na parte nordeste da ilha do cajual e compõe cordões arenosos na direção NW-SE e constituídos de areia fina cujo plano de acamamento são marcados por filmes de minerais pesados (Figura 17).

Segundo COSTA *et al.*, (1994) a origem dos depósitos encontrados nos lagos das adjacências da cidade de Viana esta ligada a existência de paleomanguezais, isto é, os sedimentos foram depositados na zona de intermaré e supramaré em regiões costeiras de clima tropical, próximo a desembocadura dos rios, sendo estes datados de 6.280 A.P.

Depósitos semelhantes aos descritos por COSTA *et al.*, (*op cit*) foram reconhecidos nas regiões dominadas por lagos entre as cidades de Santa Helena e Pinheiro, representados pelas fácies SAm, SAw, Am e Al denotando a influência marinha (Transgressão Flandriana) durante as suas instalações. Contudo, a ocorrência destes depósitos esta limitada as calhas dos rios, o que demonstra que a transgressão limitou sua influência aos canais fluviais (rio Turiaçu, Pericumã e Mearim), os quais funcionaram como condutos para a entrada do mar no interior do continente.

A associação B (H1T1) compreende a fácies Sm, tem sua ocorrência limitada a ilha do Cajual, e é correlacionada com terraços marinhos ocorrentes na ilha de São Luís e descritos por AB'SABER (1960). A origem de tais cordões pode ser explicada pela regressão marinha marcando paleolinha de costa.

5.3.4.2. Sequência Intermediária (H2)

A sequência intermediária tem grande distribuição, estendendo-se desde as margens da bacia, ao longa das falhas normais até parte central e compreende predominantemente conglomerados polimíticos, arenitos e argilitos diversos. A Tabela 06 resume as características das fácies reconhecidas.

Tabela 06 - Resumo das características sedimentares das fácies descritas para a Sequência Intermediária (H2).

FÁCIES	DESCRIÇÃO	ESTRUTURA	PROCESSO DEPOSICIONAL
Conglomerados (Cg)	Polimíticos, de arcabouço fechado, contendo seixos e matações de laterita, arenito ferruginoso e siltito, de forma irregular, angulosos a subanguloso de tamanho de 40cm. A matriz compõem-se de areia grossa a média e de coloração marrom-avermelhada.	Apresentam estratificação gradacional inversa e matriz maciça.	Deposição a partir de correntes trativas de energia alta a moderada e fluxo gravitacional.
Arenitos Conglomeráticos (SCg)	Areia fina a grossa, imatura, desorganizada, quartzosa, com grânulos e seixos de arenito ferruginoso, siltito e laterita.	Maciça	Deposição a partir de fluxos trativos de energia moderada e fluxo gravitacional.
Arenitos maciços (Sm)	Areia média a fina, quartzosa, de coloração marrom-esbranquiçada, com pontuações de caulim e fragmentos de laterita.	Maciça	Deposição a partir de fluxo trativo de energia moderada.
Argilitos com Laminação Plano-Paralela (Al)	Argila e silte, plásticos, moldáveis, contendo areia fina disseminada.	Laminação plano-paralela e intensa fito e bioturbação.	Deposição a partir da decantação de sedimentos finos em ambientes de baixa energia.

Os sedimentos atribuídos a esta sequência distribuem-se extensivamente na área, suas maiores ocorrências são verificadas ao longo do relevo colinoso controlado pelas falhas normais, bem como colmatando extensas planícies aluviais e os lagos. Tais conjuntos litológicos são agrupados em duas associações.

A associação A reúne as fácies conglomerados e arenitos conglomeráticos que ocorrem corresponde as colinas e por vezes originado *stone lines*. Contudo, as ocorrências mais significativas são observadas ao longo do relevo fortemente movimentado da porção nordeste da área, onde preenchem *hemigrabens* formados pelas falhas normais de direção NW-SE.

Nas áreas mais afastadas das regiões movimentadas a fácies conglomerática tende a dar lugar a arenitos conglomeráticos, os quais ocorrem intercalados com arenitos maciços preenchendo depressões (Figura 34), onde atingem 2 m de espessura.



Figura 34 - Sucessão das fácies conglomerados (Cg), arenito conglomerático (Scg) e arenito maciço (Sm) preenchendo depressões desenvolvidas sobre o perfil laterítico da Formação Itapecuru, próximo à cidade de Alcântara.

A associação B compreende as fácies arenito maciço e argilitos laminados, os quais ocorrem intercalados formando pacotes de até 70 cm de espessura, e tem sua ocorrência limitada às planícies de inundação colmatadas e aos lagos. Tais fácies destacam-se pela intensa fito e bioturbação que obliteraram a estrutura primárias, sendo comuns níveis centimétricos ricos em matéria orgânica.

A origem dos sedimentos associados a esta sequência está ligada à instalação das falhas normais de direção NW-SE nas extremidades nordeste e sudoeste da área, arquitetando a estrutura *pull-apart* do Holoceno da bacia de São Luís. Como primeiro registro sedimentar do desenvolvimento desta bacia tem-se os leques aluviais desenvolvidos em clima árido a semi-árido originando as fácies conglomerática preenchendo os *hemigrabens*, além das fácies arenito conglomerático e arenito maciço, os quais representam os depósitos distais desse sistema de leques.

A instalação das falhas ocasionou ainda, o bloqueio da rede de drenagem como por exemplo ao longo dos rios Turiaçu, Pericumã e Mearim. Tal bloqueio desativou extensas planícies de inundação, passando a ser colmatadas por sedimentos oriundos de canais fluviais e das regiões mais elevadas onde formaram-se os leques. Como registros desse evento tem-se as fácies arenito conglomerático, arenito maciço e argilitos com laminação plano-paralela.

Assim, como as planícies de inundação foram desativadas, formaram-se ao longo dos principais cursos d'água extensos lagos de barragem fluvial e de meandros abandonados, como os observadas nas adjacências das cidades de Santa Helena, Pinheiro e Viana, onde foram depositados as fácies arenito maciço, argilitos com laminação plano-paralela e argilitos maciços. A Figura 35 apresenta o bloco diagrama esquemático para a deposição das fácies reconhecidas.

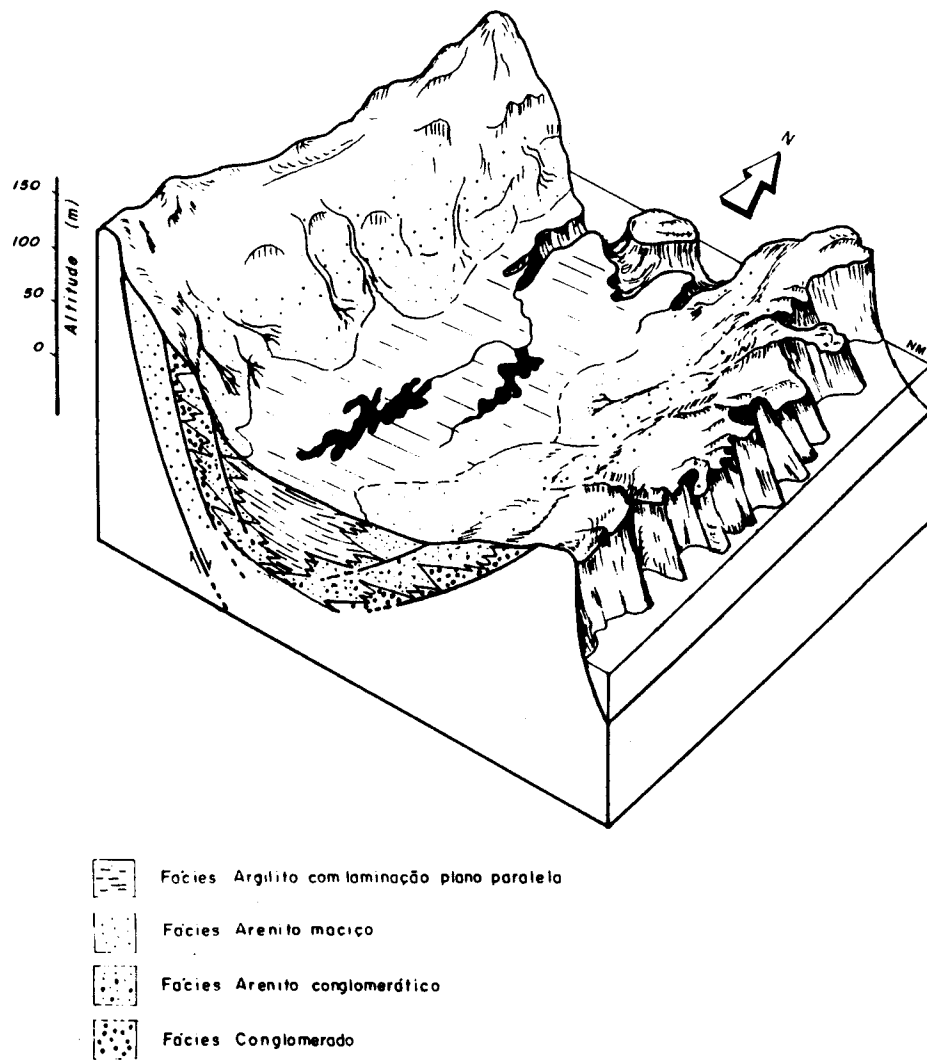


Figura 35 - Bloco diagrama esquemático. Modelo deposicional para a sequência H2 da Bacia de São Luís.

5.3.4.3. Sequência Superior (H3)

As fácies atribuídas a esta sequência congregam sedimentos inconsolidados tipicamente fluviais de barras longitudinais e em pontal (H3T) e transicionais de mangues e pântanos salinos (H3pm), dunas costeiras (H3e), barras, praias e cordões litorâneos (H3b). Estes acham-se discordantemente sobre unidades litológicas do Pré-Cambriano, do Cretáceo, do Terciário e do Holoceno Antigo (H1 e H2).

-Depósitos Aluviais (H₃T)

São constituídos de areias mal selecionadas, quartzosas, de coloração amarelo-esbranquiçada, contendo seixos de quartzo, arenito, rochas cristalinas do Grupo Gurupi e da Suite Tromai, além de fragmentos de laterita dispersos, estando intercalados a argilitos e siltitos. Formam depósitos de fundo de canal, barra longitudinal, pontal e planícies de inundação ao longo dos rios Gurupi, Turiaçu e Pericumã.

-Depósitos de Pântanos Salinos e Mangues (H₃pm)

Os depósitos de pântanos salinos situam-se acima do nível da média da maré alta, ficando expostos durante grande parte do ano sob influências atmosféricas. Foram reconhecidos a partir da análise de sensores remotos (imagens radargramétricas e de satélites), e limitam-se a porção norte da área, próximo a cidade de Turiaçu.

Por sua vez, os manguezais apresentam grande distribuição areal, sendo mais expressivos entre a desembocadura do rio Gurupi e a baía de Cumã. Constituem-se predominantemente de argila e silte ricos em matéria orgânica em decomposição, são plásticos, moldáveis e de coloração cinza escuro. Acham-se intercalados com níveis de areia fina e apresentam estruturas características de sedimentação em ambiente de baixa energia e sujeita a

correntes de maré. Dentre as estruturas destacam-se: laminação plano-paralela, maciça, acamamento *wavy, flaser e linsen*, além de intensa bio e fitoturbação.

-Depósitos de Dunas Costeiras (H_{3e})

Diferentemente da região a leste da Baía de São Marcos, onde desenvolvem-se extensos campos de dunas cuja altitude pode atingir 40m, como na região conhecida como Lençóis Maranhenses, na área investigada as dunas acham-se limitadas ao litoral próximo a cidade de Alcântara e a ilha do Livramento onde alcançam no máximo 6m de altura. Compõem-se de areia fina, quartzosa, contendo grãos médios dispersos de quartzo e grande quantidade de minerais pesados.

-Depósitos de Barras, Praias e Cordões Litorâneos (H_{3b})

Desenvolvem-se, principalmente, margeando as baías de São Marcos, Cumã e Turiaçu, podendo por vezes formar ilhas nas desembocaduras, as quais ficam submersas durante as marés altas. Tais depósitos são constituídos de areia fina a média, quartzosa, selecionada e matura e contém grande quantidade de minerais pesados.

6.GEOLOGIA ESTRUTURAL

6.1.O ESTADO ATUAL DO CONHECIMENTO SOBRE A NEOTECTÔNICA NA REGIÃO AMAZÔNICA

Evidências de movimentos neotectônicos na Região Amazônica são conhecidas desde os trabalhos pioneiros de KATZER (1933), PETRI (1952), ACKERMANN (1964) e FERREIRA (1966), que mostraram que os sedimentos cenozóicos ocorrentes no nordeste do Estado do Pará encontravam-se basculados para SW em decorrência da propagação de falhas normais orientadas na direção NW-SE e fortemente inclinadas para NE. Na região compreendida entre as cidades de Manaus e Itacoatiara, STERNBERG (1950) interpretou os vales dos rios Urubu, Preto da Eva, Uatumã e outros como tectônicos e controlados por lineamentos de direção NW-SE; em seguida, STERNBERG (1953) interpretou essa região como sendo uma área sismogênica. FRANZINELLI (1982), com base em evidências geomorfológicas concluiu que parte das feições litorâneas do Estado do Pará é decorrente de processos neotectônicos.

No final da década de 80, FRANZINELLI & PIUCI (1988) descreveram falhas normais de direção NW-SE afetando os sedimentos cenozóicos e o perfil laterítico pleistocênico ocorrentes na estrada que liga Manaus a Itacoatiara. IGREJA & FRANZINELLI (1990) mostraram a existência de uma bacia extensional no baixo curso do rio Negro e formada por falhas normais de direção NW-SE e falhas de transferência voltadas para NE-SW. Admitiram a possibilidade desta bacia estar ligada a movimentos transcorrentes dextrais.

Os estudos neotectônicos intensificaram-se a partir dos trabalhos de HASUI (1990) e que explicaram os movimentos cenozóicos a partir da atuação de um binário dextral E-W em função do deslocamento da Placa Sul-Americana para oeste. Esse trabalho abordou ainda o

papel das estruturas fundamentais do Pré-Cambriano (Figura 36) no controle do desenvolvimento das estruturas neotectônicas no âmbito da tectônica ressurgente.

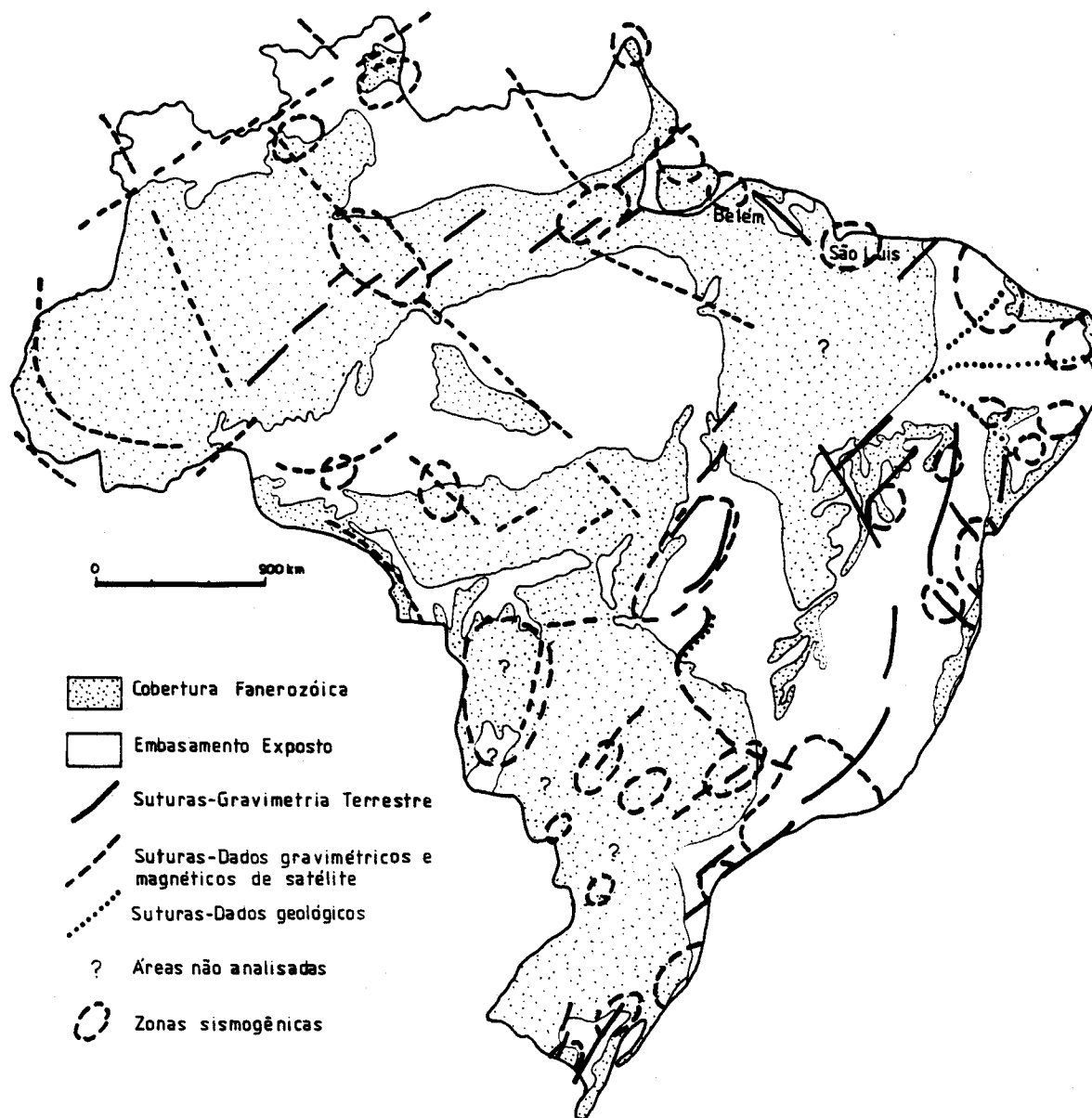


Figura 36 - Estruturação fundamental e zonas sismogênicas do território brasileiro (Modificado de HASUI, 1990).

Com esse enfoque, BERMEGUY & COSTA (1991) discutiram a evolução do sistema de drenagem da Região Amazônica e COSTA *et al.*, (1994) mostraram a existência de áreas transpressivas e transtensivas alternadas ao longo da calha do rio Amazonas. No litoral da região nordeste do Estado do Pará, COSTA *et al.*, (1993) demonstraram a existência de um romboedro distensivo, o qual controla o conjunto de colinas do município de Salinópolis e o traçado da rede de drenagem, bem como as formas anômalas dos rios. Em seguida, COSTA *et al.*, (1993) discutiram a evolução neotectônica da Região Amazônica em termos de dois movimentos principais, um no Mioceno-Plioceno e outro no Pleistoceno-Holoceno (Figura 37).

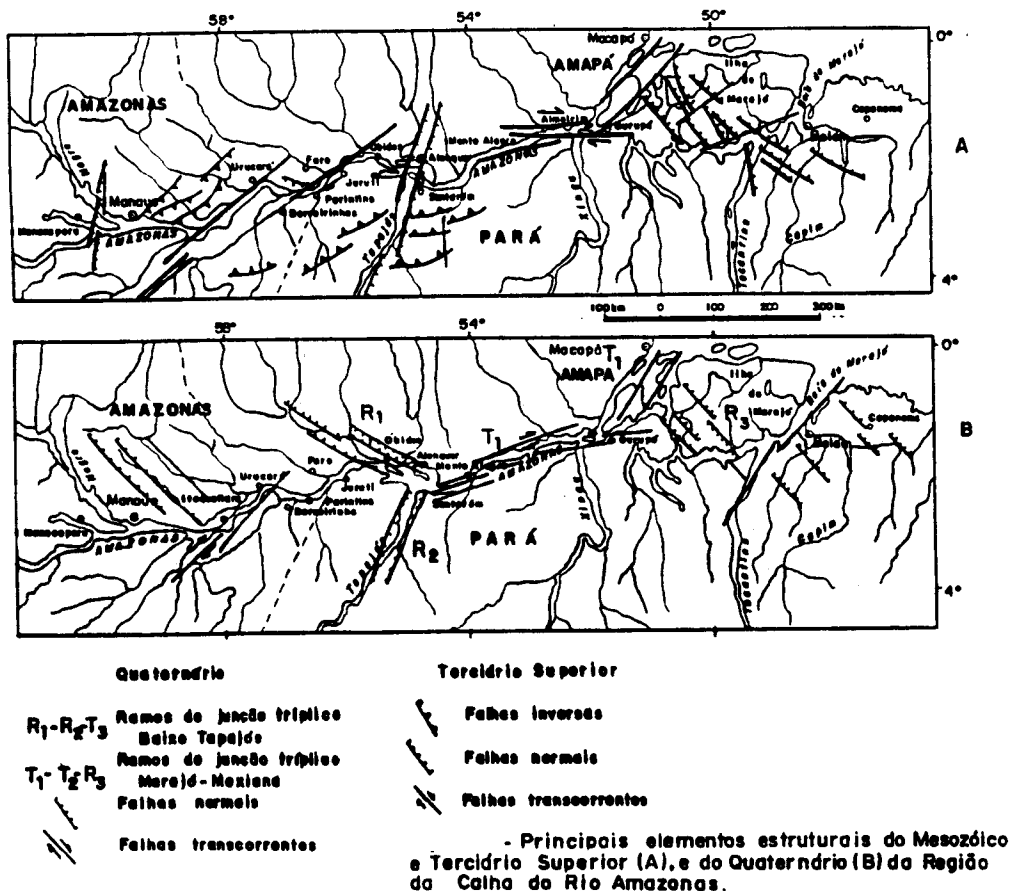


Figura 37 -Quadro estrutural meso-cenozóico para a Região Amazônica (COSTA *et al.*, 1991 A e B).

Recentemente, BORGES *et al.*, (1995A e 1995B) mapearam estruturas relacionadas a movimentos no Terciário Superior e no Quaternário na região compreendida entre as cidades de Paragominas e Salinópolis, ao longo do eixo da rodovia BR-010 (Belém-Brasília). As estruturas mais antigas compõem um segmento transpressivo na parte sul da área, realçado pelo conjunto de relevos com cotas de até 500 m (Serra do Tiracambu) e um segmento transtensivo na região litorânea, no qual se instalaram as sequências sedimentares da Formação Pirabas e do Grupo Barreiras. As estruturas mais novas formam vários romboedros transtensivos alongados na direção NW-SE responsáveis pela esculturação da paisagem. Ressalta-se ainda que os referidos autores utilizaram os perfis lateríticos do Oligoceno e do Pleistoceno Inferior como marcadores estratigráficos para a definição dos dois conjuntos de estruturas.

Na década de 70, SCHALLER *et al.*, (1971) admitiram que na região noroeste do Estado do Maranhão o Arco Ferrer - Urbano Santos adquiriu movimentação transcorrente durante a reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1969) dando início aos processos de erosão no Planalto Setentrional Pará-Maranhão. Por outro lado, BARBOSA & PINTO (1973) ressaltaram a importância das estruturas tectônicas na elaboração do relevo, na superimposição do rio Gurupi sobre rochas cristalinas pré-cambrianas, na orientação dos rios Pindaré e Grajaú e da baía de São Marcos, os quais se orientam segundo direções estruturais preferenciais. Tais autores associaram estas feições a instabilidades tectônicas dessa porção do território nacional, durante o final do Pleistoceno e início do Holoceno.

A partir desse breve relato sobre o estado de arte do quadro neotectônico da Região Amazônica, constata-se que, nos últimos anos, houve avanços expressivos na caracterização da geometria das estruturas e da natureza dos movimentos que as formaram, sobretudo, nos Estados do Pará e Amazonas. Conforme será mostrado adiante, esta dissertação

amplia os conhecimentos desse quadro para a região noroeste do Estado do Maranhão, e contribui para o entendimento da evolução da paisagem litorânea da Região Norte do Brasil.

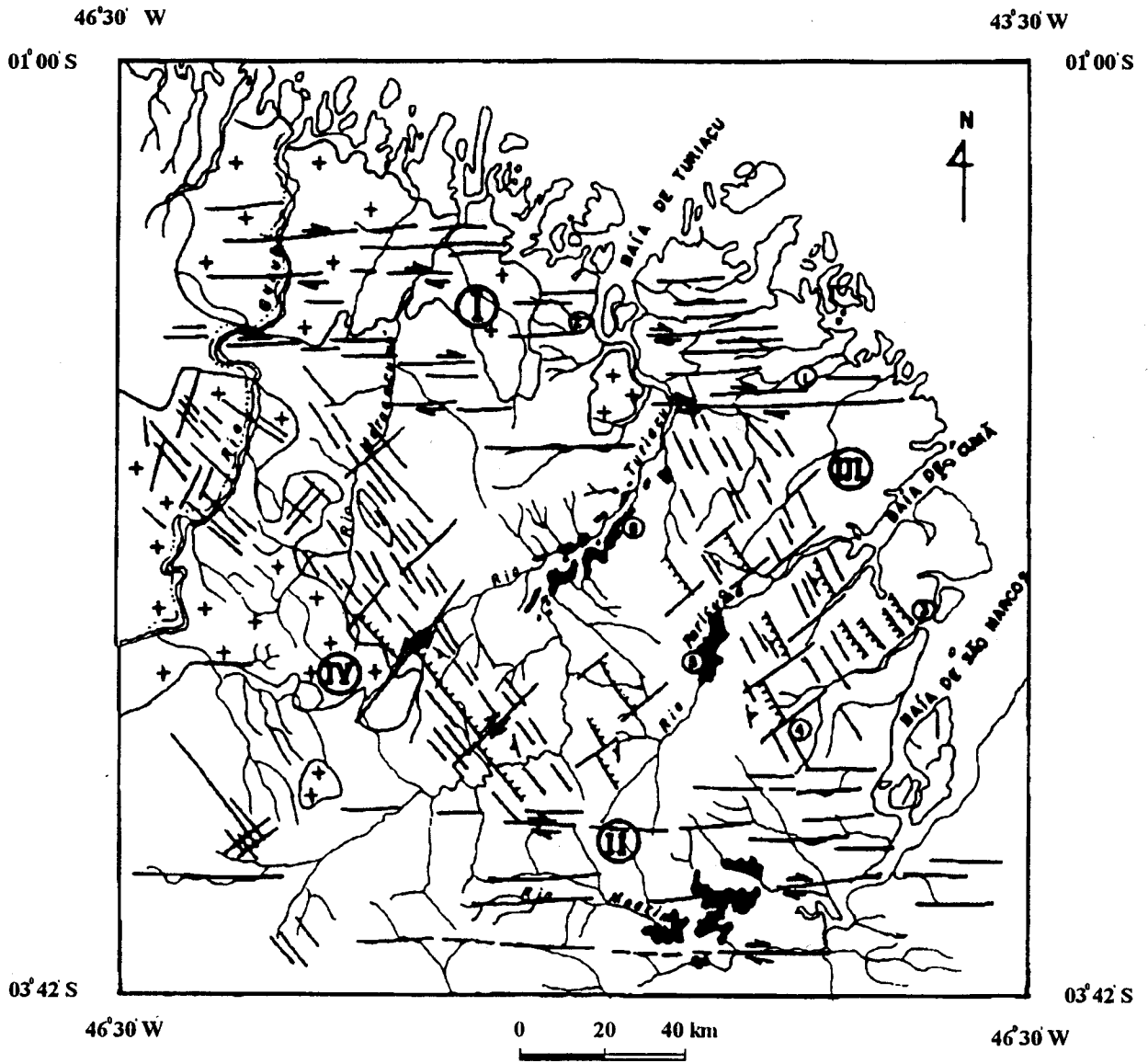
6.2. ARCABOUÇO NEOTECTÔNICO DA BACIA DE SÃO LUÍS

As evidências da atuação de movimentos neotectônicos na região noroeste do Estado do Maranhão são expressas através dos seguintes aspectos: variações nos padrões, anomalias e orientação da rede de drenagem; inflexões bruscas na orientação das baías, orientação preferencial e esculturação das formas de relevo; as falhas normais e transcorrentes afetando os sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras. Adicionando-se a esse o quadro de registros sísmológicos, cujos eventos principais estão indicados na Tabela 07.

Tabela 07 - Principais sismos ocorridos no noroeste do Estado do Maranhão (BERROCAL *et al.*, 1984).

DATA-LOCALIZAÇÃO	LATITUDE	LONGITUDE	Mb	MM
1864 (São Luis)	02 ^o 53'S	44 ^o 30'W	-	IV-V
1871 (São Luis)	02 ^o 53'S	44 ^o 30'W	-	-
1871 (Itapecuru-Mirin)	03 ^o 40'S	44 ^o 35'W		V-VI
1905 (São Luis)	02 ^o 53S	44 ^o 30'W	-	-
1909 (Alcântara)	02 ^o 41'S	44 ^o 42'W	-	IV
1980 (Urbano Santos)	03 ^o 10'S	43 ^o 30'W	3,1	-
1981 (João Lisboa)	05 ^o 00'S	47 ^o 50'W	3,4	-

Com base nessas evidências e em critérios multidisciplinares (Tabela 02) foram reconhecido dois feixes de falhas transcorrentes dextrais de direção aproximada E-W, que interagem através de dois conjuntos de falhas normais de direção NW-SE. Essas estruturas compõem uma bacia *pull-apart*, na forma de um romboedro alongado na direção NW-SE. Para fins de apresentação e caracterização dessas estruturas, dividiu-se a área em quatro domínios (Figura 38).



- Falhas e Fraturas
- ▲ Atitude de Acamamento
- ▒ Falha Normal
- ▓ Falha Transcorrente
- ⊕ Terrenos Pré-Cambrianos
- - - Limite entre Estados
- ~ Contatos Litológicos
- ⊕ Drenagem
- ⊖ Lagos
- Ⓜ Domínios Morfoestruturais

LOCALIDADES

- ① Cururupu
- ② Turiaçu
- ③ Porto de Itaúna
- ④ São Bento
- ⑤ Pinheiro
- ⑥ Santa Helena

Figura 38 - Mapa neotectônico da bacia de São Luís

6.2.1.Domínio I

Esse domínio marca o limite norte da bacia, compreende um feixe de falhas transcorrentes de direção E-W que se estende por mais de 150 km, prolonga-se para oeste além do limite da área aqui abordada e ocupa uma faixa da ordem de 70 km de largura. De um modo geral, esse feixe impõe bruscas inflexões nos principais cursos d'água como pode ser verificado ao longo do baixo curso do rio Gurupi e na baía de Turiaçu, e forte controle na rede de drenagem situada entre as cidades de Turiaçu e Cururupu, na parte nordeste da área, onde impõe um sistema paralelo (Figuras 39 e 40).



Figura 39 - Foto de mosaico semicontrolado de Imagem radargramétrica. Anomalias em cotovelo no baixo curso do rio Gurupi controladas por falhas transcorrentes de direção E-W. Próximo à cidade de Camiranga (Ma).

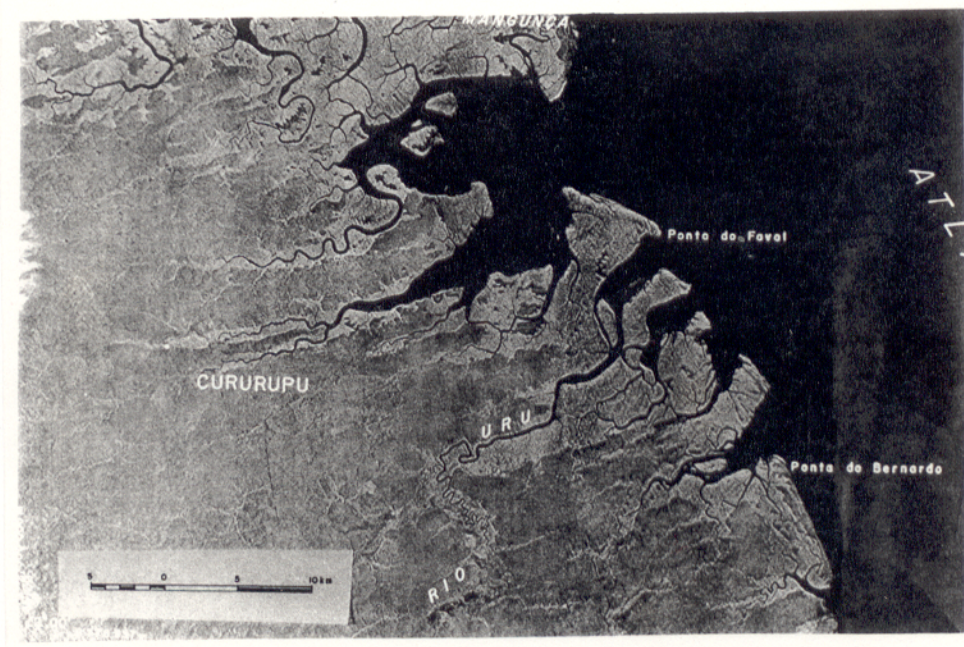


Figura 40 - Foto de mosaico semicontrolado de imagem radargramétrica da porção nordeste da área nas adjacências da cidade de Cururupu (Ma). Notar o controle exercido pelas falhas transcorrentes E-W na orientação das baías e no desenvolvimento do sistema de drenagem paralelo.

O relevo desse domínio é caracterizado por formas em colinas médias, colinas médias alongadas e colinas amplas modeladas sobre sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barrreiras e orientadas segundo a direção E-W. Tais feições morfológicas, juntamente com as anomalias de drenagem, a exemplo daquelas ao longo dos rio Liconde e Capim (ver mapa de drenagem e estrutural), são evidências do controle estrutural exercido pelas falhas transcorrentes na modelagem do relevo e na configuração das rias (Figura 41).



Figura 41 - Foto de mosaico semicontrolado de imagem radargramétrica mostrando o padrão paralelo da drenagem e as anomalias em arco e cotovelo nos segmentos de drenagem e baías da porção norte da área, nas adjacências da cidade de Cândido Mendes (Ma)..

As principais falhas desse domínio foram individualizadas a partir da interpretação de sensores remotos. Algumas dessas falhas foram observadas no campo, impondo fortes deformações nos estratos da Formações Itapecuru e do Grupo Barreiras; no geral elas se apresentam como feixes anostomóticos de falhas subverticais e de direção WNW-ESE, em algumas partes podem formar estruturas tipo flor (Figura 42).



Figura 42 - Feixe de falhas verticais e de direção WNW-ESE divergentes em direção ao topo afetando sedimentos do Grupo Barreiras. Porção nordeste da área, nas adjacências da cidade de Mirinzal (Ma).

Nesse domínio é também marcante as discontinuidades de direção N 30 - 55° W, mergulham com valores de 70 - 80° para SW, bem como as discontinuidades de direção N 45 - 65° E, inclinadas tanto para NW, quanto para SE associadas as falhas normais e transcorrentes, respectivamente (Figuras 43).

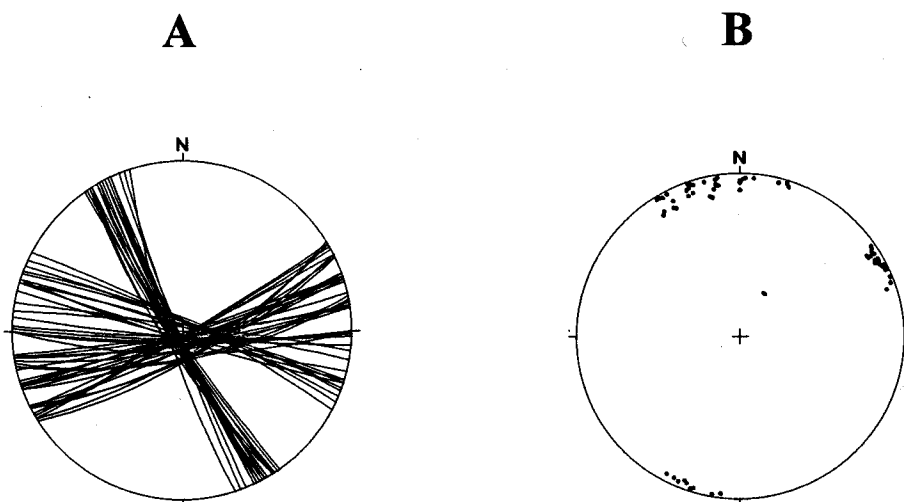


Figura 43 - Semi-esfera Inferior. Rede de SCHIMIDT/LAMBERT. Projeções ciclográficas para os planos de falha (A) e para os polos dos planos de falhas (B). O feixe E-W corresponde a falhas transcorrentes dextrais e o de direção NW-SE a falhas normais.

6.2.2. Domínio II

Esse domínio é caracterizado por vários feixes de falhas transcorrentes orientadas preferencialmente na direção E-W, as quais compõem o limite sul da bacia e ocorrem em uma área de aproximadamente 65 km de largura; é oportuno mencionar que este feixe coincide com a área geográfica de ocorrência do Arco Ferrer-Urbano Santos.

As falhas maiores são realçadas no mapa morfo-estrutural pelos segmentos retos de drenagem de diversas ordens e pelas anomalias em arcos e cotovelos ao longo do curso do rio Mearim. A Figura 44 mostra que a orientação geral do rio Mearim é NE-SW, mas ao atravessar as falhas transcorrentes maiores adquire traçado sinuoso, resultando em segmentos

orientados nas direções E-W e NW-SE. Esse quadro se repete nas regiões dos rios Pindaré e da baía de São Marcos. Conforme será mostrado adiante, os segmentos de drenagem orientados na direção NW-SE devem ser devidos a falhas normais entre as falhas transcorrentes de direção E-W.

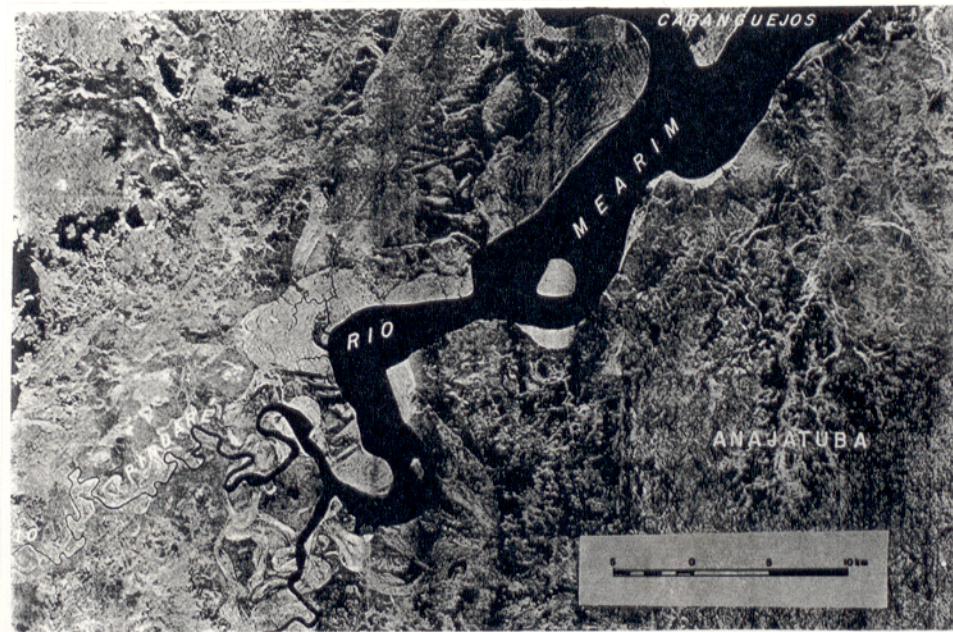


Figura 44 - Foto de mosaico semicontrolado de imagem radargramétrica. Inflexão brusca na baía de São Marcos induzida por falhas transcorrentes dextrais de direção E-W. Porção sedeste da área, próximo à cidade de Bacabal (Ma).

Ao longo dos traços das falhas existem áreas caracterizadas por colinas médias, esculpidas sobre sedimentos da Formação Itapecuru, que se alternam com áreas baixas onde dominam extensas planícies de inundação colmatadas e lagos. Esse arranjo morfológico é interpretado como decorrente do desenvolvimento de áreas transpressivas e transtensivas respectivamente, ao longo do feixe transcorrente.

O perfil ao longo da estrada que liga o povoado de Cocalinho à cidade de Pinheiro corta transversalmente todos os feixes transcorrentes desse domínio. De um modo geral as falhas compõem arranjos anostomosados sub-verticais. Em alguns casos, os arranjos se expressam através de estruturas em flôr negativa e positiva, a exemplo do que se observa a 16,5km de Cocalinho (Figura 45) impondo forte deformação nos sedimentos da Formação Itapecuru; nesses locais os planos de acamamento variam em atitude de subhorizontal a subvertical em função da atuação da componente de mergulho nas diversas falhas secundárias, as quais convergem em profundidade em direção as falhas transcorrentes principais. Em outros casos, os arranjos são discretos, contudo os planos de acamamento adquirem geometria em cúspide nas adjacências da falha principal (Figura 46). A Figura 47 mostra, de modo esquemático, as variações geométricas abservadas através dos principais feixes de falhas ao longo da estrutura mencionada.



Figura 45 - Estruturas tipo flor e *hemiflor* impressas em sedimentos da Formação Itapecuru orientadas segundo a direção geral E-W. Ramal Cocalinho - Pinheiro à cerca de 16, 5 km de Cocalinho em direção a Pinheiro.



Figura 46 - Falha transcorrente E-W impondo forte deformação em cúspide nos sedimentos da Formação Itapecuru. Ramal Cocalinho - Pinheiro, à cerca de 22,5 km de Cocalinho em direção a Pinheiro

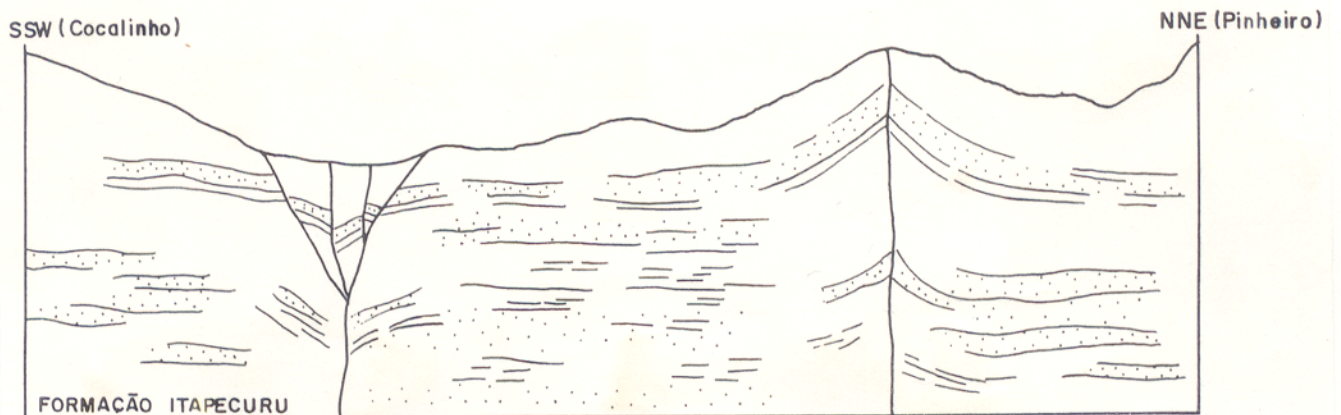


Figura 47 - Perfil esquemático através do feixe transcorrente do limite sul. Ao longo do ramal Cocalinho - Pinheiro.

O mapa da Figura 38 mostra que existem neste domínio pelo menos cinco feixes de falhas transcorrentes, que, em muitos locais, interagem através de falhas normais orientadas na direção NW-SE definindo várias estruturas romboédricas, ou pequenas bacias *pull-apart*. Admiti-se que, em parte, os bloqueios observados na rede de drenagem, gerando os lagos na região próxima as cidades de Monção, Penalva e Viana, devendo a origem destes estar ligada ao desenvolvimento dessas áreas transtensivas. A Figura 48 mostra o comportamento espacial das falhas transcorrentes e das falhas normais investigadas nesse domínio.

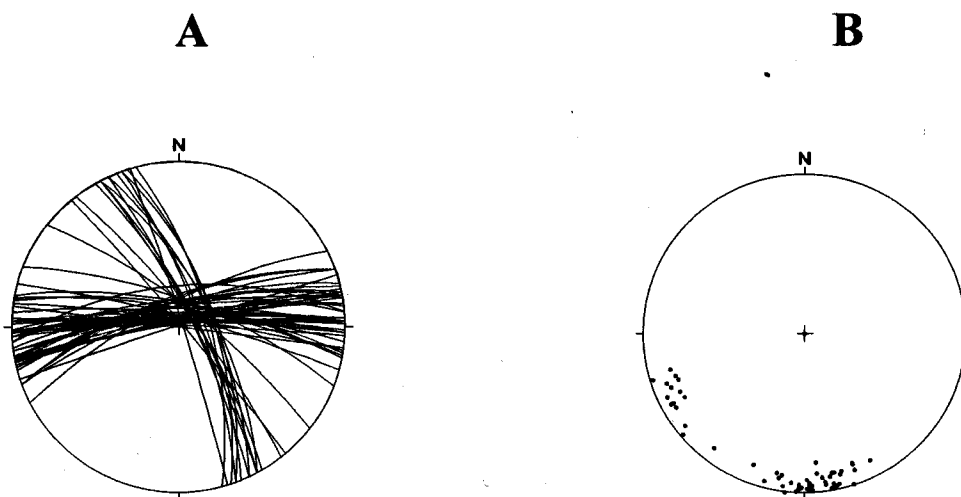


Figura 48 - Semi-esfera Inferior - Rede de SCHIMIDT/LAMBERT. Projeção ciclográfica para os planos das falhas (A) e para os polos dos planos de falhas (B). Descontinuidades E-W são falhas transcorrentes, enquanto que as de direção NW - SE são fraturas associadas as falhas normais.

Os dados apresentados sugerem, portanto, que tanto ao longo dos feixes de falhas transcorrentes principais, como através deste domínio existem áreas que devem ter experimentado transtensão e transpressão durante a formação da bacia de Pinheiro. A melhor caracterização dessas áreas deve passar necessariamente por investigações de detalhe que não fugiram no escopo desta dissertação.

6.2.3. Domínio III

O domínio III corresponde a parte nordeste da bacia de Pinheiro e ocupa a área compreendida entre as cidades de Bequimão e Turiaçu e o litoral em direção as baías de Cumã e São Marcos. Sua estruturação é definida por sistema de falhas normais orientadas na direção NW-SE e inclinadas para SW.

As falhas normais têm perfis planares e listricos, apresentam rejeitos que variam de poucos metros até várias dezenas de metros, segmentando as várias fácies da Formação Irapecuru e do grupo Barreiras em blocos que adquirem rotações de até 50° e controlam os conjuntos de colinas amplas e colinas médias assimétricas. É oportuno mencionar que as colinas mais altas atingem cotas em torno de 130 m, encontram-se nas proximidades do litoral e diminuem gradativamente em direção as cidades de Santa Helena e Pinheiro, sugerindo que as maiores taxas de movimentação concentraram-se no extremo leste-nordeste deste domínio. Nessa região é possível que algumas falhas tenham alcançado rejeitos superiores a 100 m.

Muitas das falhas normais desse domínio foram investigadas ao longo da estrada que leva até o Porto de Itaúna, bem como ao longo da MA-106, entre as cidades de Bequimão e Alcântara.

Na estrada do Porto de Itaúna as falhas são predominantemente planares, apresentam mergulhos que variam de $75 - 50^{\circ}$ para SW e estrias com mergulhos variando de $40 - 70^{\circ}$ para NW indicando a atuação de um vetor direcional durante o desenvolvimento das falhas (Figuras 49 e 50), as quais definem um sistema de blocos em dominó (Figura 50).. Alguns blocos experimentaram rotações anti-horária em torno de 50° , enquanto que outros foram pouco basculados, sugerindo variações na taxa de movimentação ao longo das diversas falhas; alternativamente tais variações geométricas poderiam resultar de gerações distintas de falhas, mas

faltam informações de sub-superfície para corroborar esta interpretação. A Figura 51 mostra que os *hemigrabens* gerados foram preenchidos principalmente por fragmentos decorrentes da desagregação do perfil laterítico imaturo desenvolvido sobre os sedimentos do Grupo Barreiras

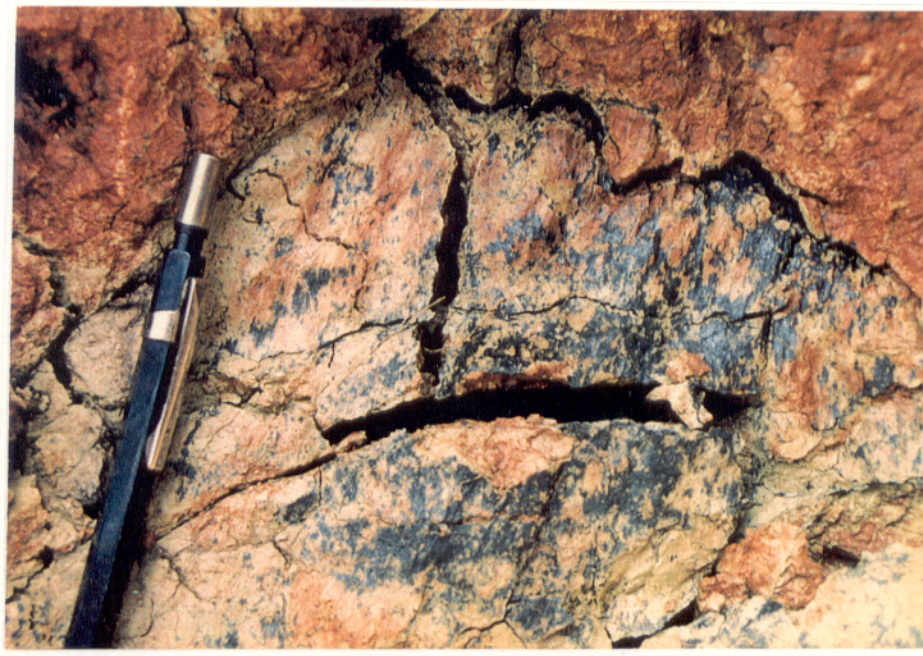


Figura 49 - Plano de falha mostrando estrias com mergulho de 75°/NW. Perfil ao longo da estrada do porto de Itaúna.

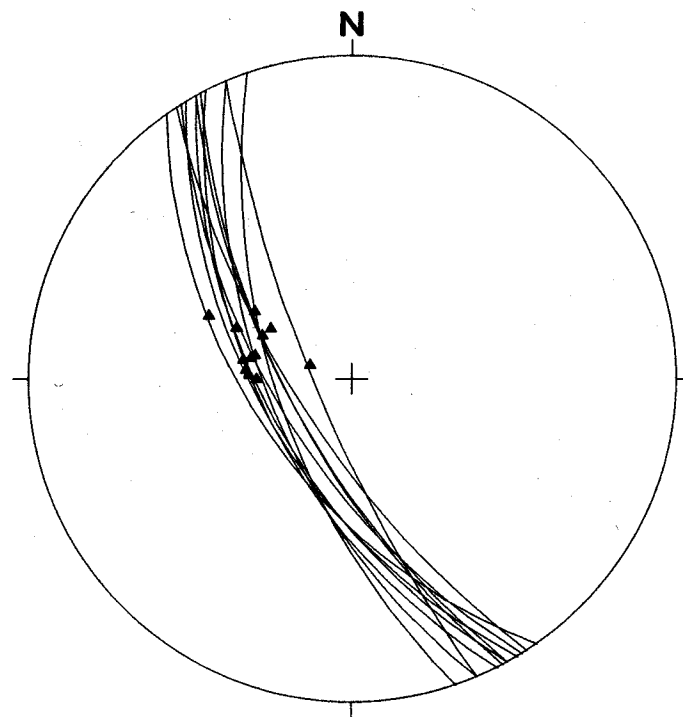


Figura 50 - Semi-esfera Inferior. Rede de SCHIMIDT/LAMBERT. Projeções ciclográficas para as falhas normais. Δ indicam as estrias.



Figura 51 -Falhas normais segmentando *roll-over* em direção a SW deslocando e rotacionando sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras. Observar os *hemigrabens*, condicionando a deposição da fácies conglomerado (Cg) da Sequência Inter mediária (H2).Perfil ao longo da estrada do porto de Itaúna

Na rodovia MA-106, próximo ao centro da bacia, afloram em cortes artificiais falhas lítricas e em escada suavemente inclinadas para SW e afetando apenas os sedimentos da Formação Itapecuru (Figura 51). No bloco do teto a estratificação plano-paralela define uma estrutura antiformal (*roll-over*), contrastando com a geometria verificada na estrada que lava ao porto de Itaúna. As demais falhas normais indicadas no mapa da Figura 38 foram deduzidas a partir da forte assimetria do relevo e da atitude dos planos de acamamento (Figura 53).

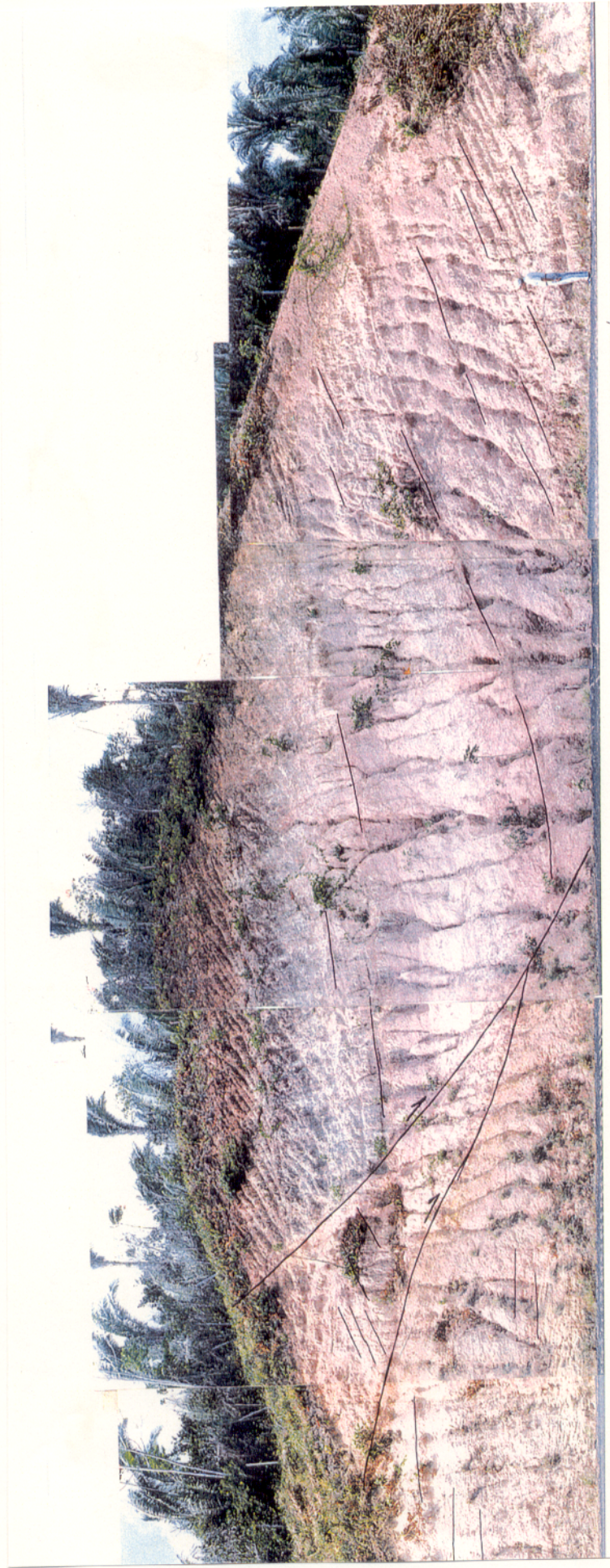


Figura 52 - Falha Lística afetando sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras, observar que a mesma se bifurca isolando uma cunha e impondo rotação de 40° nos pacotes sedimentares. Estrada MA-106 próximo à cidade de Bequimão.

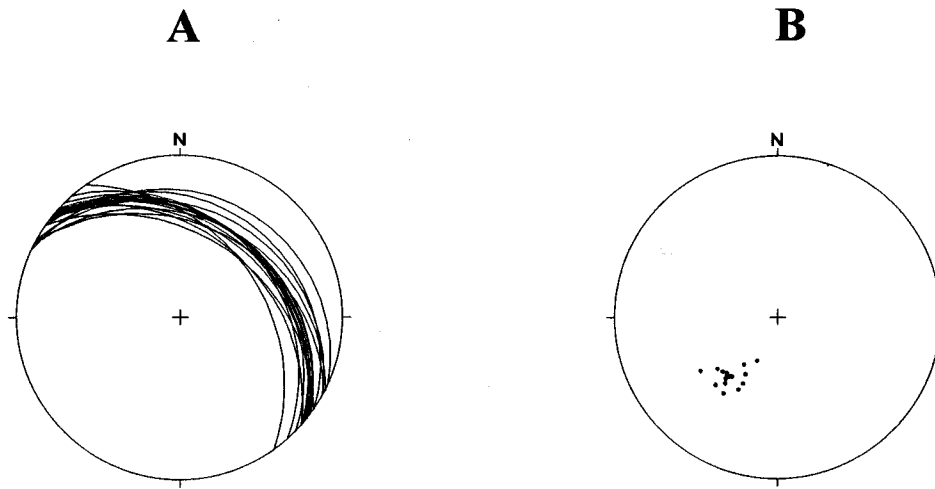


Figura 53 - Rede SCHMIDT/LAMBERT. Semi-esfera Inferior. Projeções ciclográficas para os planos de acamamento (A) e para os polos dos planos de acamamento da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras.

A seção apresentada na Figura 54 integra os dados geométricos do domínio III. É importante observar a estreita relação das falhas normais com o sistema de colinas amplas e assimétricas. Com a intenção de definir a posição espacial dos tensores responsáveis pelo desenvolvimento dessas estruturas, doze planos estriados de falhas foram analisados segundo o método de ARTHAUD (1969) (Figura 55). Os resultados indicam que as atitudes de σ_1 , σ_2 e σ_3 são respectivamente $18^\circ/158^\circ\text{Az}$, $61^\circ/284^\circ\text{Az}$ e $22^\circ/61^\circ\text{Az}$, sugerindo compressão na direção NW-SE e distensão na direção NE-SW. Tais resultados são compatíveis com a atuação de um binário dextral e orientado na direção E-W, responsável pela formação das estruturas desses domínio.

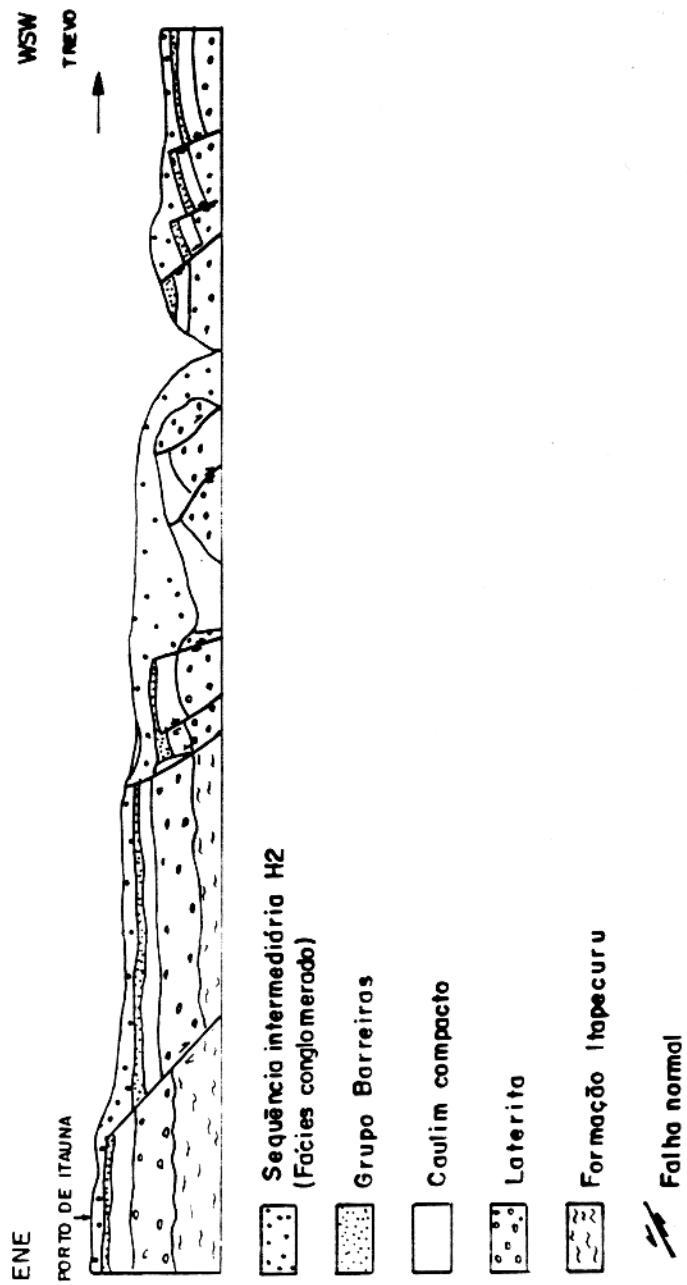
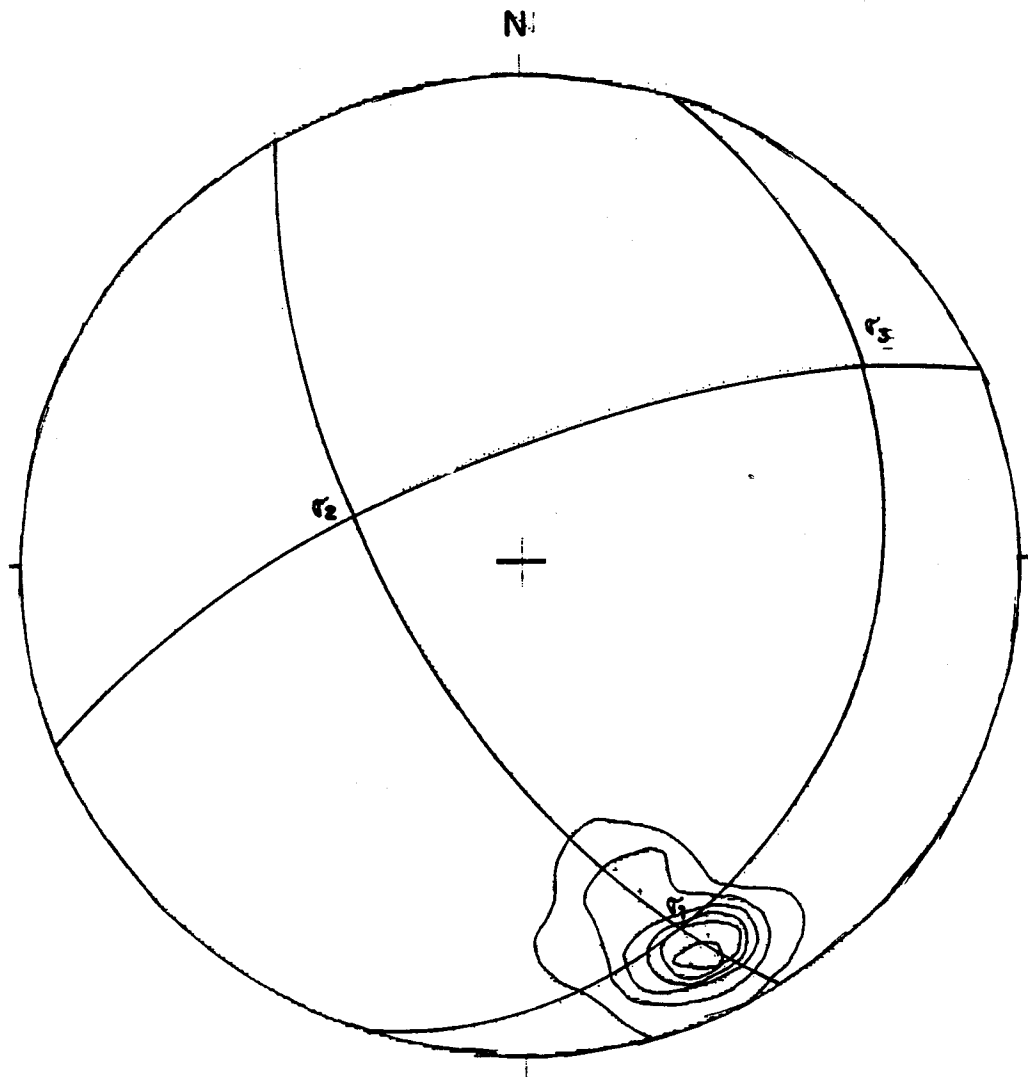


Figura 54 - Perfil composto ao longo da estrada do porto de Itaúna, na porção leste da área



Isolinhas (%)	0	12.4	24.8	37.2	49.6	62	% max = 66.7
---------------	---	------	------	------	------	----	--------------

Figura 55 - Método de ARTHAUD (1969) aplicado para as falhas normais do domínio III, onde $\sigma_1 = 18^\circ/158^\circ \text{Az}$, $\sigma_2 = 61^\circ/284^\circ \text{Az}$ e $\sigma_3 = 22^\circ/61^\circ \text{Az}$.

Outras estruturas presentes nesse domínio referem-se as falhas transcorrentes de direção NE-SW, as quais seccionam o sistema de colinas amplas e colinas médias e controlam a orientação dos baixos cursos dos rios Maracaçumé, Turiaçu e Pericumã, dentre outros, e impõem traçado retilíneo nas baías de Turiaçu, Cumã e São Marcos. A Figura 56 mostra um perfil através dessas falhas na estrada que leva ao Porto de Itaúna, nesse caso, trata-se de um segmento transtensivo que evolui para uma bacia assimétrica preenchida por sedimentos correlacionados a Sequência Holocênica Intermediária (H2).



Figura 56 - Falhas transcorrentes sinistrais com componente normal afetando sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras. Observar os *hemigrabens* preenchidos pela fácies conglomerado da Sequência Holocênica Intermediária (H2). Perfil ao longo da estrada do porto de Itaúna, porção leste da área.

6.2.4. Domínio IV

Esse domínio representa a porção sudoeste da bacia, ocupa a área compreendida entre as cidades de Zé Doca e Maracaçumé e abrange uma área de aproximadamente 40 km de largura e faz contato com Cinturão de Cisalhamento Gurupi.

Estruturalmente, esse domínio é caracterizado por falhas normais planares, orientadas na direção NW-SE e inclinadas para NE. A exemplo do domínio III, os desnivelamentos de blocos associados as falhas normais originaram o relevo de colinas médias fortemente assimétricas e com cotas de até 85 m, e impuseram anomalias nos médios cursos dos rios Gurupi, Maracaçumé e Turiaçu (Figura 38).

As principais falhas investigadas ocorrem ao longo da BR-316 e estão plotadas no diagrama da Figura 57, onde se observa a enorme regularidade de suas atitudes. Os blocos afetados por estas falhas, no caso constituídos de sedimentos da Formação Itapecuru, podem apresentar rotações de até 35° , como pode ser observado na Figura 58.

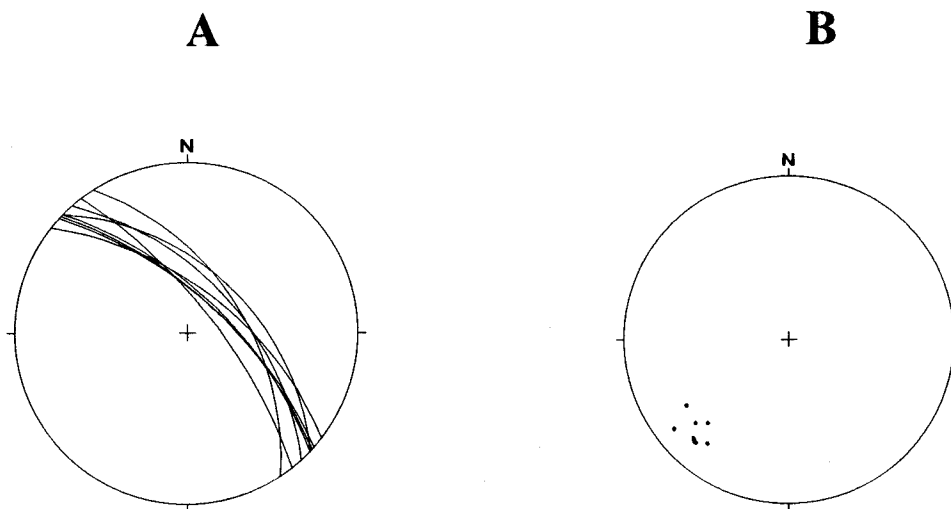


Figura 57 - Semi-esfera Inferior. Rede de SCHIMIDT/LAMBERT. Projeção ciclográfica para as falhas normais (A) e para os polos das falhas normais (B).

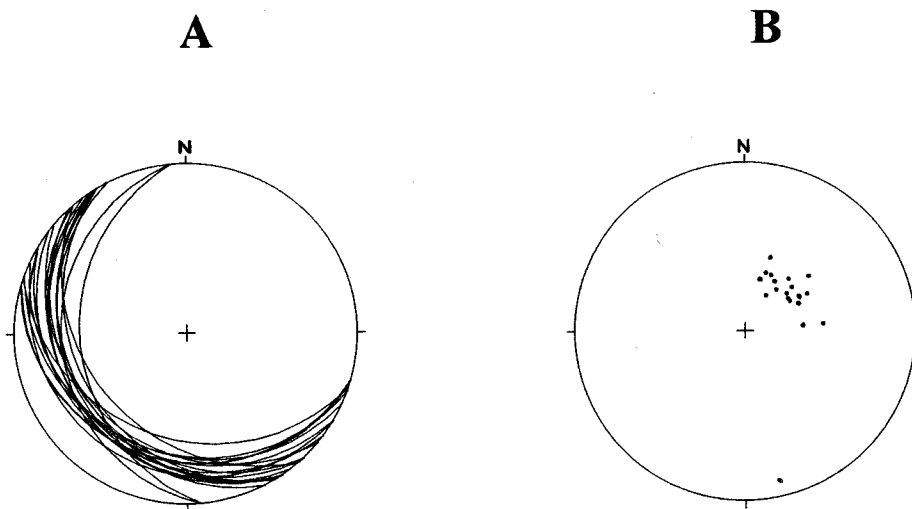


Figura 58 - Semi-esfera Inferior. Rede de SCHIMIDT-LAMBERT. Projeção ciclográfica para os planos de acamamento (A) e para os polos dos planos de acamamento da Formação Itapecuru.

As falhas normais são seccionadas e deslocadas por falhas transcorrentes orientadas na direção NE-SW, ao longo das quais podem existir estruturas transtensivas e transpressivas. A Figura 59 corresponde a um afloramento ao longo da BR-316, próximo à cidade de Nova Olinda, que apresenta duas falhas normais obliquas associadas com falhas transcorrente de direção NE-SW. A Figura 60 apresenta as atitudes das falhas transcorrentes investigadas em diversos afloramentos; vê-se que dominam falhas sub-verticais.



Figura 59 - Falhas transcorrentes com componente de mergulho orientadas na direção NE-SW, rotacionando e deslocando sedimentos da Formação Itapecuru. BR-316 à cerca de 18 km de Santa Luzia (Ma).

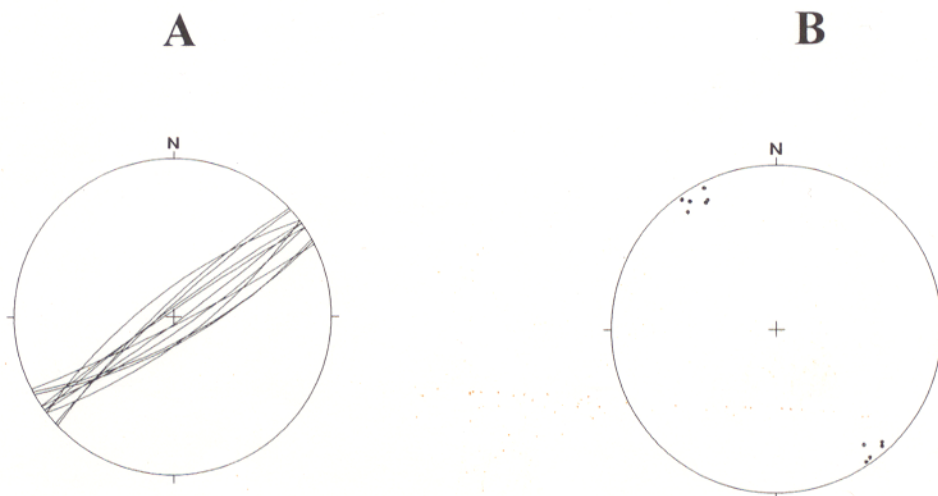
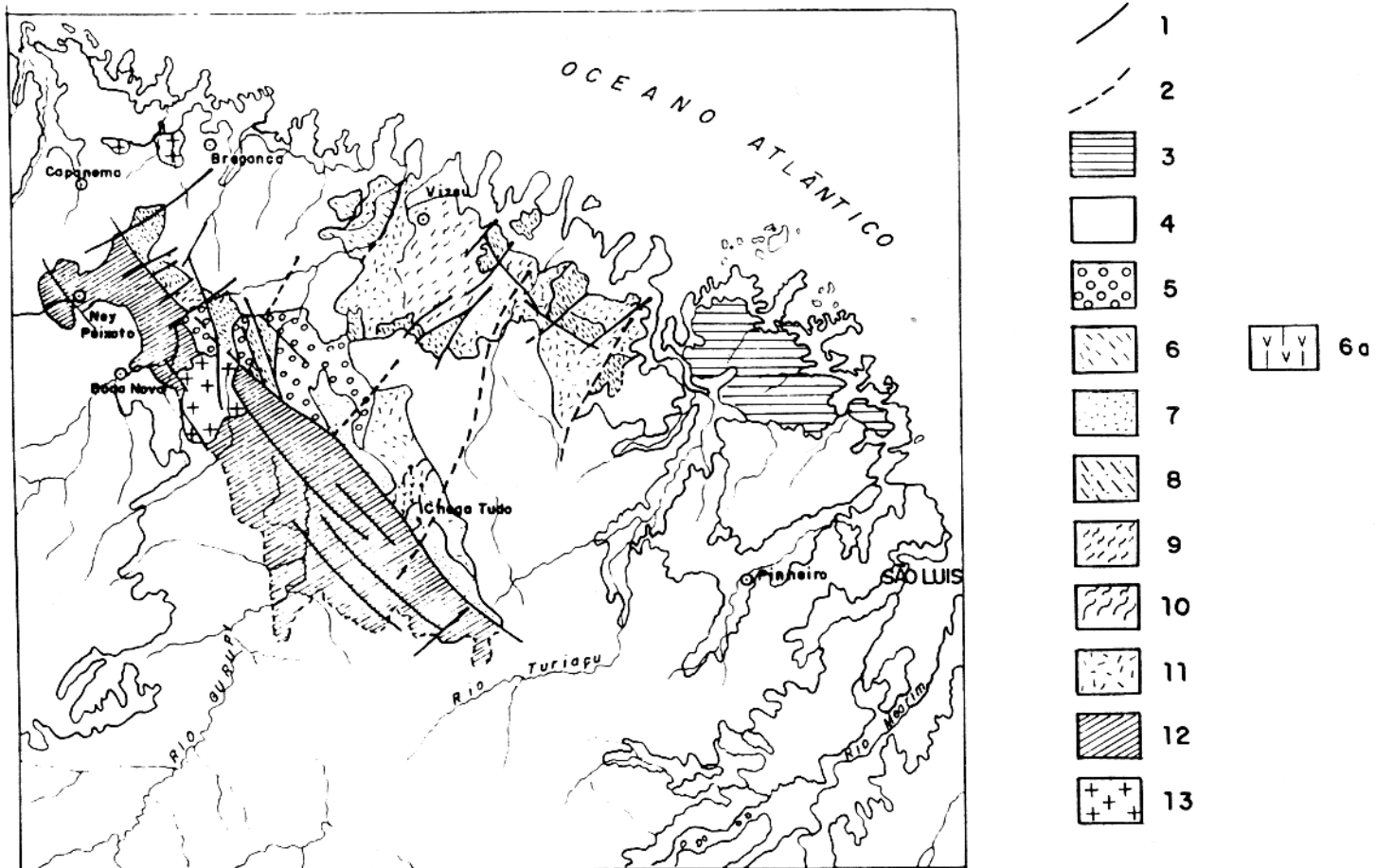


Figura 60 - Semi-esfera Inferior. Rede de SCHIMIDT-LAMBERT. Projeção ciclográfica para as falhas transcorrentes (A) e para os polos dos planos das falhas (B).

7.A RELAÇÃO DAS ESTRUTURAS NEOTECTÔNICAS COM O ARCABOUÇO ESTRUTURAL MAIS ANTIGO

Na região em pauta estão presentes elementos estruturais e unidades litológicas relacionadas a evolução do Pré-Cambriano e do Fanerozóico. O Pré-Cambriano inclui frações do Cráton São Luis e do Cinturão de Cisalhamento Gurupi, além de coberturas metavulcano-sedimentares e sedimentares mais novas. O Fanerozóico é representado por pequenas porções de bacias paleozóicas e por uma ampla área ocupada pela bacia de São Luis (HASUI *et al.*, 1984; ABREU, 1990; AZEVEDO, 1991; dentre outros) (Figura 61).



1- Zonas de Cisalhamento e/ou falhas; 2- Lineamentos importantes; 3- Terciário-Gr. Barreiras; 4- Cretáceo-Fm. Itapecuru; 5- Fm. Piridá; 6- Fm. Gurupi; 6a- Fm. Chega Tudo; 7- Fm. Igarapé de Areia; 8- Fm. Vizeu; 9- Fm. Tromaí; 10- Fm. Santa Luzia; 11- Embasamento Pré-Transamazônico; 12- Rochas indiferenciadas retrabalhadas durante o evento Brasileiro; 13- Granitos transamazônicos.

Figura 61 - Mapa geológico do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão (Modificado de SCHOBENHAUS *et al.*, 1986; ABREU, 1990).

No Cráton São Luis dominam granitóides deformados e faixas restritas de rochas metavulcânicas e metassedimentares interpretadas como componentes de uma sequência tipo *greenstone belts* (PASTANA, *et al.*, 1993 e PASTANA *et al.*, *no prelo*). Esse segmento crustal tem sua estruturação fundamental definida por zonas de cisalhamento orientadas na direção NE-SW que se projetam, sobretudo, no domínio das rochas supracrustais; a natureza das zonas de cisalhamento ainda não foi definida, mas há indicações da dominância de transcorrências, de acordo com a atitude dos elementos lineares (PASTANA *etal.*, *no prelo*).

O Cinturão de Cisalhamento Gurupi é formado por faixas de rochas supracrustais alternadas com faixas de gnaisses miloníticos e corpos lenticulares de granitóides, orientados preferencialmente na direção NW-SE. Essas unidades se relacionam através de cavalgamentos dúcteis inclinados para SW, definindo um sistema imbricado (COSTA *et al.*, 1988; BORGES *et al.*, 1988; PASTANA *et al.*, *no prelo*). Esse arranjo estrutural é afetado por zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais nas direções NE-SW e ENE-WSW, as quais são interpretadas como rampas laterais J. B. S. COSTA (*informação verbal*). Paralelos aos cavalgamentos dúcteis, existem, também, zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais formando faixas de até 5 km de largura, a exemplo daquelas da Faixa de Cisalhamento Tetungal; tais zonas têm sido discutidas como parte da evolução do Cinturão Gurupi em regime tectônico oblíquo (COSTA *et al. op cit*; BORGES *et al.*, *op cit*). Esse arranjo estrutural é decorrente da colisão entre os blocos Belém e São Luís durante o Arqueano-Proterozóico Inferior (HASUI *et al.*, 1993).

As unidades lito-estruturais do Cráton São Luis e do Cinturão de Cisalhamento Gurupi são encobertas parcialmente por sequências de rochas sedimentares e metassedimentares atribuídas às formações Vizeu e Igarape de Areia. Tais unidades estão sendo

interpretadas por PASTANA *et al.*, (1993) como decorrentes de um evento extensional do Proterozóico Médio que gerou também várias bacias na Região Amazônica (COSTA *et al.*, 1991B, COSTA *et al.*, 1993). Por outro lado, os elementos estruturais fundamentais desse evento ainda não foram identificados, mas sabe-se que as bacias geradas experimentaram inversão fraca a moderada, expressas pelo dobramento das sequências de rochas supracrustais.

No Proterozóico Superior-Eo-Paleozóico instalaram-se pequenas bacias alongadas na direção NW-SE, no domínio do Cinturão Gurupi, nas quais se depositaram os sedimentos periglaciais da Formação Piriá, da Sequência Camiranga e do Arenito Guamá (IGREJA, 1985 e 1992). Tais bacias sofreram inversão fraca, caracterizada por cavalgamentos, falhas inversas e dobras (BORGES *et al.*, 1994).

COSTA *et al.*, (1991A) discutiram a influência de estruturas pré-cambrianas na evolução da bacia do Parnaíba no início do Paleozóico, ressaltando que nas áreas de ocorrência do Cinturão Gurupi incidiram falhas transcorrentes de direção NW-SE a partir da reativação de cavalgamentos dúcteis e das zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais da Faixa Tentugal. Sobre a evolução desta bacia, COSTA *et al.* (*op cit*) indicaram a atuação de dois movimentos extensionais principais, um no Paleozóico e outro no Mesozóico, cujos eixos extensionais (σ_3) orientavam-se nas direções NW-SE e ENE-WNW, respectivamente.

O Mesozóico é marcado por um evento extensional ligado à fragmentação do *Gondwana* e a consequente formação do Oceano Atlântico. Na região noroeste do Estado do Maranhão instalou-se a bacia de São Luis formada por falhas normais orientadas na direção NW-SE e por falhas transcorrentes de direção NW-SE, WNW-ESE e E-W (ARANHA *et al.*, 1990) (Figura 62). COSTA *et al.*, (1991A); AZEVEDO (1991) e IGREJA (1992) destacaram a

importância das estruturas pré-cambrianas no desenvolvimento das falhas normais da bacia, bem como das falhas de transferência/compartimentais durante a implantação desta bacia.

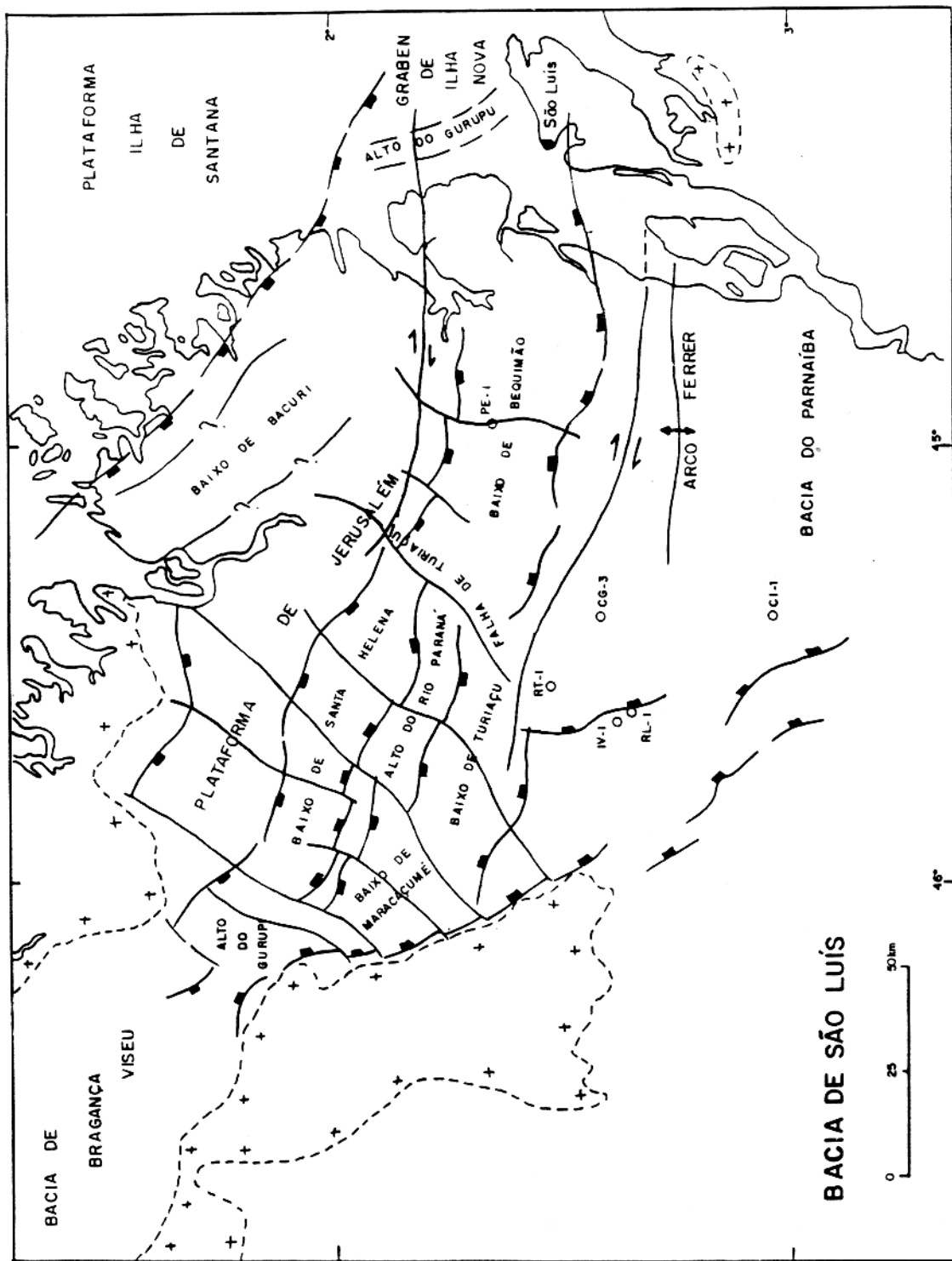


Figura 62 - Mapa estrutural do Cretáceo para a bacia de São Luís elaborado a partir da interpretação de seções sísmicas (Modificado de ARANHA *et al.*, 1990 e PETROBRÁS/DENOR).

IGREJA (1992) e AZEVEDO (1991) demonstraram, a partir da interpretação de linhas sísmicas, que os planos de descolamentos principais da bacia de São Luis instalaram-se na porção SW e neste caso, a sua ombreira coincide com o Arco Ferrer - Urbano Santos. Este, por sua vez, separa as bacias de São Luis e Parnaíba e, segundo RESENDE & PAMPLONA (1970), trata-se de uma estrutura gerada no Cretáceo Inferior, ou seja no Neocomiano.

Verifica-se, portanto, que as principais cicatrizes estruturais, de direções NW-SE, NE-SW e E-W, geradas no Pré-Cambriano, foram reativadas no Fanerozóico e controlaram as geometrias das bacias paleozóicas e mesozóicas. Sabê-se também que a partir do Terciário Superior a Placa Sul-Americana passou a deslocar-se para oeste, propiciando a atuação em seu interior de um binário dextral de direção E - W, com as componentes de distensão e compressão situadas, respectivamente, nas direções NE-SW e NW-SE (HASUI, 1990). Esse regime transcorrente neotectônico reativou, principalmente, as estruturas mesozóicas da bacia de São Luís, originando a estrutura *pull-apart* de Pinheiro. Nesse caso, as estruturas antigas E-W foram reativadas como falhas transcorrentes dextrais, marcando o limite norte e sul do romboedro, enquanto que as falhas NW-SE continuaram funcionando como falhas normais. As falhas transcorrentes NE-SE, a exemplos daquelas que controlam a baía de São Marcos, também são decorrentes da reativação as zonas transferentes/compartimentais do Mesozóico.

8.EVOLUÇÃO NEOTECTÔNICA

A evolução neotectônica da área compreende dois movimentos principais, separados por um período de estabilidade.

O movimento mais antigo, atribuído ao Terciário Superior, provavelmente, a partir do Mioceno, gerou falhas normais orientadas na direção NW-SE, inclinadas para NE e restritas ao extremo norte-nordeste da área. tais falhas deram origem a uma bacia assimétrica e alongada na direção NW-SE, coincidente com o Baixo de Bacuri (Figura 61).

Os registros sedimentológicos dessa movimentação referem-se aos depósitos de leque aluviais, fluviais e de planície de maré instalados a partir do Mioceno Superior; esses depósitos fazem parte do grupo Barreiras, o qual se estende ao longo de todo o litoral norte do Brasil. Os dados de campo indicam que este preenchimento sedimentar depositou-se diretamente sobre as diferentes fácies da Formação Itapecuru e deve ter sido controlado também, pelas falhas transcorrentes de direção NE-SW. Contudo, não há evidências da ocorrência dos sedimentos carbonáticos da Formação Pirabas, nesta porção do litoral maranhense.

Sobre o quadro paleogeográfico do Terciário Superior, deduziu-se, a partir de dados sedimentológicos, que a linha de costa situava-se próximo a cidade de Mirinzal; e era limitada por áreas elevadas, provavelmente representadas por sistemas de colinas alongadas na direção NW-SE e sustentadas por sedimentos da Formação Itapecuru; essa unidade constituiu a principal fonte dos sedimentos terciários (Figura 63).

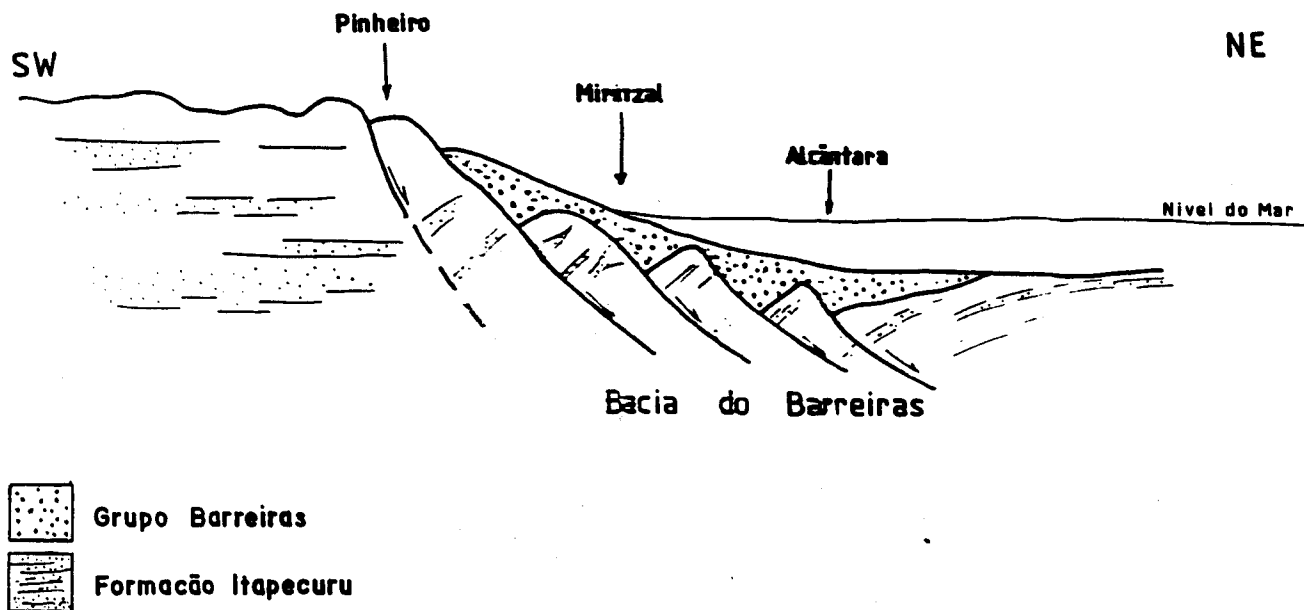


Figura 63 - Perfil esquemático mostrando a situação paleogeográfica do Terciário Superior para o noroeste do Estado do Maranhão.

As áreas altas adjacentes ao litoral caracterizavam a ombreira do depocentro onde se alojaram os sedimentos do Grupo Barreira, e eram cortadas por um páleo-sistema de drenagem composto por baías orientadas preferencialmente na direção NE-SW, ou seja, seus traçados foram controlados pelas falhas transcorrentes de direção NE-SW. Admiti-se que as baías do Gurupi, Turiaçu, Pericumã e Mearim constituíam os principais elementos deste paleosistema de drenagem e desde essa época os seus baixos cursos já integravam a morfologia de rias do litoral norte do Brasil. Em outras palavras, sugere-se que a paisagem do litoral durante o Terciário Superior era muito semelhante à atual, no caso caracterizada por rias alongadas na direção NE-SW. Em direção ao continente dominavam colinas decorrentes de desnivelamentos de blocos imposto pelas falhas normais.

Um vez estabelecido o quadro morfológico do Terciário Superior, seguiu-se um período importante de estabilidade no Pleistoceno Inferior a Médio, marcado pelo desenvolvimentos de uma superfície de erosão que pode ser investigada regionalmente na Amazônia. As áreas colinosas experimentaram forte dissecação e, contemporaneamente, formou-se um perfil laterítico imaturo sobre os sedimentos da Formação Itapecuru e do Grupo Barreiras. Segundo COSTA (1991) esse perfil é formado do topo para a base, pelos seguintes horizontes: crosta ferruginosa, argilosa e mosqueada.

O movimento neotectônico mais novo, do Pleistoceno Médio ao Holoceno, é entendido através de várias etapas.

A primeira etapa refere-se à propagação dos feixes de falhas transcorrentes de direção E-W, as quais proporcionaram modificações expressivas na paisagem, sobretudo no traçado das principais baías. Na parte norte-nordeste da área, os baixos cursos dos rios Cabelo de Velhas e Liconde, dentre outros, foram capturados por essas falhas e passaram a correr para leste. Na parte sul impuseram bloqueios na rede de drenagem resultando na formação de vários lagos situados nas adjacências das cidades de Monção, Penalva e Viana. Sobre o relevo, é possível que, ao longo dos vários feixes de falhas transcorrentes, tenham sido individualizados vários segmentos baixos e altos alternados, decorrentes de transtensão e transpressão, respectivamente. Em função desses movimentos, gerou-se as diversas anomalias verificadas ao longo dos principais cursos d'água, como por exemplo ao longo do rio Mearim.

A segunda etapa corresponde a individualização das falhas normais nas partes nordeste e sudoeste da área. Os desnivelamentos de blocos devido aos movimentos associados as falhas normais geraram sistemas de colinas alongadas na direção NW-SE e propiciaram fortes bloqueios no sistema de drenagem, tais bloqueios resultaram na formação de

extensos lagos nas adjacências das cidades de Santa Helena e Pinheiro. Essas falhas normais passaram a interagirem com as falhas transcorrentes E-W e, conseqüentemente, formou-se a estrutura romboédrica ou *pull-apart* em escala regional. Como se trata de uma estrutura muito grande, com mais de 130 km de largura e como as maiores taxas de movimentação foram deduzidas nos extremos nordeste e sudoeste da área a partir da variação do gradiente morfológico, sugere-se que as falhas normais individualizaram-se progressivamente em direção ao centro da bacia *pull-apart*.

A terceira etapa diz respeito à elevação do nível do mar (Transgressão Flandriana) e o conseqüente afogamento de parte do sistema de drenagem. Através dos principais cursos d'água os efeitos desse evento alcançaram a parte central da área, onde há registros de depósitos de planície de maré relacionados a Sequência Holocênica Inferior (H1).

A quarta etapa é representada pela retomada dos movimentos transtensivos expressos pela deposição da Sequência Holocênica Intermediária (H2) nos *hemigrabens* e no depocentro principal. Grande parte da paisagem atual é decorrente dessa movimentação.

A última etapa diz respeito à propagação de falhas transcorrentes orientadas na direção NE-SW que seccionam e deslocam a estrutura romboédrica em vários locais. Dentre as várias falhas identificadas é oportuno mencionar aquela que exerce forte controle na orientação da baía de São Marcos.

9. CONCLUSÕES

As investigações geológicas com ênfase na caracterização do quadro neotectônico da bacia de São Luis permitiram delinear as seguintes conclusões:

1. As unidades litológicas e os elementos estruturais do Cenozóico são decorrentes de dois movimentos neotectônicos principais atribuídos ao Terciário Superior e ao Holoceno. A interpretação dos dados sugere que tais movimentos estão ligados a um regime tectônico direcional de cinemática dextral;
2. O movimento do Terciário Superior, envolvendo provavelmente o Mioceno e Plioceno, gerou uma bacia assimétrica na parte norte-nordeste da área, cuja arquitetura é formada por falhas normais de direção NW-SE e inclinadas para NE e preenchidas por sedimentos característicos de depósitos de leques aluviais, fluviais e de planície de maré, reunidos no Grupo Barreiras. A paisagem dessa época compreendia uma linha de costa situada nas adjacências da cidade de Mirinzal, limitada por sistema de colinas cortadas por baías de direção NE-SW;
3. O movimento do Quaternário originou uma estrutura romboédrica transtensiva e simétrica formada por dois feixes de falhas transcorrentes e interligadas através de falhas normais. Os sistemas de colinas alinhadas na direção NW-SE estão intimamente relacionadas aos deslocamentos ao longo das falhas normais, bloqueando a rede de drenagem e originando os logos dos municípios de Santa Helena e Pinheiro. As falhas transcorrentes E-W também exercem forte controle no traçado da rede de drenagem e no relevo das partes norte e sul da estrutura romboédrica. No depocentro principal dessa estrutura acham-se instalados os depósitos flúvio-lacustres.

4.As falhas transcorrentes NE-SW, que seccionam a estrutura romboédrica e controlam, principalmente, as baías de Cumã e São Marcos, são interpretadas como zonas do tipo X ligadas a pulsos tardios da segunda movimentação neotectônica;

5.A orientação das estruturas neotectônicas é fortemente controlada pelas posições espaciais das estruturas mesozóicas e pré-cambrianas, constituindo-se em um exemplo didático da tectônica ressurgente.ou recorrente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ABREU, F. de A. M. de. 1990 . **Evolução geotectônica da Pré-Cambriano da Região do Meio-Norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 440p. Tese (Doutorado em Geociências) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa, 1990.
- ABREU, F. A. M. de; LESQUER, A.; BYAMUNGU, B. R. 1984 . A estruturação setentrional do Brasil segundo a gravimetria. **Ciências da Terra**, 10: 10-13.
- ABREU, F. A. M. de; VILLA, R. N.; HASUI, Y. 1980 . Esboço estrutural do Pré-Cambriano da região do Gurupi, Estados do Pará e Maranhão. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980, **Anais**, Camboriú, SBG. v. 03, p. 647 - 698.
- AB'SABER, A. N. 1960 . Contribuição à geomorfologia do Estado do Maranhão. **Notícias Geomorfológicas**, 03 (5): 35 - 45.
- ACKERMANN, F. L. 1964 . Geologia e fisiografia da Região Bragantina. **Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA)**, 21 (2):. 1 - 90.
- AGUIAR, G. A. 1971 . Revisão geológica da bacia do Maranhão. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. **Anais**. São Paulo, SBG. v. 3, p. 113-122.
- ALHEIROS, M. M.; LIMA FILHO, M. F. de; MONTEIRO, F. A. de; J.; OLIVEIRA FILHO, J. S. 1988 . Sistemas deposicionais da Formação Itapecuru no nordeste oriental. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v. 2, p. 753 - 760.
- ALLEN, P. A. & ALLEN, J. R. 1990. **Basin analysis principles and application**. Oxford, London. 451p.

- ALMEIDA, F. F. M. 1969 . Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., Salvador, 1969. **Boletim Especial**. Salvador, SBG. n^o. 01, p. 4 - 6.
- ANGELIER, J. 1979 . Determination of mean principal directions of stresses for a fiver fault population. **Tectonophysics**, 56: 17 - 26.
- ARAI, M.; TRUCKENBROADT, W.; NOGUEIRA, A. C. R.; GÓES, A. M.; ROSSETTI, D. de F. 1994 . Novos dados sobre a estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras, Ne do Pará. IN: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Anais**. Belém, SBG. v. 01, p. 185 - 187.
- ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D. de F.; GÓES, A. M. 1988 . Cosiderações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. v 02, p. 738 - 752.
- ARANHA, L. G. F.; LIMA, N. P.; SOUZA, J. M. P.; MAKINO, R. K.; FIGUEIRAS, A. J. M. 1990 . Evolução tectônica e sedimentar das Bacias de Bragança-Vizeu, São Luis e Ilha Nova. IN: BACIAS Sedimentares: Origem e evolução. Rio de janeiro, PETROBRÁS. p. 221 - 234.
- 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.
- AYDIN, A. & NUR, A. 1985 . The types and role of stepover in strike-slip tectonics. IN: BIDDLE K. T & CHRISTIE-BLICK, N., Ed. **Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. p. 35 - 44. (Special Publication, 37).

- AZEVEDO, R. P. 1991 . **Tectonics evolution of brazilian equatorial continental margin basins**. Londres, Imperial College - University of London. Tese (Doutorado em Geociências). Department of Geology Royal Scholl of Mines.
- BARBOSA, G. V. & PINTO, M. N. 1973 . Geomorfologia da Folha SA-23 (Folha São Luis) e parte da Folha SA-24 (Folha Fortaleza). IN: BRASIL. Projeto RADAMBRASIL. **Folha SA-23 (São Luis) e parte da Folha SA-24 (Fortaleza)**; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. v. 03, p. 3 - 26. (Levantamento dos Recursos Naturais).
- BATISTA, A. M. N. 1992 . **Carcaterização paleoambiental dos sedimentos Codó/Grajaú, Bacia de São Luis (Ma)**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências, 104p. Tese (Mestrado em Geologia). Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, UFPa, 1992.
- 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), 1991. **Anais**. Rio Claro, SBG. V. 01, p. 103 - 104.
- BERROCAL, J.; ASSUNÇÃO, M.; ANTEZANA, R.; DIAS NETO, C. M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H.; VELOSO, J. A. V. 1984 . **Sismicidade do Brasil**. Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo. 320p.
- BLOOM, A. L. 1978 . **Geomorphology - A systematic analysis of late Cenozoic landforms**. New Jersey, Prentice Hall. 510p.
- BORGES, M da S.; ANGÉLICA, R. S. ; COSTA, M. L. 1988 . Contribuição a geologia dos arredores da vila de Santa Luzia (Ourém/Pa). IN: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. V. 6, p. 2689 - 2703.

- BORGES, M da S.; COSTA, J. B. S.; BEMERGUY, R. L.; COSTA, J. L. da; MAIA, R. G. N.; ARAUJO, O. S. B. 1994 . O quadro litoestrutural da folha SA.23 - V - C (Castanhal). IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú, 1994. **Anais.** Camboriú, SBG. V.2, p. 113 - 114.
- BORGES, M. da 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, 1995. **Anais.** Gramado, SBG. 270 - 271.
- BORGES, M. da 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, 1995. **Anais.** Gramado, SBG, 421 - 422.
- BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. 1981. **Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais.** Brasília. Escala 1:5.000.000.
- CAPUTO, M. V. 1984 . **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of the norther basins of Brasil.** Santa Bárbara (Califórnia). Tese de Doutorado. 583p.
- CARNEIRO, R. G. 1974 . **Mapeamento estrutural da área de Grajaú-Imperatriz.** Belém, PETROBRÁS. 45p. (Relatório Técnico, 358).
- 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).

- COLARES, J. Q. das S. & ARAÚJO, C. C. 1990 . **Folha Santa Inês (SA-23-Y-D). Estado do Maranhão** PROGRAMA DE LEVANTAMENTO GEOLÓGICO BÁSICO DO BRASIL. Brasília, DNPM. 61p.
- COOKE, R. U. & DOORNKAMP. J. C. 1974 . **Geomorphology in enviromental management-claredom.** Oxford. Press. 405p.
- COSTA J. B. S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R. L.; BORGES, M da S.; COSTA, A. R.; TRAVASSOS, W.; MIOTO, J. A.; IGREJA, H. L. S da. 1993 . Aspectos fundamentais da neotectônica Amazônica Brasileira. IN: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DO QUATERNÁRIO DA AMAZÔNIA e REUNIÃO DO PICG, Projeto 281, 4., Manaus, 1993. **Resumos e Contribuições Científicas.** Manaus, FUA. p. 103 - 106.
- COSTA J. B. S; HASUI, Y.; BORGES, M. da S.; BEMERGUY, R. L.; SAADI, A.; COSTA Jr, P. S. 1994 . Arcabouço tectônico Meso-Cenozóico da Região da Calha do Rio Amazonas. IN: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Belém, 1994. **Boletim**, Belém, SBG. 47 - 50.
- COSTA, J. B. S; IGREJA, H. L. S. da; BORGES, M. da S.; HASUI, Y. 1991A. Tectônica Mesozóica-Cenozóica da região norte do Brasil. IN: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro (SP), 1991. **Anais.** Rio Claro, SBG. V.01, p. 108 - 110.
- COSTA, J. B. S.; IGREJA, H. L. S. da; BORGES, M. da S.; HASUI, Y. 1991B. O quadro tectônico regional do mesozóico na região norte do Brasil. IN: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, 1991. **Anais.** Belém, SBG. V. 01, p. 166 - 173.

- COSTA, J. B.; PASTANA, J. M. N.; COSTA, E. J. S. ; JOÃO, X. S. J. 1988. A faixa de Cisalhamento Tetungal na Folha SA.23 - Y - B. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, 1988. **Anais**. Belém, SBG. V. 6, p. 2257 - 2266
- COSTA, J. L. da; ARAÚJO, A. A. F.; VILLAS BÔAS, J. M.; FARIA, C. A. S. de; SILVA NETO, C. S.; WANDERLEY, V. J. R. 1977. **Projeto Gurupi**; Relatório Final de Etapa Belém, DNPM/CPRM. v. 01.
- COSTA, M. L. 1991 . Aspectos geológicos das lateritas da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, 21 (2). 146 - 160.
- COSTA, M. L.; BEHLING, H.; MORAES, E. L. 1995 . Mineralogia e geoquímica dos sedimentos de fundo do lago Aquiri no Maranhão. IN: WORKSHOP ECOLAB, 3, Belém, 1995. **Resumos Expandidos**. Belém, MPEG, p. 55-57.
- CRASGROVE, J. & JONES, M. 1991 . **Neotectonics and Resources**. London, University College. 404p.
- CUNHA, B. C. C. & DEL'ARCO, J. O. 1988 . Variações faciológicas da Formação Itapecuru na região de Santa Inês-Ma. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, Belém, 1988, **Anais**. Belém, SBG. V. 02, p. 765 - 777.
- CUNHA, F. M. B. da. 1982 . Aspectos morfoestruturais do baixo amazonas. IN: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1., Belém, 1982. **Anais**. Belém, SBG. V. 01, p. 75 - 89.
- DEFFONTAINES, B. R. & CHOROWICZ, J. 1991 . Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire basin. **Tectophysics**, (194), 237 - 263.

- FANIRAN, A. R. & JEJE, L. K. 1983. **Humid tropical geomorphology - A study of the geomorphological and landforms in warm humid climates.** Longman, New York. 414p.
- FERREIRA, C. S. 1966 . Características lito-paleontológicas da Formação Pirabas, Estado do Pará. IN: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA DAS GUIANAS, 6., Rio de Janeiro, 1966. **Anais.** Rio de Janeiro, Divisão Nacional de Geologia e Mineralogia. v. 41, p. 101 - 111.
- FERREIRA Jr., C. R. P.; COSTA, J. B. S; RODRIGUES, M. A. B. 1995 . Bacia de Pinheiro: Uma estrutura *pull-apart* do Quaternário, noroeste do Estado do Maranhão. IN: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado, 1995. **Anais.** Porto Alegre, SBG. 427 - 428.
- FRANCISCO, B. H. R.; LORWENSTEIN, P.; SILVA, O F. da; SILVA, G. G. 1971 . **Contribuição a geologia da Folha SA-23 (Folha São Luis).** 40p. (Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Geologia, 17).
- FRANZINELLI, E. 1982 . Contribuição à geologia da costa do Estado do Pará (entre as baías de Curuçá e Maiaú). IN: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 4., Manaus, 1982. **Atas.** p. 305 - 322.
- FRANZINELLI, E. & PIUCI, W. 1988 . Evidências de neotectonismo na Bacia Amazônica. IN: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7., Belém, 1988. **Anais.** Belém. SBG. v.1 , p. 80 - 90.
- GÓES, A. M. 1980 . **Estudos sedimentológicos dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru, no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 44p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. Centro de Geociências, UFPa, 1980.

- GÓES, A. M. & TRUCKENBROADT, W. 1980 .Caracterização faciológica e interpretação ambiental dos sedimentos Barreiras na Região Bragantina, nordeste do Pará. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camború, 1980. **Anais**. Camboriú, SBG. V.02, p. 766 - 771.
- HANCOCK, P. L., ed. 1994 . **Continental deformation**. U.K. University of Bristol, 421p.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil.IN: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CONTINENTAL CENOZÓICA NO SUDESTE DO BRASIL, 1., Belo Horizonte., 1990. **Anais**. Belo Horizonte. SBG. Nº 11, p. 1 - 32.
- HASUI, Y.; ABREU, F. A. M. de; VILLAS, R. N. N. 1984. Província Parnaíba. IN: ALMEIDA, F. F. M. de & HASUI, Y. Ed. **O pré-cambriano do Brasil**. São Paulo, Edgar Blucher. p. 36 - 45.
- HASUI, Y. & COSTA, J. B. S. 1991 . **Zonas e cinturões de cisalhamento**. Belém, Ed. da Universidade Federal do Pará. 144p.
- HASUI, Y; HARALYI, N. L. E.; COSTA, J. B. S. 1993 . Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. **Geociências**, 12, (1), 7 - 32.
- HOWARD, A. D. 1967 . Drainage analysis in geologic interpretation: Sumation. **Bulletin American Association of Petroleum Geologists**, (11): 5, 35 - 44.
- IGREJA, H. L. S. da. 1985 . **Estudo geológico da Sequência Camiranga-Nordeste do Pará**. Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 85p. Tese (Mestrado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geologia. Centro de Geociências, UFPa, 1985.

- IGREJA, H. L. S da. 1992. **Aspectos tectono-sedimentares do Fanerozóico do nordeste do estado do Pará e noroeste do Maranhão.** Belém, Universidade Federal do Pará. Centro de Geociências. 192p. Tese (Doutorado em Geologia) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. Centro de Geociências, UFPa, 1992.
- IGREJA, H. L. S. & FRANZINELLI, E. 1990. Estudos neotectônicos na região do baixo rio Negro - centro - nordeste do Estado do Amazonas. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 36., Natal, 1990. **Anais. SBG.** v. 05, p. 2099 - 2109.
- INGERSOLL, R. V. 1988 . Tectonics of sedimentary basins. **Geol. Am. Bul.**, 100: 1704 - 1719.
- KATZER, F. 1933 . **Geologia do Estado do Pará (Brasil).** (Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi de História Natural e Etnomografia, 9)
- LEEDER, M. R. & GAWTHORPE, R. L. 1987 . Sedimentary models of extensional tilt-block/half-graben basins. IN: COWARD, P. M. *et al.*, **Continental extensional tectonics.** London, Geological Society of London. p. 153 (Special Publication).
- MACCLAY, K. R. 1987 . **The mapping of geological structures.** Toronto, Geological Society of London. 160p.
- MACIER, S. L. ; ARMIJO, R. ; TAPPONIER, P.; CAREY-GAILHADDIS, E. ; TONG-LIN, H. 1987. Change from late tertiary compression to quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision. **Tectonics**, (6): 275 - 304.
- MANN, P.; HEMPTON, M. R.; BRADLEY, D. C.; BURKE, K. 1983 . Development of pull-apart basins. **Journal of Geology**, (91): 529 - 554.
- MACHETTE, M. N.; PERSONIUS, S. F.; NELSON, A. R.; SCHWORTZ, D. P.; LUND, W. R. 1991 . The Wasatch Fault-zone - Segmentation history of holocene earthquakes. **Journal of Structural Geology**, (13): 137 - 149.

- MARTINS, J. M. G. F.; QUADROS, M. L. do E. S.; BEZERRA, O. V.; SOUZA JUNIOR, C. M. 1991 . Sobre o registro do icnofóssil *ophiomorpha* no Grupo Barreiras, nordeste do Estado do Pará e suas implicações paleoambientais. IN: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 3., Belém, SBG. 1991. **Anais**. v.01, p. 600.
- MESNER, J. C. & WOLDRIDGE, L. C. 1964. Maranhão paleozoic basin and Cretaceous coastal basins. North Brazil. **Bulletin of American Association of Petroleum Geologists**, 48 (9): 1475-1512.
- MONTENAT, C.; BARRIER, P.; OTT D'ESTENOV, P. 1991 . Some aspects of the tectonics in the strat of Messina, Italy. **Tectonophysics**, (194): 203 - 215.
- MOODY, J. D. & HILL, M. J. 1956 . Wrench-fault tectonics. **Geological Society of America Bulletin**, (67): 1207 - 1956.
- OUCHI, S. 1985. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. **Geological Society of American Bulletin**, 96: 504 - 515.
- PARK, R. G. 1989. **Foundations of structural geology**. Blackie. 187p.
- PASSCHIER, C. W.; MAYERS, J. S. KRONER, A. 1993 . **Field geology of high-grade gneiss terrains**. Berlin, Heidelberg, Springer-verlag. 150p.
- PASTANA, J. M. do N.; JOÃO, X. da S. J. ; FARIA, C. A. S. 1993 . Folhas Turiaçu e Pinheiro: uma contribuição à geologia do meio norte. IN: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 35., Natal, 1991. **Resumos Expandidos**. Natal, SBG. p. 237 - 239.
- PASTANA, J. M. do N.; JOÃO, X. da S. J.; FARIA, C. A. S.. (No Prelo) - **Folhas SA-23-V-D (Turiaçu) e SA-23-Y-B (Pinheiro)**. Programa de Levantamento Geológico Básico do Brasil (PLGB). CPRM/DNPM.
- PAVLIDES, S. B. 1989 . Looking for a definition of neotectonics. **Terra Nova**, 01: 233 - 235.

- PETRI, S. 1952 . Foraminíferos miocênicos da Formação Pirabas. **Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras**, 216 (16): 1 - 74.
- PITMANN, W. C. & ANDREWS, J. A. 1985 . Subsidence and thermal history of small pull-apart basins. IN: BIDDLE K. T & CHRISTIE-BLICK, N. ed. **Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 35 - 44 (Special Publication, 37).
- PONÇANO, W. L.; BISTRICHI, C. A.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, M. A. de; PIRES 1979 . O conceito de sistema de relevo aplicado ao mapeamento geomorfológico do Estado de São Paulo. IN: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 2., Rio Claro, 1979. **Anais**. Rio Claro, SBG. v. 02, p. 253 - 262.
- RAMSAY, J. G & HUBER, M. I. 1983 . **The techniques of modern structural geology**. Academic Press. v.1.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. 1987 . **The techniques of modern structural geology**, Academic Press. v.2.
- READING, H. G. 1980 . Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. IN: BALLANCE, P. F. & READING, H. G. ed. **Sedimentation in oblique-slip mobile zones**. 126p. (Special Publication of International Association Sedimentologistc, 04).
- RESENDE, W. M. & PAMPLONA, H. R. P. 1970 . Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano Santos. **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, 13 (1/2): 5 - 14.
- RODRIGUES, T. L. dos N.; LOVATO, O. G.; CAYE, B. R. 1990 . Contribuição à estratigrafia da Folha São Luís (SA.23-Z-A)/Ma. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. Natal, SBG. **Anais**. v. 1, p. 124 - 135.

- ROSSETTI, D. F.; TRUCKENBROADT, W.; GÓES, A. M. 1989 . Estudos paleoambientais e estratigráficos dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na Região Bragantina, nordeste do Pará. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, 01 (11): 25 - 74. Série Ciências da Terra
- SÁ, J. H. S. 1969 . Contribuição à geologia dos sedimentos Terciários e Quaternários da Região Bragantina. **Boletim do Instituto de geologia**, Rio de Janeiro, 03, 21 - 36.
- SAADI, A. 1991 . **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais**. Belo Horizonte, Universidade Federal de Minas Gerais, 285p. Tese (Doutorado em Geociências), UFMg, 1991.
- SCHALLER, H.; VASCONCELOS, D. N.; CASTRO, J. C. 1971 . Estratigrafia preliminar da foz do rio Amazonas. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971, **Anais**, São Paulo, SBG., São Paulo, p. 189 - 202.
- SCHOLLE, P. A. & SPEARING, D. 1982 . **Sandstone depositional environments**. USA, The American Association of Petroleum Geologists. 490p.
- SCHUMM, S. A. 1986 . Aluvial response to active tectonics. IN: ACTIVE tectonics. Washington D. C., National Academy Press, p.80 - 94.
- SOARES, P. C. & FIORI, P. A. 1976 . Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia. **Notas Geomorfológicas**, Campinas, 16 (32): 71 - 104.
- STERNBERG, H. O'R. 1950 . Vales tectônicos na planície Amazônica. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, (23): 95 - 166.
- STERNBERG, H. O'R. 1953 . Sismicidade e morfologia da Amazônia Brasileira. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, (25): 443 - 453.

STEWART, I. S. & HANCOCK, P. L. 1994 . Neotectônica. IN: HANCOCK, P. L. (Editors).

Continental deformation. U. K, University of Bristol. 421p.

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.

WHITE, S. H.; BRETAN, P. G. ; RUTTER, E. H. 1986 . Fault-Zone reactivation: kinematics and mechanics. **Philosophical transaction of the Royal Society of London**, 317: 81 - 97. Série A.

WOODCOCK, N. H. 1986 . The role of strike-slip faults systems at plate boundaries. **Philosophical Transaction of the Royal Society of London**, 317: 13 - 29. Série A.

ZÁLAN, P. V. 1986 . A tectônica transcorrente na exploração do petróleo: Uma revisão. **Revista Brasileira de Geociências**, 03 (16): 245 - 257.