

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

ASPECTOS TECTÔNICO-SEDIMENTARES DO FANEROZÓICO DO NORDESTE
DO ESTADO DO PARÁ E NOROESTE DO MARANHÃO, BRASIL

Tese Apresentada por

HAILTON LUIZ SIQUEIRA DA IGREJA

como requisito parcial à obtenção do grau em

DOUTOR EM CIÊNCIAS

Na área de

GEOLOGIA

Conferido pelo Curso de Pós-Graduação em

Geociências da

Universidade Federal do Pará

Aprovado: 16.09.92

Nóis Talia R

Comitê de Tese

LUIS ERCILIO DO CARMO FARIA JÚNIOR (ORIENTADOR)

João Batista SENA COSTA

JOÃO BATISTA SENA COSTA

Yociteru Hasui

YOCITERU HASUI

Robri

MAAMAR EL-ROBRINI

Fernando Flecha Alkmin

FERNANDO FLECHA ALKMIN

DEDICATÓRIA

DE: HAILTON E MARIA

PARA: HÉRICA E MANUELA

"A causa principal da recusa natural em acreditar que uma espécie tenha dado origem a outras e distintas espécies é que sempre custa-nos admitir grandes inovações das quais não compreendemos a sequência exata. A dificuldade é a mesma que a enfrentada pelos geólogos quando Lyell, pela primeira vez insistiu em afirmar que as longas linhas de rochedos afastados ao mar e os grandes vales tinham sido formados por agentes que estão ainda em funcionamento".

Charles Robert Darwin

AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Luis Ercílio do Carmo Faria Júnior pelo permanente incentivo e inestimável orientação.

Ao Dr. João Batista Sena Costa por sua colaboração dedicada nos estudos tectônicos e pelas críticas construtivas na Banca Examinadora de Qualificação e de Doutorado.

Ao Dr. Yociteru Hasui pelas valiosas sugestões e pelas críticas construtivas na Banca Examinadora da Qualificação e de Doutorado.

Ao Dr. Maamar El-Robrini pelo estímulo nos trabalhos de campo e pelas críticas construtivas na Banca Examinadora da Qualificação e de Doutorado.

Ao Dr. Fernando Flecha Alkmin pelas críticas construtivas na Banca Examinadora do Doutorado.

A Dr^a. Jacira Felipe Beltrão pelas críticas construtivas na Banca Examinadora da Qualificação.

Ao Dr. José Gouvea Luiz na orientação dos trabalhos gravimétricos.

Ao Geól. Maurício da Silva Borges pelas longas discussões sobre a neotectônica do litoral paraense.

Aos Srs. Adalberto Araújo e Takashi Nagano pelas reproduções fotográficas; extensivos aos funcionários da Fundação de Amparo e Desenvolvimento da Pesquisa - FADESP.

A Dr^a. Dolores Montes de Almeida pela presteza no apoio bibliográfico.

As Sras. Leila Maria Rayol Lima e Letícia Couto Barbosa pela paciência e atenção na Biblioteca do Centro de Geociências.

Aos Srs. Davi Almeida e Joaquim Esteves pelo trabalho de dactilografia e reproduções.

Aos colegas dos Cursos Graduação e Pós-Graduação em Geologia da UFPA pela convivência harmônica numa época de grande efervescência política.

A Fundação Universidade do Amazonas, que através dos Departamentos de Geociências e Pós-Graduação, concedeu as condições de executar este trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pelo incentivo à pesquisa.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior que estimulou este trabalho através do Programa Institucional de Capacitação de Docentes.

À Hesca Serviços Técnicos Especiais Ltda., cujos funcionários sempre apoiaram na coleta dos dados de campo.

À PETROBRÁS - DENOR pela boa vontade de seus funcionários, em particular aos geólogos Laércio Gonzaga de França Aranha, Luis Cirilo de Almeida Carvalho e Luiz Felipe Pinto Marques.

Ao Centro de Geociências, extensivo à toda a Universidade Federal do Pará, cujo quadro de professores e funcionários sempre acolheu o autor com estima e dedicação.

A todos os que colaboraram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

	P.
Fig. 01- Mapa de localização da área estudada.....	11
Fig. 02- Coluna estratigráfica das regiões nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Mara- nhão.....	15
Fig. 03- Segmento sudeste da Zona de Cisalhamento Tentu- gal onde ocorre a Formação Igarapé de Areia.....	18
Fig. 04- Quadro de proposições estratigráficas Pré-Cam- brianas para as regiões nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão.....	20
Fig. 05- Mapa das unidades morfo-estruturais e morfocli- máticas da área estudada.....	26
Fig. 06- Detalhe do Planalto Rebaixado da Zona Braganti- na.....	27
Fig. 07- Detalhe da Unidade Litorânea de Rias.....	29
Fig. 08- Quadro Estratigráfico para o Pré-Cambriano da região estudada.....	31
Fig. 09- Esquemas das assinaturas sismoestratigráficas típicas das Sequências Sedimentares das Bacias de Bragança-Viseu e São Luís.....	38
Fig. 10- As maiores espessuras da Sequência Itapecuru In- ferior ocorrendo adjacentes aos declives tectô- nicos mais íngremes da região.....	40

Fig. 11- Seção sísmica 224-RL-111 (P. 380-600) - SW da Bacia de São Luís.....	42
Fig. 12- Unidade basal condicionada às falhas do evento inicial lacustre da Sequência Itapecuru Inferior, submetida a processos diapíricos.....	44
Fig. 13- Unidade Sílici-clástica da Sequência Pirabas-Barreiras no setor oriental da Bacia de Bragança-Viseu.....	45
Fig. 14- Afloramento da Unidade Basal da Sequência Piriá-Camiranga. Km 217 da rodovia BR-316 (Pará-Maranhão).....	47
Fig. 15- Mapa paleogeográfico generalizado do Cambriano (570-500 Ma.).....	48
Fig. 16- Mapa paleogeográfico generalizado do Ordoviciano (500-435 Ma.).....	49
Fig. 17- Principais características litológicas e paleoambientais da Sequência Piriá-Camiranga.....	52
Fig. 18- Mapa paleogeográfico generalizado do Siluriano (435-405 Ma.).....	53
Fig. 19- Quadro estratigráfico do Paleozóico Inferior das regiões estudadas. Sequência Piriá-Camiranga....	55
Fig. 20- Mapa geológico da área estudada.....	57
Fig. 21- Seção sísmica mostrando a Sequência Itapecuru sobre o embasamento e a Sequência Piriá-Camiranga.....	58

Fig. 22- Mapa paleogeográfico generalizado do Cretáceo (135-65 Ma.).....	60
Fig. 23- Modelo deposicional da Sequência Itapecuru Superior na Bacia de São Luís.....	62
Fig. 24- Evolução das placas Norte-Americana e Africana a partir da fragmentação do Pangea.....	66
Fig. 25- Mapa geotectônico pré-deriva continental mesozóica do norte-nordeste da placa Sul-Americana e centro-ocidental da placa Africana.....	69
Fig. 26- Direções das estruturas pré-cambrianas dos dois principais núcleos metamórficos da área estudada.	71
Fig. 27- Sistemas de falhas da Bacia Pará-Maranhão. Região da Plataforma Continental.....	73
Fig. 28- Mapa geotectônico pré-deriva continental mesozóica para a região Atlântica Equatorial.....	74
Fig. 29- Filonito grafitoso do embasamento da Bacia de Bragança-Viseu.....	75
Fig. 30- Detalhe microscópico da amostra da figura anterior (Fig. 29).....	76
Fig. 31- Mapa de lineamentos da África Norte-Occidental...	78
Fig. 32- Mapa gravimétrico de Anomalia Bouguer da área estudada.....	80
Fig. 33- Perfil gravimétrico norte-sul (A-A').....	81
Fig. 34- Perfil gravimétrico norte-sul (B-B').....	81
Fig. 35- Perfil gravimétrico norte-sul (C-C').....	81

	P.
Fig. 36- Perfil gravimétrico leste-oeste (E-E').....	82
Fig. 37- Perfil gravimétrico leste-oeste (F-F').....	83
Fig. 38- Perfil gravimétrico leste-oeste (G-G').....	83
Fig. 39- Perfil gravimétrico noroeste-sudeste (H-H')....	85
Fig. 40- Perfil gravimétrico noroeste-sudeste(I-I').....	85
Fig. 41- Abertura do Oceano Atlântico. Transtensão lateral direita ao longo da margem equatorial.....	86
Fig. 42- Perfil gravimétrico nordeste-sudoeste (J-J')...	87
Fig. 43- Perfil gravimétrico nordeste-sudoeste (K-K')...	88
Fig. 44- Perfil gravimétrico nordeste-sudoeste (L-L')...	88
Fig. 45- Modos possíveis de interligação de semigrábens..	89
Fig. 46- Mapa de localização das linhas sísmicas inter- pretadas.....	91
Fig. 47- Seção sísmica 224-RL-099, longitudinal a Bacia Bragança-Viseu.....	92
Fig. 48- Arcabouço estrutural da Bacia Pará-Maranhão, borda norte da Plataforma Continental.....	93
Fig. 49- Seção sísmica transversal (NE-SW) no setor oci- dental da Bacia de Bragança-Viseu.....	95
Fig. 50- Detalhe da seção sísmica 224-RL-099 (pontos de 680 a 840), borda ocidental do "Horst" do Guru- pi.....	97
Fig. 51- Elementos constituintes principais da Bacia de Bragança-Viseu.....	98

Fig. 52- Seção sísmica 224-RL-100 (NE-SW) mostrando estrutura de cavalgamento na borda sudoeste da Bacia de Bragança-Viseu.....	99
Fig. 53- Seção sísmica composta (224-RL-106A e 224-5L-106B) transversal ao setor oriental da Bacia Bragança-Viseu.....	102
Fig. 54- Seção sísmica da borda sudoeste, setor oriental, da Bacia Bragança-Viseu.....	103
Fig. 55- Seção sísmica de direção NE-SW, transversal a Bacia de São Luís, setor ocidental.....	106
Fig. 56- Seção sísmica 224-RL-116 (NW-SE) longitudinal à parte oeste da Bacia de São Luís.....	107
Fig. 57- Detalhe da seção anterior destacando os elementos tectônicos da Sequência Paleozóica Piriá-Camiranga na Bacia de São Luís.....	108
Fig. 58- Detalhes das seções sísmicas 224-RL-111 e 224-RL-116, destacando os elementos tectônicos da fase de "rift" ativo - Sequência Itapecuru Inferior.....	109
Fig. 59- Detalhes das seções sísmicas anteriores (Fig. 58), destacando os elementos tectônicos da fase de "rift" passivo - Sequência Itapecuru Superior.....	110

Fig. 60- Mapa com as principais estruturas tectônicas do Paleozóico Inferior do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão.....	113
Fig. 61- Feições estruturais da Sequência Piriá-Camiranga no Semigráben de Peritoró.....	114
Fig. 62- Feições tectônicas da Sequência Piriá-Camiranga na borda ocidental do Semigráben de Peritoró....	115
Fig. 63- Detalhe do afloramento do Km 216 da BR-316 (Fig. 62).....	116
Fig. 64- Afloramento típico da Sequência Piriá-Camiranga da Região Central do Semigráben de Camiranga....	117
Fig. 65- Mapa tectono-sedimentar do Semigráben de Camiranga.....	119
Fig. 66- Mapa geológico destacando as formações pré-cambrianas.....	120
Fig. 67- Seção-Tipo da Unidade Alto Bonito.....	122
Fig. 68- Detalhes da figura 67, Unidade 3 da Sequência Piriá-Camiranga.....	123
Fig. 69- Modelo tectônico para o Paleozóico Inferior da área estudada.....	125
Fig. 70- Padrão neotectônico da Costa do Estado do Pará, litoral do Estuário Guajará.....	130
Fig. 71- Reconstrução dos continentes no período Cambriano.....	133

Fig. 72- Proposta de reconstrução continental do Silúrio- no ao Permiano.....	136
Fig. 73- Seção sísmica (218-RL-01 - NW-SE) do setor norte da Bacia do Parnaíba.....	137
Fig. 74- Elementos estruturais "Hercinianos" no norte da África.....	138
Fig. 75- Mapa de reconstrução Mesozóica segundo o Modelo das Zonas de Fraturas.....	140
Fig. 76- Modelo de rotação horária para a abertura do Atlântico Equatorial.....	143
Fig. 77- Modelo de intumescência e fraturamento para a margem continental brasileira.....	145
Fig. 78- Modelos de evolução geotectônica de margens con- tinentais passivas.....	147
Fig. 79- Modelo de cisalhamento para a abertura do Atlân- tico Equatorial.....	149
Fig. 80- Curvas de subsidência e variação eustática do nível do mar para as bacias da Margem Continen- tal Brasileira.....	153
Fig. 81- Sistema de leques aluviais típicos de borda de bacia com alto gradiente tectônico.....	156
Fig. 82- Modelo de desenvolvimento da Costa Equatorial em distensão oblíqua.....	159

Fig. 83- Modelo de evolução tectono-sedimentar para o Albiano e Cenomaniano do Atlântico Equatorial.....	160
Fig. 84- Modelo tectono-sedimentar para as Sequências Itapecuru Superior e Inferior.....	161
Fig. 85- Modelos tectono-sedimentares para o Atlântico Equatorial no Turoniano e Santoniano.....	164
Fig. 86- Modelo tectono-sedimentar da Sequência Pirabas-Barreiras no Mioceno.....	169
Fig. 87- Alguns aspectos dos afloramentos da Sequência Pirabas-Barreiras.....	170
Fig. 88- Modelo tectono-sedimentar para o período Plioceno-Quaternário da Bacia Bragança-Viseu.....	171
Fig. 89- Lineamentos (NNW) paleozóicos e mesozóicos reativados no Quaternário.....	173
Fig. 90- Carta tectono-sedimentar sintética para o Fanerozóico do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão.....	176

SUMÁRIO

	P.
DEDICATÓRIA.....	I
AGRADECIMENTOS.....	III
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	V
RESUMO.....	01
ABSTRACT.....	03
 1 - INTRODUÇÃO.....	 05
1.1 APRESENTAÇÃO.....	05
1.2 OBJETIVOS.....	08
1.3 ÁREA DE TRABALHO.....	10
1.4 METODOLOGIA.....	12
1.4.1 <u>Trabalhos de campo</u>	12
1.4.2 <u>Trabalhos de laboratório</u>	13
1.4.3 <u>Trabalhos de gabinete</u>	13
 2 - GEOLOGIA REGIONAL.....	 14
2.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS.....	14
2.2 ESTADO ATUAL DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS.....	14
2.3 GEOLOGIA FANEROZÓICA.....	21
2.4 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS.....	25

3 - ESTRATIGRAFIA.....	30
3.1 PRÉ-CAMBRIANO.....	30
3.2 FANEROZÓICO.....	36
3.2.1 <u>Sismoestratigrafia</u>	36
3.2.2 <u>Seqüência Piria-Camiranga</u>	46
3.2.3 <u>Seqüência Itapecuru Inferior</u>	56
3.2.4 <u>Seqüência Itapecuru Superior</u>	61
3.2.5 <u>Seqüência Pirabas-Barreiras</u>	63
3.2.6 <u>Seqüência Pará</u>	65
4 - TECTÔNICA.....	68
4.1 TECTÔNICA DO PRÉ-CAMBRIANO.....	68
4.2 TECTÔNICA DO FANEROZÓICO.....	79
4.2.1 <u>Tectonogravimetria</u>	79
4.2.2 <u>Tectonossísmica</u>	90
4.2.2.1 Bacia de Bragança-Viseu.....	92
4.2.2.2 Bacia de São Luís.....	104
4.2.3 <u>Tectônica do Paleozóico</u>	111
4.2.3.1 Semigráben de Peritoró.....	111
4.2.3.2 Semigráben de Camiranga.....	118
4.2.4 <u>Tectônica do Mesozóico</u>	126
4.2.5 <u>Tectônica do Cenozóico</u>	128

CAPÍTULO 5 - EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR.....	131
5.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	131
5.2 EVOLUÇÃO PALEOZÓICA.....	131
5.3 EVOLUÇÃO MESOZÓICA.....	139
5.3.1 <u>Modelo das Zonas de Fraturas</u>	139
5.3.2 <u>Modelo de Rotação</u>	142
5.3.3 <u>Modelo de Intumescência e Fraturamento</u>	144
5.3.4 <u>Modelo de Cisalhamento</u>	148
5.3.5 <u>Modelo de Transcorrência Transtensiva</u>	150
5.3.6 <u>Modelo de Distensão Oblíqua (proposto)</u>	151
5.4 EVOLUÇÃO CENOZÓICA.....	165
6 - CONCLUSÕES.....	174
7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	177

RESUMO

Este trabalho representa a primeira tentativa de uma síntese evolutiva dos aspectos tectono-sedimentares do Fanerozóico do nordeste do Pará e do noroeste do Maranhão.

As características geológicas da área estão relacionadas a dois núcleos ígneos e metamórficos pré-cambrianos (Cândido Mendes e Gurupi) e a duas bacias sedimentares fanerozóicas (Bragança-Viseu e São Luís).

Foram definidas as seguintes seqüências sedimentares: Pirriá-Camiranga (Cambro-Ordoviciano - Siluriano); Itapecuru Inferior (Cretáceo Inferior); Itapecuru Superior (Cretáceo Superior); Pirabas-Barreiras (Oligo-Mioceno - Plioceno); Pará (Quaternário).

Para elaborar a evolução tectono-sedimentar do Fanerozóico da área foram implementados estudos tectônicos, que subsidiados por interpretações de dados gravimétricos, magnetométricos, sísmicos e de poços, facilitaram uma melhor delineação das seqüências sedimentares e forneceram os principais elementos do arcabouço estrutural das bacias.

As propriedades sedimentares e tectônicas da Seqüência Pirriá-Camiranga são compatíveis com um modelo tectono-sedimentar constituído de ambiente marinho litorâneo sob influência flúvio-glacial, desenvolvido num conjunto de blocos escalonados componentes de um sistema direcional.

Este estágio evolutivo da área foi geneticamente relacionado ao paroxismo Paleozóico Eo-herciniano, que finalizou com o

fechamento do Atlântico I, representando, assim, o primeiro ciclo geotectônico do continente Gondwana.

As seqüências Itapecuru Inferior e Superior, Pirabas-Barreiras e Pará, por estarem associadas à abertura do Atlântico Equatorial, a partir do Mesozóico, foram alvos de intensos estudos, que resultaram nos seguintes modelos tectono-sedimentares: 1) Modelo das zonas de fraturas; 2) Modelo da rotação anti-horária do continente Africano; 3) Modelo de intumescência e fraturamento; 4) Modelo de cisalhamento; 5) Modelo da rotação horária da placa Sul-Americana; 6) Modelo de transcorrência.

Estes modelos foram testados na região de estudo, embora confirmem o sincronismo e a equivalência ambiental das seqüências acima com aquelas constituintes das fases "rift" e "pós-rift" das bacias da faixa equatorial brasileira, não são plenamente aplicáveis com relação aos aspectos tectônicos.

O modelo aqui apresentado para geração e evolução das bacias, preconiza um mecanismo simples de distensão NE-SW, resultando em dois grandes semigrábens com polaridades similares para Bragança-Viseu e São Luís.

A carta tectono-sedimentar proposto para o Fanerozóico do nordeste do Pará e do noroeste do Maranhão demonstra que os modelos deposicionais e tectônicos das seqüências são compatíveis com dois períodos de abertura continental na borda norte do continente Gondwana.

ABSTRACT

A synthesis of the tectono-sedimentary evolution of the Phanerozoic at Northeastern Pará and Northwestern Maranhão is discussed with emphasis to the Bragança-Viseu and São Luís basins. This research is based on field observations, gravity (Bouguer Anomalies), magnetic, seismic, and borehole data interpretations.

Five sedimentary sequences are defined: 1) Piriá-Camiranga (Cambrian-Ordovician to Silurian), 2) Lower Itapecuru (Lower Cretaceous), 3) Upper Itapecuru (Upper Cretaceous), 4) Pirabas-Barreiras (Oligocene-Miocene to Pliocene) and 5) Pará (Quaternary). The regional basement is an igneous-metamorphic assemblage which outcrops in two windows.

The sedimentary and structural features of the Piriá-Camiranga sequence are consistent with a tectono-sedimentary model of coastal environment with fluvio-glacial influence related to a tilted blocks system induced by strike-slip motion. This sequence represents an evolutive stage coincident to the Eo-Hercynian paroxysm (Paleozoic) which ended with the closure of the Atlantic I (first geotectonic cycle of the Gondwana).

The Lower and Upper Itapecuru, as well as the Pirabas-Barreiras and Pará sequences, are related to the Equatorial Atlantic opening during the Mesozoic and Cenozoic times. They are analysed by several authors which reached the interpretations referred to as Models of: Fracture Zones; Anti-clockwise rotation of Africa; Intumescence and fracturing;

Clockwise rotation of the South America Plate; and Wrench Tectonics.

These models were experimented for the studied area. The time and environments of the sedimentary processes are related to the rift and pos-rift phases of the equatorial coastal basins, but these models were not adequate to explain the structural features.

A new model is proposed to explain the origin and development of the basins taking into account a regional NE-SW extension axis and formation of the Bragança-Viseu and São Luís basins with similar polarities.

The tectono-sedimentary map for the Phanerozoic of the Northeastern Pará / Northwestern Maranhão enhances the compatibility of the depositional and tectonics systems with two periods of oceanic opening of the Northern Gondwana border.

1 - INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Desde o ano de 1973, início de seu curso de graduação em Geologia, o autor deste trabalho tem dedicado especial atenção à região nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão. A constante participação em projetos regionais ou de detalhes do antigo Núcleo de Ciências Geofísicas e Geológicas da Universidade Federal do Pará, não só na qualificação de aluno como também estagiário, bolsista da Capes ou CNPq e/ou colaborador em trabalhos técnico-científicos de professores e colegas, permitiu sua familiarização com os problemas da região, assim como um permanente acompanhamento da evolução dos conhecimentos geológicos. No início dos anos 80, ao longo do curso de Pós-Graduação, os estudos foram intensificados e aplicados novos métodos de trabalho, desta feita com apoio da Mineração das Onças e Petróleo Brasileiro S.A. (Petrobrás), além das instituições acima citadas. Os resultados destes estudos constam em uma tese de mestrado (Igreja, 1985) e, embora relativos à uma pequena área da região, redundaram na descoberta, mapeamento, paleoecologia e evolução da Sequência Camiranga (Siluriano), assim como no posicionamento estratigráfico da Formação Piria (Cambro-Ordoviciano), na qual, aquela sequência era englobada. Foi proposta, informalmente, uma coluna estratigráfica atualizada com os novos conhecimentos e apresentado um mapa tectônico preliminar da região. Os resultados aqui registrados, oriundos da análise regional através de diversas linhas de pesquisas da ciência geológi-

ca, têm por finalidade, longe de pretender atingir o "status" de verdade formalizada, demonstrar o estado atual de conhecimento geológico do Fanerozóico da região, justificando o ecletismo e algumas perigosas generalizações devido à carência de dados por---menorizados (detalhamento) em áreas e assuntos fundamentais, salvo raras exceções, como a paleontologia da Formação Pirabas e a geoquímica dos lateritos, tectônica da região de Santa Luzia e a sedimentologia da região de Camiranga. A transformação dos es---tudos efetuados, aqui apresentados sob a forma de uma tese, pas---sa essencialmente pela necessidade de reunir, simplificar e nor---matizar as informações geológicas da região, ao mesmo tempo que promove a reciclagem e atualização profissional do autor no Cen---tro de Geociências da Universidade Federal do Pará.

As bases da Geologia Sedimentar atual têm sofrido importan---tes modificações decorrentes dos novos conceitos da Tectônica Global e da Estratigrafia Genética. A partir dos levantamentos sísmicos de resoluções profundas, no início da década de 80 na América do Norte e na Europa, foram alcançados enormes progres---sos sobre o entendimento da arquitetura de sistemas estruturais extensionais. Tornou-se clara a existência de inúmeras bacias formadas por arranjos geométricos variados de falhas normais que se ajustam a planos de descolamento dentro da crosta ou mesmo a nível do manto litosférico (Lister et al. 1986 dentre outros).

Com relação ao desenvolvimento dos sistemas estruturais ex---tensionais, tornou-se óbvia a idéia da deformação progressiva promovendo naturalmente a ampliação da arquitetura das bacias através da geração de novas falhas (Gibbs, 1984; Coward, 1986;

Ramsay e Huber, 1987, dentre outros). Desse modo, ficou estabelecida que a evolução de uma bacia extensional está diretamente relacionada à atuação de vários pulsos cinemáticos (Gibbs, 1987). Nessa visão, foi demonstrado também que o preenchimento sedimentar ou vulcano-sedimentar participa ativamente dos movimentos inerentes ao seu substrato. As consequências maiores deste fato são as reinterpretações ou atualizações de antigas e complexas colunas estratigráficas, baseadas unicamente em unidades lito, bio e/ou cronoestratigráficas, por cartas tectono-estratigráficas fundamentadas nos estudos de sistemas e seqüências deposicionais. Segundo Gama Jr. (1985) o mapeamento e interpretação de sistemas deposicionais desconsideram as unidades formais.

À medida que o entendimento geométrico-cinemático dos segmentos extensionais avançava, vários modelos tectônicos e termotectônicos foram propostos para explicar o desenvolvimento das bacias, com destaque para os trabalhos de Mackenzie (1978), Wernicke (1981), Gibbs (1984) e Coward (1986).

Avanços expressivos também foram conseguidos em termos do entendimento da organização litoestratigráfica do preenchimento, de modo que as unidades litológicas passaram a ser interpretadas através da concepção de seqüências deposicionais de acordo com os estudos de Della Favera (1985), Van Wagoner et al. (1987) e Galloway (1989a). Nessa filosofia, o objetivo inicial (e localizado no tempo e espaço) de elaborar um determinado modelo de sedimentação se tornou relativamente secundário, por necessitar de coadunação com as regiões adjacentes e, portanto, passível de

permanentes reavaliações, dada a importância do objetivo final (e harmônico) das reconstruções paleoambientais e paleogeográficas.

Vislumbrou-se também que existe interação dinâmica entre os diferentes sistemas deposicionais durante a evolução do preenchimento e da arquitetura da bacia (Leeder e Gawthorpe, 1987).

Deste modo, o estabelecimento da história sedimentar de uma determinada região passa necessariamente pela elucidação de sua evolução tectônica (e vice-versa), e estas, quando testadas, devem resguardar a premissa de adequação e coerência, no mínimo, a um sistema geológico em escala continental.

Todas essas idéias modernas envolvendo formação de bacias foram aplicadas na região NE do Pará - NW do Maranhão, com a intenção de contribuir para a compreensão da evolução fanerozóica de uma área que ainda não recebeu investigações geológicas adequadas, face a precariedade de exposições rochosas. Nesse sentido, tornou-se fundamental a busca de soluções em sub-superfície através da interpretação de dados geofísicos, sobretudo sísmicos. Os resultados de tais investigações são apresentados e discutidos nesta tese.

1.2 OBJETIVOS

A região NE do Pará - NW do Maranhão encerra importantes registros do Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico, materializados através de várias bacias sedimentares preenchidas por seqüências diversas e com geometrias fortemente controladas pelas estruturas do Pré-Cambriano. Contudo, pouco se conhece sobre a evolução geométrico-cinemática das bacias, o real papel das estruturas

antigas controlando as feições fanerozóicas, bem como a história do preenchimento dessas depressões.

Conforme será mostrado adiante, os modelos de evolução geológica propostos para essa região, não explicam adequadamente o novo acervo de dados geológicos e geofísicos disponíveis. Este trabalho de tese tem como objetivo primordial contribuir para o entendimento da evolução tectono-sedimentar do Fanerozóico dessa região, com ênfase na área de abrangência das bacias de Bragança-Viseu e São Luís, e sua relação com o arcabouço do Pré-Cambriano. Esse objetivo maior desdobrou-se nos seguintes pontos:

- a) Reunir as principais informações dos estudos da Geologia Sedimentar da região dentro dos novos conceitos da Estratigrafia Genética, visando ao estabelecimento do arranjo litoe-stratigráfico;
- b) Contribuir para o estudo genético e evolução paleogeográfica da Margem Equatorial Sul-Americana considerando as correlações com a África Ocidental;
- c) Fornecer uma base geológica mais atualizada e sintética de modo a permitir detalhamentos estratigráficos, sedimentológicos e tectônicos das seqüências sedimentares de parte da Bor-da Continental Equatorial;
- d) Definição da geometria das estruturas que compõem as arquiteturas das bacias que acolheram os sedimentos paleozóicos, mesozóicos e cenozóicos;
- e) Alcançar a evolução cinemática através da caracterização dos diversos pulsos de movimentação no Fanerozóico;

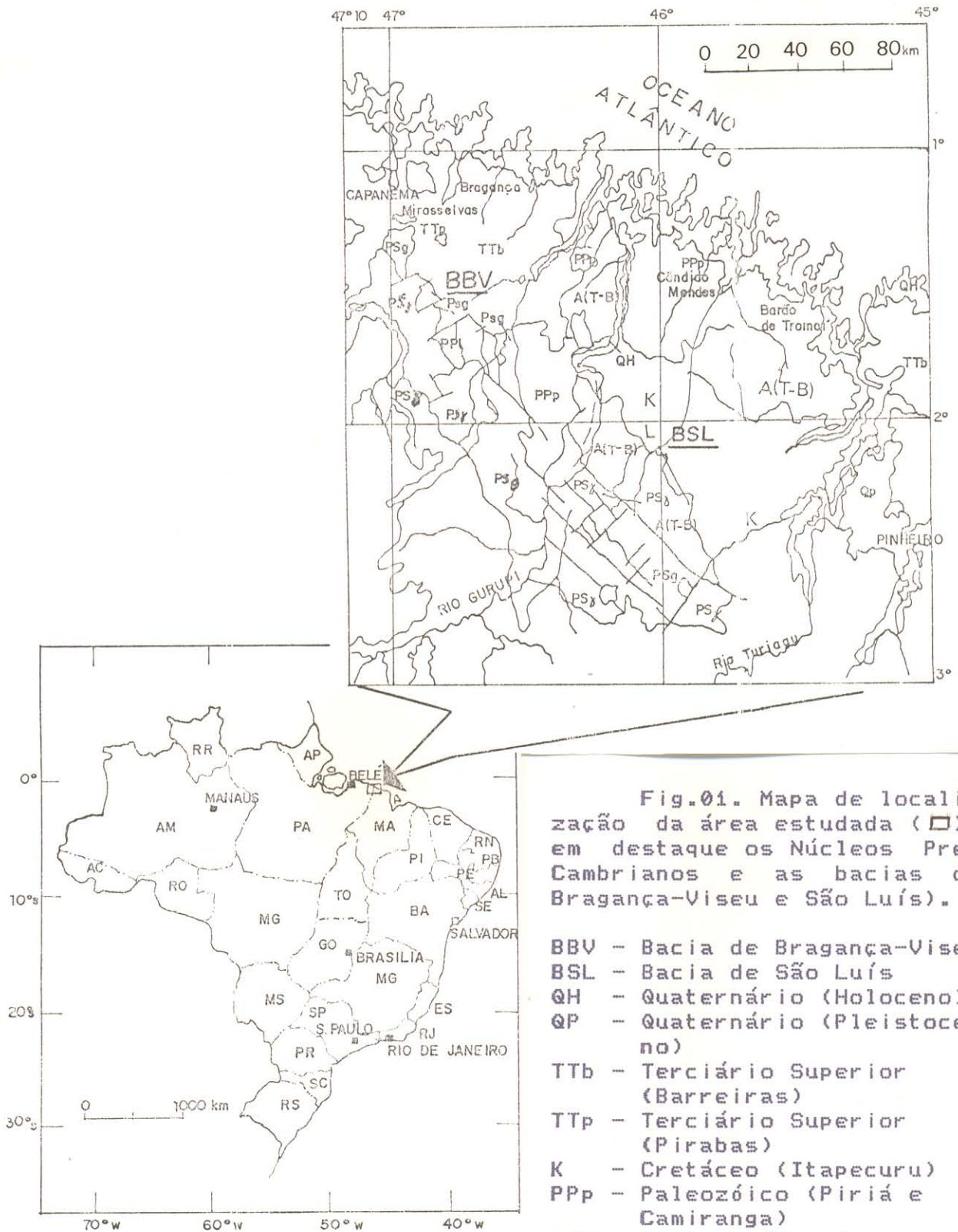
- f) Mostrar o papel das linhas mestras do embasamento, definidos pelos trabalhos anteriores, durante a instalação das bacias;
- g) Contribuir no estudo da gênese e evolução das bacias Bragança-Viseu (Pará) e São Luís (Maranhão), objetivando integrá-las no estudo correlativo das bacias marginais brasileiras;
- h) Elaborar uma carta tectono-estratigráfica fanerozóica para a região dentro das novas técnicas da estratigrafia moderna obedecendo os preceitos de sistemas deposicionais e seqüências sedimentares.

1.3 ÁREA DE TRABALHO

A área de trabalho tem a forma de um retângulo de 67.900 km² (280,0 x 242,5 km), limitado pelos meridianos 45°0' e 47°10' Wgr e paralelos 0°30' e 3°00' S (Fig. 01).

Distante aproximadamente 300 km das cidades de Belém e São Luís, apresenta um acesso fácil e constitui uma área-alvo principalmente para a prospecção de ouro, bauxita, fosfatos, petróleo, além de suprir Belém com materiais para a construção civil.

As principais cidades da região estudada são, do lado do Pará: Capanema, Ourém, Bragança, Viseu, Alto Bonito e Camiranga. No Estado do Maranhão: Cândido Mendes, Barão de Tromaí e Pinheiro. Todas essas cidades estão em ligação direta com a rodovia federal BR-316 (antiga Pará-Maranhão), através da qual ocorre a maior parte do intercâmbio político-econômico com as capitais.



A área estudada, sob a ótica geológica, pode ser localizada observando-se os seguintes quadrantes: noroeste - Bacia Mesozóico-Cenozóica de Bragança-Viseu; nordeste - Núcleo Pré-Cambriano de Cândido Mendes; sudeste - Bacia Mesozóica de São Luís; sudoeste - Núcleo Pré-Cambriano do Gurupi, os quais representam 75% (52.000 km²) de área sedimentar e 25% (15.900 km²) de área cristalina, que regionalmente faz parte do setor norte-noroeste da Província Parnaíba de Hasui et al. (1984).

1.4 METODOLOGIA

A metodologia adotada obedeceu as etapas normais de uma pesquisa orientada iniciando com estudos bibliográficos de publicações, relatórios, compilação de informações e dados.

1.4.1 Trabalhos de Campo

Os trabalhos de campo foram realizados conjuntamente com programas multidisciplinares de maneira a reduzir os custos em uma época que a pesquisa universitária conta com poucos recursos. Foram escolhidos alvos estratégicos para execução de perfis geológicos e análises geomorfológicas, objetivando o reconhecimento das feições sismoestratigráficas, sismotectônicas e tectonogravimétricas. Sempre que necessário foram efetuadas amostragens de rochas sedimentares, ígneas e metamórficas para estudos petrológicos. Foi dada ênfase ao estudo das estruturas sedimentares objetivando a definição dos sistemas deposicionais, correlacionando-os às estruturas tectônicas interpretadas nos mapas magnéticos, gravimétricos, imagens de radar, fotos aéreas e seções sísmicas.

1.4.2 Trabalhos de Laboratório

As amostras de rochas ígneas e metamórficas foram descritas através de lâminas petrográficas. As amostras de solos e sedimentos foram analisadas granulométricamente, com separação por peneiramento e os parâmetros das distribuições calculados segundo as fórmulas de Folk e Ward (1957), McCammon (1962) e Krumbein e Sloss (1963).

Os minerais pesados foram separados conforme a técnica padrão dos líquidos densos (bromofórmio), descrita em Suguio (1982) e adotada no Laboratório de Sedimentologia do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará.

Os estudos de macrofósseis foram baseados na bibliografia especializada, devido à rápida desintegração dos espécimes, reflexo da forte ação intempérica nos afloramentos, os resultados foram precários com relação à datação, porém importantes na determinação paleoambiental. Os microfósseis foram estudados através de lâminas biológicas, montadas no laboratório de paleontologia da Petrobrás - DENOR - Belém, segundo as técnicas de Jansonius (1970) e diretamente associados às análises das fácies sedimentares.

1.4.3 Trabalhos de Gabinete

A elaboração de mapas preliminares de perfis compostos e de modelos deposicionais e tectônicos foi sempre submetida a revisões e, portanto, a repetidos controles nos mapas compilados, seções sísmicas interpretadas e no campo. As análises e resultados foram discutidos em encontros, reuniões e seminários.

2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

A geologia regional do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão tem sido historicamente analisada como um conjunto único, pois ambas apresentam as mesmas unidades geotectônicas e litoestratigráficas, tanto pré-cambrianas como fanerozóicas. Será apresentada a seguir uma visão geral da geologia dessas regiões, considerando, essencialmente, os aspectos históricos, isso porque, as mudanças a serem introduzidas serão discutidas nos capítulos posteriores.

2.2 ESTADO ATUAL DOS CONHECIMENTOS GEOLÓGICOS

- Pré-Cambriano

O Pré-Cambriano do nordeste do Pará tem sido objeto de repetidas investigações científicas nessas duas últimas décadas, as quais resultaram em importantes mudanças nas interpretações sobre a evolução geológica da região.

O ponto fundamental do estudo do Pré-Cambriano é a relação existente entre a tectônica e sedimentação fanerozóicas, seja sob a forma de área supridora de sedimentos, seja como descontinuidades reativadas positiva ou negativamente, constituindo um arcabouço fanerozóico complexo, porém, essencialmente dependente das estruturas principais anteriores.

Um quadro estratigráfico completo do Pré-Cambriano e do Fanerozóico foi informalmente proposto por Igreja (1985), considerando os aspectos históricos das unidades definidas (Fig.02).

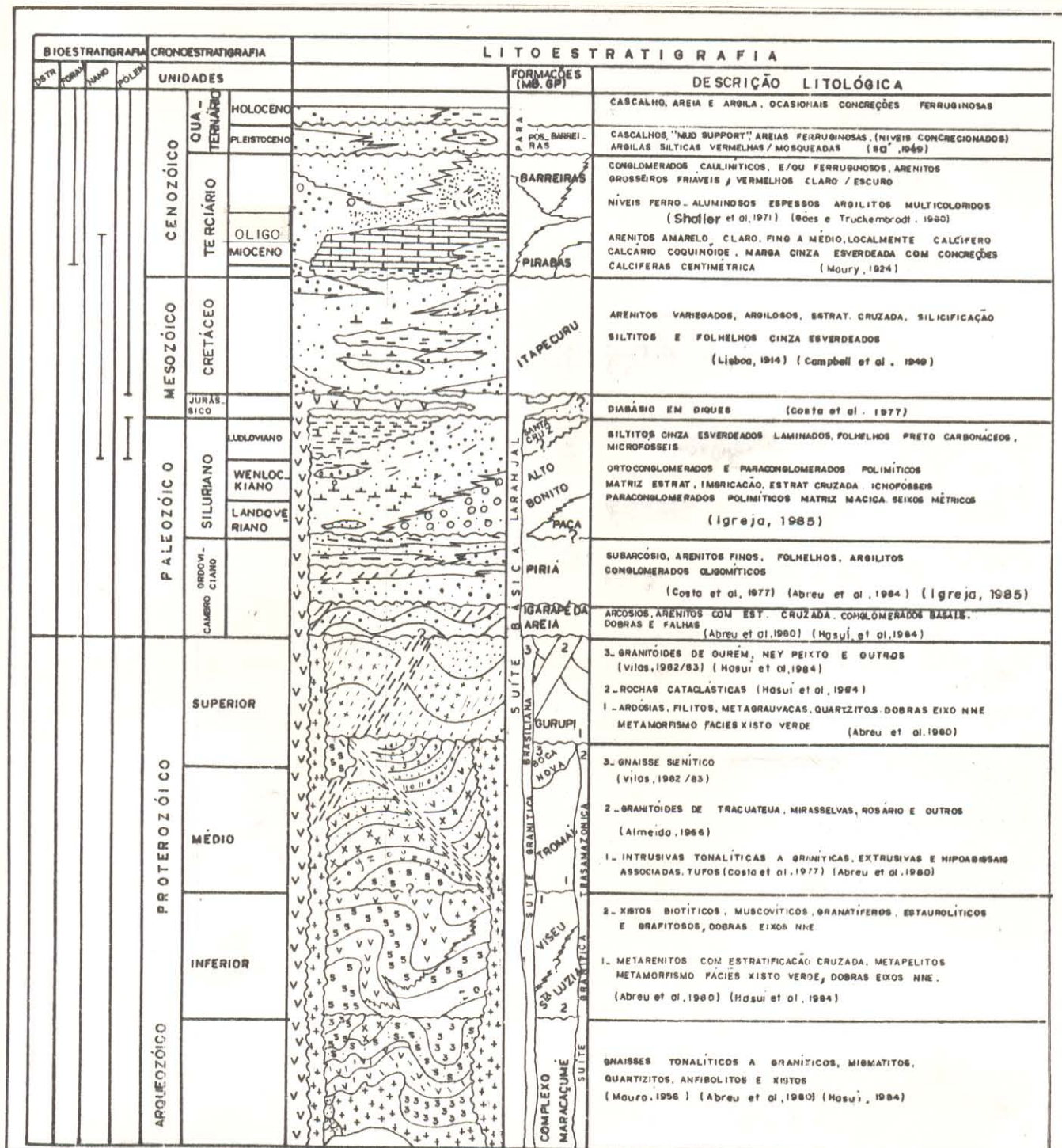


Fig. 02. Coluna estratigráfica da região nordeste do Estado do Pará, válida para o noroeste do Maranhão. Primeira síntese dos sistemas deposicionais Fanerozóicos, onde a Formação Piraiá, antes considerada Pré-Cambriana, foi posicionada no Cambro-Ordoviciano. Documenta o reconhecimento da Formação Itapecuru (Cretáceo) na região nordeste do Pará. Observar as relações (interdigitação ao sul e discordância ao norte) entre a Formação Pirabas e o Grupo Barreiras (Oligo-Mioceno - Plioceno). (Modificado de Igreja, 1985).

- Complexo Maracaçumé

Esta unidade segundo Abreu et al. (1980), agrupa os corpos granito-gnáissicos, polideformados, "com supracrustais em alto grau metamórfico", considerados de idade arqueana (Moura, 1936 e 1938; Almeida et al., 1969; Abreu et al., 1980; Hasui et al., 1984).

As datações radiométricas apontam idades desde 2.200 Ma. até 520 Ma.; pelo fato de alguns corpos serem recobertos pela Formação Tromaí, datada de 2.000 Ma., Hasui et al. (1984) consideram o Complexo Maracaçumé mais antigo que 2.200 Ma.

- Formação Santa Luzia

É constituída de biotita xistos, muscovita xistos, xistos granatíferos, xistos estaurolíticos e xistos grafitosos de fácies xisto-verde a anfibolito média. Em função da formalização estratigráfica (Hasui et al., 1984), essas rochas são consideradas de idade proterozóica inferior (2054 ± 64 Ma.) sendo anteriormente incluídas no Grupo Gurupi (Moura, 1936; Francisco et al., 1971; Arantes et al., 1972; Costa et al., 1977). Estudos posteriores de Abreu & Lesquer (1985) e Abreu (1990) posicionam essa formação no Arqueano.

- Formação Viseu

A Formação Viseu corresponde aos epimetamorfitos que ocorrem na região homônima (Abreu et al. 1980). As rochas mais comuns são metarenitos com estratificação cruzada e níveis conglomeráticos, que dão lugar, para o topo, a metargilitos e ardósias. Ocorrem dobras de estilo aberto com eixos de orientação geral NNE e clivagem ardosiana plano-axial. A fácies metamórfica desta unidade é xisto-verde baixa e a idade um assunto contro-

vertido, considerando que alguns autores a consideram do Proterozóico Superior (Grupo Gurupi - Moura, 1936; Arantes et al, 1972; Abreu et al, 1980), e outros como pertencente ao Proterozóico Inferior (Amaral, 1974; Costa et al, 1977; Hasui et al, 1984; Abreu & Lesquer, 1985).

- Formação Gurupi

A Formação Gurupi é constituída de ardósias, filitos, metagrauvacas e quartzitos (Abreu et al., 1980). Estas rochas foram separadas daquelas da Formação Santa Luzia por critérios estruturais, uma vez que antes compunham o denominado Grupo Gurupi de Nunes et al, (1973). Esta unidade aflora ao longo da BR-316, Rio Piriá, Rio Guamá e à nordeste da cidade de Capanema (em Miras-selvas). Apresenta um metamorfismo de fácies xisto-verde baixa, tendo sido posicionada no Proterozóico Superior é considerada a melhor representante do Evento Termotectônico Brasileiro na região estudada (Hasui et al, 1984).

- Formação Igarapé de Areia

Abreu et al, (1980) denominaram de Formação Igarapé de Areia uma sequência de rochas sedimentares constituída principalmente de arcósios e arenitos grossos com estratificação cruzada, aflorantes ao longo do segmento sudeste da zona de cisalhamento Tentugal. Esta unidade apresenta dobras com eixos na direção geral NW, tendo sido afetada, possivelmente, por cisalhamento e recristalização durante o Proterozóico Superior (Hasui et al, 1984) (Fig.03).



Fig.03. Segmento sudeste da Zona de Cisalhamento Tentugal onde ocorrem os arenitos grossos e arcossianos (metamorfisados?) da Formação Igarapé de Areia (IG) segundo Abreu et. al. (1980). Observa-se nesta imagem de radar, as formações sedimentares fanerozóicas contornando o núcleo de rochas pré-cambrianas com eixos de dobras na direção NW-SE. Compilada de Igreja (1985).

- Suites Magmáticas

Na região estudada ocorrem duas Suites Magmáticas assim definidas: Suite Granitóide Transamazônica/Formação Tromai e Suite Granitóide Brasileira/Alcalina de Boca Nova. Sendo, na África Ocidental, correlacionáveis respectivamente à Orogenia Eburneana (2.000 ± 200 Ma.) e à Orogenia Panafricana (500-600 Ma.) (Abreu e Lesquer, 1985).

A Formação Tromai/Suite Granitóide Transamazônica é representada por tonalitos, quartzo-andesitos, granitos, trondjemitos, granodioritos, dacitos, riolitos e tufos, sendo formalizada por Abreu et al, (1980) e Abreu e Lesquer (1985), que antes constituía a Associação Anorogênica Tromai de Costa et al, (1977) (Fig. 04).

A Suite Granitóide Brasileira engloba eventos magmáticos da Zona Móvel Gurupi destacando-se as alcalinas de Boca Nova (723 ± 30 Ma.), granitos de Ourém e Ney Peixoto (544 ± 22 Ma.) (Villas, 1982), e possivelmente o Monzogranito Cantão (Cambriano?) definido por Borges et al, (1988).

2.3 GEOLOGIA FANEROZÓICA

O Fanerozóico do nordeste do Pará e noroeste do Maranhão está representado pelas seguintes unidades geológicas: Formação Piria, Sequência Camiranga, Formação Itapecuru, Grupo Barreiras, Grupo Pará (Igreja, 1985).

- Formação Piria

A Formação Piria é uma unidade estratigráfica proposta por Costa et al, (1977) que representa parte de uma sequência sedimentar condicionada à falhas e composta por grauvacas, arenitos finos, folhelhos e raros níveis conglomeráticos (Abreu et al, 1984).

Estudos petrológicos dos arenitos da Formação Piria (Truckenbrodt & Corrêa, 1985) acusaram a definição de arcósios e sub-arcóseos depositados num ambiente marinho raso, sob condições climáticas frias. A descoberta de macrofósseis (Igreja, 1985) descartou a possibilidade de ser considerada pré-cambriana, e o fato de estar sotoposita à Sequência Camiranga (Siluriano-Igreja, op. cit.) permitiu um posicionamento estratigráfico no Cambro-Ordoviciano.

- Sequência Camiranga

A partir de estudos dos conglomerados aflorantes ao longo da rodovia BR-316, desde a Serra do Cansa-Perna até o Rio Guru-

pi, e na região de Camiranga - NE do Estado do Pará, foi possível definir a Sequência Camiranga, antes incluída na Formação Piria. A Sequência Camiranga é constituída de três litofácies assim distribuídas - de sul para norte e da base para o topo:

- a) Litofácies Paca - constituída caracteristicamente por paraconglomerados e com menor significado quantitativo ortoconglomerados e arenitos líticos.
- b) Litofácies Alto Bonito - representada essencialmente por ortoconglomerados e arenitos líticos grossos e, subordinadamente, siltitos e argilitos vermelhos.
- c) Litofácies Santa Cruz - constituída de siltitos argilosos esverdeados e folhelhos pretos carbonosos.

Representa uma sequência retrogradante em condições climáticas peripolares cujas oscilações deltáico/marinhas ficaram registradas inclusive com a preservação de macro e microfósseis silurianos (Igreja, op. cit.).

- Suite Magmática Laranjal

Costa et al, (1977) documentaram a ocorrência de diques básicos na região investigada do Projeto Gurupi, posicionando no Jurássico e relacionando-os com o magmatismo de separação dos continentes.

Hasui et al, (1984) denominaram de Suite Magmática Laranjal ao mesmo magmatismo toleítico.

Os estudos petrológicos, estruturais e geocronológicos da Suite Intrusiva Laranjal não são suficientes para uma definição de sua natureza e evolução, entretanto, dentre a subdivisão em três eventos magmáticos que atingiram a área continental e a

margem oceânica adjacente (Almeida et al, 1988), a saber: a) Atividade Juro-Cretácea (toleítica), b) Atividade Aptiana-Albiana e c) Magmatismo Terciário. A Suite Magmática Laranjal estaria relacionada à 1ª fase de abertura mesozóica do Atlântico Equatorial, sendo portanto Neojurássica-Neocomiana em compatibilidade com diversos estudos da região norte e nordeste do Brasil (Almeida, 1960 e 1988; Rezende, 1964; Sial, 1976; Nascimento et. al, 1981; Santos & Brito Neves, 1984).

- Formação Itapecuru

A Formação Itapecuru (Campbell et. al, 1949) é constituída de arenitos cinza esbranquiçados ou vermelho-acastanhados, com intercalações de folhelhos cinza esverdeados ou castanhos.

Petri & Fúlfaro (1983) posicionam a Formação Itapecuru do Albiano ao Santoniano, considerando o seu depocentro principal na Bacia de São Luís. A ampla distribuição regional desta formação, atingindo além da Bacia de São Luís, a Bacia de Barreirinhas e grande parte da Bacia do Parnaíba, foi documentada por Rezende & Pamplona (1970). Sua ocorrência para o nordeste do Pará foi registrada na região de Camiranga e inferida para a Bacia de Bragança-Viseu por Igreja (1985).

Representa um conjunto de sistemas flúvio-deltaicos característicos do Cretáceo Inferior e cogenéticos à fase de fraturamento da costa equatorial (Ojeda, 1980).

Devido às semelhanças das fácies clásticas proximais e a difícil individualização nas interfácies bacinais, esta formação tem sido confundida com partes das formações Corda e Codó da Bacia Epicontinental do Parnaíba e Grupo Canárias da Bacia de Bar-

reirinhas, conforme os estudos estratigráficos de Rezende & Pamplona (1970).

- Grupo Barreiras

Adotando a denominação de Nunes et al. (1973) de Grupo Barreiras, Igreja (1985) propôs informalmente uma coluna estratigráfica onde esse grupo incorporaria as três litofácies definidas por Goes & Truckenbrodt (1980) e os calcários e margas da Formação Pirabas (Maury, 1924).

Assim, o Grupo Barreiras apresentaria litofácies conglomerática, arenosa e argilo-arenosa, caracterizadas por sedimentos vermelhos com várias tonalidades, predominantemente arenosos, variando de conglomeráticos (mal selecionados) a argilosos (em parte caulínicos), os quais representariam partes do sistema fluvial, que passariam para as fácies de calcários e margas da Formação Pirabas, representativas de ambientes transicionais e da plataforma. O efeito progradante do sistema fluvial, aliado à regressão marinha, resultou numa intensa ação erosiva nos níveis carbonáticos e o respectivo recobrimento, em algumas áreas discordantes, pelas fácies silici-clásticas.

Estudos de microfósseis de Arai et al, (1988) suportam a contemporaneidade (Mioceno) de parte das fácies silici-clásticas (Grupo Barreiras) com as fácies carbonáticas (Formação Pirabas) na região litorânea do nordeste do Estado do Pará. Considerações mais detalhadas serão acrescidas no capítulo seguinte.

- Grupo Pará

Oliveira e Leonardo (1943) utilizaram essa denominação para toda a Sequência Quaternária presente na região nordeste do Es-

tado do Pará. Na coluna estratigráfica de Igreja (1985), esse mesmo termo engloba os sedimentos areno-argilosos amarelados, localmente conglomeráticos, contendo blocos lateríticos, bem como as seqüências arenosas limpas, de granulometria média a grossa quartzosas, que ocorrem nessa mesma região ora formando as superfícies atuais (solos), ora preenchendo calhas fluviais e estuarinas, com espessuras bastante variáveis.

A parte basal desse grupo representa a deposição pleistocênica definida por Sá (1969) como sedimentos Pós-Barreiras.

2.4 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

A área estudada apresenta como principais características geomorfológicas as superfícies aplainadas, com um relevo predominantemente baixo (<40m), que revela uma zona de transição entre as duas unidades morfo-estruturais e morfoclimáticas regionais: 1) o Planalto Rebaixado da Zona Bragantina a oeste e 2) a superfície Sub-Litorânea de Bacabal a leste (Barbosa & Pinto, 1973). Uma terceira unidade menor, Litoral de Rias, que corresponde aos Lençóis Maranhenses a oeste do Rio Turiaçu, reflete a penetração marinha através da rede de drenagem, inclusive sobre a Zona do "Horst" do Gurupi que separa as unidades principais.

O Planalto Rebaixado da Zona Bragantina é caracterizado por um domínio de superfícies pediplanadas, bem conservadas, tanto em rochas metamórficas pré-cambrianas como nas sedimentares fanerozóicas. As formas de acumulação são de terraços fluviais baixos com aluviões inconsolidados que, principalmente ao longo dos rios principais, gradam para uma planície flúvio-marinha com rias e mangues da unidade litorânea. As formas de dissecação de

superfícies de topos aplainados por vales rasos, ao norte, passam para topos arredondados ao sul onde eventualmente sobressaem-se formas em cristas com controle estrutural (Fig. 05). Uma propriedade característica desta unidade é a relação inversa entre topografia e idade geológica, ou seja, os níveis mais elevados são constituídos de rochas mais antigas e os mais jovens incluem as cotas mais baixas, refletindo o basculamento de blocos (Igreja, 1985) (Fig. 06).

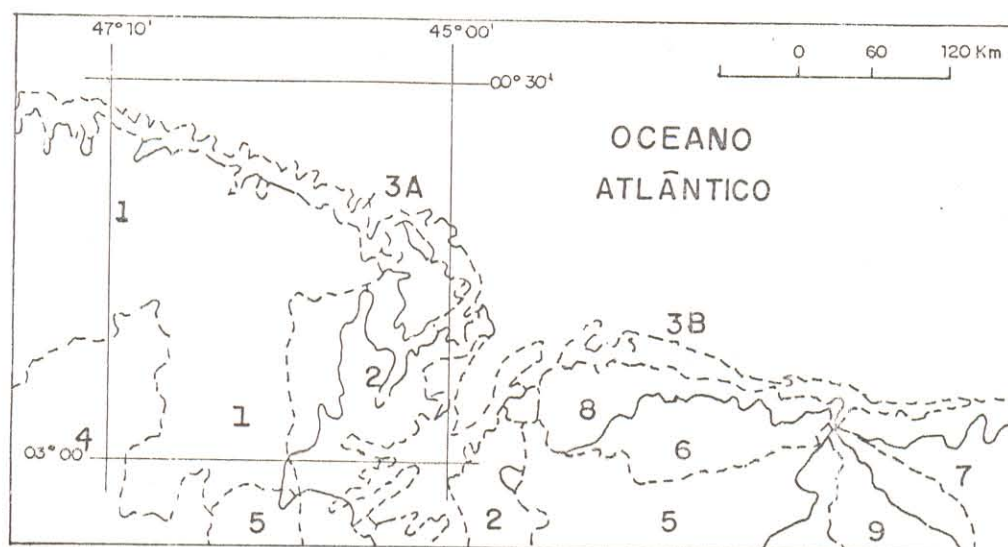


Fig.05. Mapa das unidades morfo-estruturais e morfoclimáticas que ocorrem na região conforme Barbosa e Pinto (1973).

- Área estudada; 1- Planalto Rebaixado da Zona Bragantina (originada a partir do Paleoceno) contém Superfícies dos ciclos Sul-Americano e Velhas; 2- Superfície Sub-Litorânea de Bacabal (originada a partir do Pleistoceno - Ciclo Velhas); 3- Litoral de Rias (3A) e Lençóis Maranhenses (3B) (originada a partir do Holoceno); 4- Planalto Setentrional do Maranhão; 5- Pediplano Central do Maranhão; 6- Planície Flúvio-Marinha do Golfão Maranhense; 7- Depressão Periférica de Crateus; 8- Superfície Sub-litorânea de Barreirinhas; 9- Planalto da Bacia Sedimentar Piauí-Maranhão.

SEÇÃO GEOLÓGICA AO LONGO DA RODOVIA BR - 316

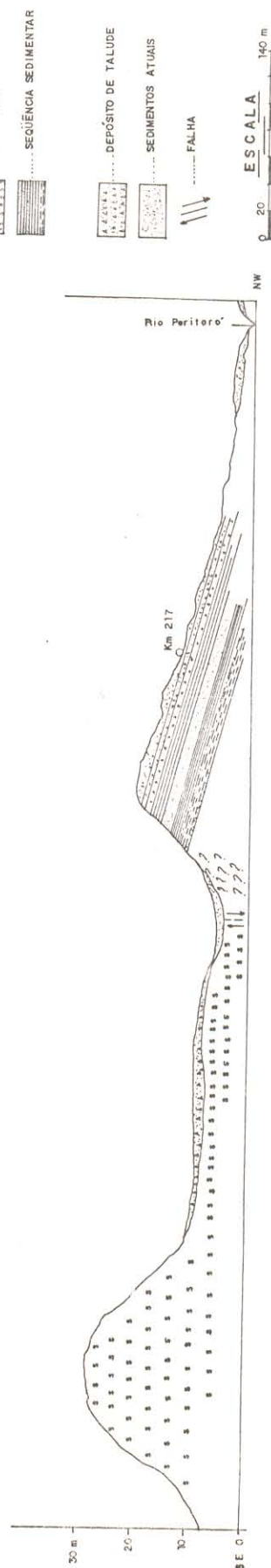


Fig.06. Detalhe do Planalto Rebaixado da Zona Bragantina na margem sul da Bacia de Bragança-Viseu. Observar a relação topografia e estratigrafia: as rochas mais antigas contém as cotas mais elevadas; reflexo da estruturação em blocos basculados.

A Superfície Sub-Litorânea de Bacabal, onde ocorrem as superfícies rebaixadas e recobertas por cocais, contrasta com a região anterior (ocidental) - planaltos dissecados apresentando uma floresta densa - a partir da faixa do "Horst" do Gurupi (NNE). As formas de dissecção de superfícies aplainadas por vales pouco profundos são as mesmas que atuam na parte ocidental. Por outro lado, a planície flúvio-marinha com depósitos continentais retrabalhados sem acréscimos esporádicos e/ou periódicos de sedimentos marinhos, apresenta uma largura muito maior também da unidade litorânea, e, conseqüentemente, da influência das variações eustáticas holocênicas.

A Unidade Litorânea de Rias e Mangues salienta facilmente o controle estrutural da rede de drenagem, cujos lineamentos tectônicos revelam, provavelmente direções de grandes falhas de transferência (NE-SW), sendo que as falésias e praias as principais direções das falhas normais (NW-SE) (Igreja et. al, 1990; Costa et. al, 1991) (Fig. 07).

O controle estrutural da rede de drenagem, através do estudo das formas de acumulação e dissecção, reflete, possivelmente, a atividade neotectônica. Assim, os elementos geomorfológicos das unidades morfoestruturais acima descritas, devem fornecer excelentes marcos estratigráficos e tectônicos para o estudo tectono-sedimentar da região (Fig. 07).

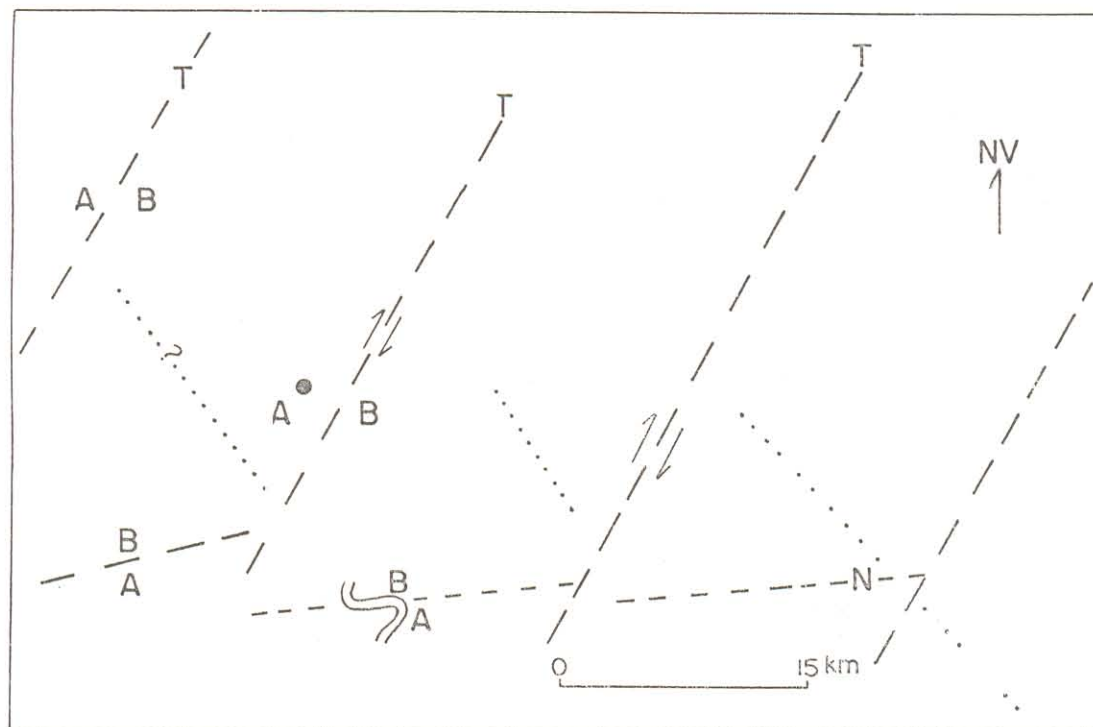


Fig.07. Detalhe da Unidade Litorânea de Rias no nordeste do Estado do Pará e do noroeste do Estado do Maranhão. Observar a retilidade e o paralelismo, reflexo da atividade neotectônica, conforme Igreja et. al. (1990) e Costa et al. (1991). Imagem de Radar (Projeto Radam, 1981). N/T = Falhas; A/B = Alto/Baixo.

3 - ESTRATIGRAFIA

3.1 PRÉ-CAMBRIANO

O quadro estratigráfico pré-cambriano apresentado mais recentemente para a região foi formalizado por Abreu & Lesquer (1985), sobre o qual serão tecidas algumas considerações gerais, uma vez que não se trata de objetivo fundamental deste trabalho. A princípio observa-se que os estudos de individualização estratigráfica das unidades, feito por aqueles autores, obedecem à critérios metamórficos e tectônicos em escala regional, características litológicas bastante gerais e poucas datações radiométricas que, embora permitam uma correlação razoável com o embasamento e seus eventos da África Ocidental, ainda não são suficientes, considerando que numa só faixa de cisalhamento é possível a definição de metamorfismo em vários graus, estilos tectônicos e idades radiométricas diferentes, (Wise, et al, 1984; Costa et al., 1988). Assim, a estratigrafia das unidades pré-cambrianas passa por uma ampla revisão, considerando que os novos estudos tectônicos, principalmente da caracterização das extensas zonas de cisalhamento, trouxeram sérios questionamentos ao empilhamento estratigráfico estabelecido e formalizado para a região (Abreu, 1990).

Em que pese a precariedade dos afloramentos e a incerteza dos critérios, segundo Abreu & Lesquer (1985) foram individualizadas na região oito unidades litológicas relacionadas aos três eventos diastróficos identificados do seguinte modo: Evento Jequié-Complexo Maracaçumé e Formação Santa Luzia; Evento Transa-

mazônico - Formações Gurupi, Chega Tudo, Igarapé de Areia, Viseu e Suite Granitóide Transamazônica; Evento Brasileiro - Nefelina-Sienito de Boca Nova e Suite Granitóide Brasileira (Fig. 08).

Eon / Era	Evento Termo-Tectônico	Unidade Litoestratigráfica	Características Principais
Eopaleozóico			- Sedimentação restrita a zonas tectonicamente abatidas encontradas até agora apenas no cráton.
Proterozóico Superior a Médio	Evento Brasileiro	Formação Pirid	- Reativação de descontinuidades com colação de alcalinas e rochas densas de uma fase rift talvez em eventos distintos.
	Evento Uruaçuano (?)	Suite Granitóide Brasileira	- Retrabalhamento crustal com formações de granitóides (Ney Peixoto - 544 ± 22 Ma, metamorfismo no domínio da zona móvel.
Proterozóico Inferior	Evento Transamazônico	Nefelina - Sienito de Boca Nova	- Preenchimento sedimentar de fossas res-tritas
		Suite Granitóide Transamazônica	- Imbricação tectônica.
Arqueano	Evento Jequié	Fm. Ig. Areia, Fm. Viseu	- Metamorfismo em fácies xisto verde.
		Fm. Gurupi, Fm. Chega Tudo, Fm. Ig. Areia, Fm. Viseu	- Granitóides de Tracuateua e Mirasselas (2.0 Ga.)
		Complexo Morocaçume	- Redobramento das supracrustais Santa Luzia.
			- Zona de Cisalhamento Tentugal induzindo deformações e arqueamentos nos supracrustais do domínio cratônico. Transcorrência.
			- Metamorfismo em fácies anfibolito e talvez granulito (?); migmatização. Dobramento das supracrustais Sta. Luzia Eventos termo - tectônicos mais antigos (?).

Fig. 08. Quadro estratigráfico para o Pré-Cambriano da região estudada, formalizado por Abreu e Lesquer (1985).

- Complexo Maracaçumé

Considerada como a unidade estratigráfica mais inferior, é caracterizada por gnaisses, migmatitos com corpos anfibolíticos concordantes com a foliação. A ocorrência de outros núcleos gnáissicos, inclusive no bloco pré-cambriano do sudoeste da região do Rio Gurupi, ao sul do que seria o limite Cráton e Cinturão Móvel, informalmente interpretados como ultramilonitos das várias zonas de cisalhamento que ocorrem na região, trouxe como consequência imediata o questionamento da validade de se incluir todos os corpos gnáissicos e migmatíticos numa única unidade - Complexo Maracaçumé - considerando que podem representar vários e distintos eventos cisalhantes, inclusive com idades diferentes da arqueana. Uma outra consequência importante que se pode inferir, uma vez duvidosa a constituição única do Complexo Maracaçumé, é que o limite Cinturão e Cráton torna-se improvável e consequentemente a unidade geotectônica Cráton S. Luís.

- Formação Santa Luzia

Do mesmo modo que a unidade anterior, a Formação Santa Luzia necessita de estudos detalhados para uma definição mais consistente que a atual.

Antes incluída como parte do Grupo Gurupi - Pré-Cambriano Superior, Nunes et al. (1973) - e interpretada como uma fácies de grau metamórfico mais elevado que xisto verde baixa (filitos Gurupi), ou uma componente proximal dos metapelitos Gurupi (Costa, 1985), as escalas de reconhecimento ou regional dos estudos "encobriam" a necessidade premente de delimitação de área aflorante, de definição do contexto geotectônico e refinamento do

grau metamórfico. Estes problemas persistem embora os trabalhos já atinjam escalas de detalhes.

Observa-se atualmente duas principais tendências ao posicionamento estratigráfico da Formação Santa Luzia:

- a) considerá-la como uma fácies proximal do evento deposicional do Grupo Gurupi, deformada e metamorfofisada na faixa de cisalhamento Tentugal no Proterozóico Superior; e
- b) confirmação como uma unidade discordante ao Complexo Maracá - Arqueano - e sotoposta ao Grupo Gurupi - Proterozóico Superior, Abreu (1990).

- Formações Gurupi, Chega Tudo, Igarapé de Areia e Viseu

As unidades acima, segundo Abreu e Lesquer (1985), representam o Ciclo Transamazônico na região estudada. Do mesmo modo, porém, que nas unidades anteriores, verifica-se a falta de uma melhor definição cronológica, litológica e tectônica.

Costa et al. (1988), recentemente constaram a presença de dois eventos de cisalhamento de caráter regional: O primeiro é representado por uma foliação milonítica WNW-ESE inclinada para SSW, e contendo uma lineação de estiramento com mergulho médio de 40° para SSW, atribuindo ao Cinturão de Cisalhamento Gurupi, o segundo evento tem como registro um feixe de zonas de cisalhamento sub-verticais, com movimentação predominantemente sinistral com direções NW-SE, WNW-ESE, E-W e N-S, que então caracterizariam a Faixa de Cisalhamento Tentugal.

Um dos aspectos mais importante constatado é que a geometria interna da Faixa de Cisalhamento Tentugal é definida por frações lenticulares de rochas do Grupo Gurupi e do Complexo Ma-

racacumé. Por outro lado, a Formação Chega Tudo (Abreu e Lesquer, 1985) também é um produto do retrabalhamento de várias unidades lito-estruturais pelo evento cisalhante (Costa op. cit.). As consequências imediatas são a real validade da existência das unidades geotectônicas Cráton São Luís e Cinturão Móvel Gurupi, assim como das unidades litológicas definidas em ambos os Núcleos Pré-Cambrianos Regionais, considerando que foram caracterizados segundo critérios incompatíveis com a nova visão tectônica regional sob fundamentos e registros dos dois eventos cisalhantes identificados.

As proposições de Costa et al. (1988) para a Folha SA 23-Y-B, que representa a parte oriental da área estudada, são válidas para a parte ocidental, o que, aliás, já foram constatadas na Faixa de Cisalhamento Gurupi por Borges et al. (1988), novamente reclamando da difícil caracterização, desta vez da Formação Santa Luzia, com relação aos processos tectônicos que a envolveu juntamente com os filonitos Gurupi.

- Suites Granitóides Transamazônica e Brasileira

Pelo exposto anteriormente nota-se que se os princípios utilizados para todas as unidades lito-estruturais antes discutidas não são válidos segundo a nova visão tectônica para região, consequentemente, as Suites Granitóides também carecem de uma profunda revisão, uma vez que é possível a geração de granitóides em diversas fases dos dois eventos cisalhantes regionais. A presença de corpos graníticos foliados, justapostos à granitos não-foliados no mesmo "strike" da Faixa de Cisalhamento Tentugal, que se observa no mapa (1:100.000) da região Camiranga

(Igreja, 1985), comprova a geração distinta de granitóides num único evento cisalhante regional.

Por outro lado, a separação entre os corpos granitóides mi-lonitizados (visão moderna) e gnaisses e migmatitos (visão clássica) ainda não foi objeto de estudo na região, permanecendo a visão estática de geração de corpos granitóides sem distinção dos corpos gnáissicos, migmatíticos e granulíticos de acordo com as novas terminologias de rochas de zona de cisalhamento e os processos deformacionais relacionados.

Conclusivamente, a estratigrafia do Pré-Cambriano da região nordeste do Pará e noroeste do Maranhão deverá passar por importantes mudanças em consequência dos novos conhecimentos tectônicos. No que se relaciona à evolução fanerozóica, há muito foram definidas as linhas de fraquezas pré-cambrianas que foram reativadas, principalmente as direções predominantes, ainda que em áreas e unidades tectônicas distintas. Os exemplos mais importantes são: para o Paleozóico, Hasui et al. (1984), Miura e Barbosa (1972) e Igreja (1985); para o Mesozóico e Cenozóico, Le Pichon e Hayes (1971), Miura e Barbosa (op cit.), Zalan (1984), Igreja (1985), Coutinho (1988).

As direções dos lineamentos pré-cambrianos, partícipes principais da movimentação fanerozóica, são as seguintes: N60-80W, N-S, N45-75E, N15-45W, N30-40E. Estas direções controlaram as seqüências deposicionais desde o Paleozóico e são facilmente detectáveis nas bacias de Bragança-Viseu e São Luís que são as unidades tectônicas mais representativas das áreas subsidentes da região estudada.

3.2 FANEROZÓICO

Os estudos estratigráficos aqui apresentados resultam de uma síntese dos conhecimentos geológicos anteriores sobre a região, compatibilizados com os novos dados originados de trabalhos de campo, de laboratório e, principalmente, da interpretação dos prismas sedimentares das bacias de Bragança-Viseu e São Luís através das seções sísmicas atualmente disponíveis. O enfoque das unidades estratigráficas fanerozóicas objetiva uma carta tectono-estratigráfica e, portanto, segundo os novos princípios de tectônica global e da estratigrafia genética, visando não a definição de unidades lito, bio e/ou cronoestratigráficas, mas, sim de sistemas e seqüências deposicionais, bases fundamentais das reconstruções paleoambientais e paleogeográficas.

3.2.1 Sismoestratigrafia

O reconhecimento das seqüências sedimentares da região estudada foi bastante facilitado nas áreas sem afloramentos, nas regiões de difícil acesso e centrais das bacias de Bragança-Viseu e São Luís, pela disponibilidade atual de seções sísmicas.

As análises das seções sísmicas, calcadas nos trabalhos anteriores e estudo dos poços, permitiram a definição das seqüências deposicionais e importantes parâmetros estratigráficos e tectônicos para o estudo de evolução tectono-sedimentar fanerozóica do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão.

As seqüências sismoestratigráficas são definidas através das terminações dos refletores, sendo que estes constituem o critério principal para o reconhecimento dos limites das seqüên-

cias deposicionais. Deste modo, os refletores sísmicos representam variações importantes e/ou abruptas nas seqüências deposicionais. Os refletores sísmicos terminam contra outros mais antigos ou mais novos, em geral, por não-conformidades. Em escala maior podem refletir pequenas unidades estratigráficas uma vez que "congelam" diastemas limitantes de unidades síncronas. Mitchum (1977) estabeleceu padrões de fácies sismoestratigráficas considerando as relações estruturais existentes entre os refletores dentro de seqüências sedimentares (Fig. 09).

A análise sismoestratigráfica na Bacia de Bragança-Viseu permitiu definir quatro seqüências sedimentares denominadas da mais antiga para a jovem: 1) Seqüência Piriá-Camiranga, incluída no Paleozóico Inferior - anteriormente subdividida em, Formação Piriá e Seqüência Camiranga; 2) Seqüência Itapecuru Inferior - Cretáceo Inferior, correspondendo à parte inferior da Formação Itapecuru; 3) Seqüência Itapecuru Superior - Cretáceo Superior, que engloba os eventos deposicionais da parte superior da Formação Itapecuru; 4) Seqüência Pirabas-Barreiras - Terciário Superior, representando a reunião da Formação Pirabas com o Grupo Barreiras (Oligo-Mioceno - Plioceno). Na Figura 9 encontram-se os padrões sismoestratigráficos de Mitchum (1977) e as relações destes com as seqüências sedimentares estudadas.

A Seqüência Piriá-Camiranga está representada por dois distintos refletores contínuos com ampla distribuição regional e espessura variando entre 200 a 400 m. É mais espessa (± 400 m) no flanco sul da Bacia de Bragança-Viseu ao longo do bloco rebaixado do lineamento Peritoró-Mirasselas (NNW) próximo à cidade de

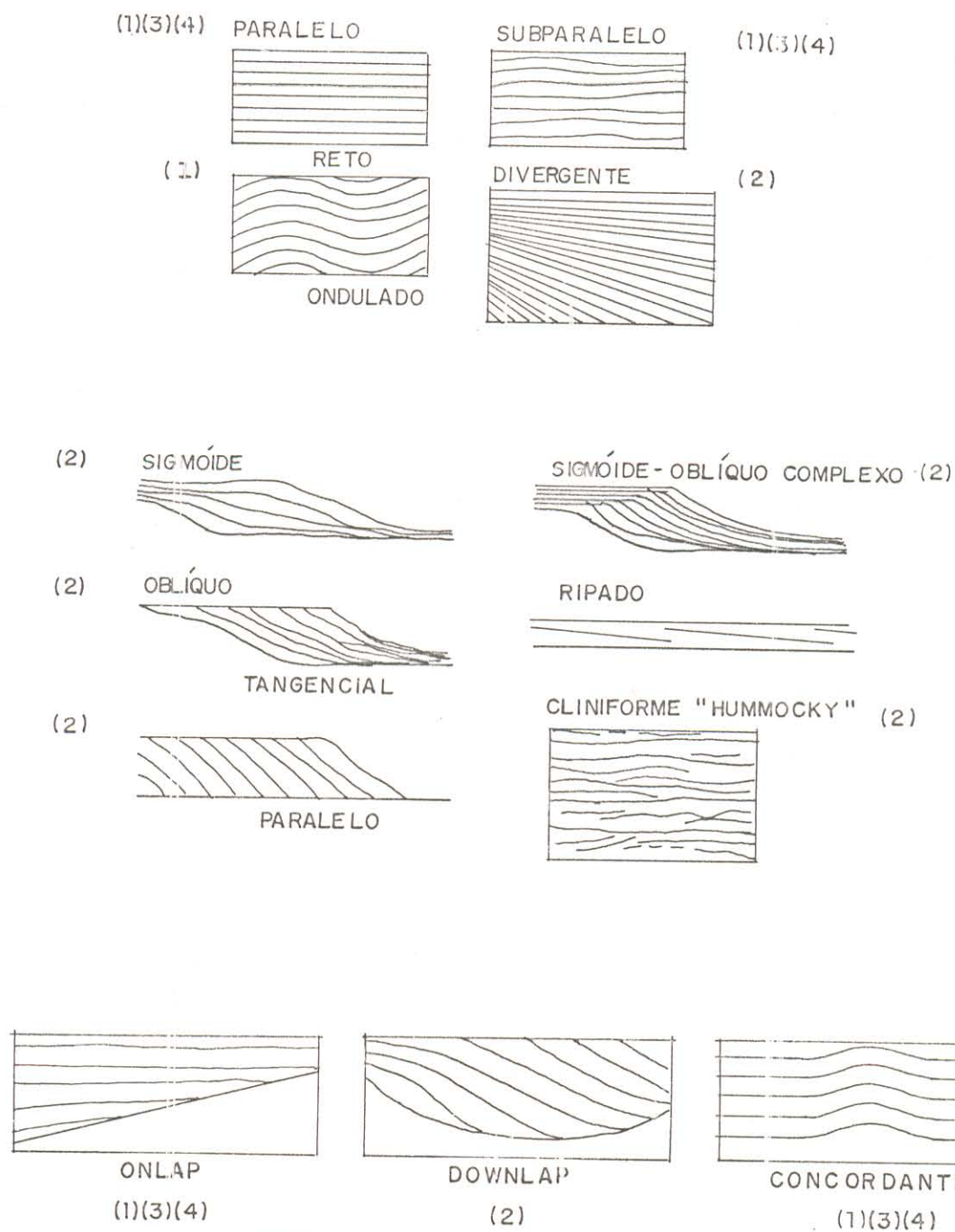


Fig.09. Padrões das fácies sismoestratigráficas de Mitchum (1977), que podem ser aplicados nas interpretações sobre a evolução geológica das seqüências sedimentares das bacias Branga-Vizeu e São Luís. (1) Seqüência Piriá-Camiranga; (2) Seqüência Itapecuru Inferior; (3) Seqüência Itapecuru Superior; 4- Seqüência Pirabas-Barreiras.

Capanema. Na Bacia de São Luís apresenta o mesmo controle tectono-sedimentar. Não foi possível adotar critérios sismoestratigráficos que permitissem a subdivisão desta sequência em duas unidades distintas. Sua ocorrência imediatamente acima do embasamento cristalino, o aspecto contínuo, a ampla distribuição regional e a pouca variação de espessura, conferem a mesma uma grande importância como marco sismoestratigráfico regional no estudo do paleorelevo do embasamento. Estas mesmas características podem ser interpretadas como diagnósticas de uma sequência marinha. Mitchum (1977) apresenta padrões sismoestratigráficos que caracterizam os prováveis ambientes deposicionais.

A Sequência Itapecuru Inferior, sobreposta discordantemente à sequência anterior ou, localmente, em alguns blocos soerguidos diretamente sobre o embasamento, apresenta um padrão sismoestratigráfico típico de preenchimento divergente nas bacias ("downlap"), cuja configuração paralela ou sub-paralela sugere ambientes flúvio-lacustres com forte variação lateral na taxa de sedimentação e substrato em progressivo basculamento (Fig. 09). Na borda norte da bacia de Bragança-Viseu os limites inferiores estão em "onlap" sobre o embasamento pré-cambriano. Esse truncamento torna conspícuo o caráter divergente da sequência, pois o suprimento sedimentar viria do norte, enquanto que, na borda meridional, viria do sul. Os espessamentos da sequência ocorrem adjacentes aos declives tectônicos mais íngremes da região (Fig. 10).

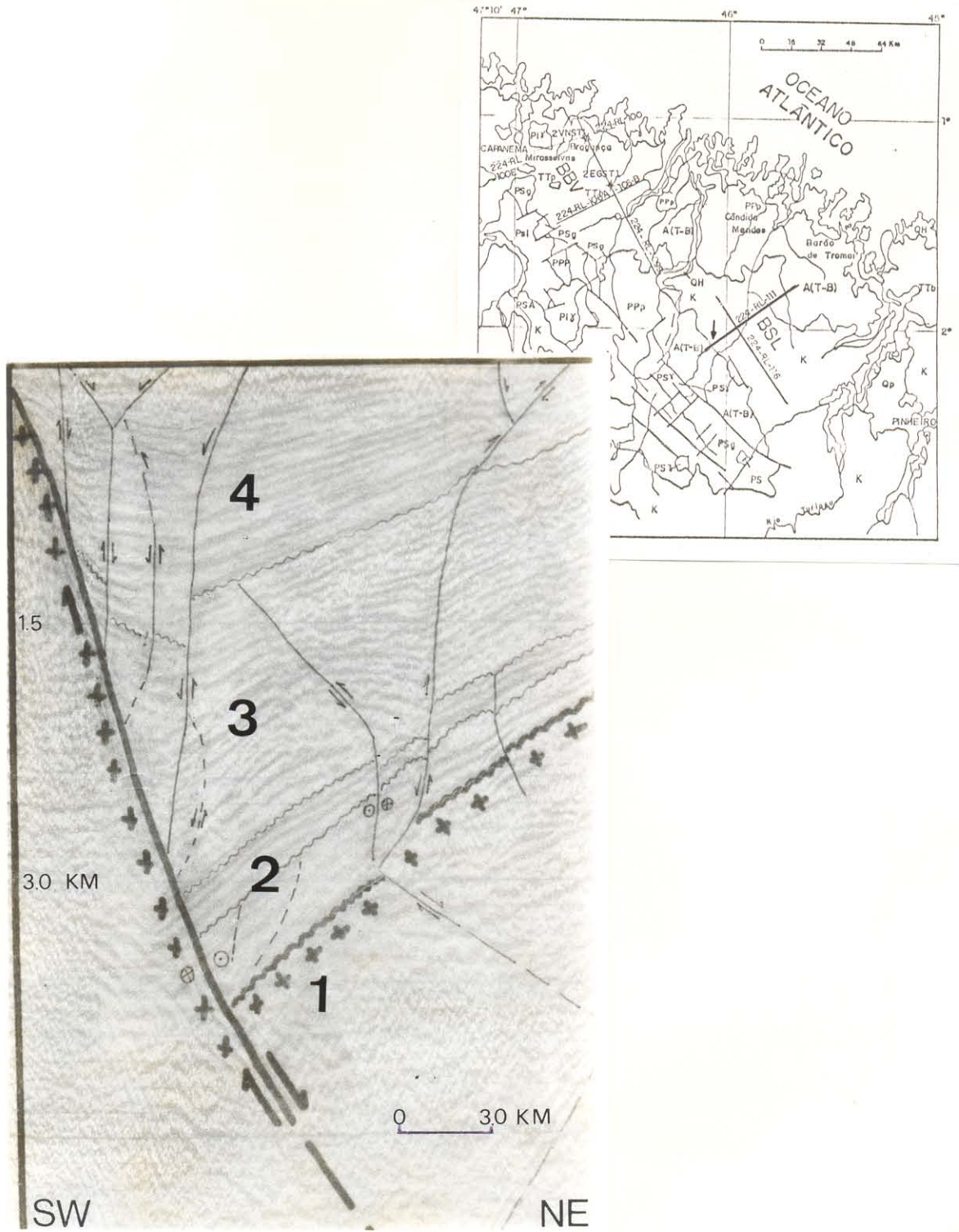


Fig.10. As maiores espessuras da Seqüência Itapecuru Inferior ocorrem adjacentes aos declives tectônicos mais íngremes da região. Seção 224-RL-111 - pontos 380-620. Extremo SW da Bacia de São Luís. 1- Embasamento Cristalino (Pré-Cambriano); 2- Seqüência Piriá-Camiranga (Paleozóico Inferior); 3- Seqüência Itapecuru Inferior (Cretáceo Inferior); 4- Seqüência Itapecuru Superior (Cretáceo Superior); $\odot \otimes \odot$ - Falha normal com deslocamento dextral; $\sim$ - Discordâncias.

A Sequência Itapecuru Superior não difere substancialmente da Inferior, no que se relaciona ao caráter sismoestratigráfico, muito embora seja mais homogênea, e distinta nos seus elementos tectônicos (vide tectonossísmica). Entretanto, acima do refletor principal, que retrata uma discordância de caráter regional, entre essas duas seqüências na região central da bacia, essas duas unidades podem ser distinguidas facilmente.

A Sequência Itapecuru Superior pode ser subdividida em duas sismofácies principais: a) Sismofácies das bordas setentrional e meridional, adjacentes as grandes falhas - apresenta padrões dos refletores em sigmóides oblíquos complexos, associados a padrões caóticos, geralmente truncados, revelando uma predominância de lentes e lençóis ondulados de conglomerados e arenitos grossos; b) Sismofácies da parte central - caracterizada por refletores contínuos e descontínuos, mostrando uma atitude "downlap". Adicionada a esta característica, os refletores da Sequência Itapecuru Superior mostram, também, um padrão oblíquo paralelo, o qual, sugere um suprimento terrígeno considerável com baixa taxa de subsidência e relativa estabilidade do nível de base, possibilitando, assim o rápido preenchimento bacinal e "bypass" da parte superior. Além disso, pode-se admitir condições de energia no ambiente capazes de permitir a deposição pelítica com mais eficiência na região central. Apesar do padrão "downlap" ser mais comum na Sequência Itapecuru Superior, no flanco norte da Bacia de Bragança-Viseu, esta Sequência apresenta os mesmos padrões "onlap" que a Sequência Itapecuru Inferior (Fig. 11).

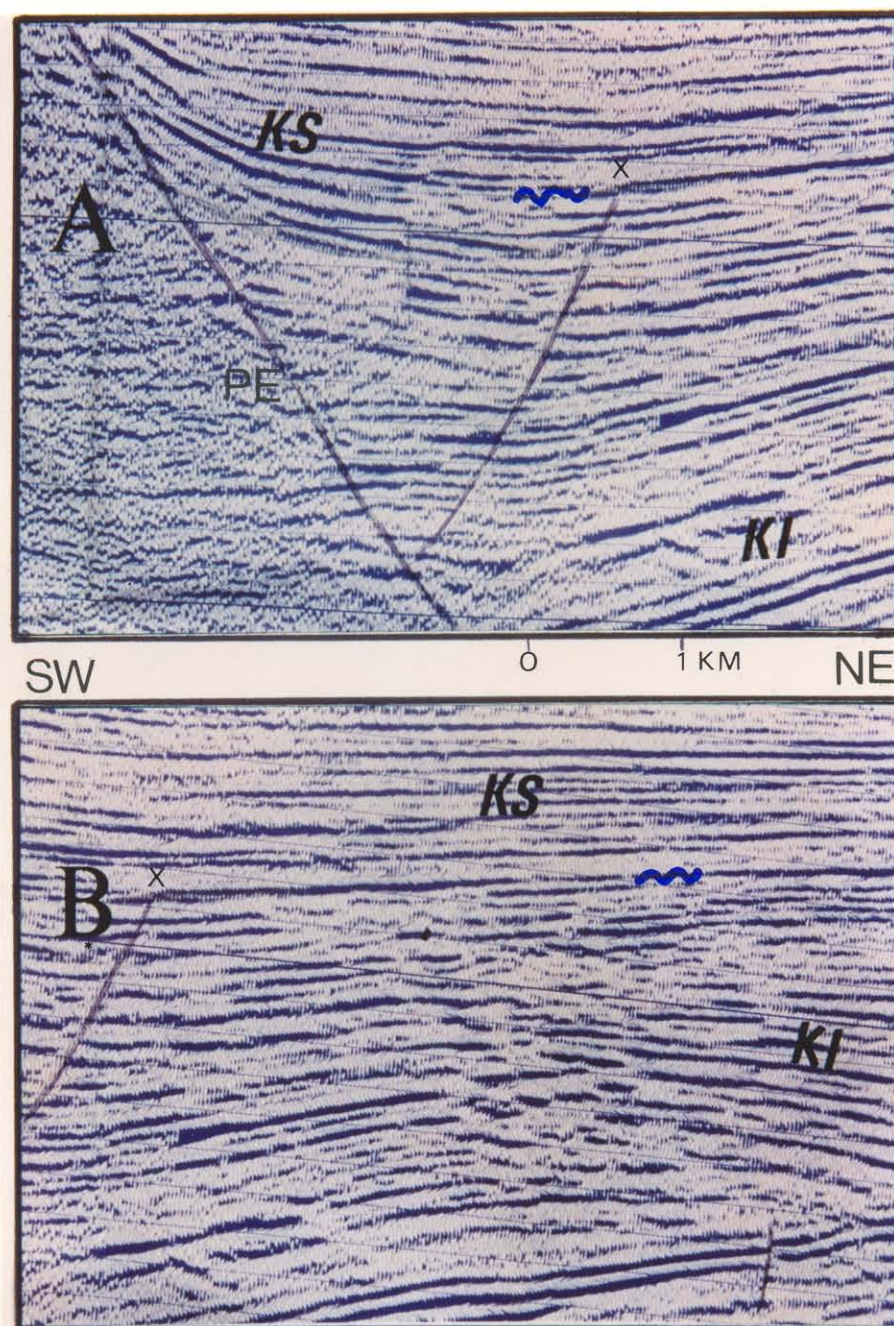


Fig.11. Detalhe da figura anterior, Seção Sísmica 224-RL-111 ampliada (p. 380-600) - SW da Bacia de São Luís. Observar:

A- Sismofácies de Borda:

- Onlap da Sequência Itapecuru Superior (KS)
- Downlap da Sequência Itapecuru Inferior (KI)

B- Sismofácies Centrais:

- Paralelo da Sequência Itapecuru Superior (KS)
- Oblíquo da Sequência Itapecuru Inferior (KI)

PE - Embasamento Pré-Cambriano; KI - Cretáceo Inferior;
 KS - Cretáceo Superior; X - Lineamento e Ponto de referência
 ~ - Discordância

Na Bacia de São Luís, as seqüências Itapecuru Inferior e Superior apresentam os mesmos padrões sismoestratigráficos que na Bacia de Bragança-Viseu, conseqüentemente, demonstrando condições genéticas similares para deposição dessas duas unidades. As profundidades e espessuras maiores demonstram uma maior subsidência (e estiramento) na Bacia de São Luís. Ao contrário da seqüência paleozóica, as seqüências cretácicas ocorrem fortemente compartimentalizadas, de modo que a unidade Itapecuru Inferior está condicionada às falhas que refletem provavelmente o mais importante (e inicial) evento lacustre "sin-rift" da região. Essa Seqüência se acunha rapidamente para nordeste, sendo que na parte mais espessa, adjacente as grandes falhas NW-SE, estão presentes, ainda, os processos diapíricos (Fig. 12).

A Seqüência Pirabas-Barreiras de acordo com a bibliografia (Maury, 1924; Ferreira, 1980 e 1982; Goes, 1981; Igreja, 1985; Igreja et al., 1990; Costa et al., 1991) é interpretada como tendo sido formada durante o Terciário na região, especificamente, na parte ocidental da Bacia de Bragança-Viseu. Esta Seqüência pode ser sub-dividida em duas unidades: 1) Fácies Carbonática e 2) Fácies Silici-clástica; representa o evento deposicional transgressivo e regressivo originalmente denominados de Formação Pirabas (Maury, op. cit.) de idade oligo-miocênica (Ferreira, op. cit.) e Grupo Barreiras (Plio-pleistoceno - Francisco et al. 1971 ou Terciário Superior - Goes & Truckenbrodt, 1980).

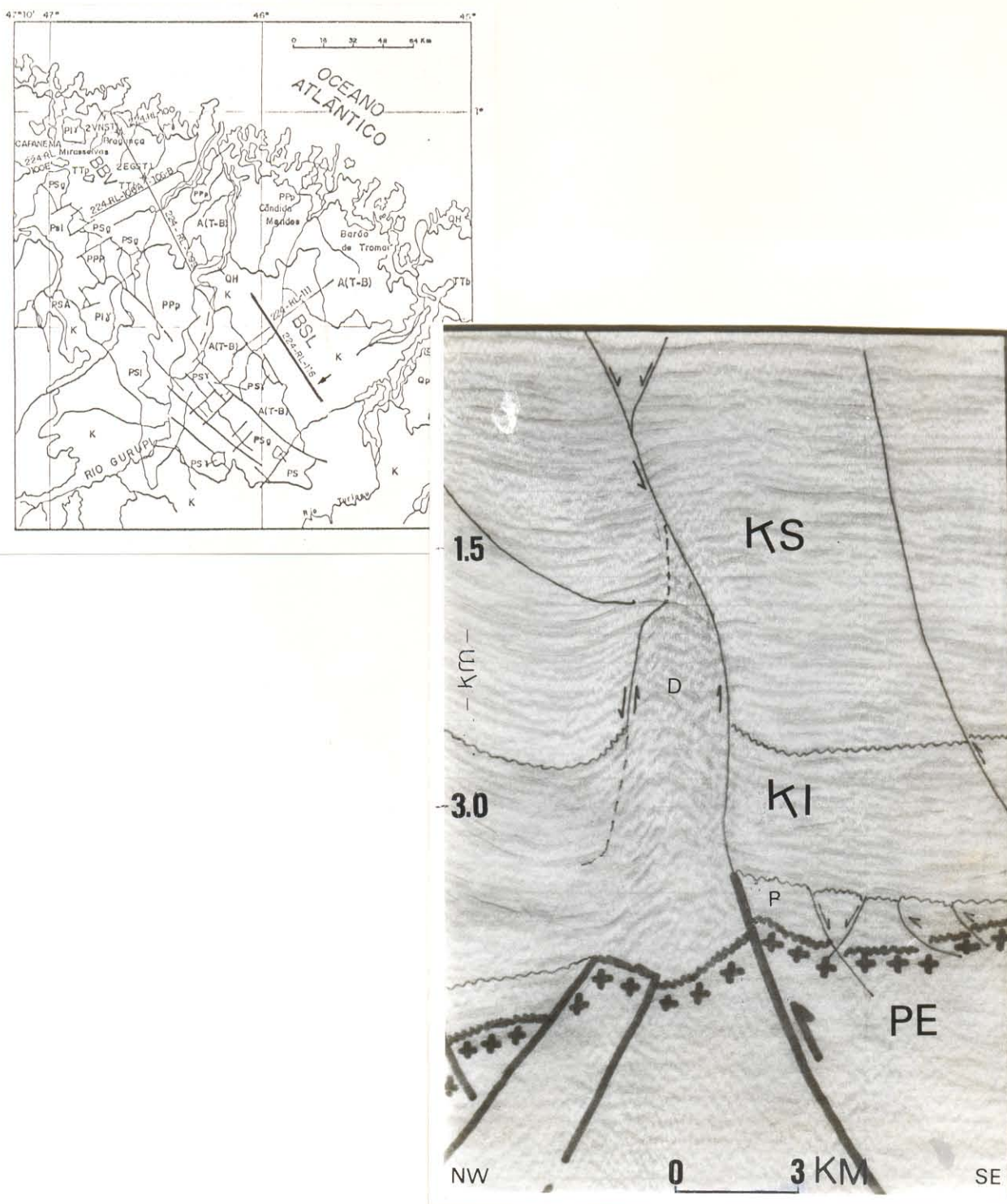


Fig.12. Fatia basal, condicionada às falhas, do evento inicial lacustre da Sequência Itapecuru Inferior, submetida à processos diapíricos (D). Extremo SE da Seção Sísmica 224-RL-116. PE- Embasamento cristalino (Pré-Cambriano); P- Sequência Piriá-Camiranga (Paleozóico Inferior); KI- Sequência Itapecuru Inferior (Cretáceo Inferior); KS- Sequência Itapecuru Superior (Cretáceo Superior); $\oplus/\ominus$ - Falha Normal com componente de deslocamento dextral; ~~~~~ Discordâncias.

A Sequência Pirabas-Barreiras ocorre nos blocos rebaixados das grande falhas regionais do setor ocidental da Bacia Bragança-Viseu com espessuras de até 400 m, acunhando-se para nordeste (Fig. 52). Na parte central do setor ocidental, sobre uma grande estrutura "roll-over", ocorrem os melhores afloramentos da unidade carbonática (Fig. 49).

De um modo geral as pequenas espessuras dessa sequência impedem uma melhor resolução sísmica, porém através dos dados de campo, verifica-se que a fácies sílici-clástica tem uma distribuição regional maior e diferente da fácies carbonática, ultrapassando o Alto do Almoço (vide tectônica) e ocorrendo, também, no setor oriental da Bacia de Bragança-Viseu (Fig. 13).



Fig.13. Fácies sílici-clástica da Sequência Pirabas-Barreiras no setor oriental da Bacia Bragança-Viseu, onde não ocorre a Unidade Carbonática em superfície.

A Sequência Pará - Quaternário Indiviso - ocorre principalmente na zona litorânea da área estudada, e devido as pequenas espessuras (inferior a 30 m) não apresenta resolução nas seções sísmicas analisadas. Aspectos mais detalhados (e integrados) das sequências sismoestratigráficas interpretadas, assim como a caracterização da Sequência Pará, serão tratados nos itens a seguir.

3.2.2 Sequência Piriá-Camiranga

A Sequência Piriá-Camiranga representa a reunião dos eventos deposicionais caracterizados por Formação Piriá (Costa et al, 1977) e Sequência Camiranga (Igreja, 1985) ocorridos no Paleozóico Inferior.

A parte basal da Sequência Piriá-Camiranga - Formação Piriá - é constituída por arenitos arcossianos de granulação fina e grossa, intercalados com níveis pelíticos e raros leitos decimétricos de conglomerados. Devido à ausência de uma seção-tipo de quando da definição da Formação Piriá, Igreja (1985) selecionou o afloramento do Km 217 da rodovia BR-316 (Pará-Maranhão) como o melhor representante da unidade na região nordeste do Pará (Fig. 14). O posicionamento cronoestratigráfico foi estabelecido para o Cambro-Ordoviciano, ainda que com dúvidas, devido a limitações na determinação do fóssil encontrado no topo daquela seção (Igreja, 1985).

Dentre os principais aspectos que caracterizam o ambiente deposicional - marinho litorâneo - destacam-se: o fóssil provavelmente marinho (molusco), mega e micromarcas onduladas, estratificações plano-paralelas e estruturais de bioturbação.

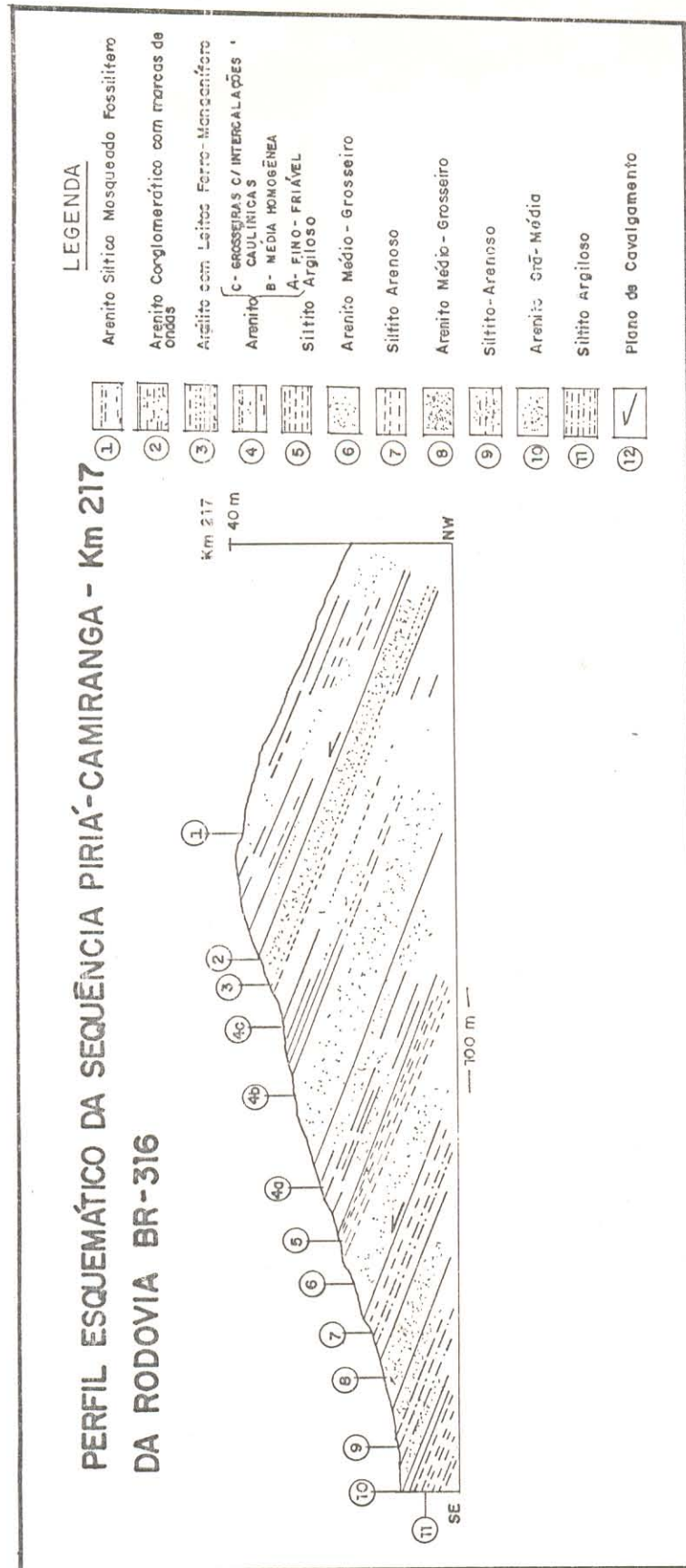


Fig. 14. Seção basal (Cambro-Ordoviciano) da Sequência Piriá-Camiranga na borda oriental do Semigraben de Peritoró, quadrante sudoeste da área estudada. Dois conjuntos de fibras quartzosas indicam uma cinemática direcional dextral para NE e cavalgamento para SE, sobre os filonitos do Grupo Gurupi. (Modificado de Igreja, 1985).

Os resultados dos estudos atuais agrupam e confirmam as interpretações paleoambientais de Molnar e Urdíninea (1966), Igreja (1985), Trukenbrodt (1985) e Borges et al. (1988).

A análise paleogeográfica para o Cambro-Ordoviciano do nordeste do Pará e noroeste do Maranhão sugere que esta região encontrava-se em alta latitude sul (peripolar - $60-70^{\circ}$) entre o Cambriano e Ordoviciano. As características texturais mineralógicas dos arcósios e conglomerados polimíticos da Sequência Piria-Camiranga constituem-se nos elementos mais diagnósticos da predominância de um clima peripolar a polar nessa região durante aqueles períodos (Figs. 15 e 16)

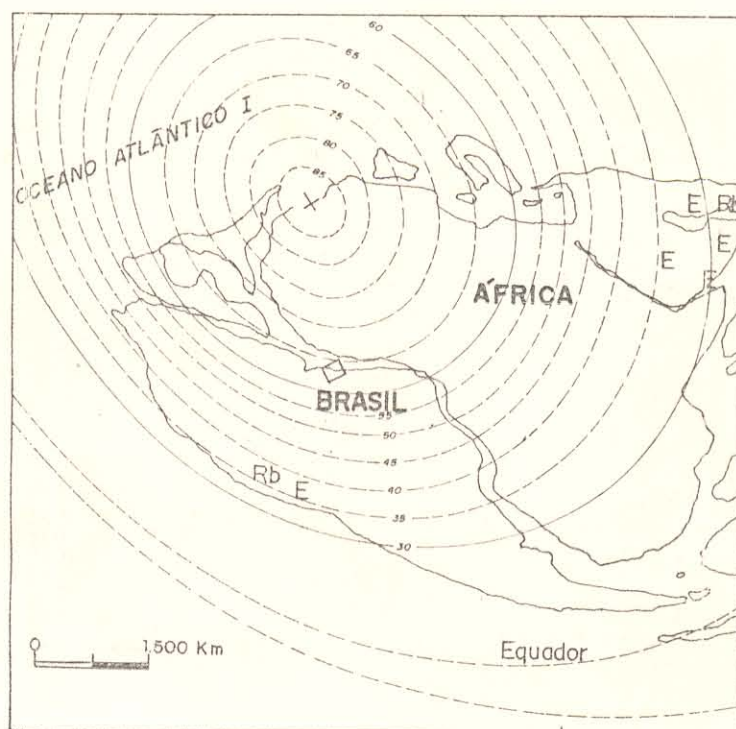


Fig.15. Mapa paleogeográfico generalizado do Cambriano (570-500 Ma.). Adaptado de Seyfert e Sirkin (1979). $\square$ = Área estudada; + = Polo sul; 75° --- = Paleolatitudes; Observar a área estudada entre as paleolatitudes $60-65^{\circ}$ sul; Rb = "Red Beds"; E = Evaporitos.

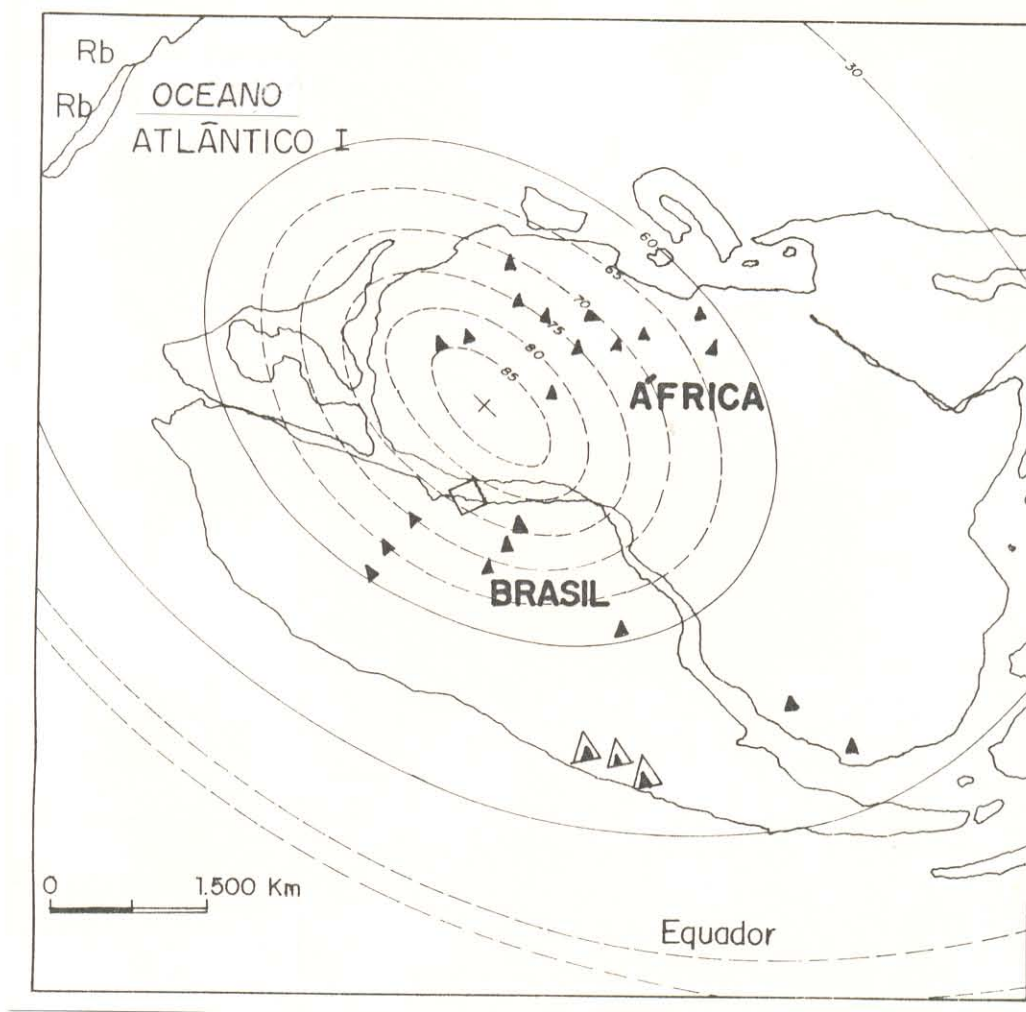


Fig.16. Mapa paleogeográfico generalizado do Ordoviciano (500-435 Ma.). Adaptado de Seyfert e Sirkin (1979). $\square$ = Área estudada; + = Polo sul; 75° --- = Paleolatitudes; Observar a área estudada entre as paleolatitudes 75-80° Sul. $\blacktriangle$ = Depósito glacial latitudinal; $\triangle$ = Depósito glacial alpino; Rb = "Red beds".

Trukenbrodt e Correa (1985), a partir da análise da composição mineralógica dos arenitos arcossianos, sugeriram que seus componentes instáveis estariam relacionados às condições paleoclimáticas rigorosas (clima seco e frio) no tempo da deposição da Formação Piria, contribuindo para a aceitação dos mapas paleogeográficos de Smith et al. (1982).

É importante salientar que a parte inferior da Sequência Piria-Camiranga, neste trabalho denominado de Peritoró, poderá vir a ser subdividida em duas subsequências, uma vez que as análises preliminares indicam que os arenitos e conglomerados ocorrem predominantemente na base da seção, enquanto que os siltitos e argilitos dominam no topo, estando separados por uma provável discordância angular (?) e erosiva. Do mesmo modo que a microlaminação ocorre somente no topo da seção, os aspectos anquimeta-mórficos caracterizam a base (Trukenbrodt e Correa, 1985).

A parte do topo da Sequência Piria-Camiranga é constituída de três unidades bem distintas e denominadas de Paca, Alto Bonito e Santa Cruz, que anteriormente representavam a Sequência Camiranga incluída no Siluriano. Estas unidades já foram alvo de aprofundados estudos sedimentológicos, estratigráficos e paleogeográficos (Igreja 1985).

A unidade Paca é constituída quase que exclusivamente de paraconglomerados polimíticos, sendo predominante na unidade intermediária Alto Bonito ortoconglomerados polimíticos, arenitos e siltitos líticos. A unidade Santa Cruz é constituída de folhelhos carbonosos e siltitos argilosos, microfossilíferos, datados do Siluriano. Refletem conjuntamente o efeito retrogradante dos

sistemas deposicionais e avanço da linha de costa possivelmente devido ao degelo generalizado (deriva continental e mudança climática) no Siluriano. As principais características paleoambientais das quatro unidades definidas da Sequência Piriá-Camiranga estão representadas na figura 17.

O mapa paleogeográfico de Seyfert e Sirkin (1979), para o Siluriano, permite a interpretação de que, ainda durante este período, reinariam condições climáticas glaciais a periglaciais na região Nordeste do Pará e Noroeste do Maranhão (Fig. 18).

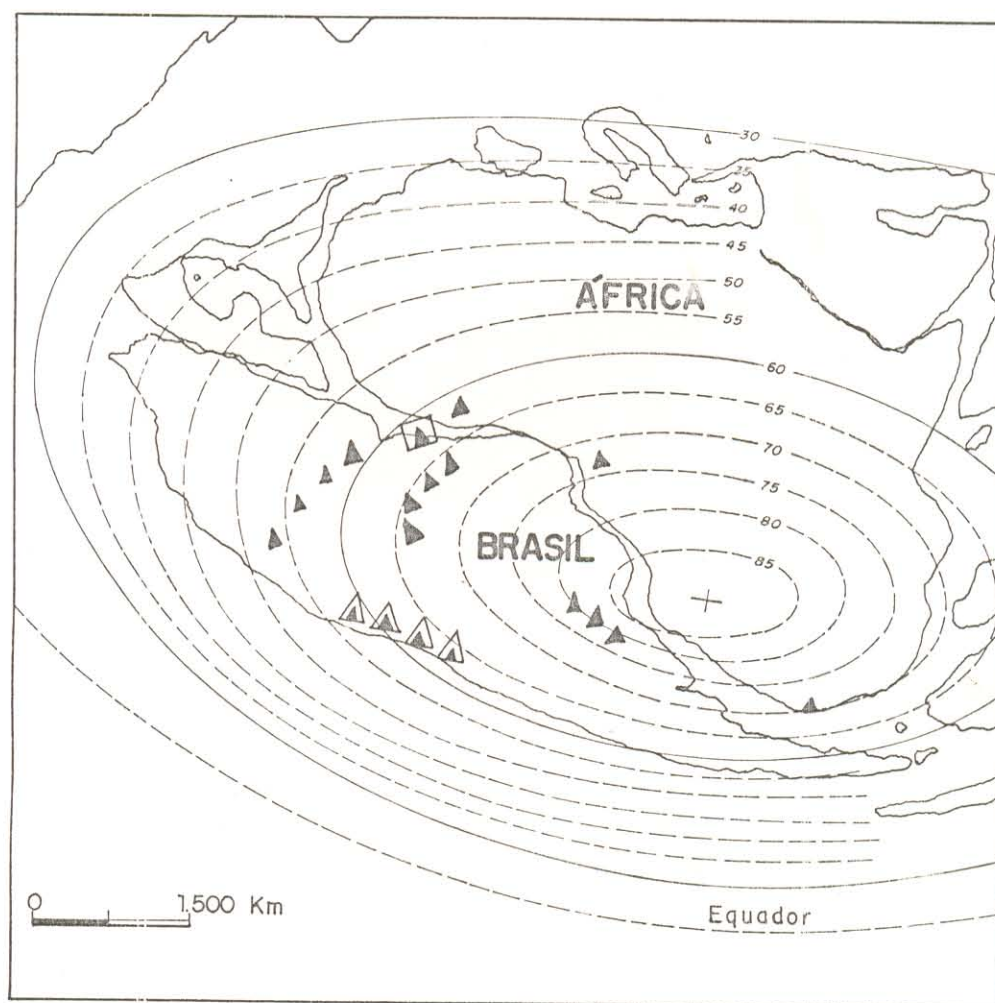


Fig.18. Mapa paleogeográfico generalizado do Siluriano (435-405 Ma.). Adaptado de Seyfert e Sirkin (1979). $\square$ = Área estudada; + = Polo Sul; 75° --- = Paleolatitudes; Observar a área estudada entre as paleolatitudes 60 - 65° Sul. $\blacktriangle$ = Depósito glacial latitudinal; $\triangle$ = Depósito glacial alpino.

A análise detalhada das quatro unidades que constituem a Sequência Pirirá-Camiranga e, principalmente, as relações genéticas e estratigráficas entre estas, permitem supor que predominaram durante a deposição dessa Sequência processos sedimentares, em ambientes que variaram entre marinho e litorâneo, resultantes de pelo menos, duas importantes oscilações do nível do mar no Paleozóico Inferior.

Os estudos de paleocorrentes dos sedimentos da Sequência Camiranga (Igreja, 1985) indicam que essas ingressões marinhas originaram-se preferencialmente de noroeste, relacionadas provavelmente com a primeira fase de abertura do Atlântico no Paleozóico Inferior (Loczy, 1984). A Figura 19 sintetiza o quadro estratigráfico do Paleozóico Inferior da região estudada.

UNIDADE		LITOLOGIA	ESTRUTURAS	FÓSSEIS	AMBIENTES
CAMBRO-ORDOVICIANO - SILURIANO	SANTA CRUZ	SILTITOS ESVERDEADOS FOLHELHOS CARBONOSOS	LAMINAÇÃO PLANO- PARALELA	ACRITARCAS QUITINOZOÁRIOS TINTINITES	INFRAMARÉ A MARINHO RASO
	ALTO BONITO	ORTOCONGLOMERADOS POLIMÍTICOS ARENITOS LÍTICOS	IMBRICAÇÃO ESTRATIFICAÇÃO DE GRANDE PORTE	ICNOFÓSSEIS VEGETAIS (?)	FLÚVIO-GLACIAL A LITORÂNEO
	PACA	PARACONGLOMERADOS POLIMÍTICOS	ESTRUTURAS CAÓTICA RAROS MATAÇÕES ORIENTADOS E/OU FACETADOS	ESTÉRIL	CONTINENTAL GLACIAL (TILITOS)
	PERITORÓ	ARCÓSIOS CINZAS SILTITOS ESBANQUIÇADOS MICROCONGLOMERADOS	MARCAS ONDULADAS ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA	GASTRÓPODES	MARINHO RASO (PLATAFORMA)

Fig.19. Quadro estratigráfico do Paleozóico Inferior das regiões nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão. Sequência Piria-Camiranga.

3.2.3 Sequência Itapecuru Inferior

A Sequência Itapecuru Inferior é constituída de conglomerados e arenitos cinza esbraquiçados e/ou vermelhos acastanhados com intercalações de siltitos e argilitos cauliniticos que ocorrem no rio Itapecuru no noroeste do Maranhão (Campbell, 1949).

São raras as exposições desta sequência no nordeste do Estado do Pará, pois ocupam os depocentros da Bacia Bragança-Viseu. No noroeste do Maranhão são comuns exposições nas bordas dos núcleos pré-cambrianos.

A Sequência Itapecuru Inferior, aflorante na área estudada, não difere da seção descrita por Campbell et al. (1949) e por Rezende & Pamplona (1970) para a Bacia de São Luís; nem do Grupo Canárias do Cretáceo Inferior de Figueredo et al. (1982); nem da Sequência Itapecuru da Bacia Pará-Maranhão segundo Cainelli & Moraes Júnior (1986).

Os contatos da Sequência Itapecuru Inferior ocorrem, na base, discordantes com a Sequência Piriá-Camiranga e/ou o embasamento Pré-Cambriano (neste caso, principalmente nas bordas das bacias e altos estruturais)e, no topo, do mesmo modo em discordância erosiva e angular com a Sequência Itapecuru Superior (Fig. 20 e 21).

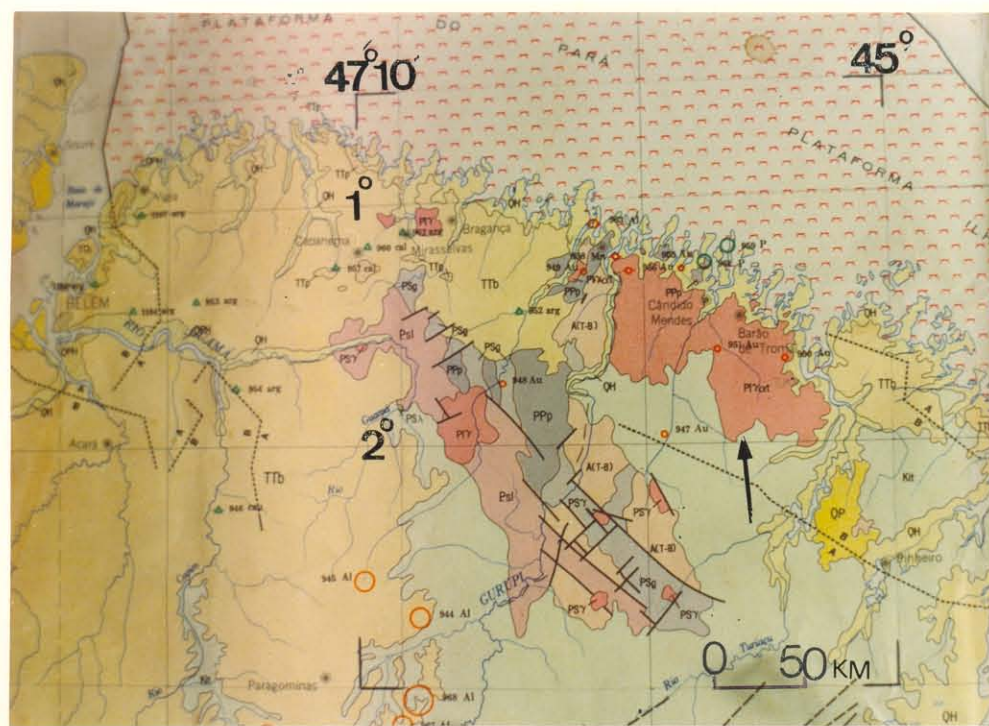


Fig.20. Mapa geológico da região NE do Pará e NW do Maranhão. A seta mostra a Sequência Itapecuru Inferior, sobreposta diretamente sobre o Embasamento cristalino na borda norte da Bacia de São Luís.; BBV - Bacia de Bragança-Viseu; BSL - Bacia de São Luís; QH - Quaternário (Holoceno)
 QP - Quaternário (Pleistoceno); TTb - Terciário Superior (Barreiras); TTp - Terciário Superior (Pirabas); K - Cretáceo (Itapecuru); PPP - Paleozóico (Piriá e Camiranga); PS_g - Proterozóico Superior (Granitos); PS_g - Proterozóico Superior (Gurupi); A(T-B) - Arqueano (Maracaçumé); A/B - Falhas; ~ - Contatos.
 Fonte: DNPM, 1981.

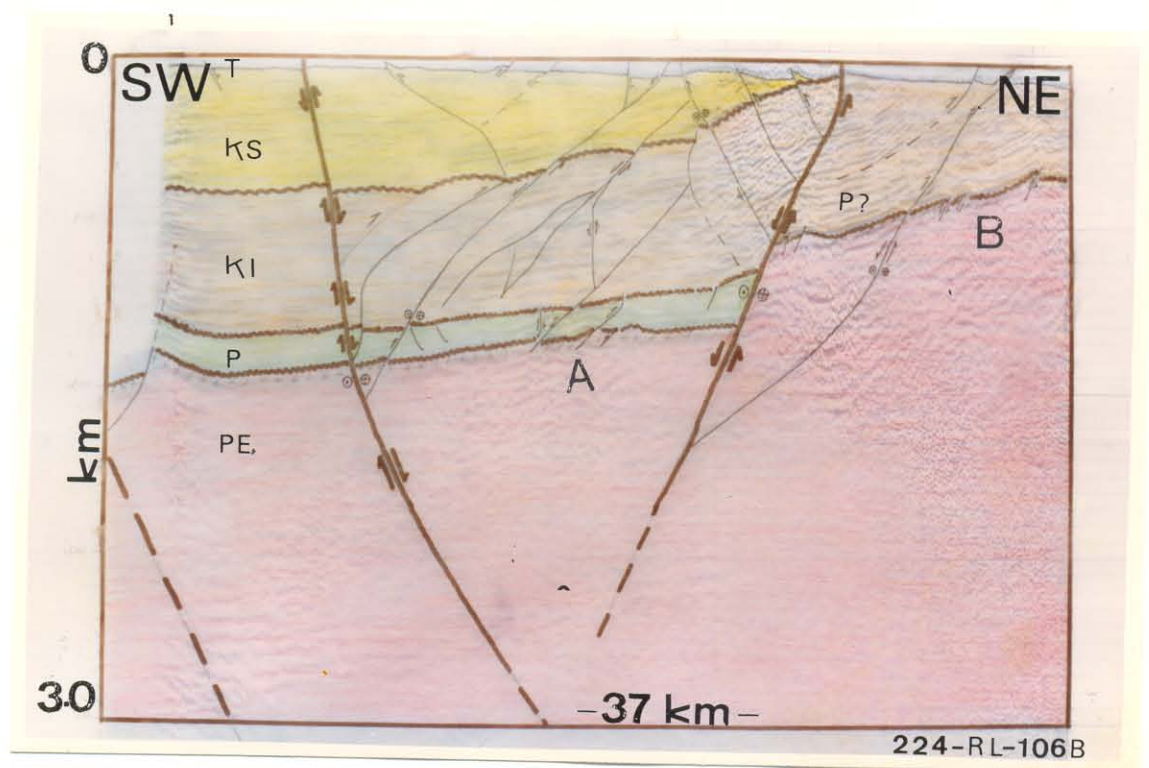
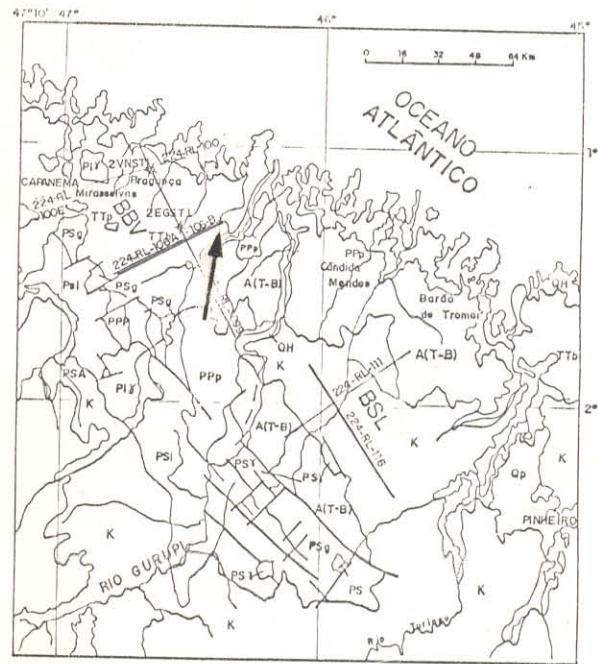


Fig. 21. Seção sísmica mostrando a Sequência Itapecuru sobreposta discordantemente sobre a Sequência Piriá-Camiranga (A) e o Embasamento Cristalino (B). PE - Embasamento Cristalino Pré-Cambriano - Núcleo Cândido Mendes; P - Paleozóico Inferior - Sequência Piriá-Camiranga; KI - Cretáceo Inferior - Sequência Itapecuru Inferior; KS - Cretáceo Superior - Sequência Itapecuru Superior; T - Terciário Superior - Sequência Pirabas-Barreiras.

Os elementos litofaciológicos e as estruturas sedimentares encontradas na Sequência Itapecuru Inferior conduzem à interpretação de ambientes fluviais e lacustres, controlados por lineamentos configurando semigrábens, para a deposição desta unidade.

Na Bacia de São Luís sua espessura varia de 400 m (nordeste da Bacia) a 2000 m no bloco justaposto ao "horst" do Gurupi no extremo sudoeste. Na Bacia de Bragança-Viseu, no depocentro oriental, atinge a espessura de 1600 m, enquanto que no depocentro ocidental aproximadamente 1100 m. Ocorrem predominantemente conglomerados e arenitos grossos de leques aluviais e rios anastomados nos declives tectônicos mais íngremes (SW), e arenitos médios e argilitos nos declives tectônicos menos íngremes (NE).

Esta unidade, regionalmente, está relacionada com o evento de estiramento crustal (Fase "rift") de Abertura do Atlântico Equatorial durante o Mesozóico. Correlações com bacias vizinhas permitem seu posicionamento cronoestratigráfico no Cretáceo Inferior (intervalo de 120 a 107 Ma., Beurien & Regali, 1987).

A análise paleogeográfica para o Cretáceo Inferior (Seyfert e Sirkin, 1979) da região investigada indica uma paleolatidade em torno de 10°S o que supõe, ainda, condições climáticas semi-áridas (Fig. 22).

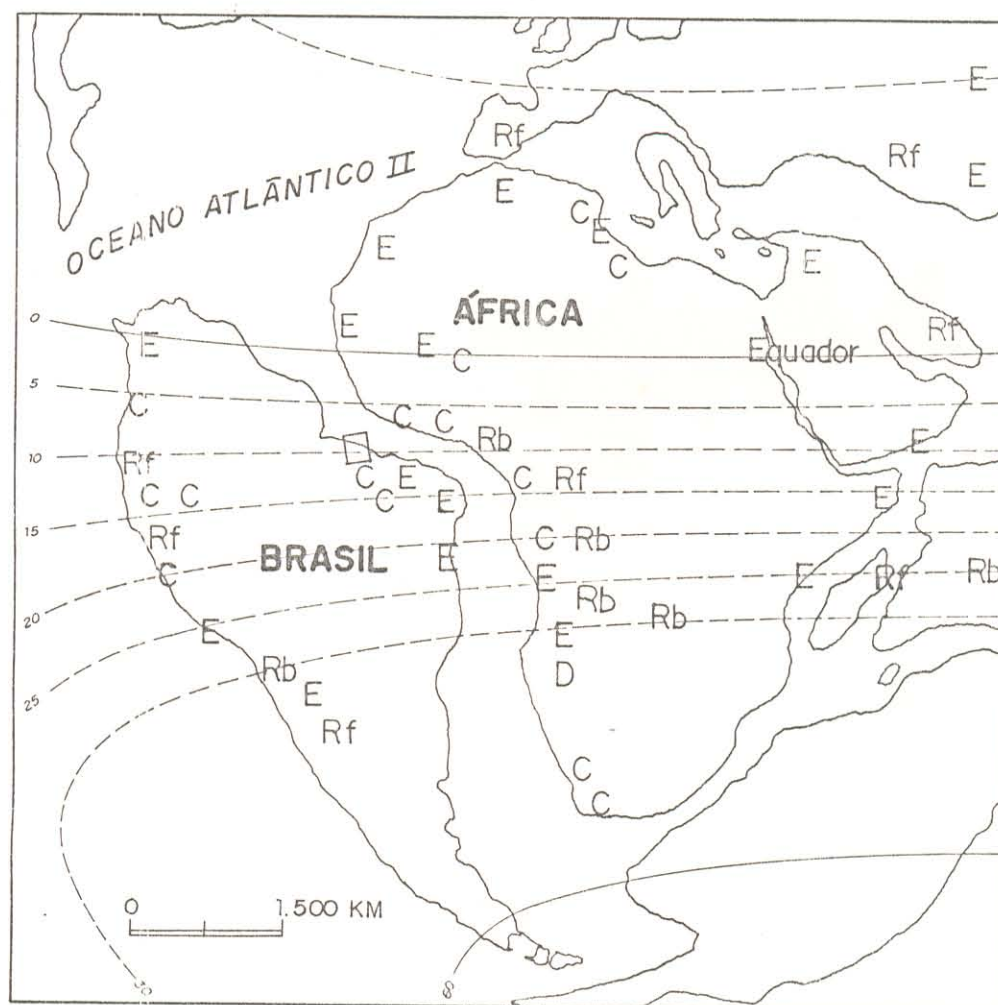


Fig.22. Mapa paleogeográfico generalizado do Cretáceo (135-85 Ma.). Adaptado de Seyfert e Sirkin (1979). $\square$ = Área estudada; 10° --- = Paleolatitudes. Observar a área estudada entre a paleolatitudes 5° e 10° Sul; C = Carvão; E = Evaporitos; Rf = Recifes; D = Arenitos desérticos; Rb = "Red beds".

3.2.4 Sequência Itapecuru Superior

A Sequência Itapecuru Superior é constituída predominantemente por arenitos finos a médios com intercalações de siltitos e argilitos caulíníticos e raros níveis carbonáticos para o topo na parte nordeste da Bacia de São Luís. Esta Sequência é correspondente às unidades 3 e 4 da Bacia Pará-Maranhão (Coutinho, 1988) e à base do Grupo Humberto de Campos - Formação Areinhas e Formação Travosas - cuja ocorrência de equinóides e pelecípodos permitiram datá-la do Albiano ao Santoniano, 107 - 83 Ma. (Caimelli e Moraes Jr. 1986).

É importante ressaltar que tanto na Bacia de Bragança-Viseu (menos espessa, ± 400 m) como na Bacia de São Luís (mais espessa, ± 2400 m), a Sequência Itapecuru Superior apresenta os estratos com uma continuidade marcante (ao contrário da seção inferior).

Os arenitos da Sequência Itapecuru Superior são muito argilosos e caulíníticos, o que, aliado a outros elementos faciológicos, sugerem ambientes flúvio-deltáicos passando à marinhos para o topo da seção nas partes norte e nordeste da região.

Os elementos tectônicos obtidos a partir das seções sísmicas revelaram essencialmente caráter distensional de pequena expressão, sendo relativamente reduzidos os deslocamentos horizontais (em geral menores que 50 m).

A Sequência Itapecuru Superior caracteriza uma fase transgressiva nas bacias, correspondente à primeira ingressão marinha na faixa equatorial relacionada ao início da fase de "rift" passivo na evolução da abertura do Atlântico Equatorial durante o Mesozóico (Fig. 23).

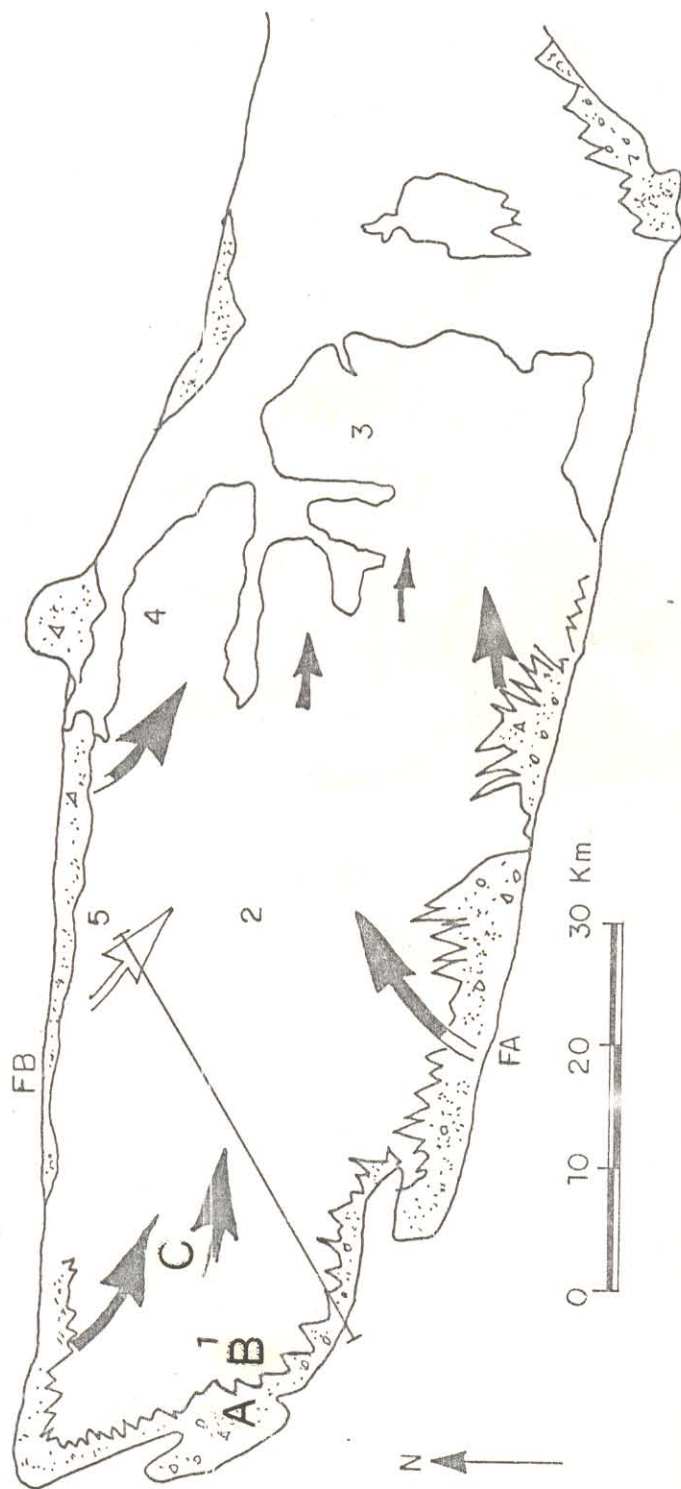


Fig. 23. Modelo deposicional da Sequência Itapecuru Superior na Bacia de São Luís.
(Baseado em Reading, 1980).

A- Predominantemente conglomerados
B- Predominantemente arenitos
C- Direção generalizada de transporte
FA/FB- Falha de alto/baixo ângulo

1- Aluvião conglomerático
2- Aluvião proximal
3- Aluvião distal
4- Planície de sedimentos lacustres
5- Seção sísmica 224-RL-111

Esta interpretação está de acordo com a estratigrafia proposta por Figueredo et al. (1982) para a Bacia de Barreirinhas (prolongamento do "rift" a leste), e com a estratigrafia da Bacia Pará-Maranhão de Coutinho (1988), correspondente à porção norte da região estudada, após a Plataforma Continental.

A paleogeografia do Cretáceo, a ingressão marinha e a tectônica "pós-rift" justificam a similaridade e o sincronismo das seqüências do Cretáceo Médio a Superior, condicionadas aos baixos dos semigrábens remanescentes da fase "rift".

3.2.5 Seqüência Pirabas-Barreiras

A Seqüência Pirabas-Barreiras é aqui considerada praticamente no mesmo sentido do Grupo Barreiras de Nunes et al. (1973) os quais consideraram as argilas cauliníticas, arenitos finos e grossos da Formação Ipixuna (Francisco et al. 1971) e os calcários e margas da Formação Pirabas (Maury, 1924), como diferentes fácies de um único sistema deposicional cenozóico.

A unidade carbonática da Seqüência Pirabas-Barreiras, considerando sua expressão em termos bioestratigráficos, é a que está melhor definida cronoestratigraficamente. Assim, corroborando os estudos de Ferreira (1980 e 1982), a unidade carbonática da Seqüência Pirabas-Barreiras de idade Oligo - Miocênica, pode ser subdividida em três fácies, a saber:

- a) **Fácies Castelo** - constituída de calcários coquinóides, biohermitos, micritos, dolomicritos, característicos de ambientes de mar aberto de águas agitadas e quentes, apresentando formas específicas de zonas recifais (Gastrópode, *Orthaulax pugnax* - Heilprin). (Ferreira op. cit.)

- b) **Fácies Capanema** - definida a 60 km ao sul do atual litoral, é constituída principalmente de margas e secundariamente de micritos, bioclastitos, folhelhos e arenitos calcíferos. A paleoecologia condiz com ambientes lagunares com significativas oscilações de salinidade, reflexo de períodos com maior contribuição de sedimentos flúvio-continentais (salinidade mais baixa) e com períodos de alta salinidade e deposição de calcários com gipsita. (Ferreira, 1980 e 1982).
- c) **Fácies Baunilha Grande** - caracterizada como uma fácies intermediária às anteriores, cujos argilitos pretos com vegetais piritizados e nódulos de calcários escuros com crustáceos branquiuros, refletem a predominância de ambientes redutores. (Ferreira, op. cit.).

As fácies clásticas da Sequência Pirabas - Barreiras tornam-se progressivamente dominantes para o topo da seção. As dificuldades de datação, uma vez que o ambiente continental e oxidante inibe a preservação de fósseis, tem impossibilitado análises paleoecológicas mais acuradas dos eventos deposicionais posteriores à unidade carbonática.

Estudos palinológicos recentes de Arai et al. (1988) apoiaram a interpretação sugerida por Igreja (1985), quando mostraram que os eventos deposicionais clásticos intercalados e sobrepostos à unidade carbonática podem ter-se iniciados desde o Mioceno.

A análise tectônica dos prismas sedimentares cenozóicos, a partir das seções sísmicas, revela o escalonamento dos blocos pós-cretácicos basculados para sudoeste. Os cantos nordestes

soerguidos explicariam a distribuição das litofácies clásticas e carbonáticas da Sequência Pirabas-Barreiras.

As fácies clásticas de alta energia (litofácies conglomerática de Góes, 1981) estão condicionadas aos declives mais íngremes das falhas ao sul da Bacia Bragança-Viseu. O declive menos íngreme com caimento inverso (no sentido do continente) permitiria a deposição de sedimentos de energia moderada a baixa. A deposição carbonática foi afetada de modo diferenciado devido à influência dos sedimentos clásticos na parte sul e as condições propícias às construções recifais na parte norte, resultando em características faciológicas distintas entre as fácies Capanema, Baunilha Grande e Castelo.

A configuração estratigráfica (colmatagem de semigrábens) do Terciário Superior da região é compatível com o progresso do sistema de estiramento crustal (NE-SW) desde o Mesozóico, conforme os estudos de Costa et al. (1991) para a tectônica do centro-norte brasileiro (Fig. 24).

3.2.6 Sequência Pará

Denomina-se aqui de Sequência Pará os sedimentos areno-argilosos amarelados e ferruginosos, contendo níveis concrecionários retrabalhados, argilas sílticas vermelhas e amarelas mosqueadas, que ocorrem sobre a Sequência Pirabas-Barreiras na parte superior das falésias na zona litorânea. Além disso, incluiu-se nesta sequência os depósitos de cascalho "mud support", areias quartzosas e argilas cinza presentes nas calhas das "rias", mangues e praias. Esta Sequência possui, pouca espessura conforme a topografia litorânea atual, desenvolvendo-se em

blocos ascendentes ou descendentes em função da atividade tectônica quaternária.

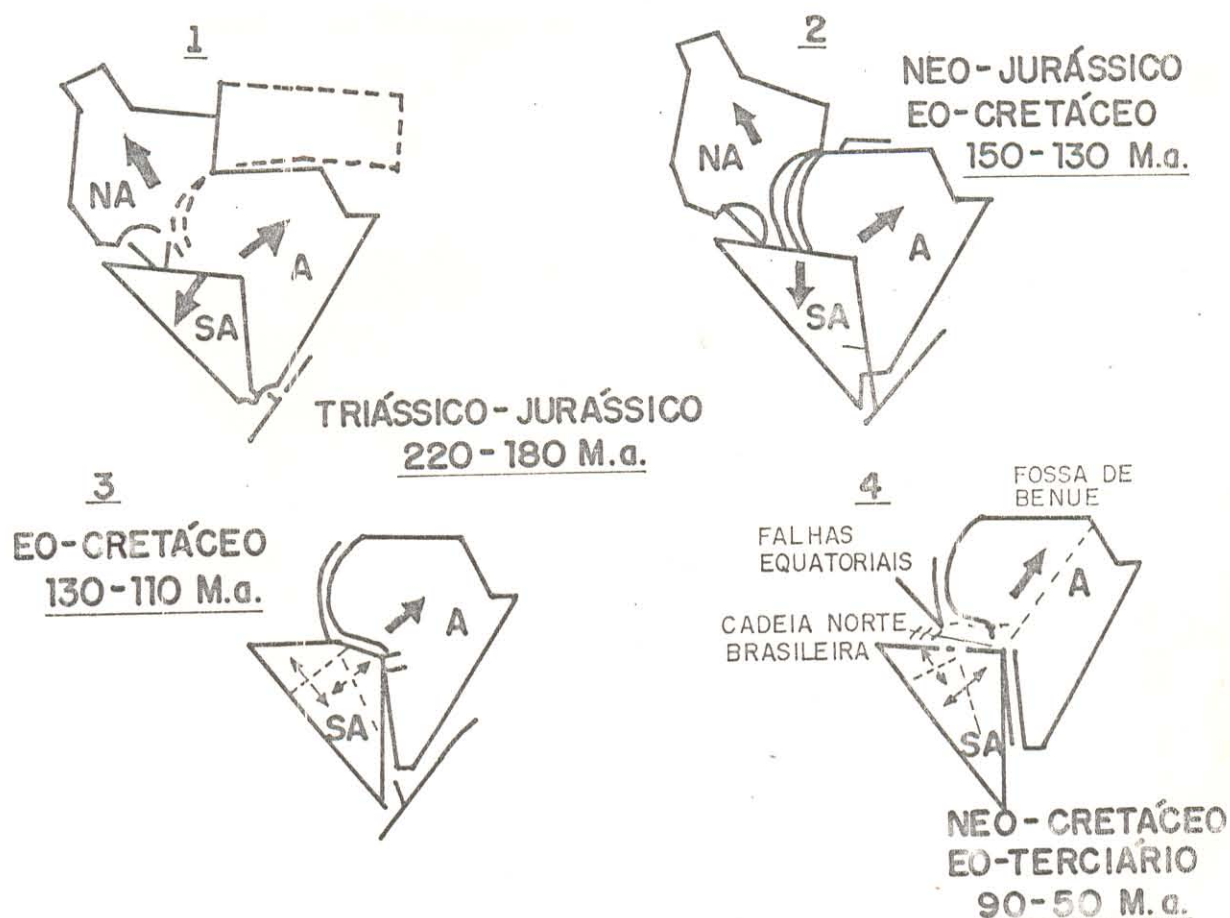


Fig.24. Evolução esquemática das Placas Norte-Americana (NA), Sul-Americana (SA) e Africana (A), quando da fragmentação do Pangea e origem do Atlântico Norte e Equatorial. Direções principais de estiramento (→). Modificado de Asmus e Porto (1972), conforme Costa et. al. (1991).

Admite-se que a Sequência Pará aqui definida corresponde ao Grupo Pará de Schaller et al. (1971) definido na Foz do Amazonas. Equivale também aos Sedimentos Pós-Barreiras de Sá (1969) e a Formação Pará de Oliveira e Leonardos (1943).

Os estudos neotectônicos na faixa litorânea do nordeste do Estado do Pará (Igreja et al. 1990; Costa et al., 1991) tem demonstrado um importante controle estrutural dos sedimentos terciários, pleistocênicos e atuais. Estudos semelhantes no sudeste brasileiro sugerem episódios tectônicos ressurgentes em toda a Placa Sul-Americana (Hasui, 1991).

Os sedimentos da Sequência Pará, atuais, de alta energia, tendem à formar cinturões descontínuos ao longo das falhas normais (direção geral NW-SE), que são interceptadas por falhas de transferência (NE-SW), onde se desenvolvem as rias, cujos os blocos subsidentes favorecem o desenvolvimento de mangues (argilas e siltes) (Fig. 07).

Não foi possível diferenciar os processos deposicionais e tectônicos da Sequência Pará daqueles que atuaram no decorrer da evolução do topo da Sequência Pirabas-Barreiras, a não ser, provavelmente, os fatores consequentes de mudanças climáticas e do nível do mar, considerando que a Sequência Pará, via de regra, resulta do desmonte dos estratos da Sequência Pirabas-Barreiras que constituem grande parte das falésias da região.

4 - TECTÔNICA

4.1 TECTÔNICA DO PRÉ-CAMBRIANO

Uma abordagem mais profunda sobre a evolução tectônica do Pré-Cambriano da área não se encontra entre os objetivos fundamentais deste trabalho, entretanto, devido grande parte dos movimentos tectônicos fanerozóicos desenvolverem-se ao longo de zonas de fraquezas pré-cambrianas (Miura & Barbosa, 1972; Igreja, 1985; Coutinho, 1988), tornou-se necessária uma investigação auxiliar com a finalidade de buscar a natureza dos principais lineamentos que podem ter definido o arcabouço tectônico no início da Era Fanerozóica.

Os eventos arqueanos e do Proterozóico Inferior a Médio já foram intensamente discutidos por Abreu et al. (1980), Hasui et al. (1984) e Abreu & Lesquer (1985). Observa-se que, embora os estudos tenham evoluído sobremaneira, não foi possível definir se os núcleos granito-gnáissicos com corpos anfibolíticos concordantes às feições migmatíticas, representativos das unidades mais antigas (Complexo Maracaçumé), tratam-se de núcleos remanescentes de um megacráton do Arqueano ou de vários microcrátons primitivos.

De qualquer modo, o cenário tectônico desenvolvido no Proterozóico Superior, à princípio, deve ser o mais importante para a evolução tectônica fanerozóica, não só por responder pelos aspectos estruturais e geomorfológicos que adentraram no Fanerozóico, como, também, por desenvolverem-se, em parte, controlados pela estruturação mais antiga (Abreu, 1990).

Dentre os principais aspectos do Pré-Cambriano Superior - Evento Brasileiro - destacam-se o retrabalhamento crustal com a formação de granitóides e metamorfismo na Zona Móvel (Abreu & Lesquer, 1985), configurando uma geotectônica na qual existe um núcleo Crátonico, a norte, e bordejando-o, a sul, referida Zona Móvel (Almeida et al., 1969; Brito Neves et al., 1984; Sadowski, 1987 (Fig. 25)).

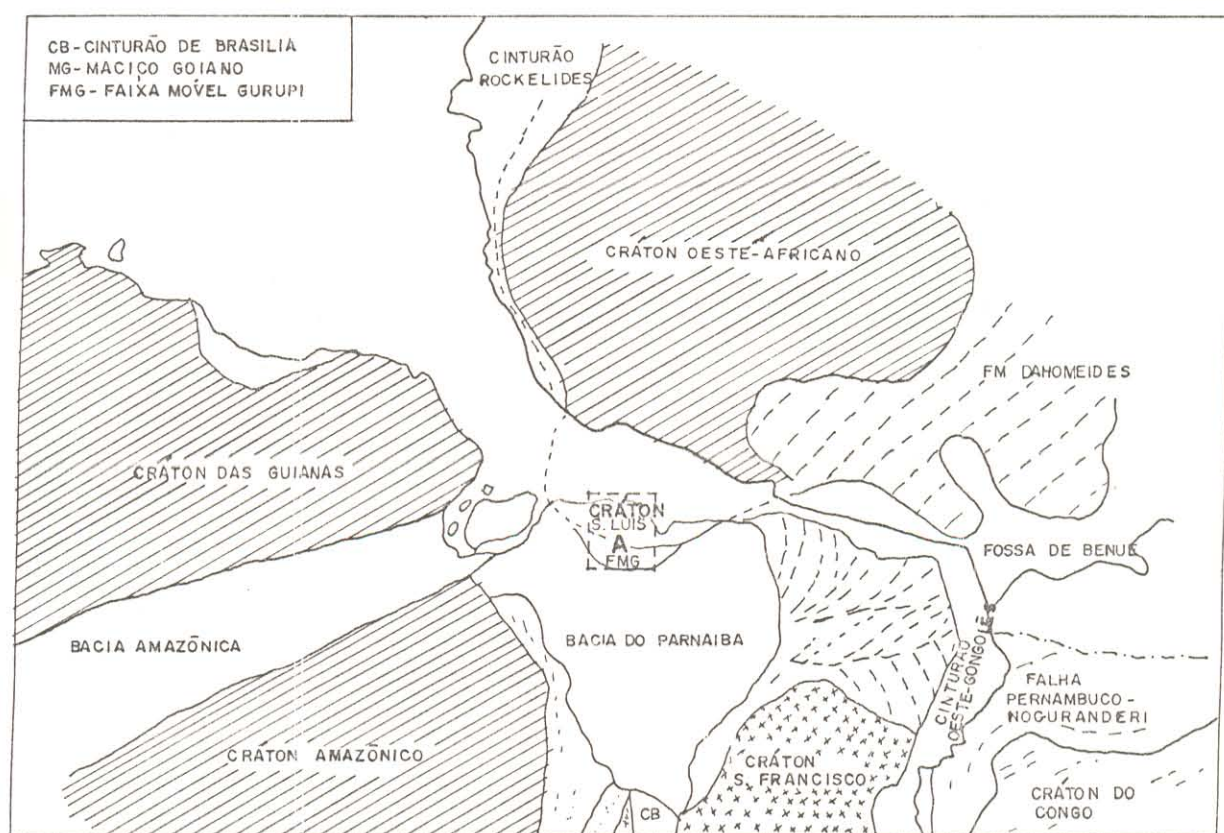


Fig.25. Mapa geotectônico pré-deriva continental mesozóica do norte-nordeste da Placa Sul-Americana e centro-occidental da Placa Africana. O embasamento das bacias de Bragança-Viseu e São Luís pertenceria à unidade geotectônica Cratão São Luís, prolongamento sul do Cratão Oeste-Africano. O limite Cratão e Faixa Móvel Gurupi (FMG) coincide com a direção (WNW-ESE) do Arco mesozóico Ferrer-Urbano Santos. (modificado de Sadowski, 1987). A = Área estudada.

Borges et al. (1988) e Costa et al. (1988) propuseram um modelo de sistema cavalgante, associado a um sistema direcional sinistral (Fig. 26), e um feixe de zonas de cisalhamento os quais, respectivamente, representam os últimos eventos tectônicos pré-cambrianos que afetaram uma região que se estende desde a foz do rio Amazonas até o nordeste brasileiro setentrional.

Dois aspectos são de fundamental importância na análise da evolução fanerozóica regional: o primeiro é que o desenvolvimento de todas as bacias e sub-bacias fanerozóicas da área ocorreu ao longo da interface (WNW-ENE) Cráton - Zona Móvel ou sobre a zona principal de deslocamento do sistema direcional sinistral de Costa et al. (1988); o segundo é que o tectonismo brasileiro atingiu o Cambriano Inferior de acordo com os dados geocronológicos dos granitos mais jovens (544 ± 22 Ma.), Villas (1982) e Abreu (1991).

As consequências da primeira interpretação são que as direções principais das estruturas representariam um leque - WNW-ESE, NNW-SSE e NW-SE e NE-SW, o qual, pode ser decomposto em dois sistemas de fraturas, sendo as duas primeiras do Paleozóico e as duas últimas do Mesozóico-Cenozóico (Igreja, 1985). Miura & Barbosa (1972) referem-se à evolução das bacias de Barreirinha e do Maranhão a partir de reativações fanerozóicas das zonas de fraqueza pré-cambrianas. Com relação ao segundo aspecto, admite-se que a deposição nas bacias de Bragança-Viseu e São Luís, além de obedecer aquela estruturação, deve ter iniciado no Cambro-Ordoviciano (Igreja, 1985), concomitantemente à sedimentação nas bacias de Barreirinha e do Maranhão.

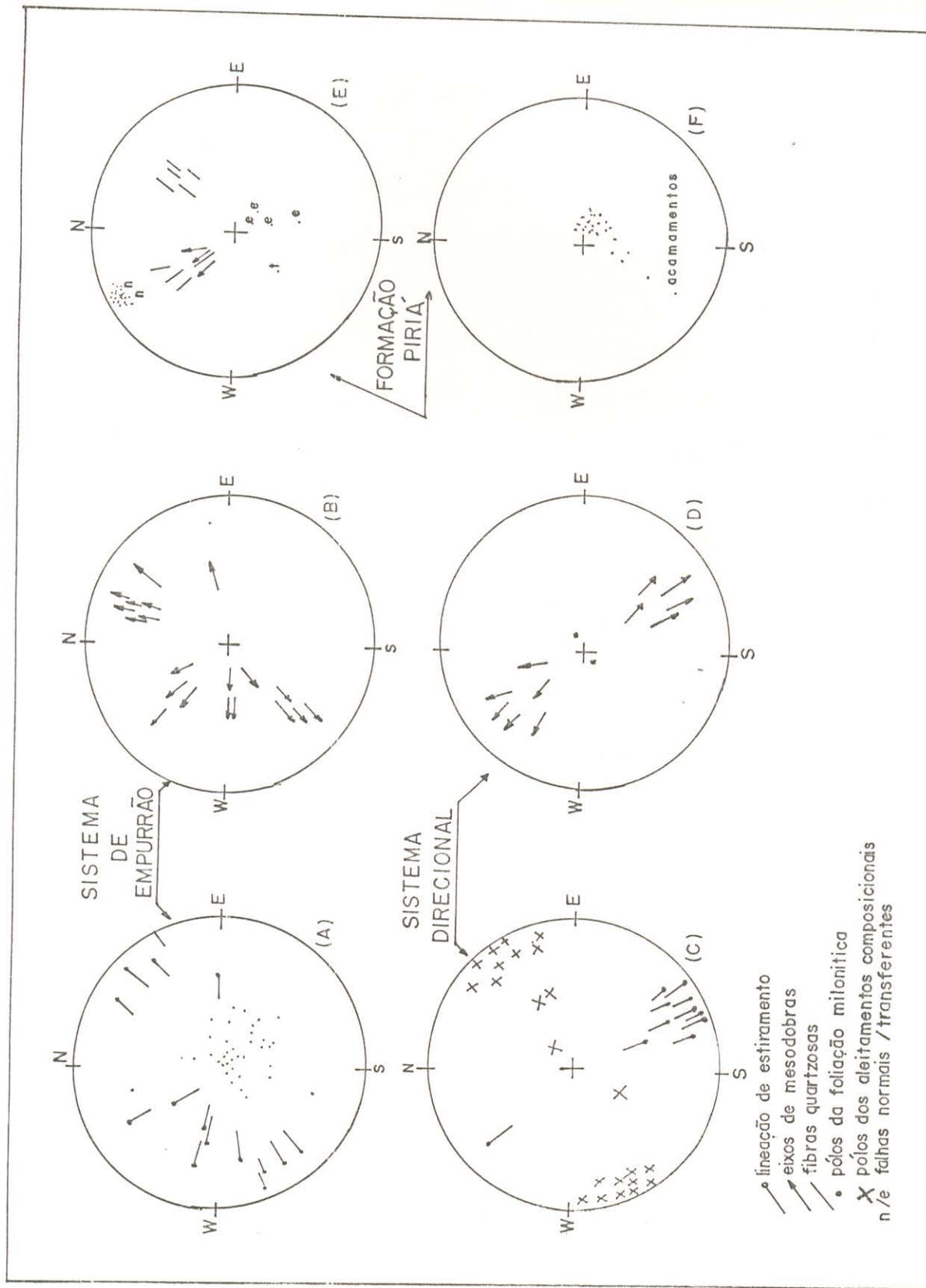


Fig.26. Direções das estruturas pré-cambrianas dos dois principais sistemas tectônicos dos núcleos metamórficos, que conjuntamente compõem um leque WNW, NW, NNW, NE. Observar a coincidência das direções da Formação Piriá (E e F) com o sistema direcional Pré-Cambriano (baseado em Borges et. al, 1988 e Costa et. al, 1988).

Estudos sobre a evolução tectônica da Bacia Pará-Maranhão (Coutinho, 1988) apresentaram sistemas de falhas, cujas direções principais podem ser seguidas na região continental (Fig. 27). Isto conduz, ainda, à interpretação de que as mesmas poderiam ser produto de reativação de estruturas mais antigas, possivelmente do Pré-Cambriano.

Estas interpretações não invalidam o modelo de evolução geológica do Proterozóico Superior das bordas dos Crátons Amazônico e São Luís (Abreu e Lesquer, 1985), porém abrem uma outra discussão com relação aos limites do Cráton São Luís e a deposição pré-cambriana da Formação Piriá como formalizada por aqueles autores (Fig. 28).

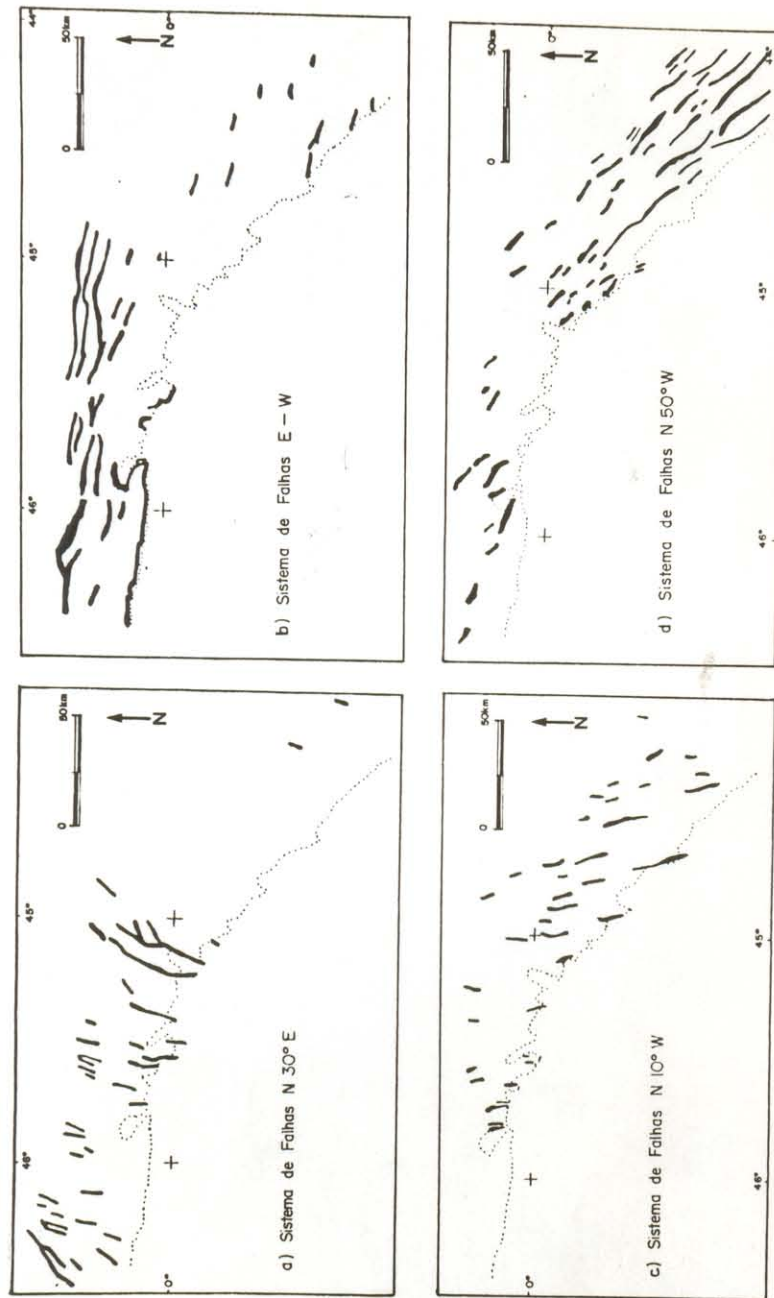


Fig.27. Sistemas de falhas da Bacia Pará-Maranhão, na região da Plataforma Continental (Coutinho, 1988). Observar que a distribuição em leque das falhas mesozóicas comporta as mesmas direções das estruturas pré-cambrianas. Falhas; ... Borda da plataforma.

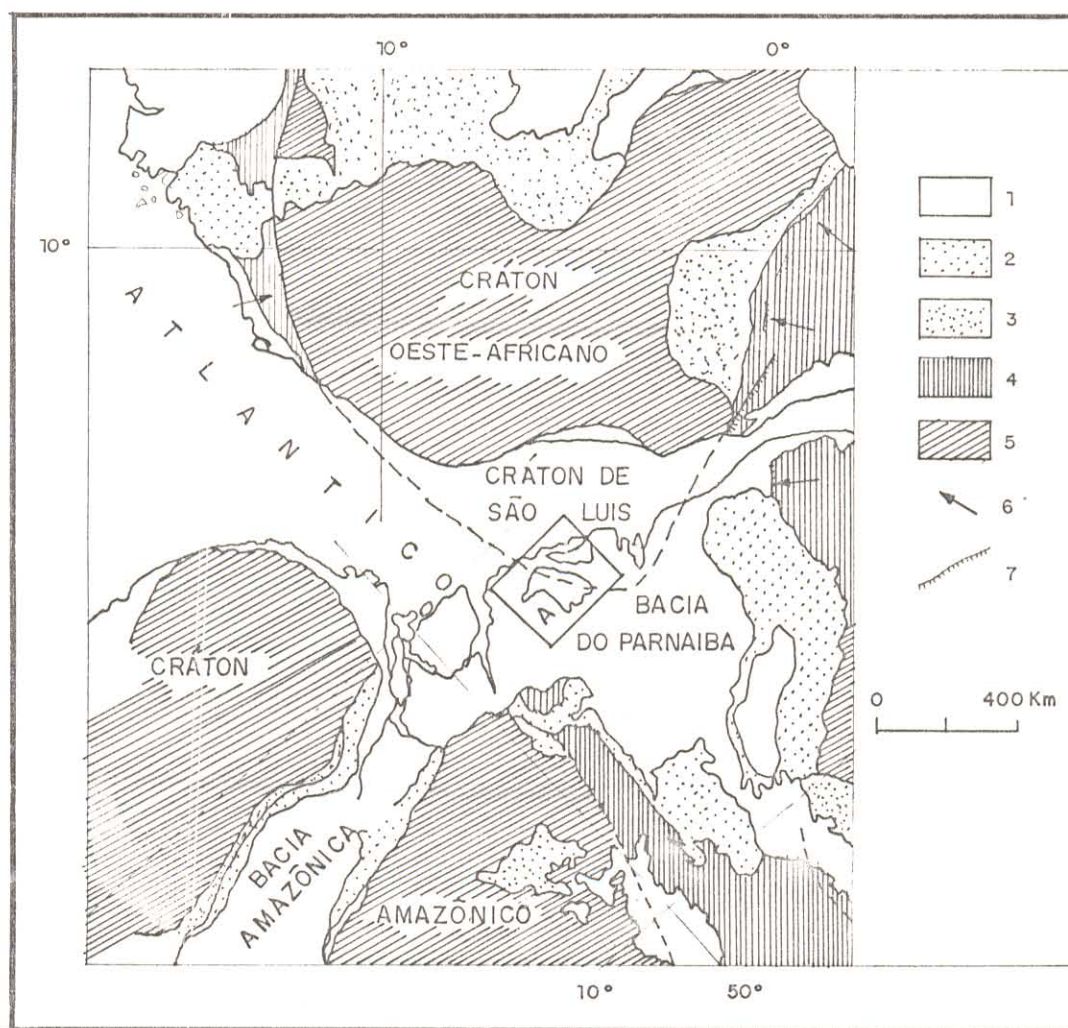


Fig.28. Mapa geotectônico pré-deriva continental mesozóica para a região Atlântica Equatorial (Abreu & Lesquer, 1985). Novos estudos sobre a evolução das Zonas de Cisalhamento Brasilianas (Borges et. al., 1988; Costa et. al., 1988) e período deposicional da Formação Piriá (Cambro-Ordoviciano) (Igreja, 1985), questionam o limite Cráton São Luís e Faixa Móvel Gurupi, e a geração pré-cambriana da Formação Piriá. A = Área estudada. 1- formações mesozóicas e cenozóicas; 2- formações paleozóicas; 3- formações cambrianas; 4- Faixas orogênicas; 5- Crátons; 6- Transporte tectônico; 7- Cavalcamento.

O feixe de zonas de cisalhamento que corta as rochas do Grupo Gurupi e Complexo Maracaçumé (Costa et al. 1988) revela um complexo leque de direções estruturais que, também questiona o limite Cráton São Luís - Faixa Móvel Gurupi estabelecido, por Abreu & Lesquer (1985).

As análises de um testemunho do poço VN-1-ST da Petrobrás, representativo do embasamento da bacia Bragança-Viseu nos arredores da cidade de Bragança, confirma a ocorrência de rochas milonitizadas aflorantes no alto rio Peritoró e região de Pinheiro (NW do Maranhão), corroborando a ampla ocorrência das zonas de cisalhamento, inclusive para norte da Zona de Tentugal, dentro do que seria o Cráton São Luís (Fig. 29 e 30).



Fig.29. Milonito do embasamento da Bacia de Bragança-Viseu testemunhado (1.100 m) no poço VN-1-ST da Petrobrás apresentando as mesmas características dos xistos grafitosos descritos no Grupo Gurupi (Oliveira, 1977) ao longo da Zona de Cisalhamento Tentugal. Observar um veio granítico róseo (seta) discordante da foliação milonítica do milonito cinza-escuro.



Fig.30. Detalhe ao microscópio da amostra da figura anterior (Fig. 29). Trata-se de um sericita-milonito com forte lenticularização e anastomosamento da foliação milonítica apresentando "pods" elipsoidais característicos de um sistema direcional (Gurupi?). (A)- Aspectos texturais dos "pods"; (B)- Anastomose milonítica; M- Micas; Q- Quartzo; F- Minerais opacos ferruginosos.

A distribuição espacial dessas zonas compromete o limite estabelecido por outros autores entre o Cráton São Luís e a Faixa Móvel Gurupi, uma vez que tal descontinuidade deveria passar a norte do poço VN-1-ST e a sul do bloco pré-cambriano Cândido Mendes, o que não se verifica.

A interpretação do mapa tectonomagnético da África Ocidental mostra a configuração de blocos losangulares cujas direções das principais zonas de cisalhamento são compatíveis com as direções nos corpos pré-cambrianos aflorantes na área estudada, incluindo também os substratos da Bacias de Bragança-Viseu e São Luís. Um aspecto importante é que as direções WNW e ENE, mostram frequentemente a concavidade para norte. Estas direções serão tratadas mais pormenorizadamente no item a seguir com a tectônica do Paleozóico (Fig. 31)

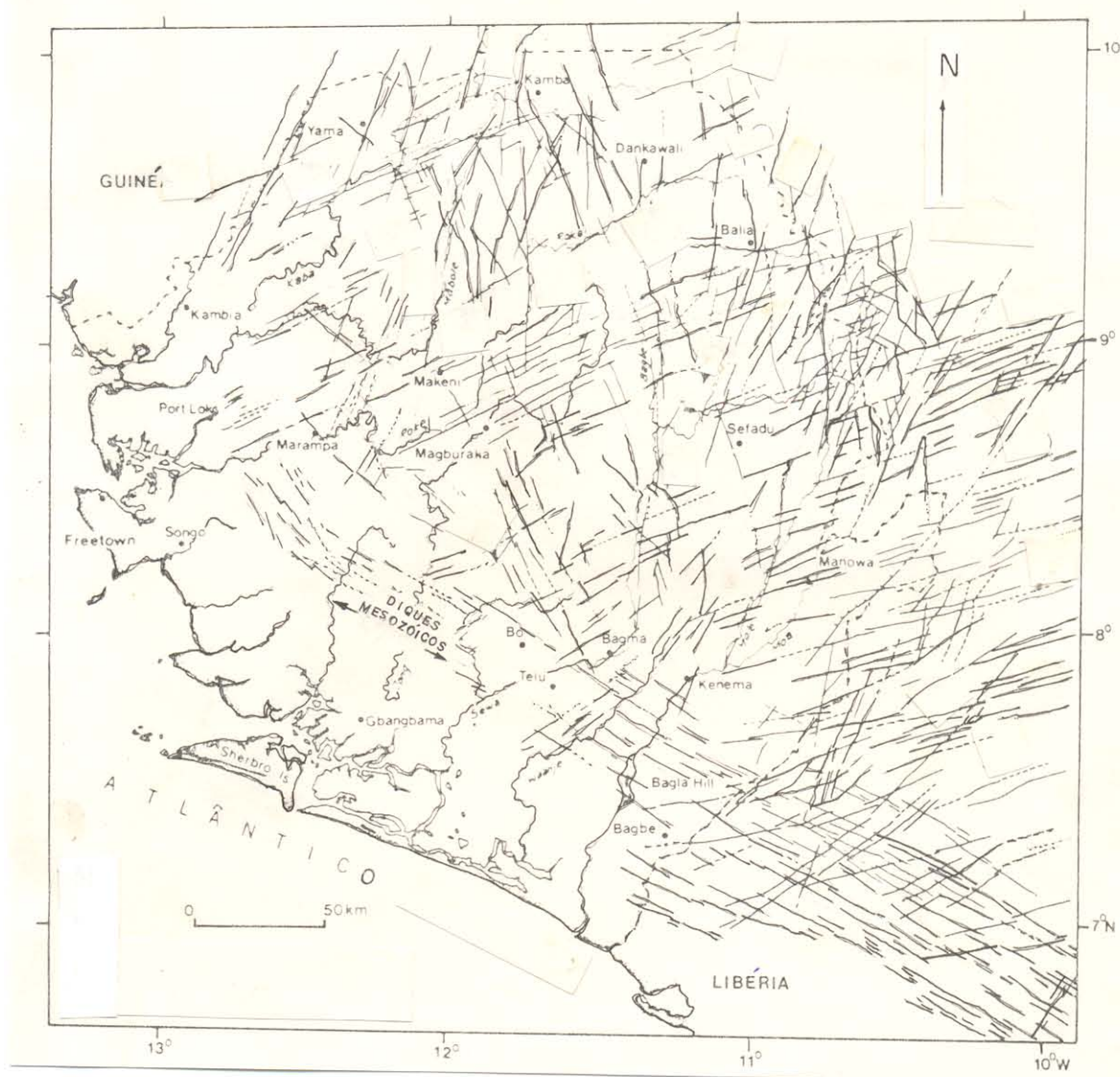


Fig.31. Mapa de lineamentos da África Norte-Occidental mostrando a configuração em blocos losangulares cujas direções são compatíveis com as das zonas de cisalhamento da área estudada. A conjugação das direções WNW e ENE mostra sistematicamente a concavidade para norte, de modo semelhante ao Arco Ferrer-Urbano Santos no nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão no Brasil. (Mapa compilado de Venkatakrishan e Culver, 1989).

4.2 TECTÔNICA DO FANEROZÓICO

A tectônica do Fanerozóico do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão já foi objeto de diversos trabalhos, entretanto, em nenhum deles foi apresentada uma ordenação, mesmo que preliminar, dos diversos eventos tectônicos e estruturas decorrentes ocorridos durante o Fanerozóico. Do mesmo modo, verifica-se a ausência de interpretações relacionando esses eventos aos períodos deposicionais.

4.2.1 Tectonogravimetria

Uma definição mais segura do arcabouço estrutural da região é pretendida neste trabalho a partir da elaboração de 28 perfis gravimétricos do mapa Bouguer apresentado por Igreja (1985). Dentre estes perfis serão discutidos somente aqueles considerados mais elucidativos, que representam seções NW-SE, N-S e NE-SW (Fig. 32).

O perfil gravimétrico da porção mais ocidental da área foi interpretado como a justaposição de oito blocos que representam, de sul para o norte, as seguintes feições tectônicas mais importantes: limite norte da Bacia do Parnaíba, Arco Ferrer, Semi-gráben Capanema-Ourém e Plataforma do Pará (Fig. 33).

O perfil gravimétrico de mesma direção, porém a 58km leste do anterior, difere por apresentar um bloco de embasamento a mais (9 blocos) e seccionar a Bacia de Bragança-Viseu (Fig. 34).

A interpretação do terceiro perfil N-S revela os blocos que governam o limite norte da Bacia do Parnaíba, o limite oeste da Bacia de São Luís (segmento rebaixado do Arco Ferrer), o Degrau de Maripina e o limite sul da Plataforma do Pará (Fig. 35).

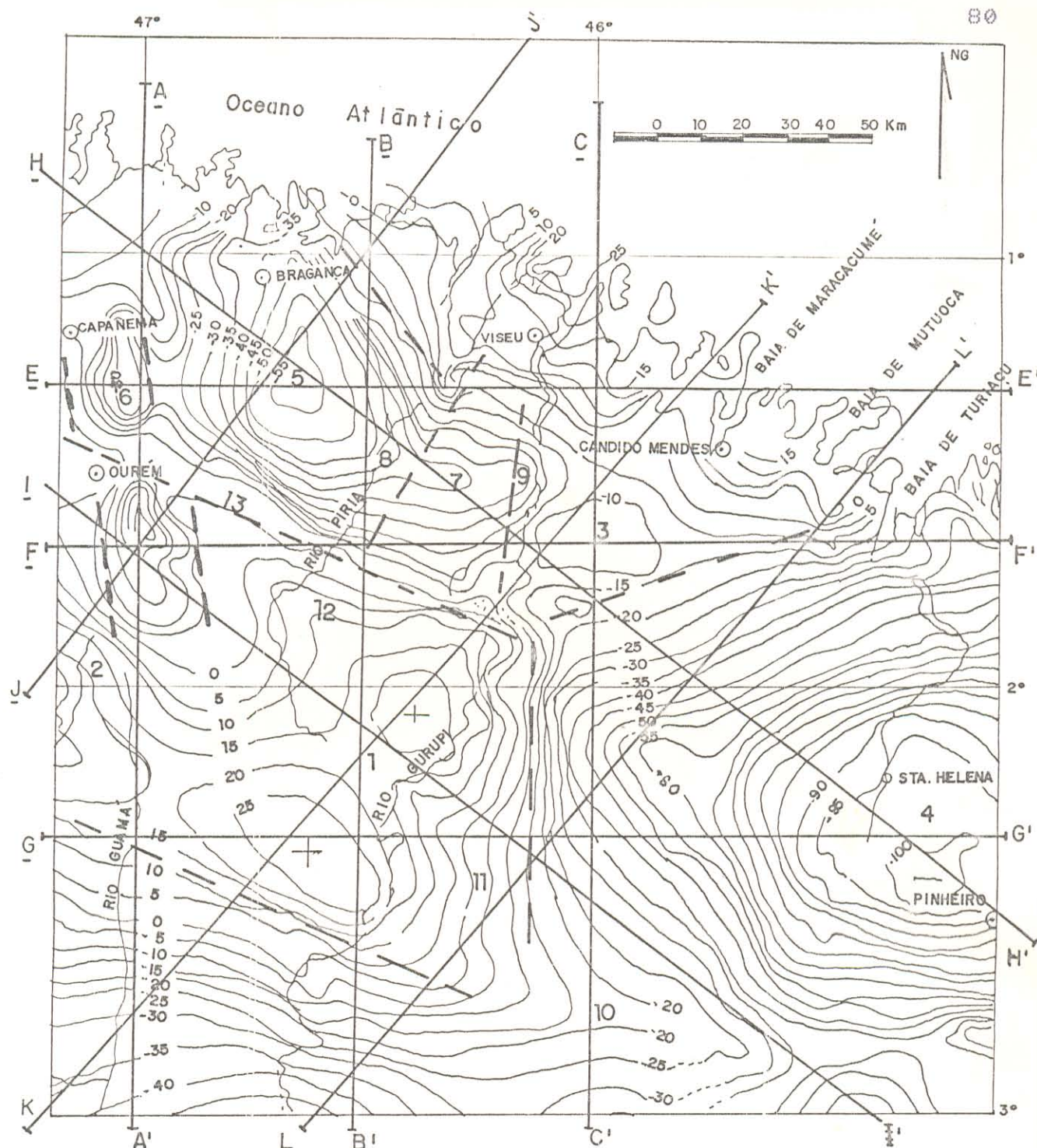
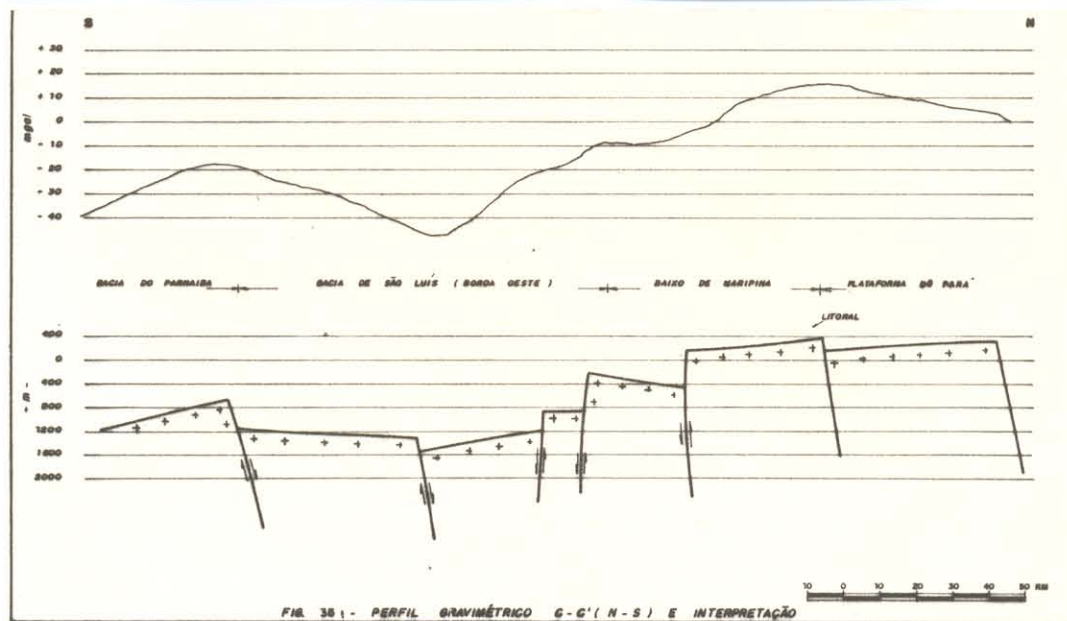
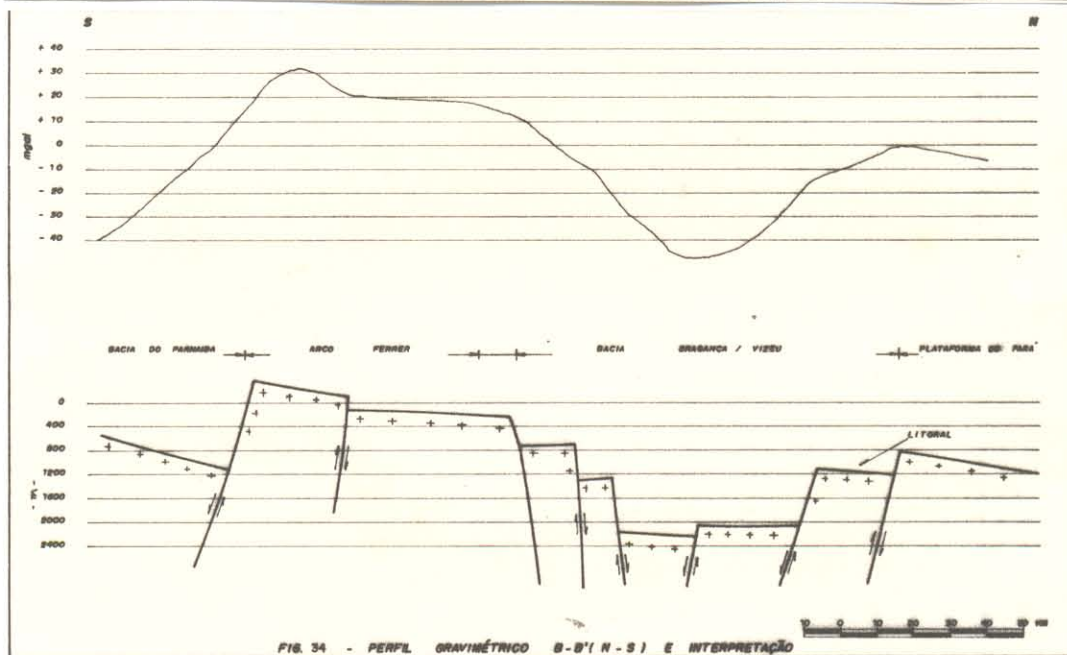
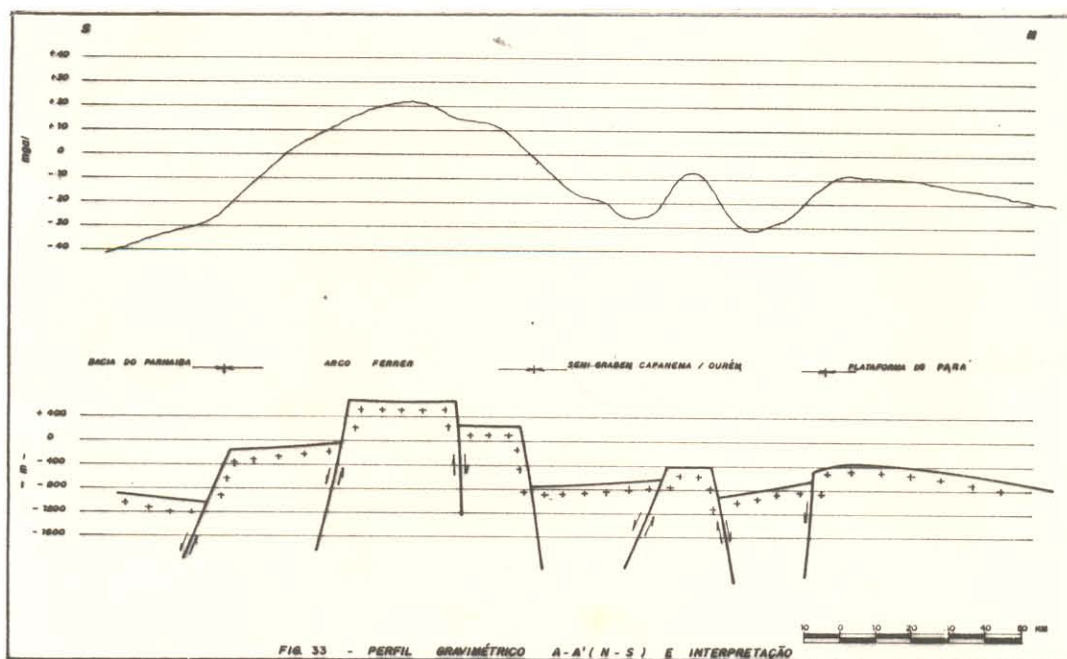
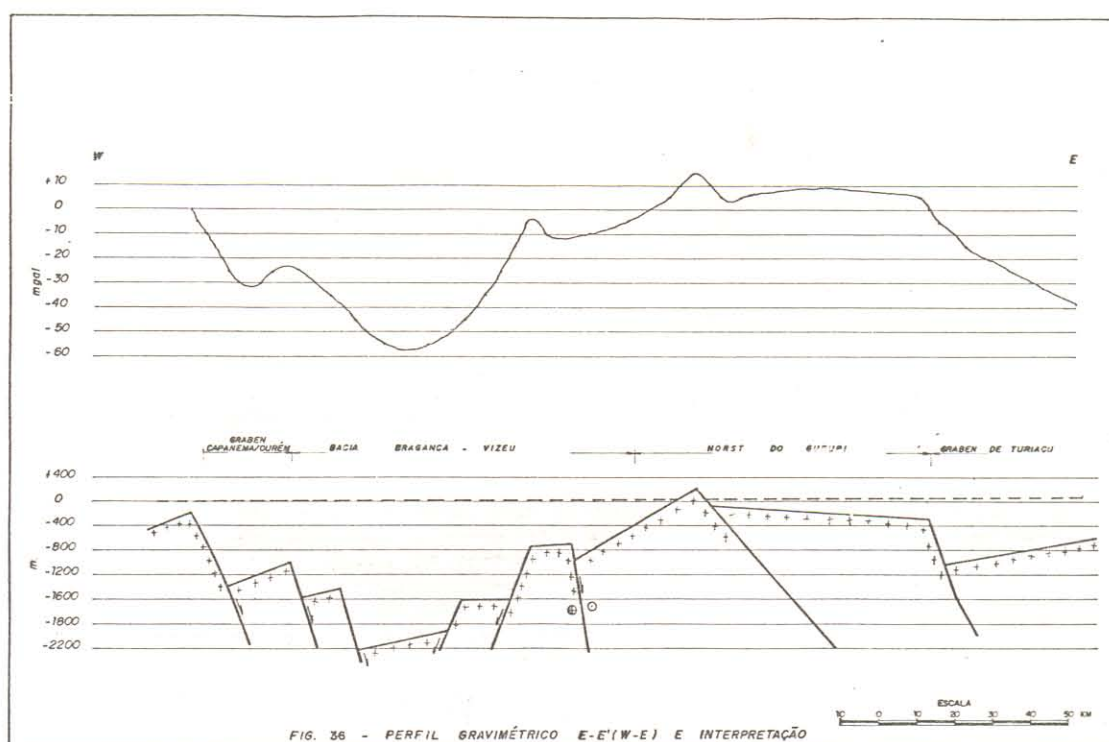
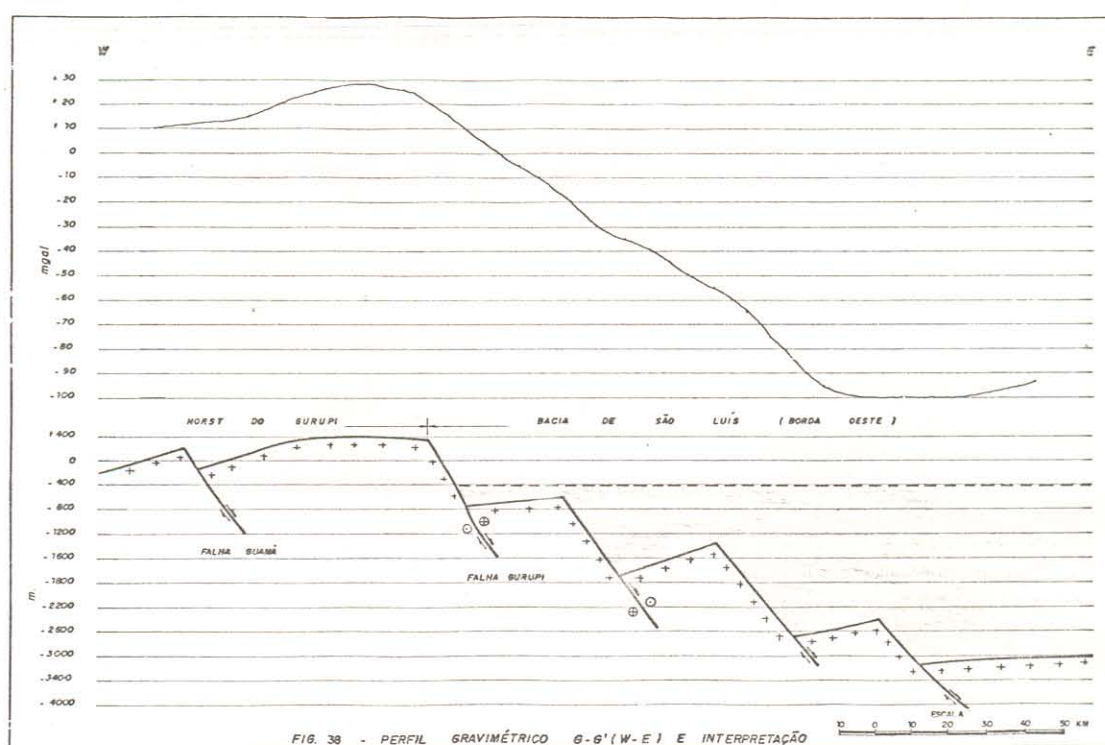
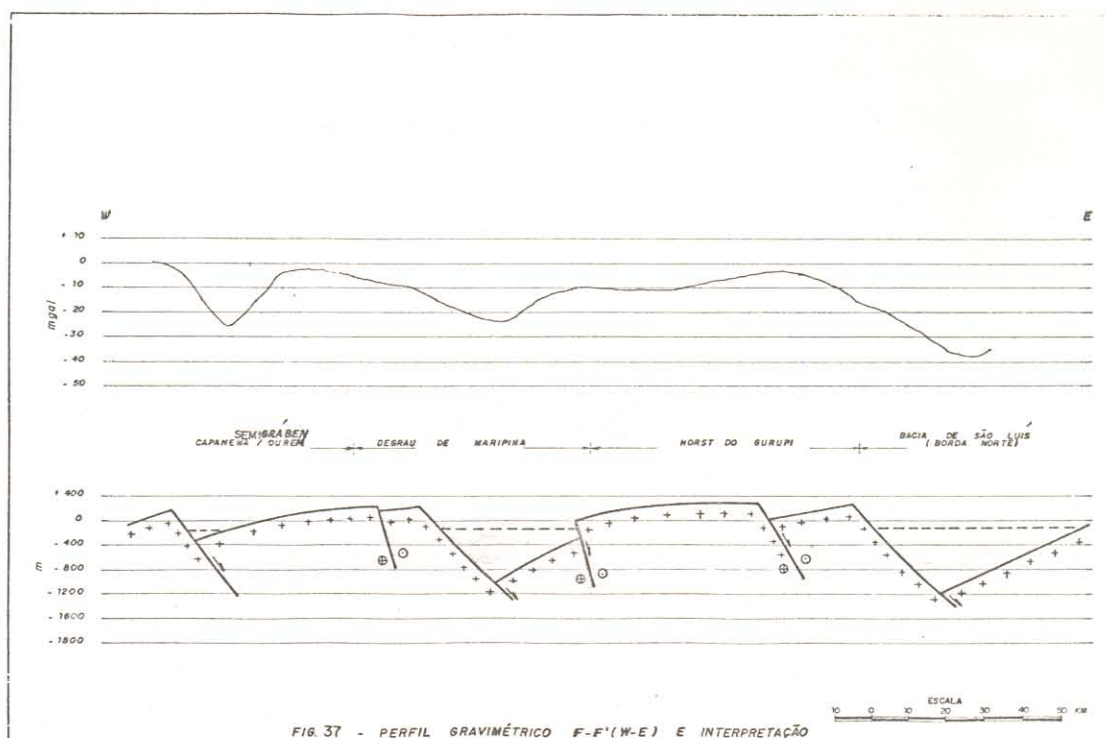


Fig.32. Mapa gravimétrico de Anomalia Bouguer onde foram traçados os perfis (11) principais, que forneceram subsídios para a definição do arcabouço estrutural Regional. A-A' = Perfil Gravimétrico; -10- = mgal; --- Lineamentos Gravimétricos; 1 = Horst do Gurupi; 2 = Arco do Guamá; 3 = Baixo de Miripina; 4 = Bacia de São Luís; 5 = Bacia de Bragança-Viseu; 6 = Semigráben Capanema-Ourém; 7 = Baixo do Piriá; 8 = Degrau do Piriá; 9 = Degrau de Maripina; 10 = Alto de Maracacumé (prolongamento do Arco Ferrer-Urbano Santos); 11 = Monoclinal Mesozóico do Gurupi; 12 = Plataforma Eopaleozóica de Camiranga; 13 = Zona de Fratura Continental (?). Modificado de Igreja (1985).



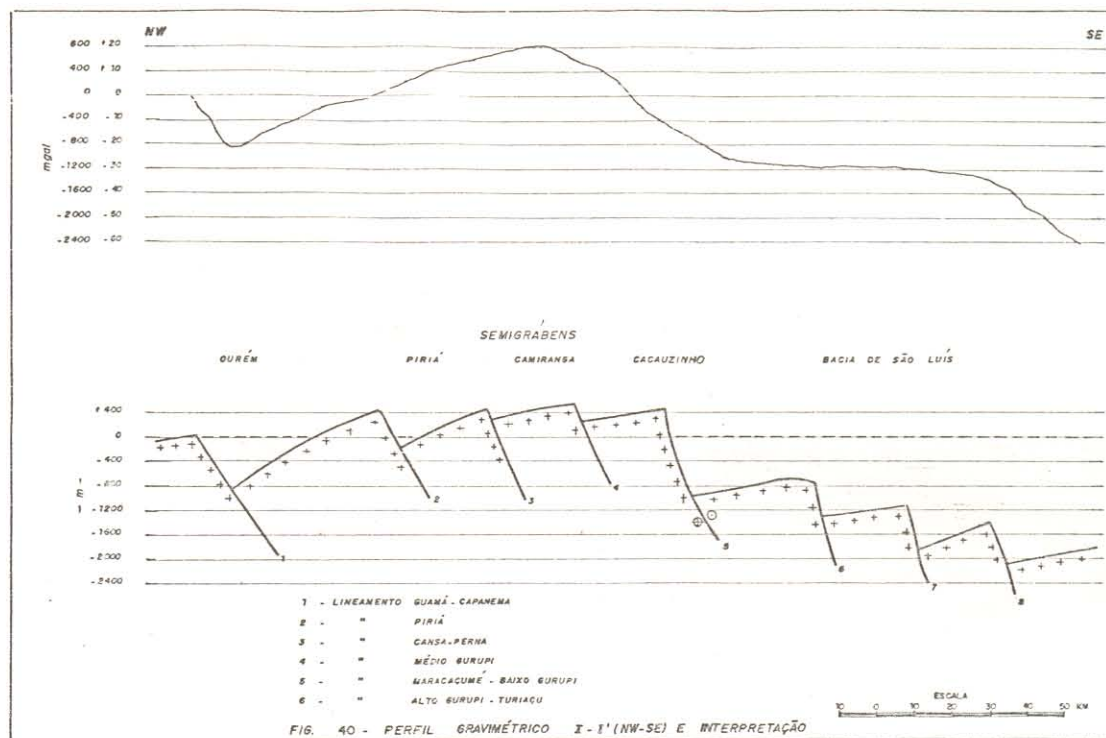
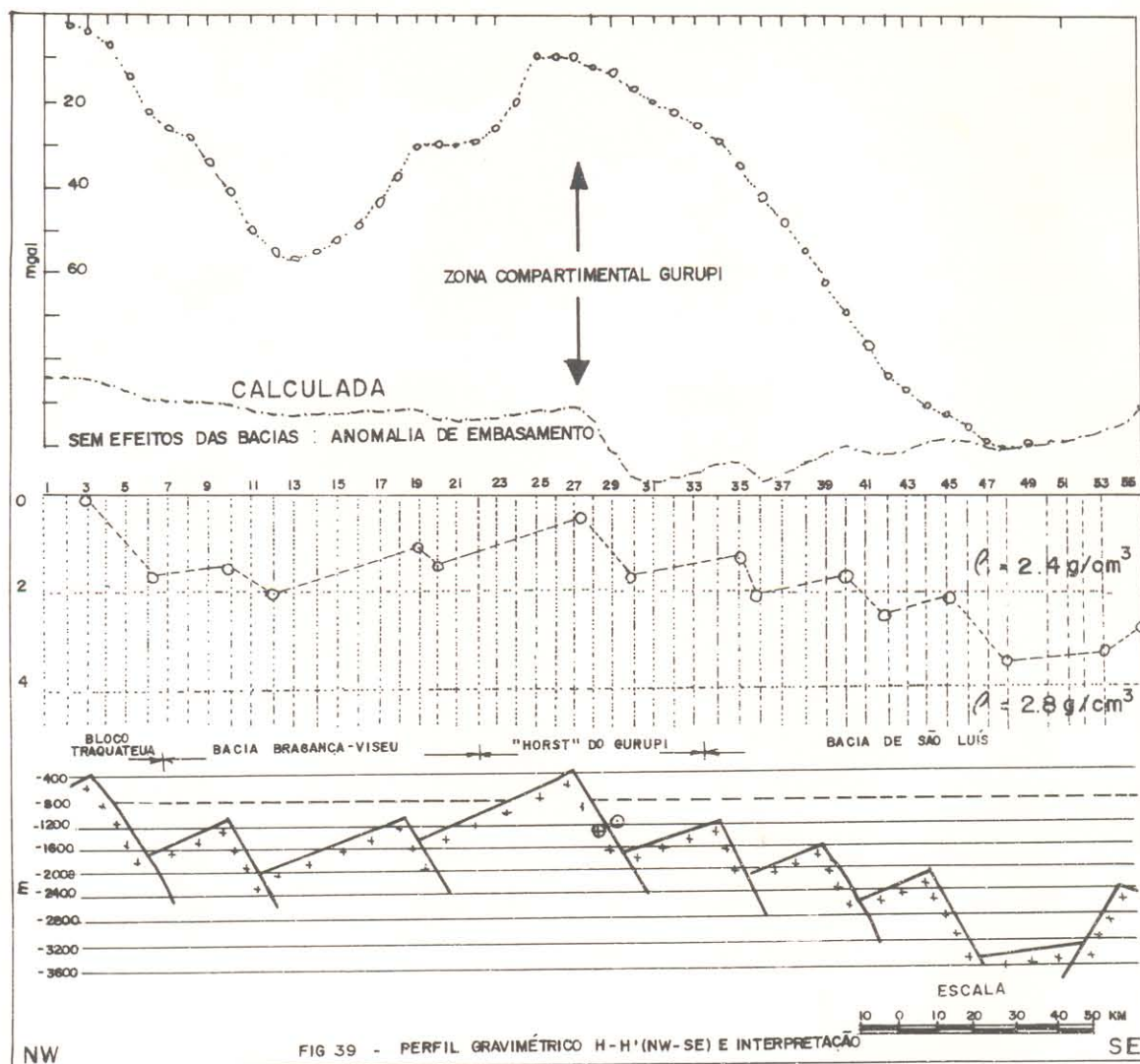
Os perfis de direção E-W (Figs. 36, 37 e 38) evidenciam as seguintes unidades tectônicas: o Semigráben Capanema-Durém, o depocentro principal da Bacia de Bragança-Viseu, o "horst" do Gurupi e a borda oeste da Bacia de São Luís.





Em decorrência das direções tectônicas preferenciais NW-SE e NE-SW, os perfis longitudinais e transversais são os que melhor revelam o arcabouço estrutural regional, que se coaduna à distribuição das unidades estratigráficas aflorantes ou não.

Os perfis NW-SE mostram os blocos do embasamento com escalonamento regular na direção sudeste (Figs. 39 e 40). Deste modo, os lineamentos Guamá-Capanema, Piriá, Cansa-Perna, Médio-Gurupi, Maracaçumé-Baixo Gurupi e Alto Gurupi-Turiação são limites de rombográbens assimétricos, provavelmente resultantes da articulação de blocos losangulares do embasamento, que pode ser subdividido em dois domínios, separados pelo "Horst" do Gurupi, caracterizando uma zona compartimental (Fig. 39). Este padrão romboidal também foi constatado na forma das bacias por Szatmari et al. (1987), o qual interpretou-o como resultante de transtensão lateral direita ao longo da margem equatorial brasileira (Fig. 41).



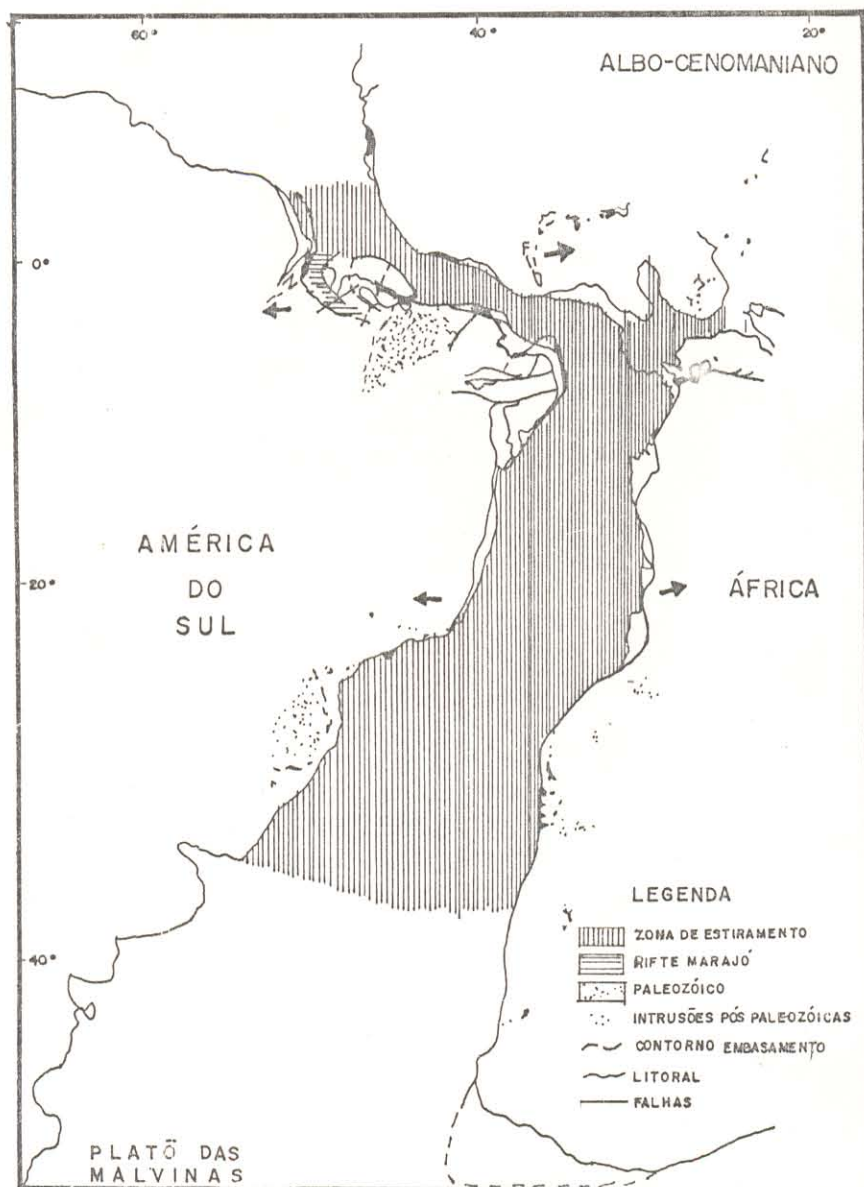
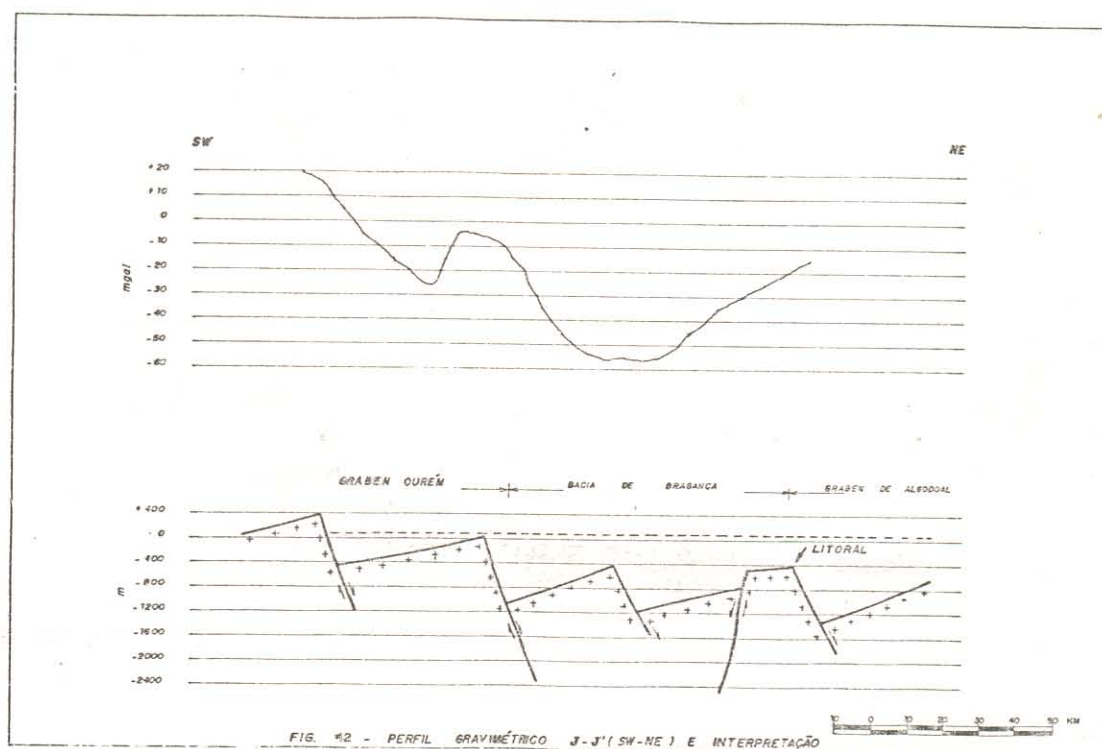
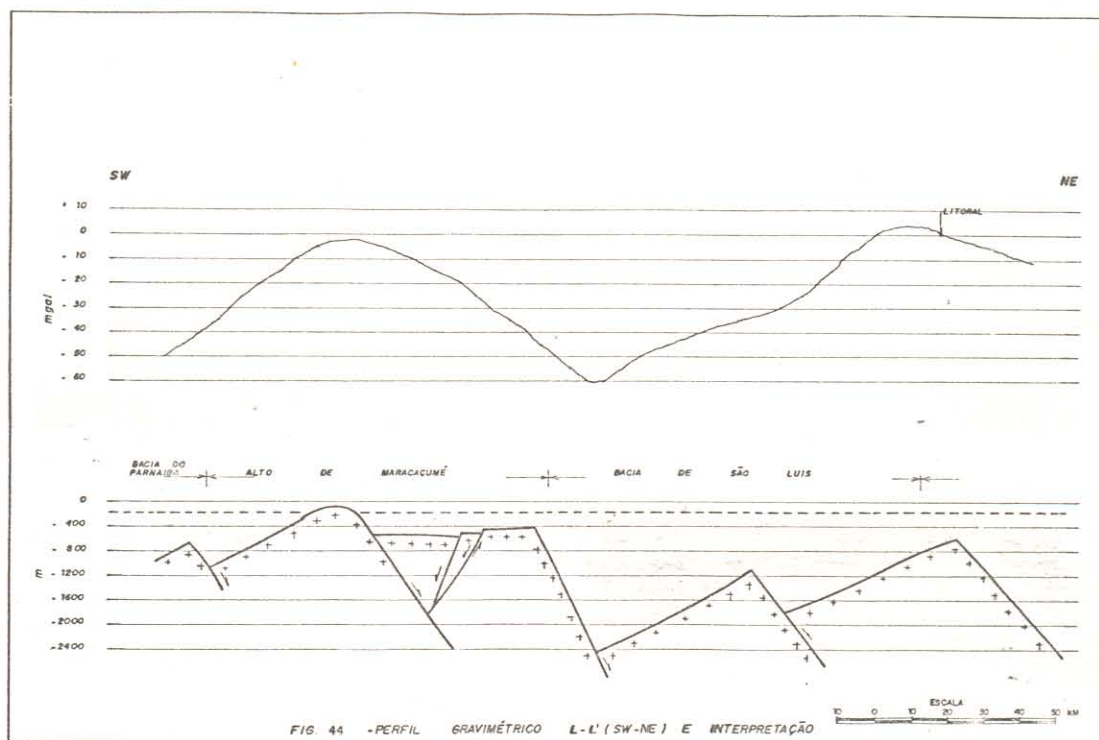
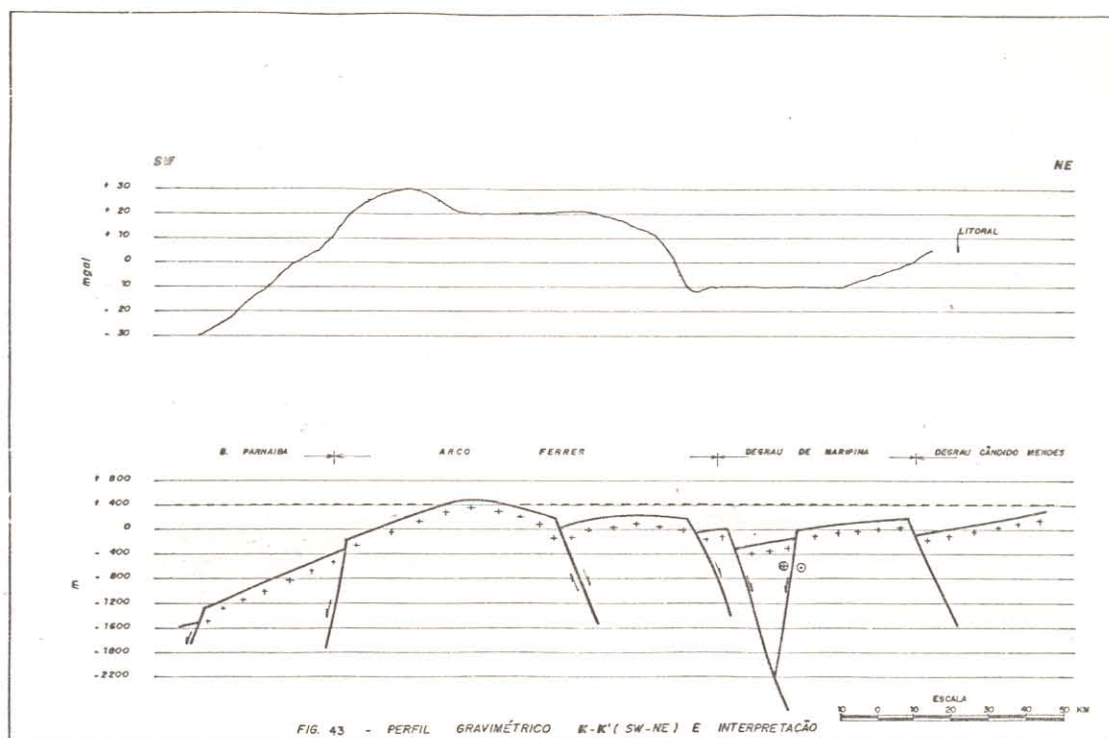


Fig.41. Abertura do Oceano Atlântico. Transtensão lateral direita ao longo da margem equatorial no Albo-Cenomaniano. (Stzattmari, 1987).

Os perfis que representam as seções NE-SW (Figs. 42, 43 e 44), mostram também um escalonamento dos blocos do embasamento, que permite propor um modelo de um par de semigrábens com polaridade similar (para NE) para as bacias de Bragança-Viseu e São Luís, conforme o caso 7 da família 3 dos modelos de rifteamento de Scott e Rosendahl (1989) (Fig. 45).





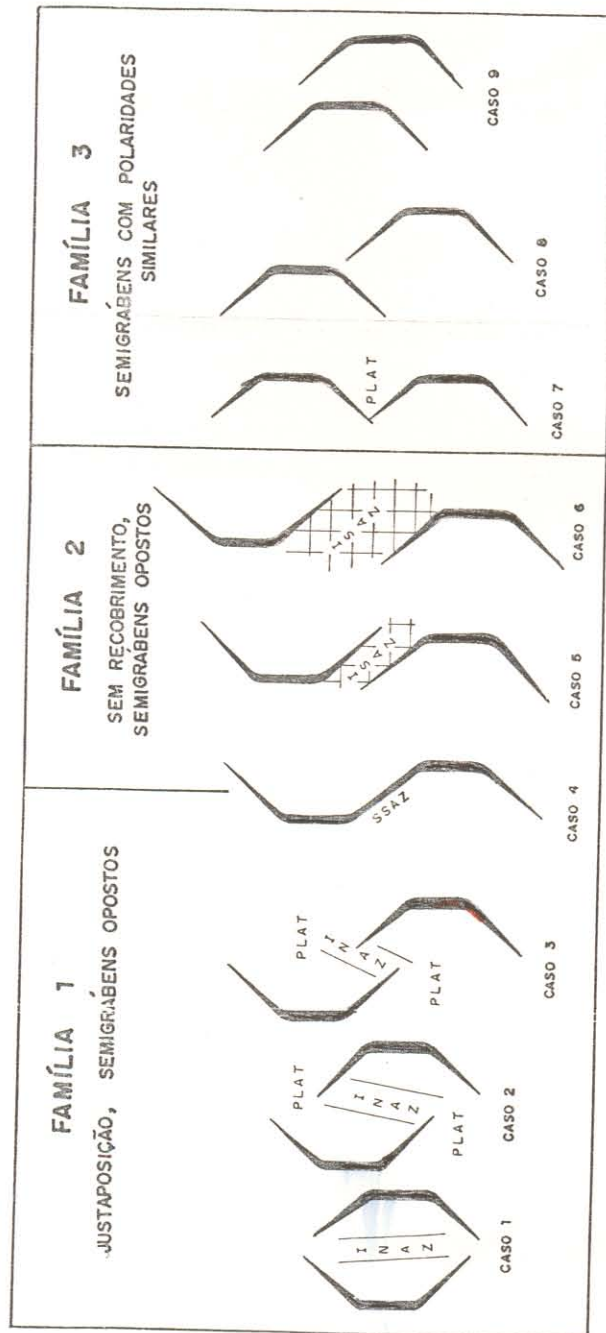


Fig. 45. Feições estruturais do tipo zonas de acomodação interferentes (INAZ), zonas de acomodação isolantes (ISAZ), zonas de acomodação direcionais (SSAZ) e plataformas (PLAT), são consequências mecânicas da geometria de ligações de semigrábens (Scott e Rosendal, 1989).

As bacias de Bragança-Viseu e São Luís, com "strikes" NW-SE e polaridade similares para nordeste, podem ser consideradas como um exemplo do caso 7 da família 3. Isso explica os deslocamentos oblíquos geradores do tectonodivisor Gurupi, segmento do "horst" do Gurupi (Igreja, 1985) - que episodicamente separou essas bacias.

4.2.2 Tectonossísmica

Nesta última década sem dúvida que a Petrobrás contribuiu de forma substancial para o conhecimento geológico da região nordeste do Estado do Pará e noroeste do Estado do Maranhão, devido a renovados esforços prospectivos nas Bacias de Bragança-Viseu, São Luís e na Plataforma Continental adjacente.

Referidas linhas podem ser consideradas fontes importantes de informações uma vez que podem dirimir dúvidas nas áreas onde a dificuldade de acesso e/ou a escassez de afloramentos impedem um avanço mais acelerado sobre o conhecimento tectono-sedimentar dessas bacias e, por extensão, da região nordeste do Estado do Pará.

Na área estudada, dentre as centenas de quilômetros de linhas sísmicas, foram selecionados e interpretados cinco levantamentos na Bacia de Bragança-Viseu e dois na Bacia de São Luís, atingindo um total de 320 km (Fig. 46).

47°10' 47°

46°

45°

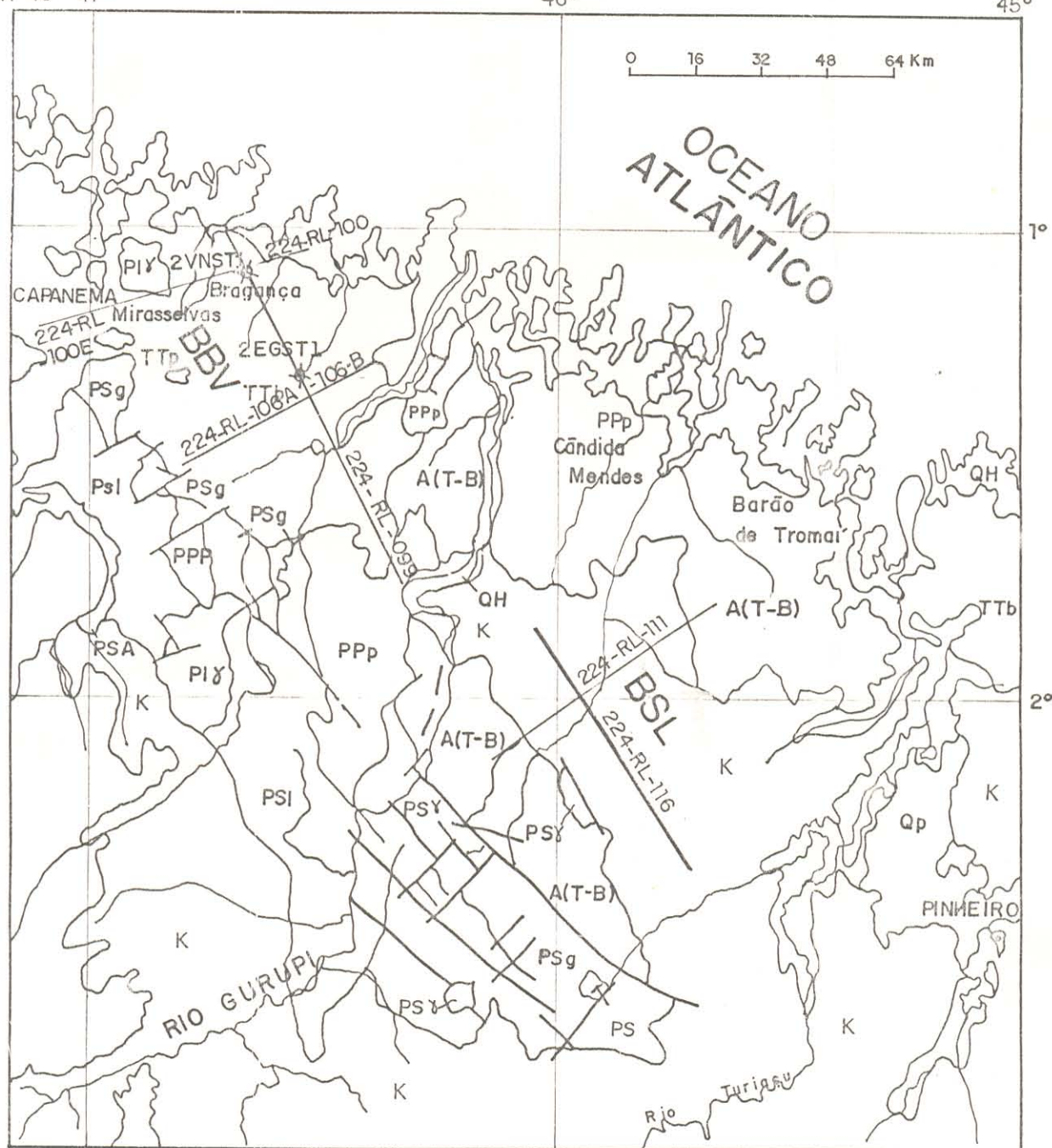


Fig.46. Mapa de localização das linhas sísmicas interpretadas. Observar seus posicionamentos longitudinais e transversais às Bacias de Bragança-Viseu e São Luís. (Cedidas pela Petrobrás, 1989).

224-RL-111 - Seção Sísmica; BBV - Bacia de Bragança - Viseu; BSL - Bacia de São Luís; QH - Quaternário (Holoceno); QP - Quaternário (Pleistoceno); TTb - Terciário Superior (Barreiras); TTp - Terciário Superior (Pirabas); K - Cretáceo (Itapecuru); PPp - Paleozóico (Piriá e Camiranga); PSy - Proterozóico Superior (Granitos); PSg - Proterozóico Superior (Gurupi); A(T-B) - Arqueano (Maracaçumé); — - Falhas; ~ - Contatos.

Fonte: Base geológica, modificado do DNPM, 1981.

4.2.2.1 Bacia de Bragança-Viseu

A seção sísmica 224-RL-099, de direção geral N28W, corta longitudinalmente a Bacia de Bragança-Viseu iniciando no extremo sudeste, nas cercanias do povoado de Alto Bonito, e terminando no noroeste da Bacia ao longo da costa norte-noroeste do município de Bragança (Fig. 47).

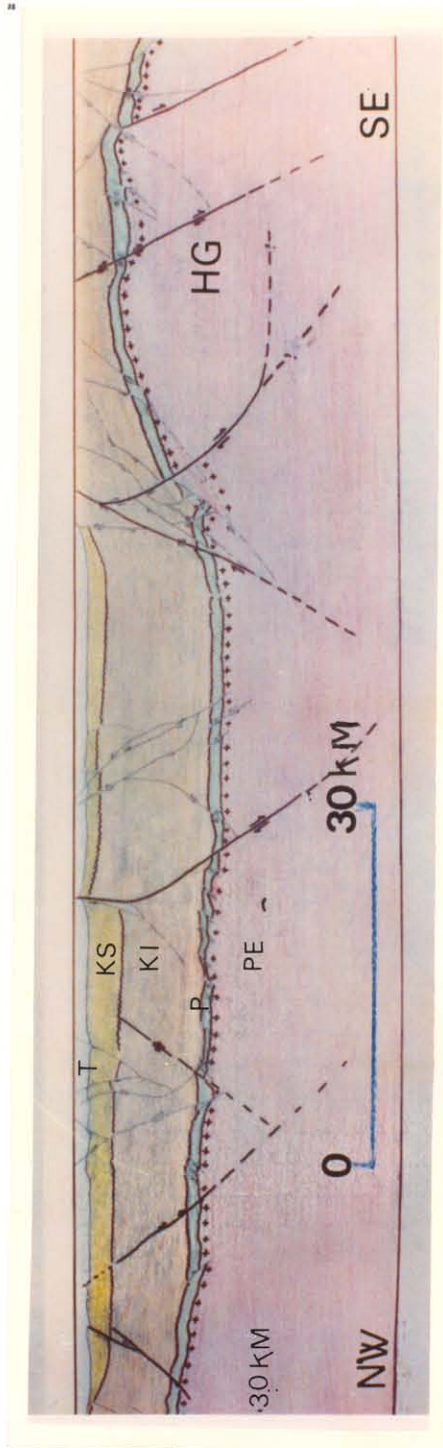


Fig. 47. Seção sísmica 224-RL-099 de direção N28W que corta longitudinalmente a Bacia Bragança-Viseu desde o extremo noroeste (no litoral) até o "horst" do Gurupi a sudeste.
 PE - Embasamento cristalino (Pré-Cambriano); P - Seqüência Pirabá-Camiranga (Paleozóico Inferior); KI - Seqüência Itapecuru Inferior (Cretáceo Inferior); KS - Seqüência Itapecuru Superior (Cretáceo Superior); T - Seqüência Pirabas-Barreiras (Terciário Superior); HG - "Horst" do Gurupi;  - Falhas principais.

Observa-se que a "calha" tectônica da Bacia Bragança-Viseu—dessa bacia tem continuidade para noroeste, adentrando na plataforma continental; para sudeste está limitada por um alto do embasamento, já reconhecido como "horst" do Gurupi. Este "horst" representa um tectonodivisor entre as bacias de Bragança-Viseu e São Luís (Igreja, 1985); seu prolongamento para norte, ao longo da plataforma continental, segmenta a plataforma continental em dois setores estruturalmente distintos, de modo semelhante separa a Bacia Pará-Maranhão em setores ocidental e oriental (Coutinho, 1988) (Fig. 48).

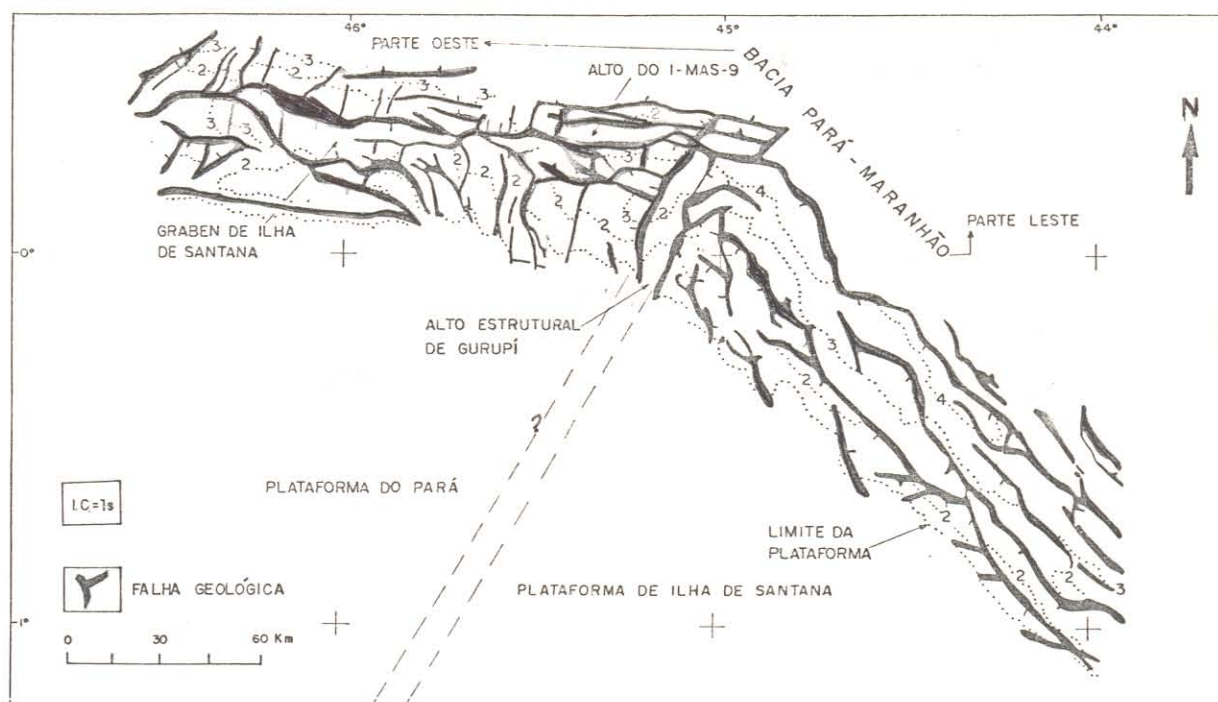


Fig.48. Arcabouço estrutural da Bacia Pará-Maranhão, borda norte da plataforma continental. Observar o tectonodivisor - Alto Estrutural do Gurupi ou "horst" do Gurupi (no continente) - que separa as regiões em duas unidades tectônicas distintas. (Modificado de Coutinho, 1988).

Dentro da bacia de Bragança-Viseu estão presentes três grandes seqüências sedimentares, as quais afloram também tanto na margem norte como sul dessa bacia: 1) Seqüência Piriá-Camiranga, 2) Seqüência Itapecuru e 3) Seqüência Pirabas-Barreiras. Estas seqüências estão segmentadas por grandes lineamentos normais com caimento para leste e uma significativa componente direcional, predominantemente dextral (Fig. 49). Verifica-se, ainda, que na Seqüência Piriá-Camiranga são evidentes as dobras e alguns cavalgamentos com vergências predominantemente para leste. Vários fatores (a persistência lateral dessa seqüência por sobre o "horst" do Gurupi, o adelgaçamento da parte inferior da Seqüência Itapecuru; desaparecimento de sua parte superior; a ausência da Seqüência Pirabas-Barreiras), induzem a interpretar que a movimentação ascensional do "horst" do Gurupi iniciou posteriormente à Seqüência Piriá-Camiranga (Paleozóico Inferior), tendo persistido por todo o restante do Fanerozóico.

Assim, o "horst" do Gurupi é admitido aqui como a mais importante zona compartimental da área estudada, que não só separa as bacias de Bragança-Viseu e São Luís como subdivide em dois domínios a plataforma continental adjacente (Figs. 47 e 48).

A parte inferior da Seqüência Itapecuru está fortemente deformada por movimentação vertical e horizontal, constituindo grandes estruturas de abatimento e estruturas em flor positivas e negativas (Figs. 49 e 50). A parte superior desta seqüência, menos tectonizada, apresenta predominantemente uma estruturação de pequenos grábens e, localmente, significativos deslocamentos horizontais (Figs. 49 e 50).

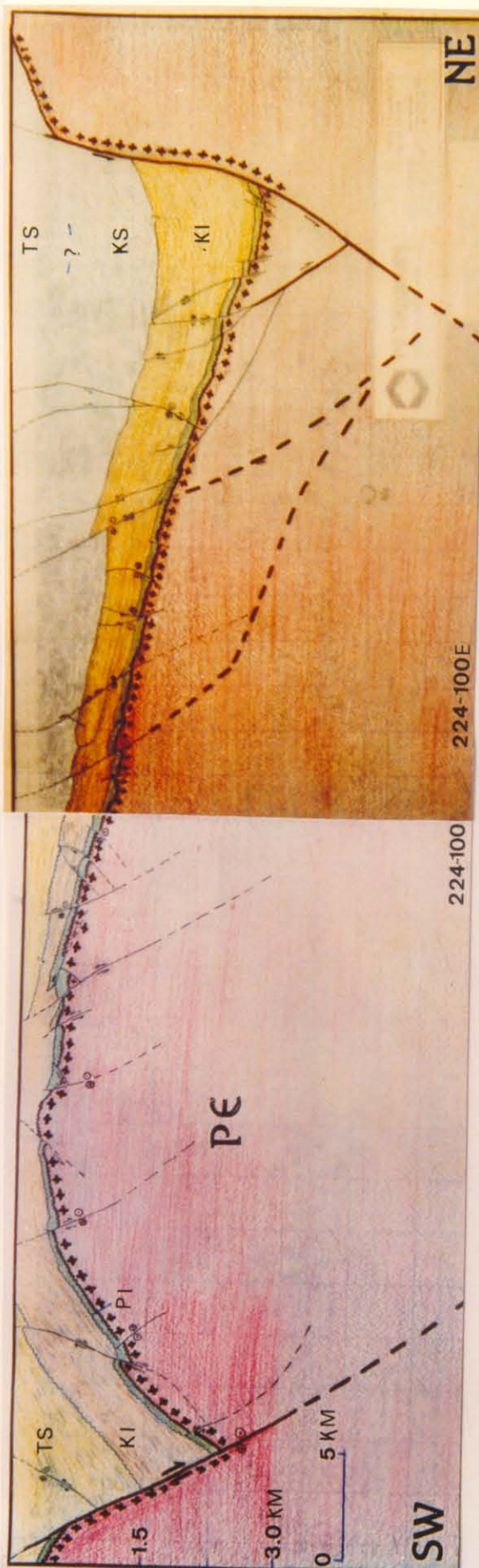


Fig. 49. Seção sísmica transversal (NE-SW) ao setor ocidental da Bacia de Bragança-Viseu. Resulta da composição das linhas sísmicas 224-RL-100 e 224-RL-100E de direção N75E. Observar as seqüências Piriá-Camiranga (PI - Paleozóico Inferior), Itapecuru (KS - Cretáceo) e Pirabas-Barreiras (TS - Neogeno). É possível distinguir as falhas normais de direções gerais NW-SE, com planos mergulhando para nordeste; existe uma importante componente direcional dextral afetando as seqüências Paleozóica (Piriá-Camiranga) e parte inferior da Mesozóica (Itapecuru Inferior). $\searrow$ - Rejeito normal; $\rightarrow$ - Rejeito direcional dextral.

A Sequência Superior - Pirabas-Barreiras - apresenta apenas feições de abatimento (pequenos grábens assimétricos).

O escalonamento para leste dos blocos do embasamento suportam as interpretações tectonogravimétricas e observações de campo nas áreas situadas fora das bacias. Em alguns setores baciais, por exemplo entre os pontos 680 e 840 da seção sísmica 224-RL-099, região ocidental do "horst" do Gurupi, estão presentes estruturas muito complicadas, interpretadas como resultados da superimposição de movimentos verticais e horizontais em diferentes pulsos tectônicos (Fig. 50).

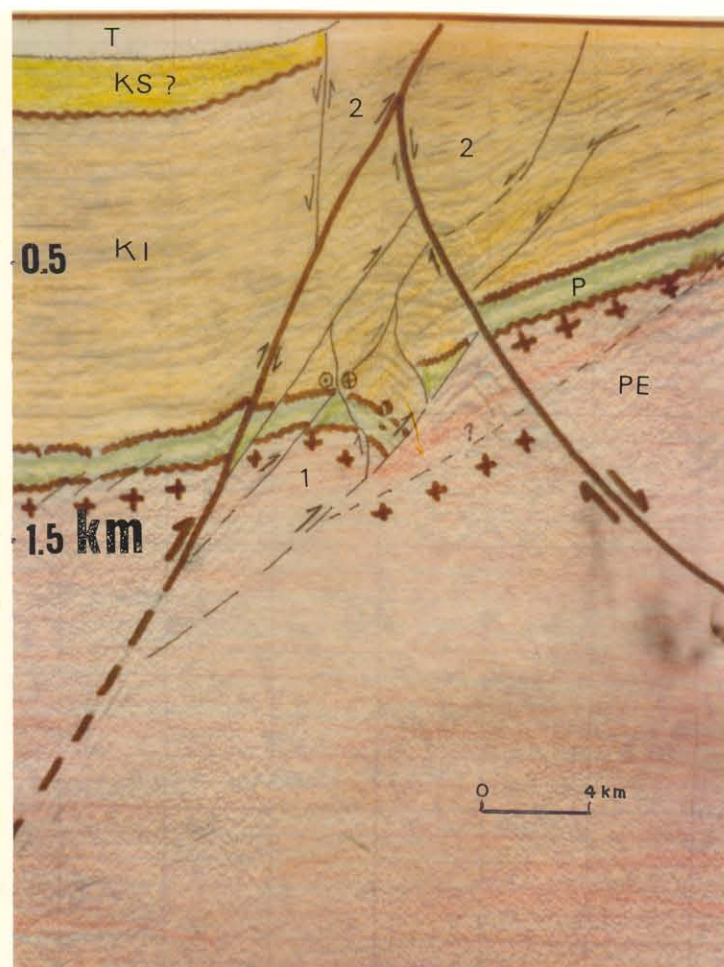


Fig.50. Detalhe da seção sísmica 224-RL-099 (Fig.47) mostrando entre os pontos 680 e 840, borda ocidental do "horst" do Gurupi, extremo sudeste da Bacia Bragança-Viseu, a superimposição de pulsos tectônicos verticais e horizontais originando estruturas muito complexas. 1- Dobras e cavalgamentos na Sequência Paleozóica; 2- Estruturas em flor positiva e negativa na Sequência Mesozóica (parte inferior). PE - Embasamento cristalino (Pré-Cambriano); P - Sequência Piriá-Camiranga (Paleozóico Inferior); KI - Sequência Itapecuru Inferior (Cretáceo Inferior); KS - Sequência Itapecuru Superior (Cretáceo Superior); T - Sequência Pirabas-Barreiras (Terciário Superior); X-X - Falhas principais; ~~~~~ Discordâncias.

As seções sísmicas 224-RL-100 e 224-RL-100E, transversais ao setor ocidental da Bacia de Bragança-Viseu, revelam com mais ênfase seus elementos constituintes principais: a) o embasamento - padrão estrutural distensivo (levemente direcional dextral); b) um prisma sedimentar deformado; c) um prisma sedimentar pouco deformado (Figs. 51 e 52).

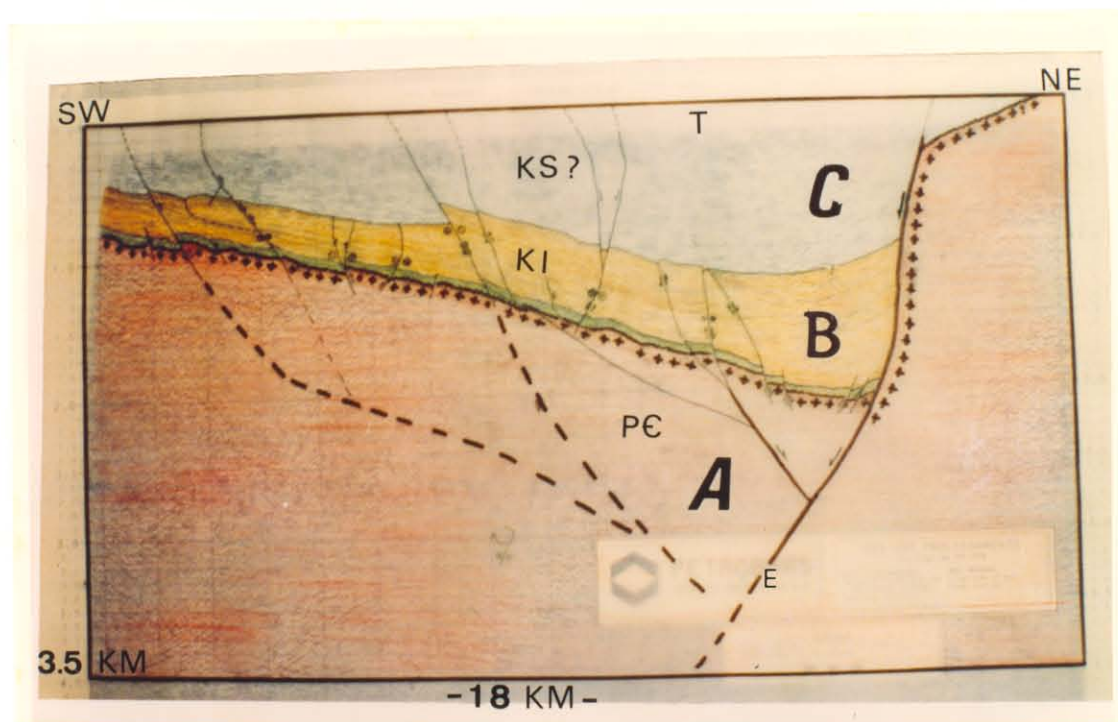


Fig.51. Elementos constituintes principais da Bacia de Bragança-Viseu. A= Embasamento, padrão estrutural distensivo (levemente direcional dextral); B= O prisma sedimentar deformado; C= O prisma sedimentar pouco deformado. Essa seção sísmica (224-RL-100E) mostra a margem norte da parte ocidental da Bacia de Bragança-Viseu onde a falha mestra (antitética - E) do sistema distensivo revela uma significativa componente direcional no Mesozóico, cujos lineamentos, conjuntamente formam uma estrutura em flor negativa fracamente invertida do Cretáceo Inferior (KI). A falha mestra foi reativada (normal) no Cenozóico (C). PE - Embasamento cristalino Pré-Cambriano; KI - Cretáceo Inferior; KS - Cretáceo Superior; T - Terciário Superior; --- - Falha normal com rejeito direcional dextral significativo.

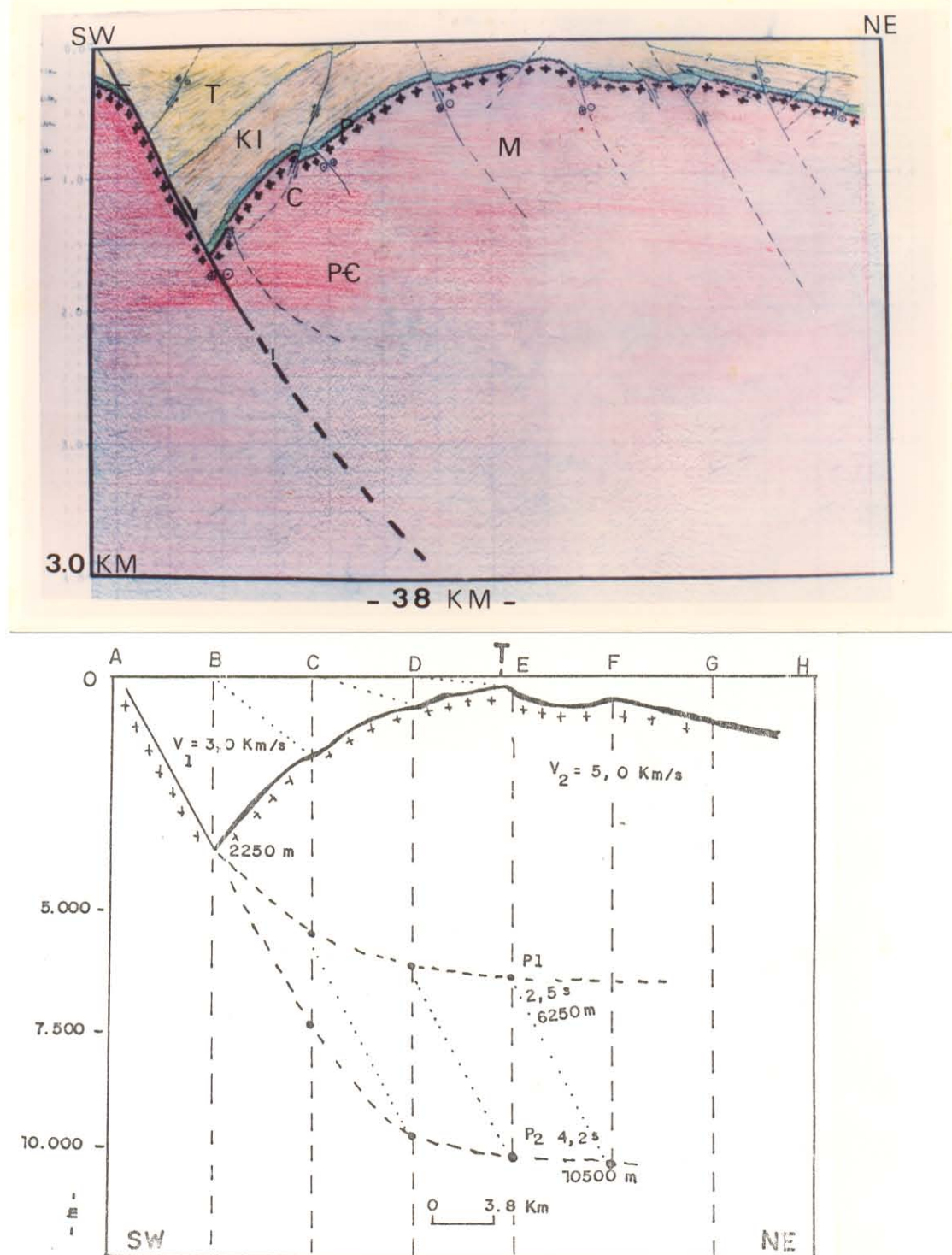


Fig.52. (A) Seção sísmica 224-RL-100 (NE/SW) borda sudoeste da bacia de Bragança-Viseu no Município de Capanema mostrando um cavalcamento (C) para nordeste devido o abatimento do bloco do teto no decorrer da geração do "megaroll-over" (M). PE- Faixa Móvel Gurupi - Pré-Cambriano; P- Sequência Piriá-Camiranga (Paleozóica); KI- Sequência Itapecuru Inferior (Cretáceo Inferior); T- Sequência Pirabas-Barreiras (Terciário Superior); θ/θ - Falha normal com rejeito direcional dextral significativo. (B) Aplicação do Método Chevron (Ramsay e Huber, 1987) para determinação das profundidades mínima e máxima do "detachment", que passa entre, respectivamente, 6250 m e 10.500 m, abaixo do afloramento do Granito de Tracuateua (T).

O padrão tectônico do embasamento (incluindo os registros do Paleozóico Inferior - Sequência Piriá-Camiranga) está representado, na margem sudoeste, por falhas lístricas com mergulhos suaves para nordeste e, na margem nordeste, por falhas normais com mergulhos muito íngremes, refletindo, no conjunto, um "mega-roll-over" com "detachment" para nordeste (Figs. 49 e 52). Este padrão estrutural é comum no desenvolvimento de bacias marginais, resultantes de mudanças na espessura da crosta, e desenvolve-se através do escalonamento de blocos por falhas lístricas ou do tipo dominó (Gibbs, 1984; Lister & Davis, 1989).

A reativação dos elementos estruturais do embasamento deve ter afetado a distribuição e o padrão interno de deformação dos prismas sedimentares presentes nas bacias de Bragança-Viseu e São Luís. Consequentemente, a geometria e movimentação dos blocos controlaram provavelmente as mudanças estratigráficas e faciológicas das unidades sedimentares.

Observa-se que no transcorrer do regime tectônico distensivo (predominante), a Bacia Bragança-Viseu foi submetida à movimentação direcional essencialmente dextral. As sequências Piriá-Camiranga e a Itapecuru Inferior são as que melhor refletem a componente horizontal. Por outro lado, as sequências Itapecuru Superior e Pirabas-Barreiras, tectonicamente monótonas, parecem refletir a subsidência termal da bacia. O prisma sedimentar subjacente a essas sequências mostra a interação de processos sedimentares controlados por subsidência tectônica intimamente ligada ao estilo tectônico do embasamento. Assim interpreta-se que a Sequência Itapecuru Inferior foi submetida a um regime distensi-

vo (essencial) com uma componente direcional dextral importante, posterior ao Paleozóico e atuante, pelo menos, até o final da deposição da parte inferior da Sequência Itapecuru.

As seções sísmicas 224-RL-106A e 224-RL-106B que cortam transversalmente o setor oriental da Bacia de Bragança-Viseu, refletem uma arquitetura bacinal mais simétrica que o setor ocidental. Pode-se observar nessas seções o seguinte: Piriá-Camiranga é mais espessa; a Sequência Itapecuru Inferior adelgaça para sudoeste aflorando no nordeste; a Sequência Itapecuru Superior é mais uniforme, simétrica, e menos espessa; a Sequência Pirabas-Barreiras, praticamente não existe (Fig. 53). No setor oriental, admite-se que a geometria da Bacia coaduna-se mais com uma grande estrutura em flor negativa do que propriamente com um semigráben com falhas lístricas escalonadas, como acontece no setor ocidental, onde, conseqüentemente, a movimentação horizontal foi menos importante.

Observa-se, ainda, neste setor, que a Sequência Piriá-Camiranga apresenta dobramentos e falhamentos (direcionais e inversos), que não foram impostos nas seqüências sobrejacentes (mais jovens). A Sequência Itapecuru Inferior apresenta um padrão tectônico onde muito dos seus elementos estruturais estão interrompidos por uma importante discordância regional. No entanto, a Sequência Itapecuru Superior e Pirabas-Barreiras mostram quase que exclusivamente estruturas distensivas, particularmente, pequenos grábens com fraca assimetria (Fig. 54).

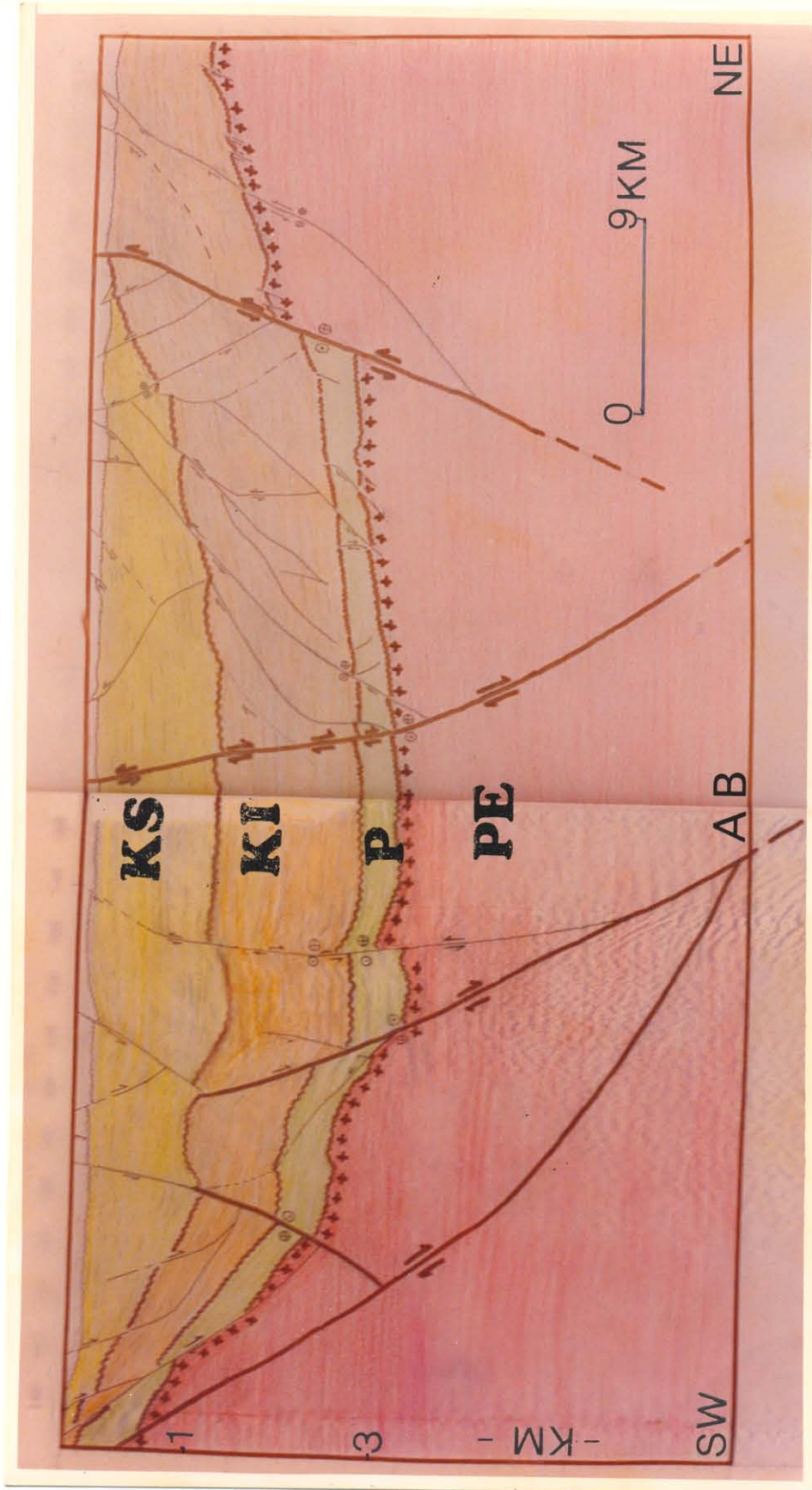


Fig. 53. Seção sísmica composta das linhas 224-RL-106A e 224-RL-106B que cortam transversalmente o setor oriental da Bacia Bragança-Viséu. Observar a arquitetura bacia-
nal mais simétrica que o setor ocidental (Fig. 49). A Sequência Paleozóica Piria-Cami-
ranga (P) está mais espessa a Sequência Itapecuru Inferior (KI) adelgaça para sudoeste
e está fortemente deformada. A Sequência Itapecuru Superior (KS) é mais uniforme e menos
espessa que no setor ocidental e a Sequência Pirabas-Barreiras (TS) praticamente não
existe. $\searrow$ - Rejeito normal; $\swarrow$ - Rejeito direcional dextral.

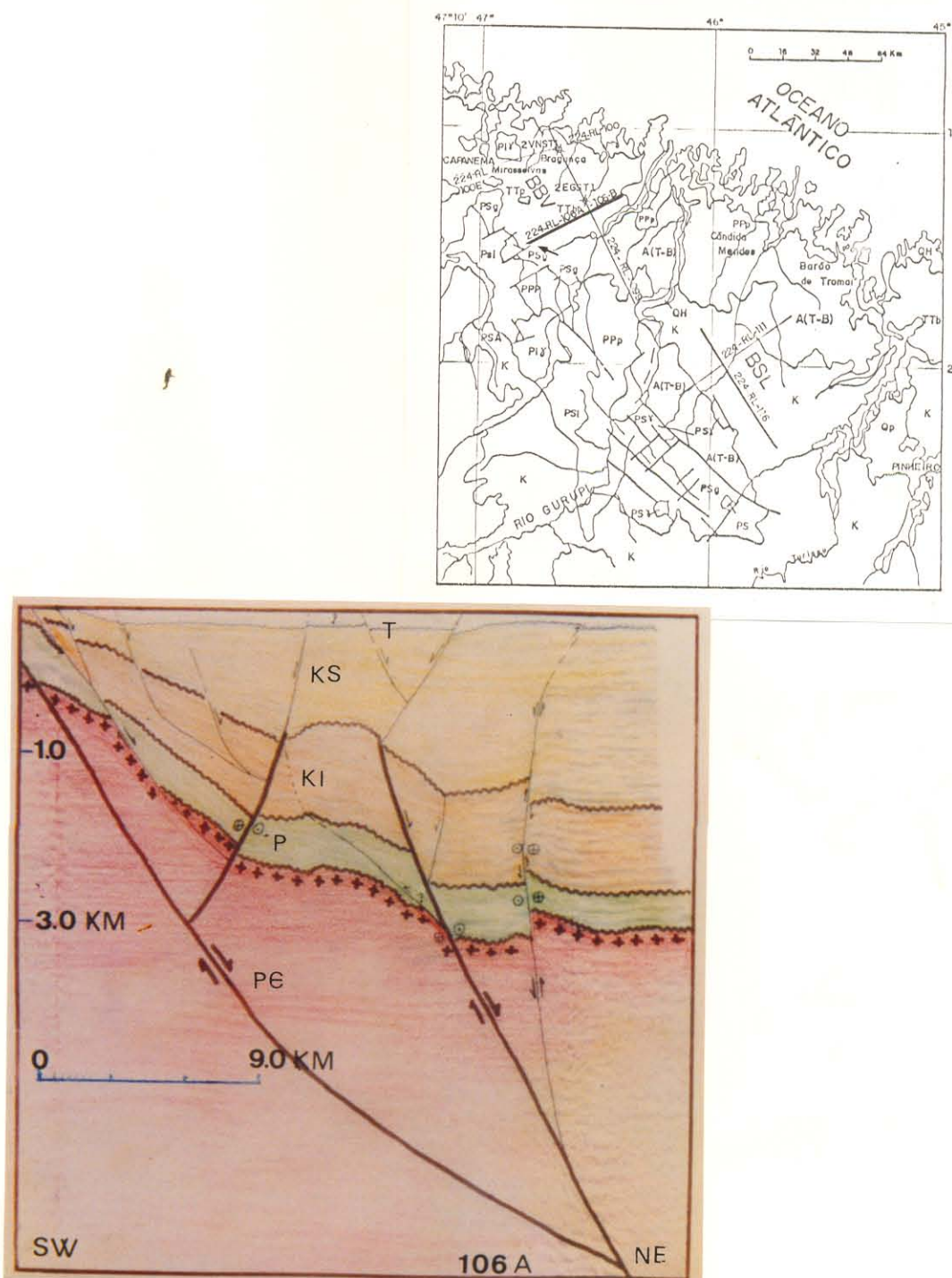


Fig.54. Seção sísmica 224-RL-106A da borda sudoeste do setor oriental da Bacia Bragança-Viseu apresentando dobramento e falhamento (direcionais e inversos) na Sequência Piriá-Camiranga. A Sequência Itapecuru Inferior está fortemente tectonizada. As sequências Itapecuru Superior e Pirabas-Barreiras apresentam-se quase exclusivamente com estruturas distensivas, somente pequenos grábens com fraca assimetria. PE- Faixa Móvel Gurupi - Pré-Cambriano; P- Sequência Piriá-Camiranga - Paleozóico; KI- Sequência Itapecuru Inferior - Cretáceo Inferior; KS- Sequência Itapecuru Superior - Cretáceo Superior; T- Sequência Pirabas-Barreiras - Terciário Superior; θ/θ - Falha normal com rejeito direcional dextral significativo.

4.2.2.2 Bacia de São Luís

As seções sísmicas da Bacia de São Luís demonstram que o seu preenchimento sedimentar apresenta uma evolução tectônica muito parecida com a Bacia de Bragança-Viseu, sendo que a primeira atingiu um estágio mais avançado de subsidência (maior taxa de estiramento) refletido através de um pacote sedimentar mais espesso e uma estabilização mais precoce, considerando que não apresenta a Sequência Terciária - Pirabas-Barreiras.

A seção 224-RL-111, de direção NE-SW, transversal ao "strike" da bacia, revela um padrão estrutural de falhas lístricas com caimento para nordeste e subsidiárias com mergulhos contrários. O extremo sudoeste da seção apresenta uma grande falha com rejeito vertical superior a 3.000 m, marcando o limite com o embasamento aflorante - Arco Ferrer (Fig. 55).

A Sequência Paleozóica Piriá-Camiranga, com espessuras variando entre 50 e 300 m, encontra-se menos espessa para a porção superior dos blocos escalonados, no setor nordeste da seção 224-RL-111.

A Sequência sedimentar Itapecuru (melhor representada na linha 224-RL-116. Fig. 56), pode ser subdividida em duas unidades sismoestratigráficas tectonicamente bem distintas. A unidade inferior (Itapecuru Inferior), fortemente deformada, apresenta dobras, falhamentos verticais e expressivos falhamentos direcionais com suas estruturas associadas.

A Sequência Itapecuru Inferior aflora em aproximadamente 85% da parte maranhense da região estudada, apresentando feições essencialmente distensivas, sendo que as estruturas compressivas

estão associadas à um lineamento com significativo deslocamento direcional.

Esta unidade reflete a fase de "Rift" ativo (subsidência tectônica) da Bacia de São Luís, contemporânea às unidades geológicas do Cretáceo Inferior que ocorrem em todas as bacias equatoriais cogenéticas do Brasil e da África. A Sequência Itapeturu Superior, separada da subjacente por uma discordância de caráter regional, representa a fase de "Rift" passivo (subsidência termal) da Bacia Mesozóica de São Luís. Além de ser pouco deformada, estão praticamente ausentes os deslocamentos horizontais, principalmente os de direção NW-SE, mais atuantes no Cretáceo Inferior. Esta sequência, restrita à borda norte do Arco Ferrer e aflorando numa extensão de 20 km, é facilmente correlacionável ao evento deposicional contemporâneo da Bacia de Bragança-Viseu assim como a todos aqueles da fase "drift" do Cretáceo Superior das bacias das margens equatoriais do Brasil e da África.

A seção sísmica 224-RL-116 mostra um padrão de falhas normais principais num escalonamento sistemático para leste; comparando-se com a seção anterior (224-RL-111), verifica-se que em função da variação (ante e pós planos de falhas) das espessuras dos pacotes sedimentares, do desaparecimento de estratos e da frequência de estruturas em flor, a movimentação horizontal (muito localizada) foi mais importante na direção NE-SW do que na direção NW-SE (Fig. 56).

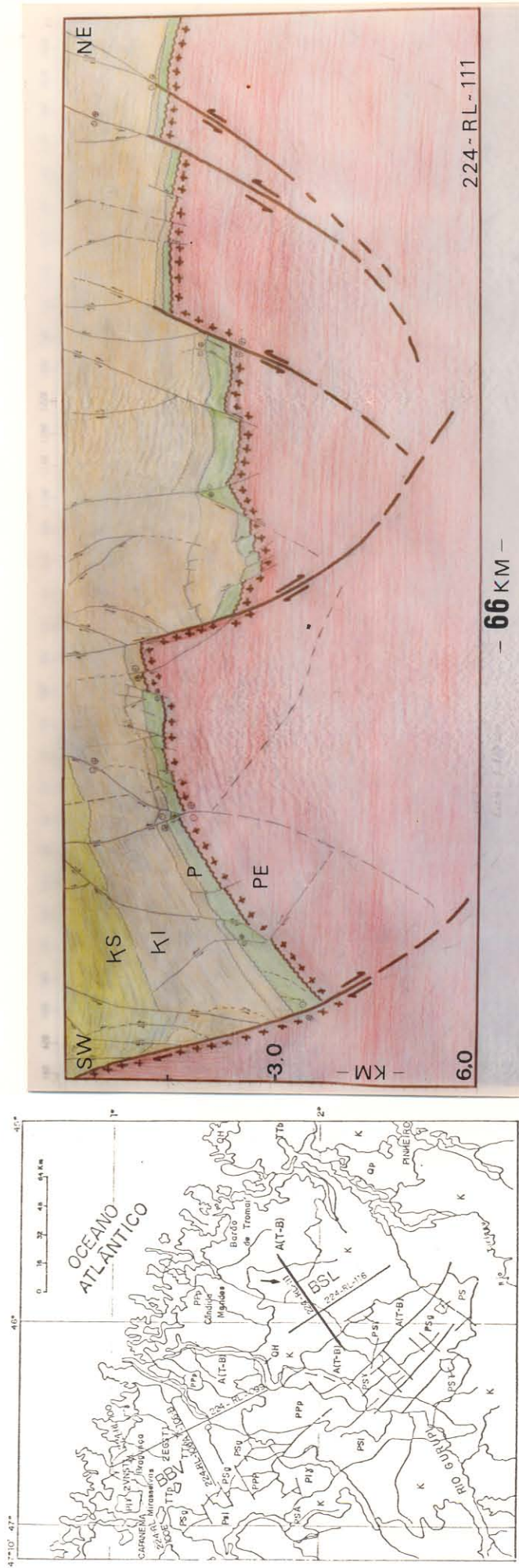


Fig. 55. Seção sísmica de direção NE-SW, perpendicular ao "strike" da Bacia de São Luís, setor ocidental. Observar o padrão estrutural de falhas lístricas com caimento para nordeste e a falha com rejeito vertical de aproximadamente 3.000 m com o embasamento aflorante (extremo SW). A Sequência Paleozóica Piriá-Camiranga, discordante sobre o embasamento, adelgaça para a parte superior dos blocos escalonados. A Sequência Itapecuru Inferior, fortemente deformada, está separada por uma discordância angular e erosiva da Sequência Itapecuru Superior, menos deformada.
 PE - Embasamento cristalino (Pré-Cambriano); P - Sequência Piriá-Camiranga (Paleozóico Inferior); KI - Sequência Itapecuru Inferior (Cretáceo Inferior); KS - Sequência Itapecuru Superior (Cretáceo Superior); # - Falha; ~ - Discordância.

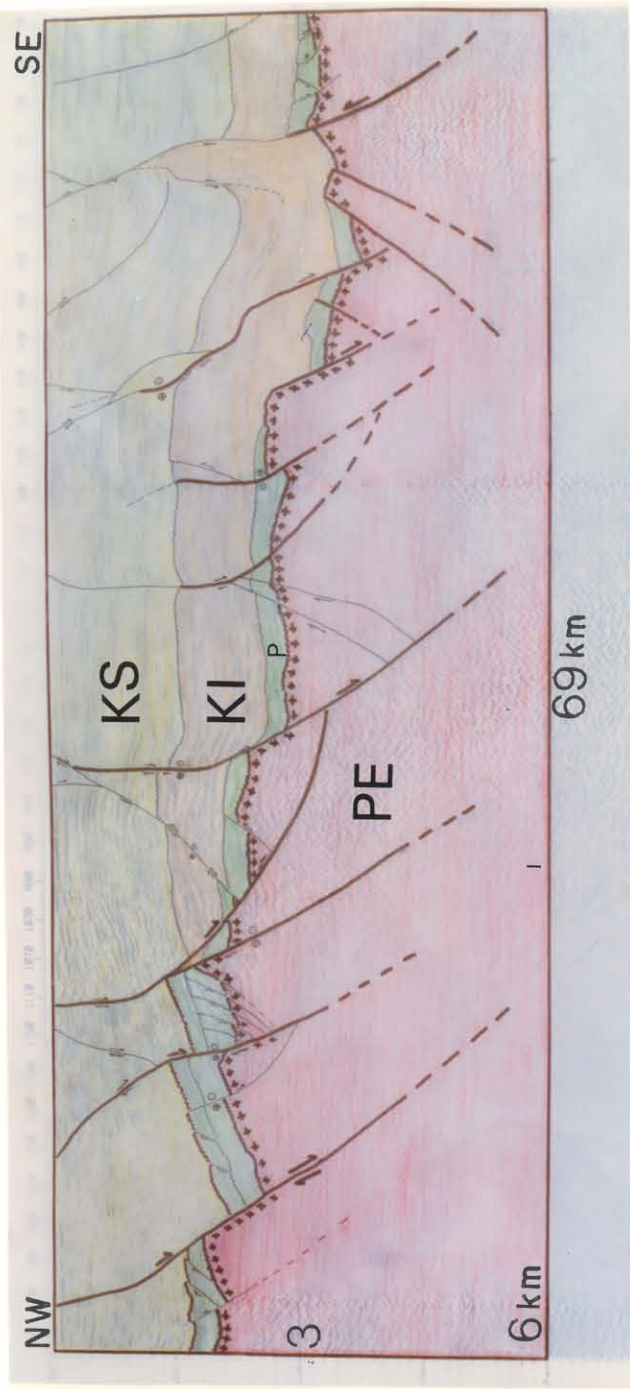
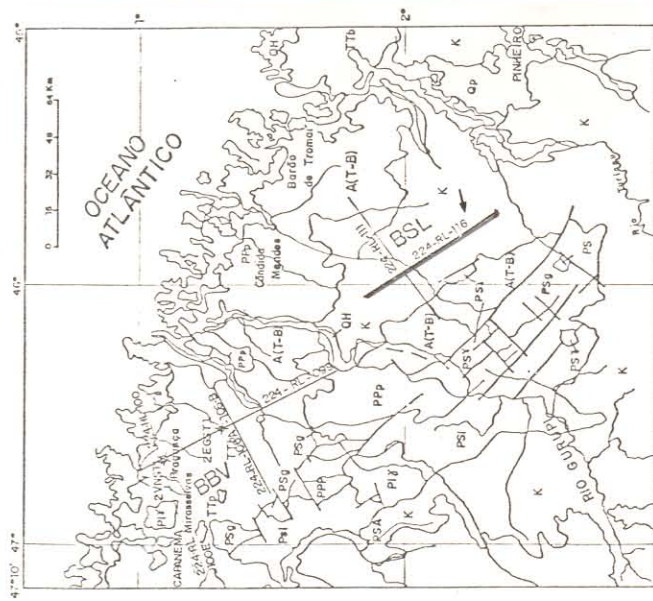


Fig. 56. Parte oeste da Bacia de São Luís (224-RL-116). A variação (ante e pós-pla-
nos de falhas) das espessuras dos estratos, o desaparecimento de camadas e a frequência
de estruturas em flor, demonstram que a movimentação horizontal foi mais importante na
direção NE-SW do que na direção NW-SE. PE - Embasamento cristalino (Pré-Cambriano); P -
Seqüência Piria-Camiranga (Paleozóico Inferior); KI - Seqüência Itapecuru Inferior (Cre-
táceo Inferior); KS - Seqüência Itapecuru Superior (Cretáceo Superior); #/% - Falha;
~ - Discordância.

Na Bacia de São Luís os elementos estruturais mais expressivos e peculiares de cada seqüência sedimentar são os seguintes: na Seqüência Paleozóica - estruturas em flor positivas, dobras, "pop-up" e cavalgamentos (Fig. 57); na Seqüência Itapecuru Inferior - grandes estruturas em flor negativas e positivas, duplexes extensionais, blocos rotacionados, falhas "en echélon" e diápiros (Fig. 58); Na Seqüência Itapecuru Superior - pequenas estruturas em flor negativas, falhas normais e pequenos grábens (Fig. 59).

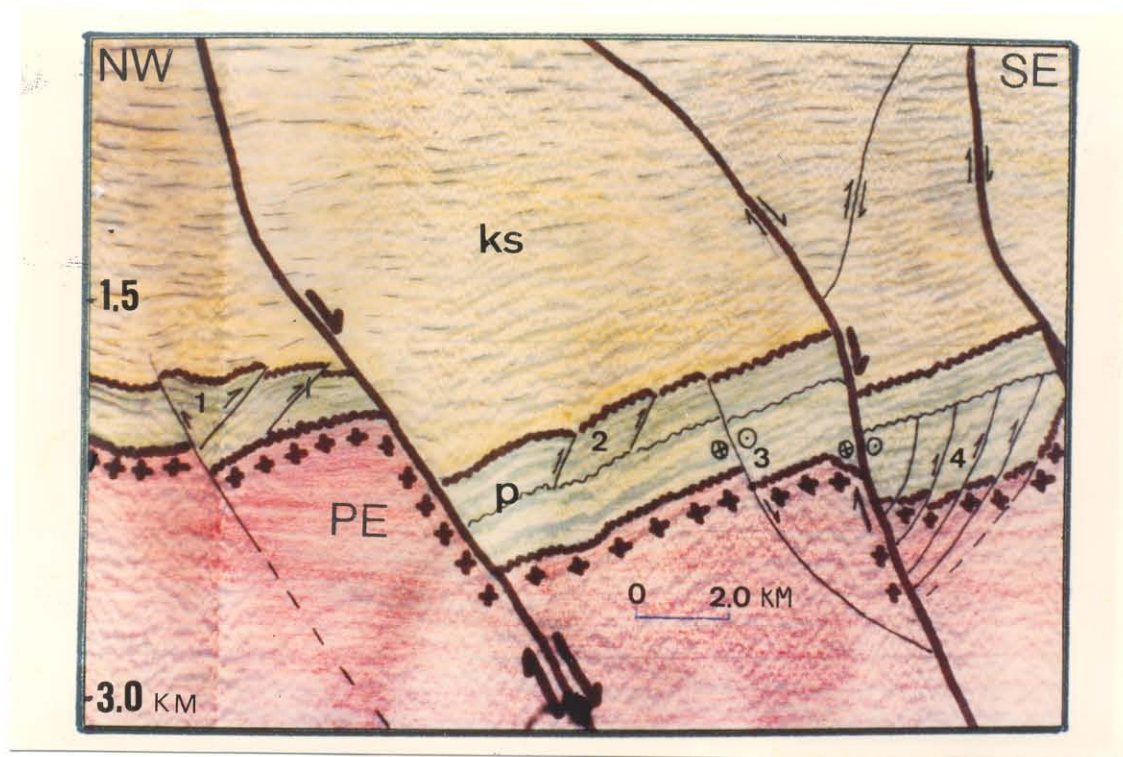


Fig.57. Detalhe da figura anterior (Fig. 56) destacando-se os elementos estruturais da Seqüência Paleozóica Piria-Camiranga na Bacia de São Luís. 1- "Pop-up"; 2- Cavalgamento; 3- Falha direcional dextral; 4- Flor-positiva. PE- Embasamento cristalino Pré-Cambriano; P- Seqüência Piria-Camiranga (Paleozóico Inferior); KS- Seqüência Itapecuru Superior (Cretáceo Superior); $\odot$ - Falha; $\sim$ - Discordância.

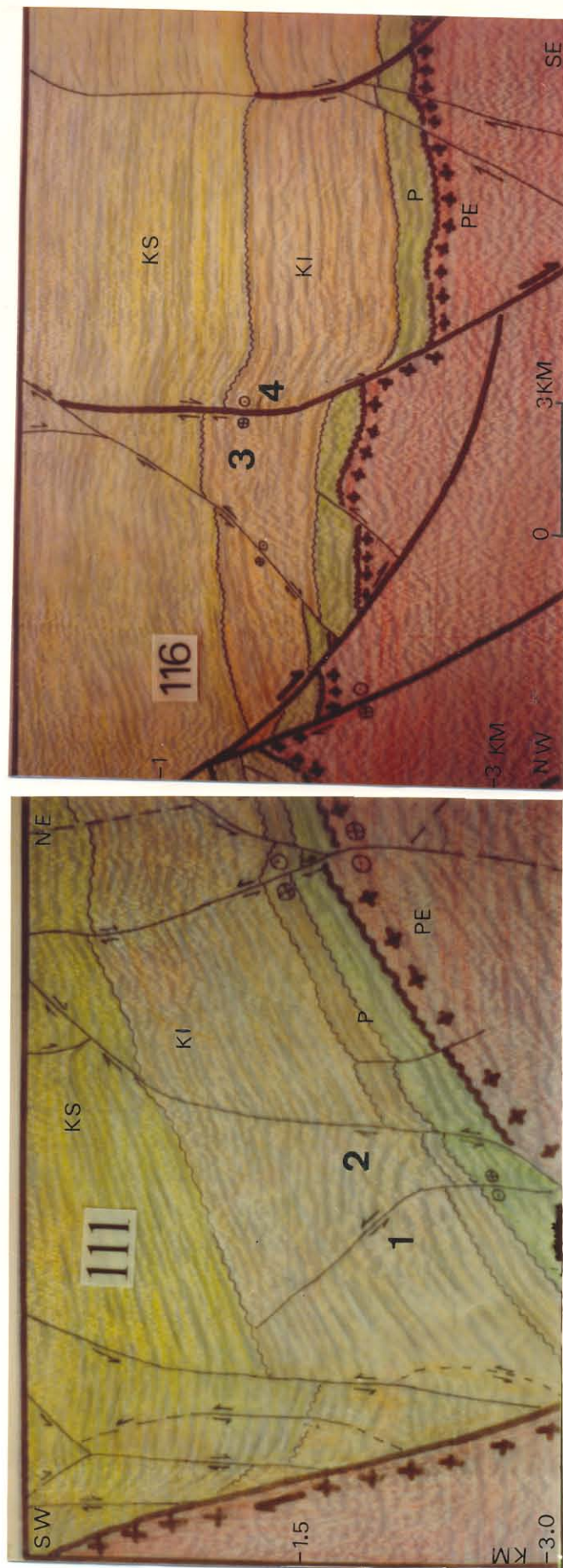


Fig.58. Detalhes das seções sísmicas 224-RL-111 e 244-RL-116, destacando-se os elementos estruturais da fase de "Rift" ativo - Sequência Itapecuru Inferior: 1- Falha inversa; 2- Dobras; 3- "Horst"; 4- Falha direcional dextral; PE- Embasamento cristalino (Pré-Cambriano); P- Sequência Piria-Camiranga (Paleozóico Inferior); KI- Sequência Itapecuru Inferior (Cretáceo Inferior); KS - Sequência Itapecuru Superior (Cretáceo Superior); $\oplus/\ominus$ - Falha normal com rejeito direcional significativo; $\sim$ - Discordância.

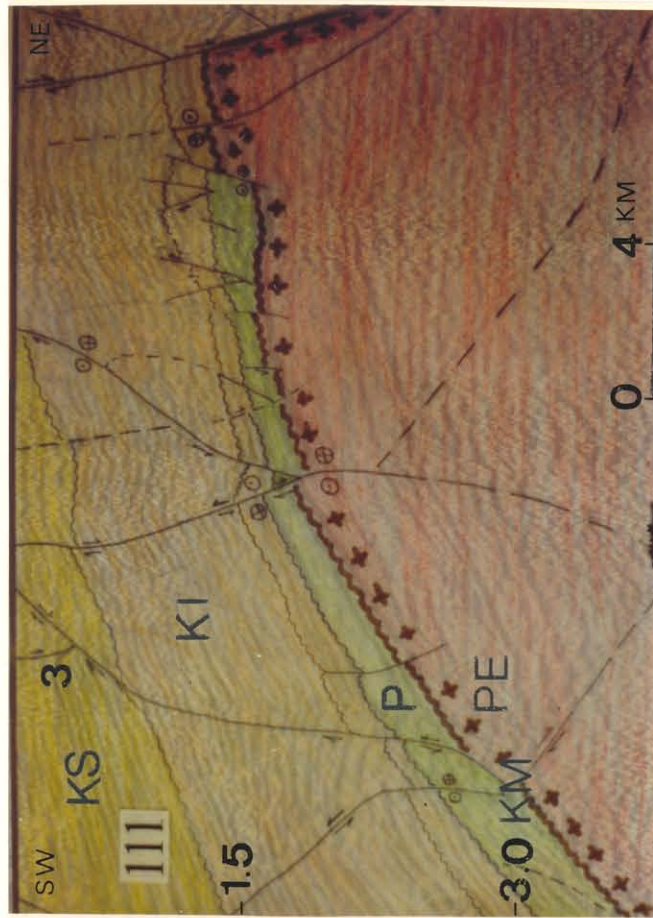


Fig.59. Detalhes das seções sísmicas 224-RL-116 E 224-RL-111, destacando os elementos estruturais dominantes na fase "Rift" passivo (subsidência termal) - Sequência Itapecuru Superior: 1- Falha normal; 2- Falha inversa; 3- Semigraben; PE- Embasamento cristalino (Pré-Cambriano); P- Sequência Piria-Camiranga (Paleozóico Inferior); KI- Sequência Itapecuru Inferior (Cretáceo Inferior); KS- Sequência Itapecuru Superior (Cretáceo Superior). # - Falha normal com componente direcional dextral significativo; ~ - Discordância.

4.2.3 Tectônica do Paleozóico

Conforme discutido no capítulo anterior, reconhece-se o desenvolvimento, durante o Paleozóico, nas bacias, de dois eventos deposicionais - Formação Piriá (Cambro-Ordoviciano) e Sequência Camiranga (Siluriano) - agrupados genericamente sob a denominação de Sequência Piriá-Camiranga. Ambos os eventos são os únicos registros deposicionais do Paleozóico, uma vez que, mesmo nos depocentros das bacias, não foram encontrados outros prismas sedimentares que pudessem, por exemplo, relacionar-se à deposição do Paleozóico Superior, como acontece na Bacia do Parnaíba, à sul do alto estrutural Zona de Cisalhamento Tentugal (Pré-Cambriano e Paleozóico) ou Arco Ferrer-Urbano Santos (Mesozóico-Cenozóico).

É possível admitir que a ausência de seqüências sedimentares do Paleozóico Superior seja consequência do tectonismo Mesozóico, o qual contribuí para a erosão das mesmas nas regiões mais a norte da Bacia do Parnaíba, que evoluíram para as bacias de Bragança-Vizeu e São Luís.

As principais estruturas tectônicas (regionais e locais) identificadas na área estudada e geneticamente relacionadas à Sequência Piriá-Camiranga são as seguintes:

4.2.3.1 Semigráben de Peritoró

Este semigráben inclui uma das principais áreas de afloramento da Formação Piriá, estando localizado entre as nascentes do Rio Peritoró e margem esquerda do Rio Piriá. Encontra-se fracamente invertido, apresentando a forma de cunha, e fechando e adelgaçando para sudoeste sobre a Zona de Cisalhamento Tentugal.

Na direção nordeste (N30E), este semigráben abre e aprofunda possibilitando a ocorrência de pacotes sedimentares mais espessos.

A largura atual desse semigráben (± 10 km) reflete na verdade um dos depocentros de uma estrutura maior. Isso pode ser comprovado pela presença de ocorrências menores da Sequência Piriá-Camiranga fora da estrutura principal mas que não atingem representatividade na escala 1:100.000 (Fig. 60).

As bordas do Semigráben de Peritoró, entre os Km 212 e 217 ao longo da rodovia BR-316, estão delimitadas por falhas com direção geral NNW no lado ocidental, e N35E no oriental (Fig. 61). São comuns dobras, falhas inversas, direcionais e feições de cavalgamento (estrias, "backthrusts" - Borges et. al, 1988).

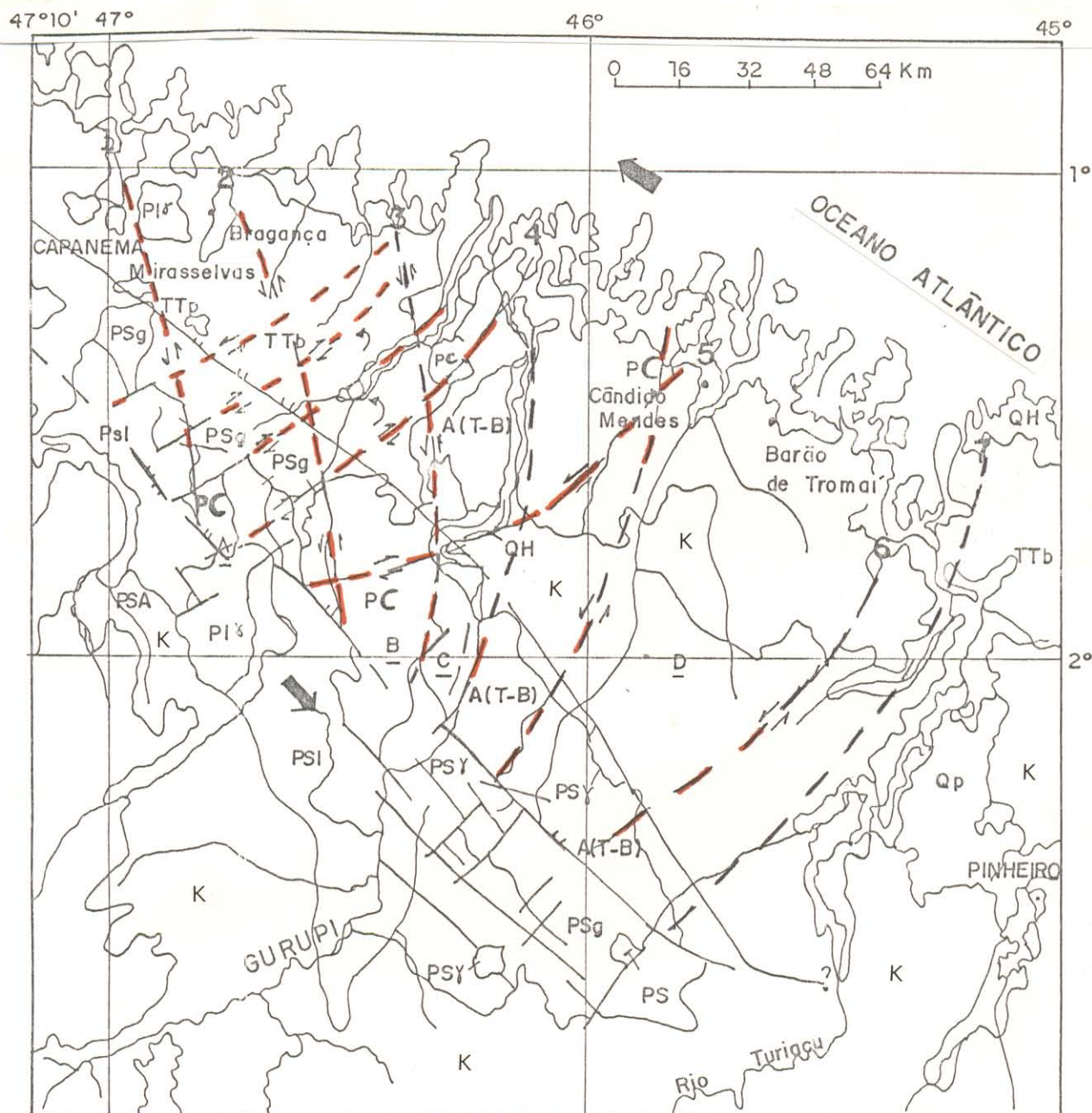
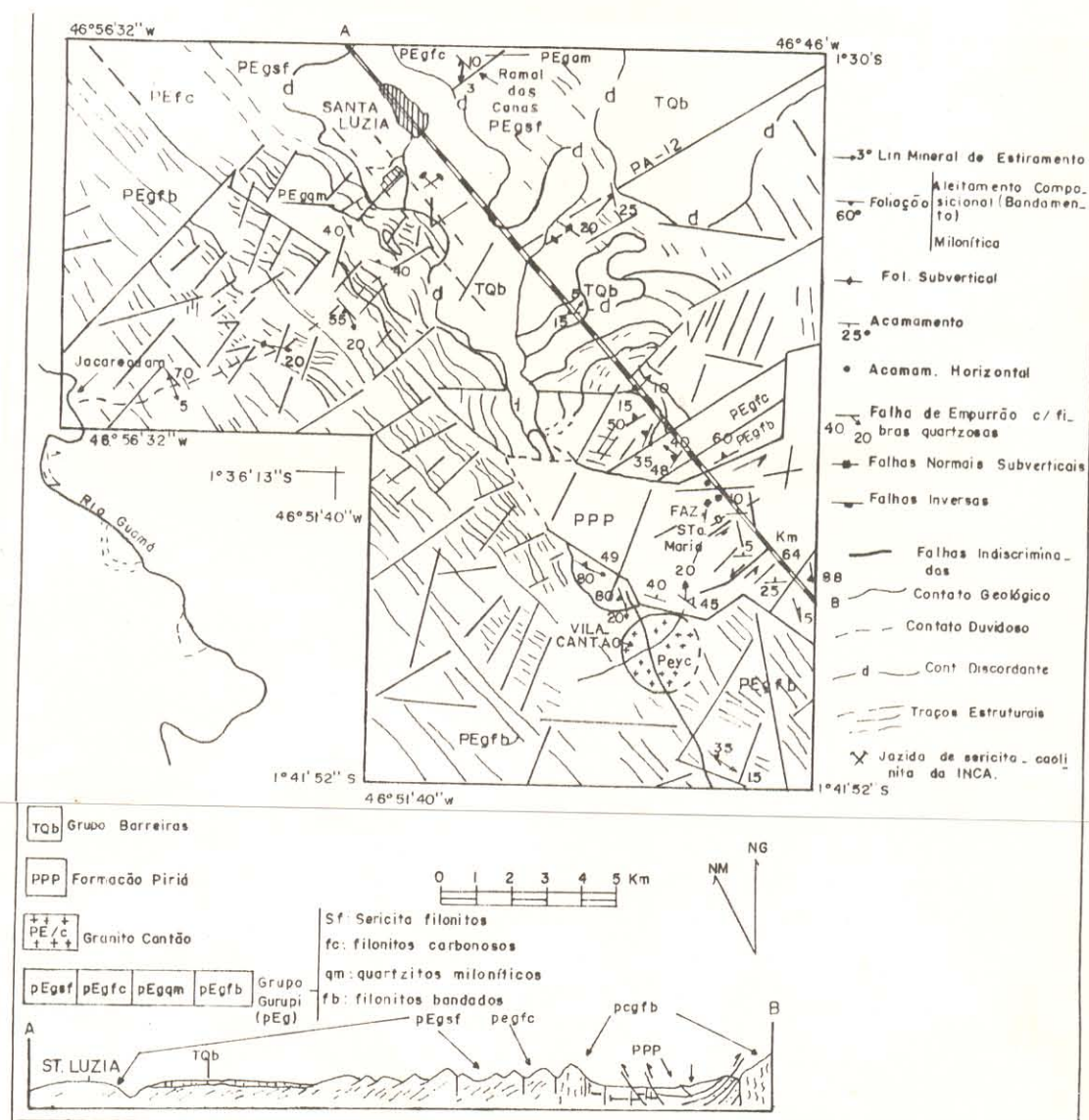


Fig.60. Principais estruturas tectônicas do Paleozóico Inferior. ---= Lineamentos; A= Semigráben de Peritoró; B= Semigráben de Camiranga; C= Semigráben de Cacauzinho; D= Semigráben de Bequimão (?). 1- Lineamento Peritoró - Mirasselas, 2- Lineamento Cansa-Perna - Bragança, 3- Lineamento Alto Bonito - Serra do Piriá, 4- Lineamento Gurupi - Viseu, 5- Lineamento Maracaçumé - Cândido Mendes, 6- Lineamento Paruá - Turiaçu, 7- Lineamento Alto Turi - Pericumã. BBV - Bacia de Bragança-Viseu; BSL - Bacia de São Luís; QH - Quaternário (Holoceno); QP - Quaternário (Pleistoceno); TTb - Terciário Superior (Barreiras); TTp - Terciário Superior (Pirabas); K - Cretáceo (Itapecuru); PC - Paleozóico (Piriá e Camiranga); PSY - Proterozóico Superior (Granitos); PSg - Proterozóico Superior (Gurupi); A(T-B)- Arqueano (Maracaçumé); // - Falhas; ~ - Contatos.

Fonte: Modificado do DNPM, 1981.

As feições de reativação e inversão desta sub-bacia, foram identificadas nas bacias de Bragança-Viseu e São Luís (vide o item Tectonossísmica) geralmente, obedecendo as zonas de fraquezas sindeposicionais (falhas lísticas) conforme documentadas por Abreu (1980), Igreja (1985) e Borges op. cit. (Figs. 62, 63 e 64).



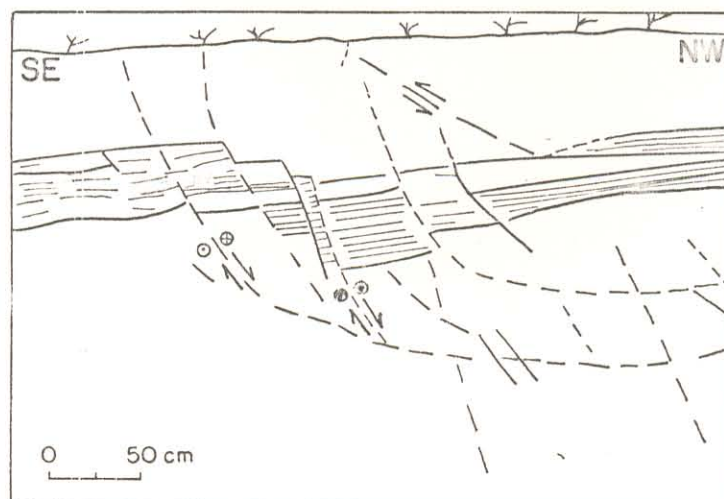


Fig.62. Feições estruturais na Sequência Piriá-Camiranga no Km 216 da BR-316, borda ocidental do Semigráben de Peritoró. São arenitos e siltitos arcossianos cujas falhas lítricas mostram deslocamentos direcionais dextral e sinistral, além de pequena inversão. $\oplus\ominus$ - Falha normal com rejeito direcional dextral significativo. (Modificado de Borges et al., 1988).

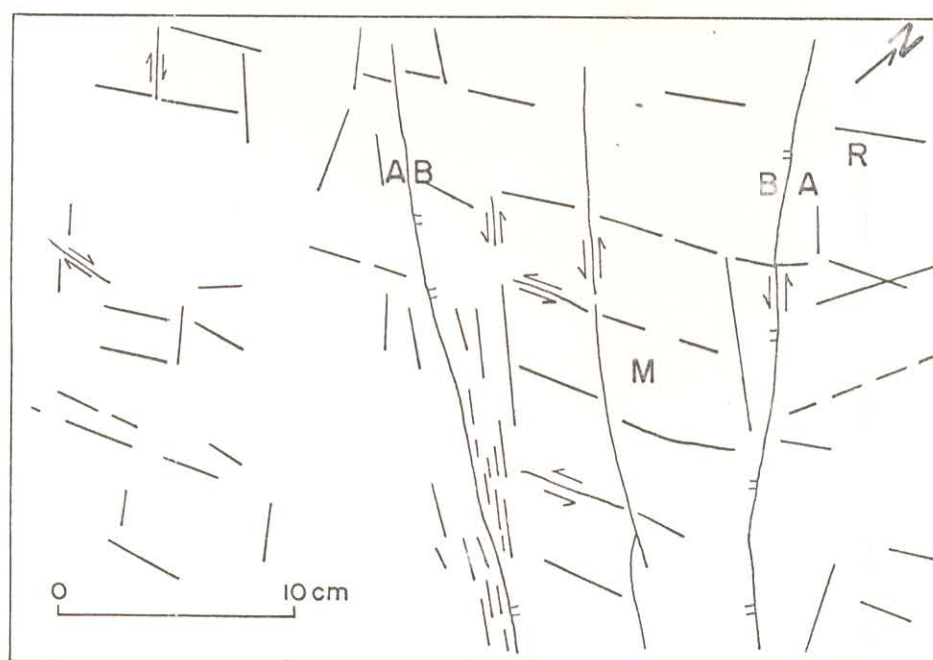


Fig.63. Detalhe do afloramento na borda oriental do Semi-gráben de Peritoró (Seção do Km 217 da BR-316 - Fig. 14). Observar a cunha tectônica preservando a forma primitiva de Micrográben (M) estreitando para sul. O mesofraturamento NE e NW gerou blocos losangulares em arranjo "en échelon" de movimentação dextral (NE) e sinistral (NW). No quadrante NE da figura, uma estrutura sedimentar rugosa (R), interpretada por Truckenbrodt (1985) de ambiente marinho de água rasa. // - Falha; A/B - Alto/Baixo.



Fig. 64. Afloramento típico da Sequência Piriá-Camiranga na região central do Semi-gráben de Camiranga (Km 267 da rodovia BR-316), considerado um evento tectono-sedimentar do Siluriano (Igreja, 1985), controlado pelo lineamento Cansa-Perna - Bragança; reativação de zona de fraqueza pré-cambriana.

4.2.3.1 Semigráben de Camiranga

Localizado entre a Serra do Cansa-Perna e a margem esquerda do Rio Gurupi, apresenta aproximadamente a mesma atitude estrutural do Semigráben de Peritoró, isto é, limitado por falhas de direção NNW no lado ocidental e N30-40E do lado oriental, com cerca de 40 km na sua parte mais larga, abre e espessa para norte, fechando e adelgaçando para sul (Fig. 65).

Similar ao prisma sedimentar do Semigráben Peritoró, o de Camiranga representa um dos principais depocentros da Sequência Piriá-Camiranga, onde estão parcialmente preservadas essas rochas sedimentares, considerando que feições semelhantes, porém menores e mais rasas (p.e. Semigráben Gurupi-Mirim), indicam a provável continuidade original da Sequência Piriá-Camiranga.

No interior das bacias de Bragança-Viseu e São Luís, as falhas inversas e normais, identificadas nos afloramentos, adquirem uma expressão mais clara (e também direcional), devido a não obliteração da ação intempérica (vide os itens Tectonossísmica e Tectonogravimetria). É interessante observar que as direções das falhas mestras de todos os semigrábens coincidem com as direções estruturais que controlam as exposições das formações pré-cambrianas, não só no bloco Pré-Cambriano do sul - Bloco Gurupi, como também no bloco Pré-Cambriano Cândido Mendes (ao norte) (Fig. 66).

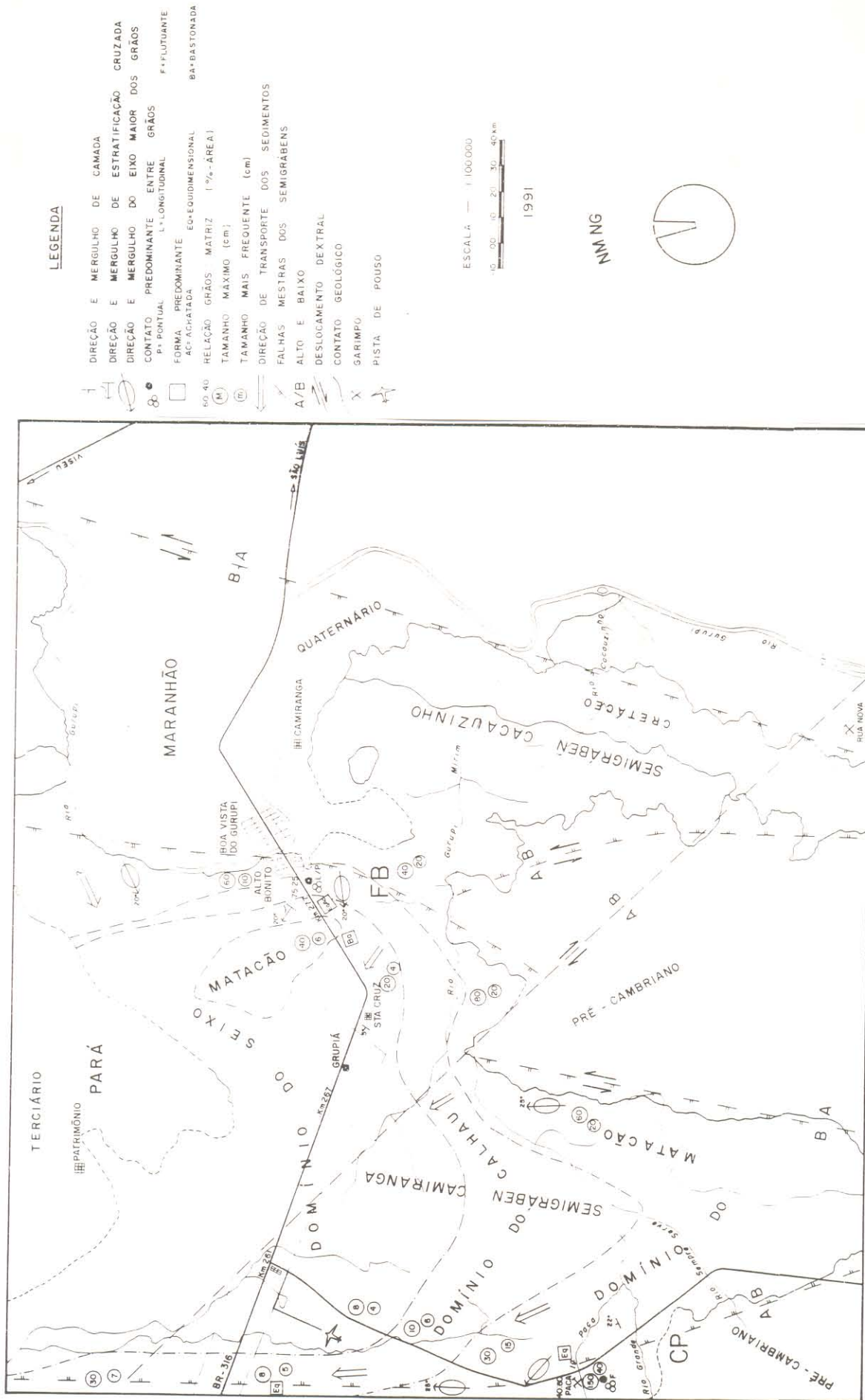


Fig. 65. Mapa tectono-sedimentar do Semigrabén de Camiranga. Observar o alargamento para norte e o controle dos sedimentos pelas falhas mestras NNW e NNE, tanto na borda oeste - lineamento do Cansa-Perna - Bragança (CP), como na borda leste lineamento Alto Bonito (FB). (Modificado de Igreja, 1985).

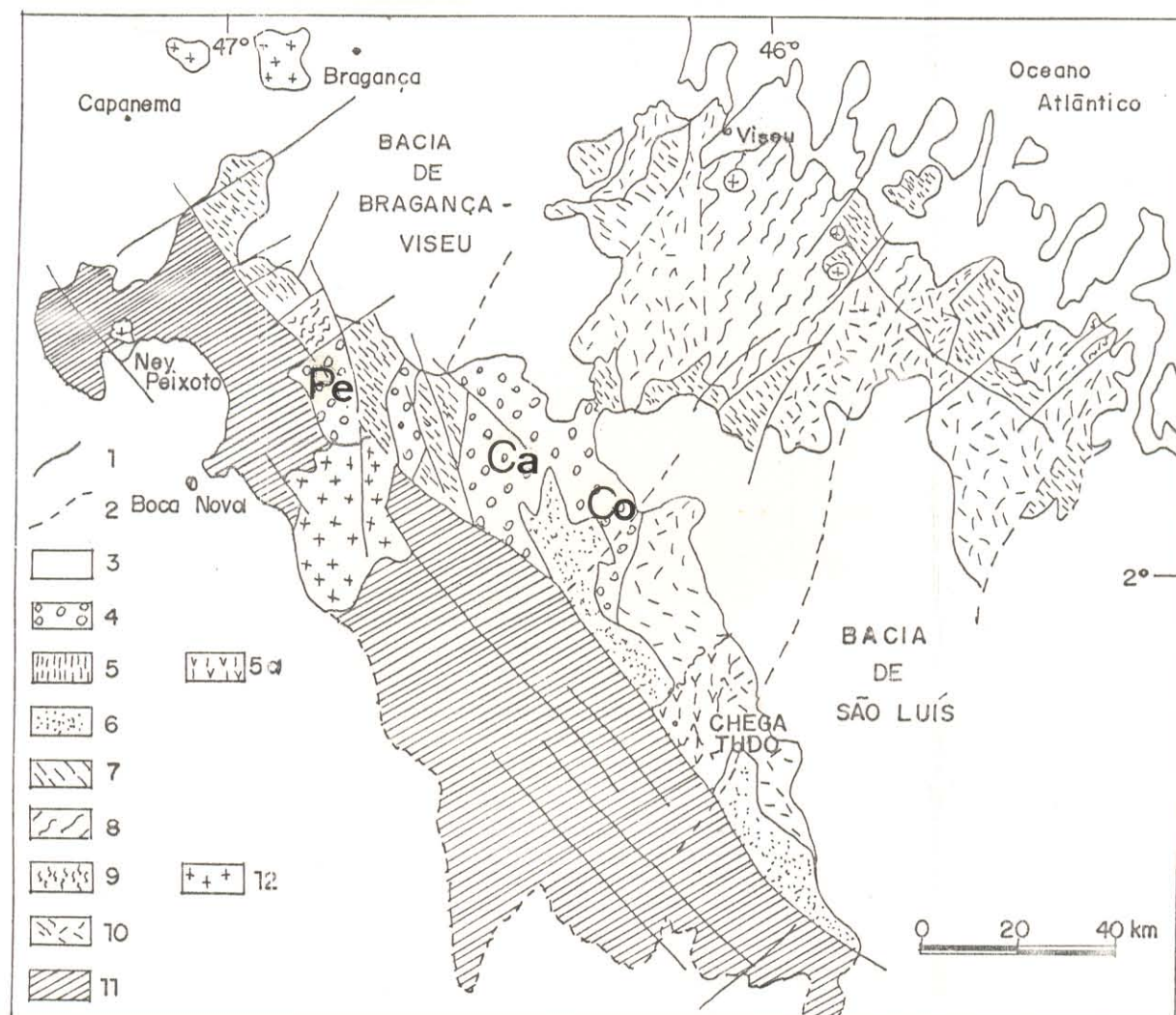


Fig.66. Mapa geológico da área estudada destacando as formações pré-cambrianas cujas direções das falhas e lineamentos principais coincidem com as direções que controlam os semigrábens de Peritoró (Pe), Camiranga (Ca) e Cacauzinho (Co). 1- Falhas; 2- Lineamentos importantes; 3- Coberturas Fanerozóicas; 4- Fm. Piria e Sequência Camiranga - grauvas, arenitos, folhelhos, conglomerados; 5- Fm. Gurupi - filitos, ardósias, meta-grauvas, metatufos e raros quartzitos; 5a- Fm. Chega Tudo - conjunto vulcano-sedimentar; 6- Fm. Igarapé de Areia - arcósios e arenitos grossos, níveis de conglomerados; 7- Fm. Viseu - Metarenitos em parte arcossianos, meta-argilitos e ardósias; 8- Associação Tromai - rochas intrusivas e extrusivas diversas - granitos; 9- Fm. Santa Luzia - xistos diversos; 10- Embasamento Pré-Transamazônico - Complexo Maracaçumé - Rochas graníticas e migmatíticas; 11- Rochas indiferenciadas retrabalhadas durante o Evento Brasileiro; 12- Granitos Transamazônicos. (Modificado de Abreu e Lesquer, 1985).

As feições estruturais mesoscópicas do Semigráben de Camiranga são de difícil definição, devido à forte ação intempérica que atuou sobre as rochas aflorantes e, principalmente, por serem constituídas basicamente por conglomerados os litotipos presentes, os quais representam a metade do topo da Sequência Piriá-Camiranga. No afloramento típico da Unidade Alto Bonito, parte intermediária da Sequência Camiranga (Igreja, 1985), as estruturas descritas, com dúvidas, como estruturas de deslizamentos, escorregamento ou de corrente de turbidez, tratam-se, na verdade, de estruturas associadas à cavalgamentos, semelhantes às descritas no Semigráben de Peritoró, também reconhecidas por Borges et al. (1988) em áreas próximas na região nordeste do Pará (Figs. 67 e 68).

De acordo com o que foi discutido anteriormente, propõe-se o seguinte modelo tectônico para o Paleozóico da área estudada.

A Sequência Piriá-Camiranga depositou-se num conjunto estrutural de semigrábens originado por um sistema direcional sinistral atuante no Paleozóico Inferior.

Os esforços distensionais originaram blocos escalonados em forma de cunhas, com profundidades crescentes para oeste e norte. Os deslocamentos verticais e/ou horizontais ocorreram ao longo dos lineamentos NNW e N30-40E, permitindo uma ingressão marinha (Atlântico I - Wilson 1966) pelo quadrante NW da área estudada, as falhas mestras (direcionais principais) seriam: a sul, coincidente com a Zona de Cisalhamento Tentugal, e a norte, provavelmente na borda interna da plataforma continental.

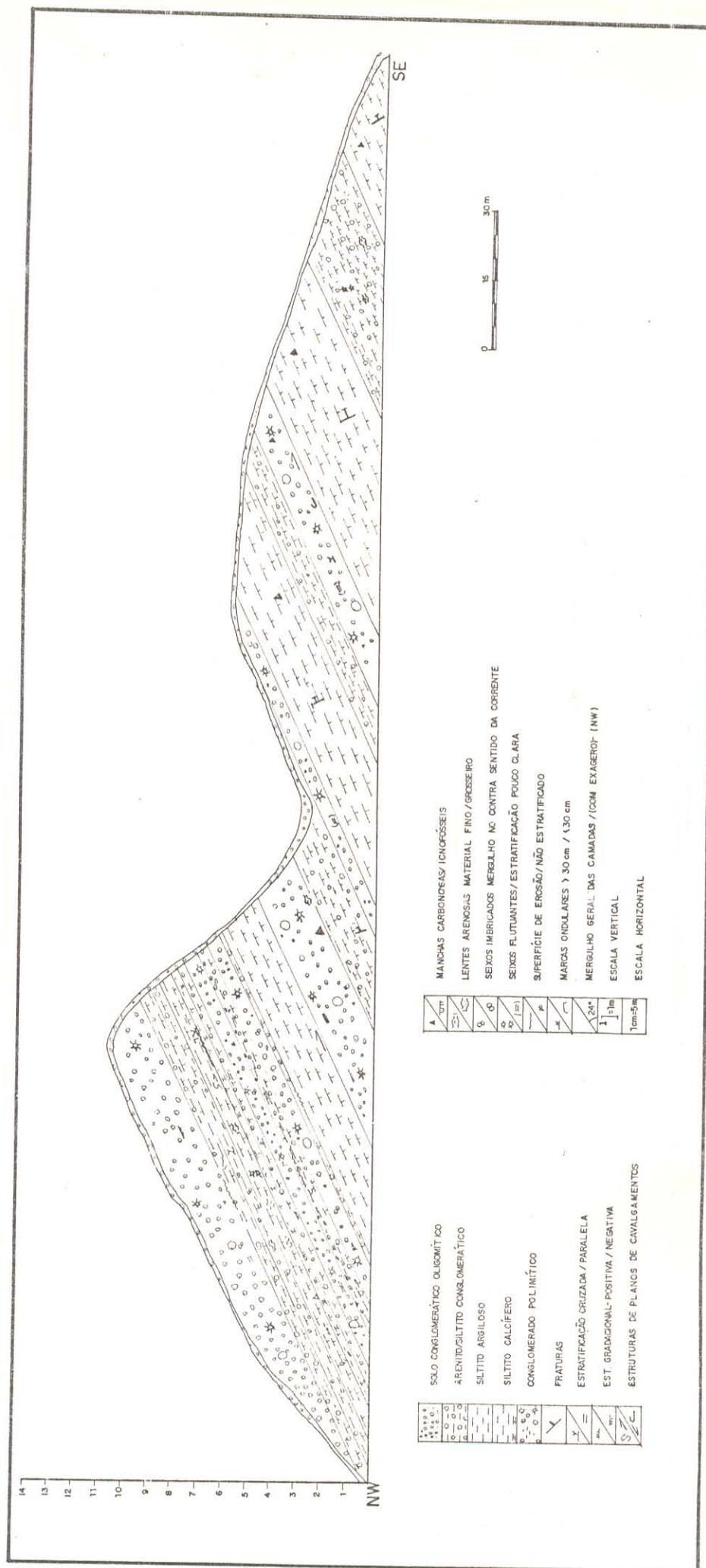


Fig. 67. Seção-Tipo da Unidade Alto Bonito parte intermediária da Sequência Piratuba Camiranga (Km 277 da rodovia BR-316), na qual foram descritas com dúvidas estruturas de deslizamento, de escorregamento ou de corrente de turbidez, agora interpretadas como de planos de cavalgamento. (Modificado de Igreja, 1985).



Fig.68. Detalhe da Sequência Piriá-Camiranga (Unidade Alto Bonito - km 277 da rodovia BR-316). (A)- Plano de cavalgamento; (B)- Plano de cavalgamento com nível de conglomerado polimítico, sobreposto a um nível de siltito argiloso caulinítico.

Deste modo, ocorreu um comportamento gradativamente mais subsidente para norte e para oeste da cunha direcional.

A reversão do processo e um conseqüente sistema direcional convergente resultou na inversão positiva da Bacia e, ao longo das falhas lístricas originais, desenvolveram-se os cavalgamentos com vergência preferencialmente para sudeste. Esta inversão, no Paleozóico Superior, é coincidente com o fechamento do Atlântico I (Wilson, 1966), representando provavelmente o primeiro evento geotectônico de abertura e fechamento do Gondwana na faixa equatorial, conforme sugerido por Loczy (1984) (Fig. 69).

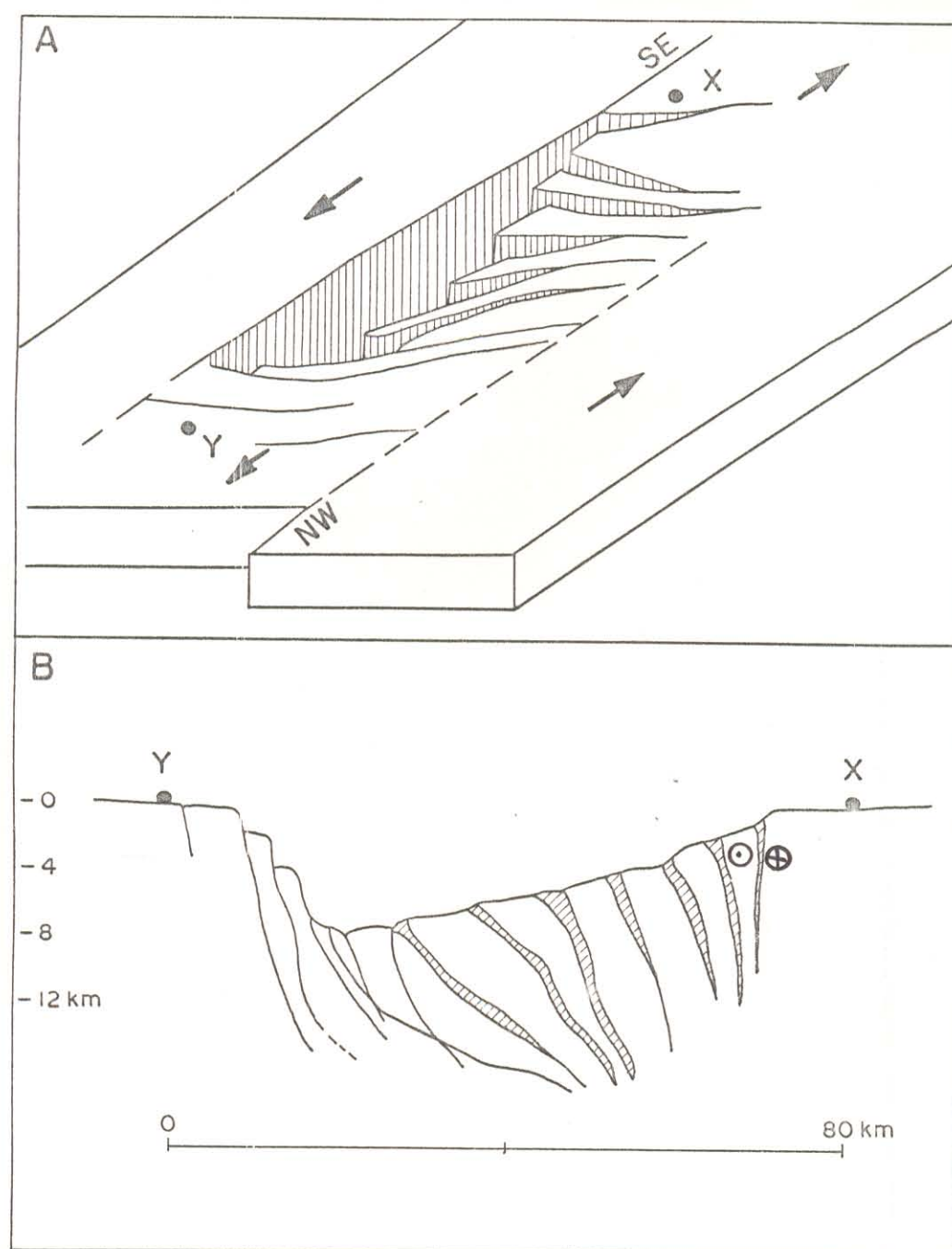


Fig.69. Modelamento tectônico para a área estudada no Paleozóico Inferior (fase transtensional). A- Vista em perspectiva. A falha mestra do norte provavelmente está paralela a linha atual do litoral. A falha do sul coincide com a Zona de Cisalhamento Tentugal. B- Corte longitudinal que pode ser inferido para o Semigráben Bequimão. ⊖/⊕- Falha direcional sinistral;  - Zona intensamente cataclasadada. (baseado em Kingma, 1958).

4.2.4 Tectônica do Mesozóico

Conforme foi discutido no capítulo sobre a Estratigrafia existem duas unidades geológicas mesozóicas principais: Sequência Itapecuru Inferior e Sequência Itapecuru Superior. Além dos critérios estratigráficos, elas são facilmente individualizadas através de suas propriedades tectônicas.

A grande importância do estudo destas unidades reside no fato de estarem geneticamente relacionadas com a abertura do Atlântico Equatorial - fragmentação do Continente Gondwana. A importância econômica principal advém dessas unidades conterem estratos e estruturas alvos para a prospecção de petróleo, calcário, caulim, bauxita e gipsita, tanto no Estado do Pará como no Maranhão.

As bacias de Bragança-Viseu e São Luís, cuja evolução principal está ligada à tectônica mesozóica representam os elementos geotectônicos maiores da região, sendo que seus estratos recobrem aproximadamente 75% (52.000 km²) da área estudada, e o restante (25%) é constituído pelos dois núcleos Pré-Cambrianos aflorantes.

A geometria dessas bacias é um dos elementos diagnósticos na interpretação de seus arcabouços estruturais. A forma típica das mesmas é de romboedros com as diagonais maiores na direção geral N30W. Deste modo esta configuração esta de acordo com as principais direções dos lineamentos Pré-Cambrianos relacionados com um sistema direcional sinistral, a Zona de Cisalhamento Tentugal (Pré-Cambriano) de direção geral NW-SE deve ter sido reativada no Mesozóico, constituindo a parte ocidental do Arco Fer-

rer-Urbano Santos, o qual serviria de delimitador da parte sudoeste da Bacia de Bragança-Viseu. O prolongamento sudeste do arco, após o horst de Gurupi, serviu, provavelmente, também, de balizador sudoeste da parte estudada da Bacia de São Luís.

Os lineamentos transversais (bissetrizes), em geral constituem os lados menores dos romboedros, os quais apresentam as direções NNW, nos lados longitudinais, e N70E nos lados maiores e latitudinais dos blocos losangulares. Admitindo-se que estes lineamentos são reativações mesozóicas de zonas de fraqueza pré-cambrianas e/ou paleozóicas, conseqüentemente, o lineamento Peritoró-Mirasselas (Paleozóico), também reativado no Mesozóico (Semigráben Capanema-Ourém), constitui o lineamento do quadrante SW do rombográben Bragança-Viseu (Figs. 32, 33, 34, 39, 41 e 52).

O lineamento (N70E) delimitador do extremo SE da Bacia Bragança-Viseu é de difícil definição, mas provavelmente, cruza o "horst" do Gurupi subdividindo-o em dois segmentos. Este último lineamento parece coincidir com a Zona de Fratura Continental (?) definida por Igreja (1985), a qual estaria marcada fisiograficamente pela grande inflexão do Rio Gurupi no Distrito de Camiranga (Fig. 3).

Os lineamentos secundários que compartimentalizam os romboedros em blocos escalonados e basculados para sudoeste, são admitidos como reativações mesozóicas dos lineamentos paleozóicos NNW-SSE. As estruturas tectônicas regionais e locais, mesozóicas, das bacias de Bragança-Viseu e São Luís são condizentes com um modelo tectônico de distensão simples, para nordeste, cu-

jo padrão regional resulta num par de semigrábens com polaridades similares, correspondendo ao caso 7 da família 3 dos modelos de "rift" de Scott e Rosendahl (1989) (Fig. 45).

A configuração dos prismas sedimentares, com abertura em leque para NW (Bacia de Bragança-Viseu) e para SE (Bacia de São Luís), reflete o controle dos lineamentos Pré-Cambrianos e/ou paleozóicos na deposição mesozóica e cenozóica.

A análise da movimentação vertical dos lineamentos, assim como as feições estruturais, consequências mecânicas do modelo tectônico interpretado, serão tratados no capítulo sobre a evolução tectono-sedimentar.

4.2.5 Tectônica do Cenozóico

Os primeiros registros do Cenozóico na região encontram-se na Sequência Pirabas-Barreiras, a partir do Oligo-Mioceno (± 25 Ma.). Este fato implica num período erosional de pelo menos 40 milhões de anos sobre as unidades anteriores. Como a deposição deve ter prosseguido ininterruptamente na plataforma continental, durante o Terciário Inferior, isto implica, ainda, que a evolução tectônica e sedimentar das bacias de Bragança-Viseu e São Luís difere substancialmente da evolução das bacias situadas mais a norte, no que se relaciona aos pulsos tectônicos pós-cretácicos e pré-miocênicos da fase de subsidência termal.

Estudos recentes de Igreja et al. (1990) sobre o Cenozóico do nordeste do Pará, em área adjacente à região estudada, induziram à proposição de uma evolução neotectônica para a Sequência Pirabas-Barreiras (parte superior), segundo um modelo de distensão simples para noroeste (sentido das falhas transferentes),

cuja falhas normais controlariam a geometria, distribuição das fácies sedimentares e as feições geomorfológicas da costa cenozóica. As interpretações dos lineamentos cenozóicos principais, com destaque para os que coincidem com as desembocaduras dos rios Turiaçu, Gurupi, Piriá e Caeté, concordam com a proposição daqueles autores, entretanto a direção geral de distensão (estimamento), difere por ser para nordeste (Fig. 70 - vide também Fig. 07)).

A configuração das rias da região revelam uma mudança do padrão NW, próximo a foz do rio Pará, para NE, nos limites entre os estados do Pará e Maranhão. A região intermediária, na qual ocorre a mudança do padrão distensivo NW para NE, está compreendida entre as cidades de Vigia e Bragança, sendo caracterizada por abruptas variações de altitudes das falésias, ausência ou pouca espessura dos depósitos atuais e sub-atuais e pela faixa de ocorrência continental da Unidade Carbonática da Sequência Pirabas-Barreiras.

Estudos sobre a neotectônica da Região do Salgado - litoral NE do Estado do Pará, feitos por Costa et al. (1991) - admitem um forte controle estrutural da costa paraense, não só nos estratos terciários (deslocados) da Sequência Pirabas-Barreiras, como também nos sedimentos quaternários da Sequência Pará. O leque de direções preferenciais dos lineamentos foi interpretado como resultante de movimentos dextrais no interior da Placa Sul-Americana.

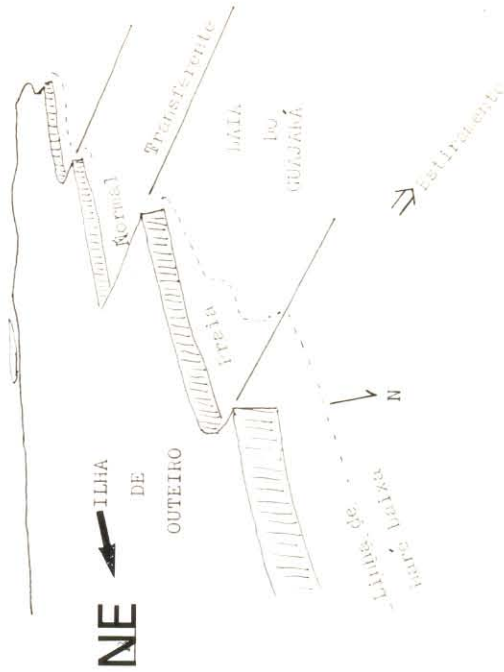
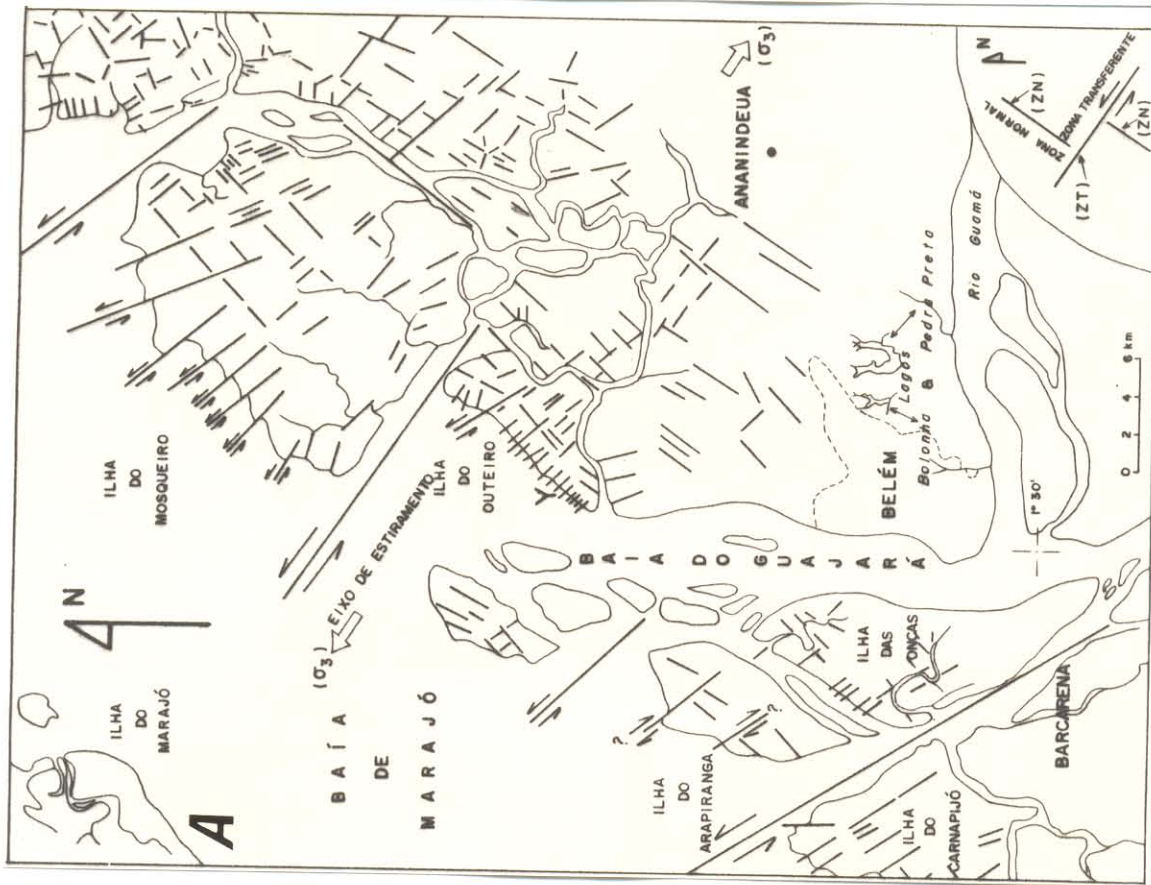


Fig.70. Padrão neotectônico da costa do Estado do Pará, Estuário Guajará. (A) - A direção de estiramento (NW-SE) é bastante diferente daquela da costa litorânea da área estudada (NE-SW), mas as características geomorfológicas e sedimentológicas são semelhantes; (B) - Detalhe aerofotográfico da Ilha de Outeiro (ponto Y do mapa). (Igreja et al, 1990).

5 - EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

5.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

A evolução tectono-sedimentar aqui proposta para o Fanerozóico do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão está fundamentada nos dados de campo, poços, seções sísmicas e análises gravimétricas, parâmetros que possibilitam a montagem do cenário geológico do Fanerozóico em que se desenvolveram os processos sedimentares.

Objetivando estabelecer uma relação coerente com a história geológica regional, a evolução tectono-sedimentar da área estudada está discutida segundo as Eras Paleozóica, Mesozóica e Cenozóica, considerando, ainda, o contexto local, regional e continental. A evolução mesozóica já foi objeto de intensas pesquisas, direcionadas principalmente às bordas das Plataformas do Pará e Ilha de Santana, devido aos estudos da origem do Atlântico Equatorial e das pesquisas de petróleo, entretanto, não houve a necessária correlação com as bacias interiores (p.e. Bacias de Bragança-Viseu e São Luís), o que é abordado neste trabalho.

5.2 EVOLUÇÃO PALEOZÓICA

O quadro geológico regional do início do Paleozóico pode ser analisado em termos de uma extensa malha de zonas de cisalhamento pré-cambrianas, submetida a um longo período de erosão, que proporcionou a exposição dos níveis de rochas dos sistemas tectônicos dúcteis. A ausência das rochas do sistema rúptil (superior) e parte do rúptil-dúctil na região estudada significa a eliminação de um prisma de rochas superior a 7 km de espessura

(Wise et al. 1984).

Os registros da deposição cambro-ordoviciano nas regiões Norte e Nordeste do Brasil estão caracterizados como Formação Benjamin Constant, na Bacia do Solimões (Silva, 1987), Autás-Mirim, na Bacia do Amazonas (Caputo, 1984) e Grupo Jaibaras (Bacia de Jaibaras - Nascimento et al, 1981). Na região estudada, a base da Sequência Piriá-Camiranga (Unidade Peritoró), caracteriza a primeira ingressão marinha paleozóica que, de acordo com as estruturas sedimentares, viria de noroeste, em termos geográficos atuais, ou de nordeste segundo a paleogeografia Cambriana (Fig. 71). Esta transgressão marinha, documentada em todos os continentes (Sloss & Speed, 1974; Cook e Bally, 1975; Hallam, 1977), teve seu pico máximo ao final do Cambriano (520-510 Ma.), quando ocorreu uma grande redução do volume global das bacias oceânicas devido à dispersão continental cambriana (Bond et al, 1984) (Figs. 16 e 71).

O sistema direcional sinistral, provavelmente desenvolvido durante o Paleozóico Inferior, entre a África e o Brasil deve ter causado na área pesquisada, a formação de pelo menos três semigrábens, onde se encontram as rochas da Sequência Piriá-Camiranga. Esses semigrábens apresentam como declive tectônico mais íngreme o lado de direção NNW e o menos íngreme o NNE. Acredita-se que exista uma concordância do atual espessamento da sequência com a configuração original das sub-bacias, devido, grande parte, aos lanços de cavalgamento terem obedecido as primitivas falhas lístricas sindeposicionais.

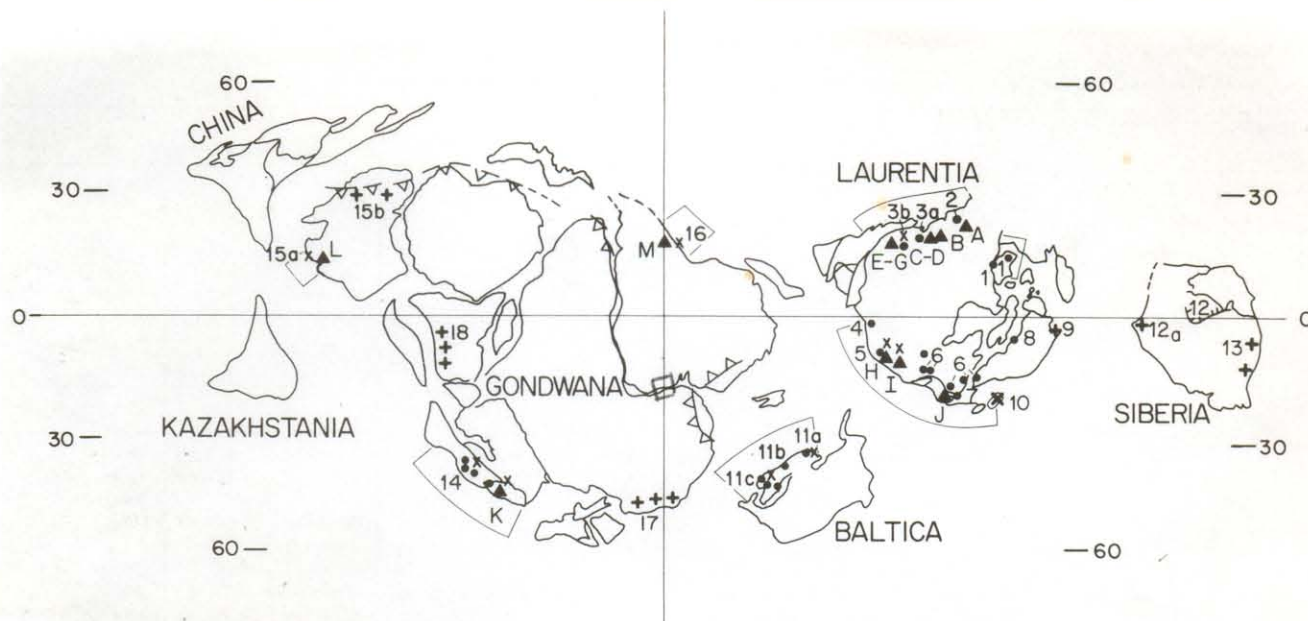


Fig.71. Reconstrução dos continentes no período Cambriano com a localização das idades do evento de rifteamento e fragmentação continental no final do Proterozóico, início do Paleozóico Inferior (625 a 555 Ma.) (segundo Bond et al. 1984).

Observar a posição da área estudada em relação a margem ativa Cambriana, condizente com um sistema direcional sinistral transtensivo no Paleozóico Inferior, que se tornou transpressivo com o fechamento do Atlântico I (Paleozóico Superior) quando da Formação do Pangea.

— Área estudada; Δ/x — Seções estratigráficas/Miogeoclíneos no Proterozóico Superior e Paleozóico Inferior; $\bullet$ — Idades radiométricas; $\blacktriangledown$ — Margens ativas; ∇ — Áreas de fragmentação continental.

Laurentia: 1 = Norte do Canadá — 655–695 Ma. K-Ar; 2 = NW do Canadá — 766–769 Ma. Rb-Sr; 3a = NW dos E.U.A. — 838–929 Ma. K-Ar; 3b = W dos E.U.A. — 580 $\pm$ 7 Ma. Ar-Ar; 3b = W dos E.U.A. — 577,5 $\pm$ 22,5 Ma.; 4 = SE dos E.U.A. — 454 – 567 Ma. Rb-Sr; 5 = Leste dos E.U.A. — 600–700 Ma. Rb-Sr; 5 = Leste dos E.U.A. — 600 $\pm$ 25 Ma.; 6 = Leste de Quebec — 569–579 Ma. K-Ar; 7 = W Nova Zelândia — 595–615 Ma. Ar-Ar; 7 = W Nova Zelândia — 600 $\pm$ 25 Ma.; 8 = W Groelândia — 569–610 Ma. K-Ar; 9 = N da Groelândia — Vendiano — Paleozóico Inferior; 10 = NW da Escócia — Vendiano — Paleozóico Inferior.

Báltica: 11a = N da Escandinávia — 643 $\pm$ 19 Ma. K-Ar; 11b = Centro da Escandinávia — 665 $\pm$ 10 Ma Ar-Ar; 11c = SW da Noruega — Vendiano — Cambriano Inferior.

Sibéria: 12 = Sul — Cambriano Inferior; 12a = Leste — Rifeano Superior — Eopaleozóico; 13 = Oeste — Rifeano Superior — Eopaleozóico.

Gondwana: 14 = Iran e Turquia — 600 Ma.; 14 = Iran e Turquia — 585 $\pm$ 25 Ma.; 15a = N da Austrália — 540–700 Ma.; 15b = E da Austrália — 600 $\pm$ 25 Ma.; 16 = NW da Argentina — 600 $\pm$ 25 Ma.; 17 = N da África — Rifeano Superior — Cambriano Inferior; 18 = Himalaia — Rifeano Superior — Cambriano Inferior.

À princípio, os estratos basais da Sequência Piriá-Camiranga, sobrepostos discordantemente ao embasamento pré-cambriano, ocuparam os baixos tectônicos dos blocos escalonados em "en échelon".

A geração e acumulação dos sedimentos imaturos, presentes nessa sequência, suportam a situação paleogeográfica peripolar da área. O progressivo avanço do continente para a região polar favoreceu a deposição de sedimentos cada vez mais imaturos (textural e composicionalmente), que caracterizam a parte superior da sequência.

Ainda, em decorrência da migração continental, o degelo das zonas mais polares pode ter gerado sistemas flúvio-glaciais que progradaram, afastando a linha de costa, a qual durante o Ordoviciano e parte do Siluriano deve ter oscilado ao longo da borda norte da Zona Móvel Gurupi. Os registros dos ambientes litorâneos nas Unidades Peritoró e Alto Bonito da Sequência Piriá-Camiranga, constituem-se nos elementos que apoiam esta interpretação.

Em toda a faixa litorânea do Atlântico Equatorial, compreendida entre a Foz do Amazonas e a Bacia de Barreirinhas não são conhecidas ocorrências de rochas do Paleozóico Superior. Entretanto, imediatamente ao sul do Arco Ferrer-Urbano Santos esses estratos são comuns (Bacia do Parnaíba). A ausência de sequências sedimentares do Paleozóico Superior na região, ainda requer estudos mais detalhados. Acredita-se, entretanto, que duas hipóteses podem explicar este fato. A mais simples, todavia com deficiência de dados comprobatórios, estaria ligada a um soergui-

mento de toda a região, durante esse período, o que impediria qualquer processo deposicional. Por outro lado, a presença de cavalgamentos, dobramentos e falhas inversas, encontradas na Sequência Piria-Camiranga (Figs. 27, 50, 57, 73), podem indicar uma marcante fase erosiva do final do Paleozóico, ligada ao paroxismo herciniano, que teria removido as seqüências do Paleozóico Superior, presentes nas grandes bacias circunvizinhas (Amazonas, Parnaíba), à área estudada. Deste modo, considera-se que a região NE do Pará e NW do Maranhão tenha sofrido algumas conseqüências dos esforços tectônicos transmitidos a grandes distâncias, provavelmente relacionados à Orogenia Herciniana (Fig. 72).

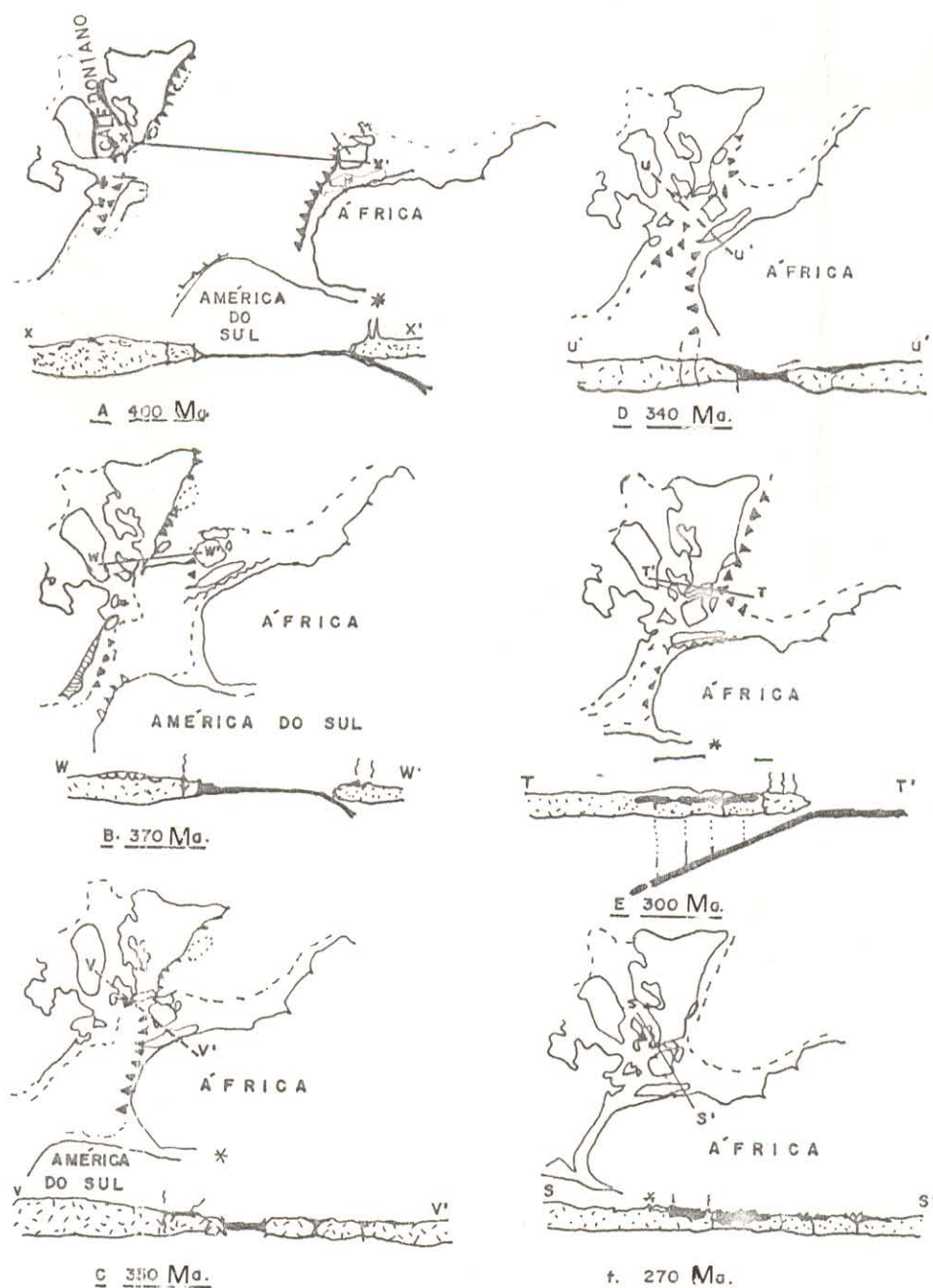


Fig.72. Proposta de reconstrução continental do Siluriano Superior ao Permiano, de Badham e Halls (1975). Observar que a área estudada(*) conservou uma posição geotectônica propícia ao desenvolvimento de um sistema direcional, durante toda a evolução do Sistema Orogênico Herciniano.  - Zona de Subducção;  - Continente/Placa Oceânica; - - - - - Limite externo da Plataforma Continental; x - x' - Perfil Vertical.

Os recentes estudos efetuados pela Petrobrás tem demonstrado a importância dos eventos orogenéticos de borda de placa na evolução tectono-sedimentar das bacias paleozóicas brasileiras.

Na Bacia de Solimões o paroxismo eo-herciniano foi responsável pela geração de importantes discordâncias regionais a partir do Ordoviciano (Brazil, 1989). Goes et al. (1989) ao analisarem preliminarmente os novos dados de sensoriamento remoto, aeromagnetometria, geoquímica de superfície e sísmica, sugerem que a configuração estrutural atual da Bacia do Parnaíba contém elementos tectônicos relacionados à evolução "Herciniana" (Fig. 73).

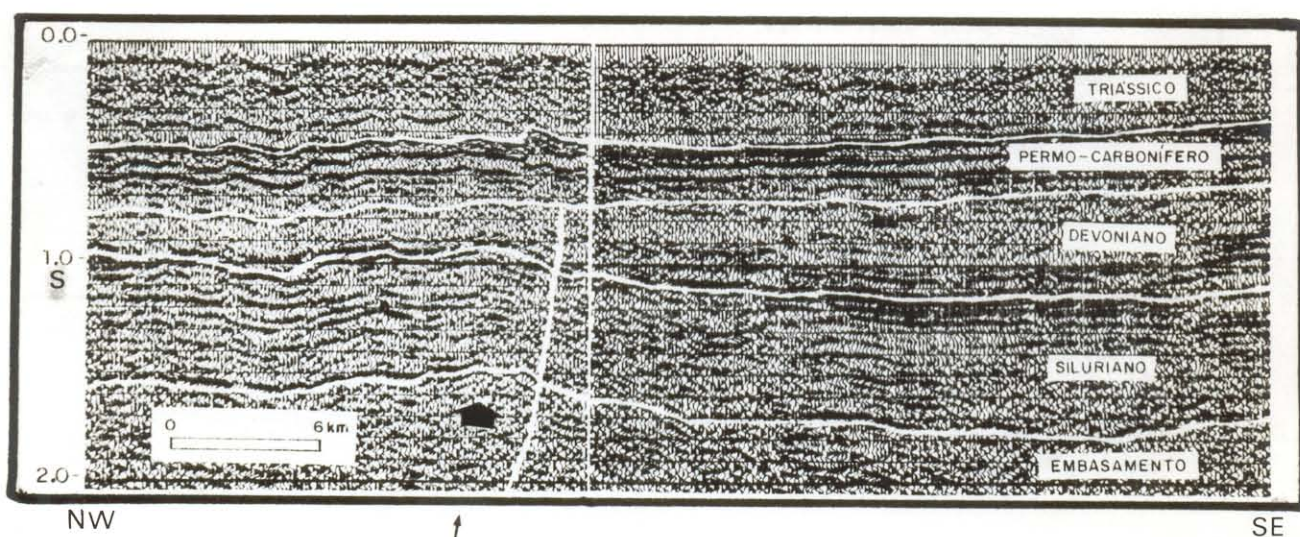


Fig.73. Seção sísmica 218-RL-01 (NW-SE), ao sul da área estudada, após o Arco Ferrer-Urbano Santos, setor norte da Bacia do Parnaíba. O evento tectônico compressivo Eo-Carbonífero foi relacionado à Orogênese Herciniana. (Modificado de Goes et al. 1989); do mesmo modo Brazil (1989) correlacionou as estruturas compressivas na Bacia de Solimões, e na Bacia de Sirte (Líbia), Cavalcanti et al. (1989). A seta indica estruturas compressivas (dobras e falhas inversas); a ocorrência e o adelgaçamento para norte, nos estratos superiores (Devoniano e Permo-Carbonífero), demonstra que o processo tectônico compressivo foi sindeposicional ao Paleozóico Superior.

Os estudos tectono-sedimentares de Cavalcanti et al. (1989) ao norte da África - Bacia de Sirte (Líbia) - demonstram: "as conseqüências da Orogenia Herciniana e da sutura do Pangea, pela emergência dos elementos estruturais caledonianos/hercinianos e a individualização definitiva de suas bacias paleozóicas".

A evolução tectono-sedimentar das bacias paleozóicas do norte da África mostram as mesmas características nos elementos tectônicos, seqüências sedimentares e discordâncias regionais relacionadas à uma cinemática essencialmente direcional (Fig. 74).

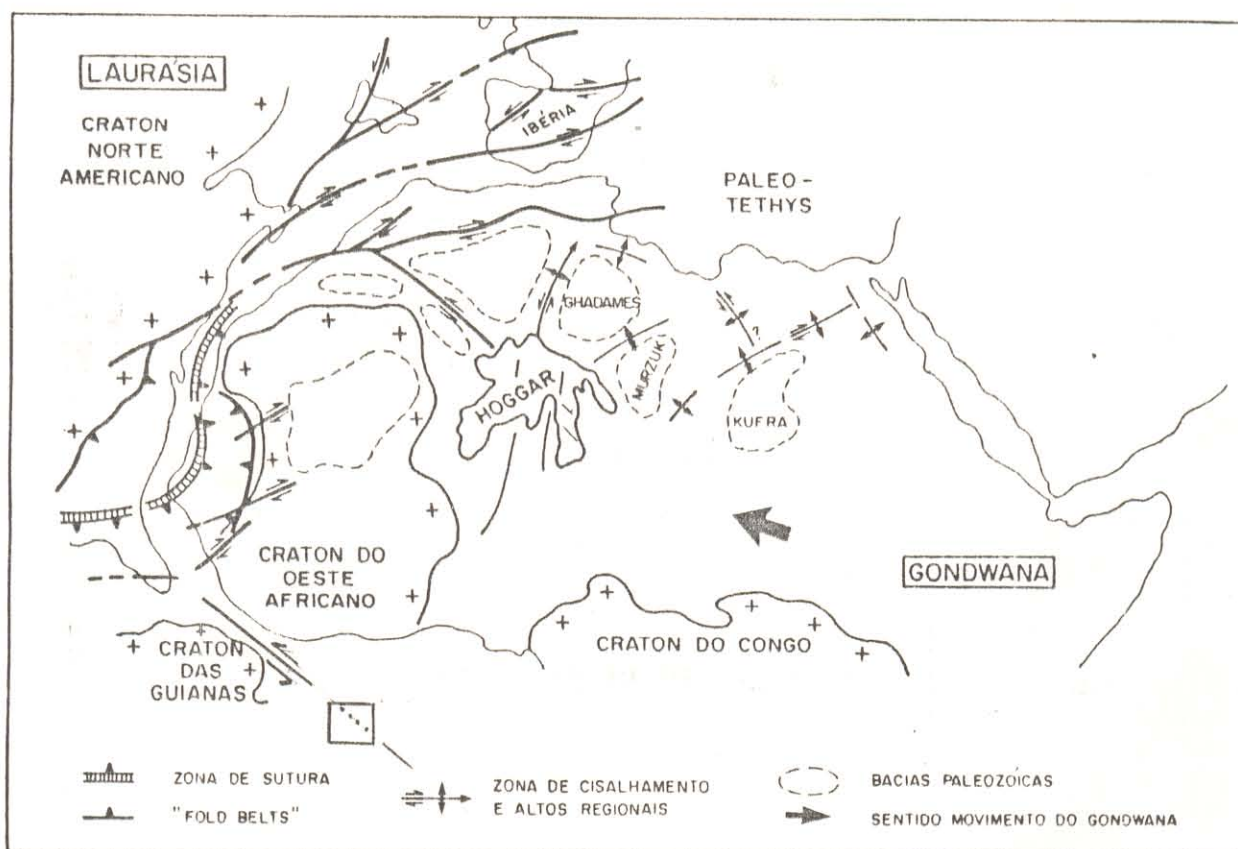


Fig.74. Elementos estruturais "hercinianos" do norte da África. Observar o sentido do movimento do Gondwana, que implicaria num sistema direcional sinistral na relação Cratón das Guianas e Cratón do Oeste Africano. Modificado de Cavalcanti et al. (1989). □ Área estudada.

5.3 Evolução Mesozóica

Acredita-se que os novos dados e interpretações aqui apresentados, mais os trabalhos executados pela Petrobrás nos últimos cinco anos na região, forneçam bases mais consistentes para uma proposta de evolução tectono-sedimentar para o Mesozóico, que considere além das bacias Bragança-Viseu e São Luís, a origem da Margem Atlântica Equatorial. Os trabalhos anteriores, relativos à gênese da margem equatorial, trataram de modo inverso, ou seja, pouca atenção foi dada às peculiaridades das bacias interiores, e num aspecto regional, avaliaram-nas conjuntamente com as demais bacias costeiras.

As bacias sedimentares mesozóicas e cenozóicas da plataforma continental foram objeto de intensos estudos tectono-sedimentares relacionadas com a abertura do Atlântico Equatorial no Mesozóico. Dentre os vários modelos de abertura propostos se destacam: 1) O modelo relacionado às Zonas de Fraturas (Le Pichon e Hayes, 1971); 2) O modelo de rotação anti-horária do continente Africano (Rabinowitz e Labrecque, 1979); 3) modelo de intumescência e fraturamento (Ojeda, 1981); 4) Modelo de cisalhamento (Marinho e Mascle, 1987); 5) Modelo de rotação horária da Placa Sul-Americana (Szatmari et al, 1987); 6) Modelo de transcorrência transtensiva (Caputo, 1988).

5.3.1 Modelo das Zonas de Fraturas

No estudo da reconstrução pré-deriva para o Atlântico Norte, Le Pichon e Hayes (1971) analisaram as feições estruturais de primeira ordem nas Costas Africana e da América do Norte. Os grandes lineamentos das bordas dos continentes foram genética-

mente relacionados às zonas de fraturas, as quais teriam uma atuação determinante nas fases iniciais de abertura do Atlântico Norte (180 Ma.). Estes estudos concordavam com as proposições de Emery et al. (1970), considerando que seria um meio de melhorar o ajuste interplacas, de modo superior a de Bullard et al. (1965).

Le Pichon e Hayes (1971) aplicando a mesma metodologia no Atlântico Equatorial, consideraram as Zonas de Fraturas de São Paulo, Romanche e Chain como as feições diretrizes da evolução tectono-sedimentar da região Norte do Brasil (Fig. 75).

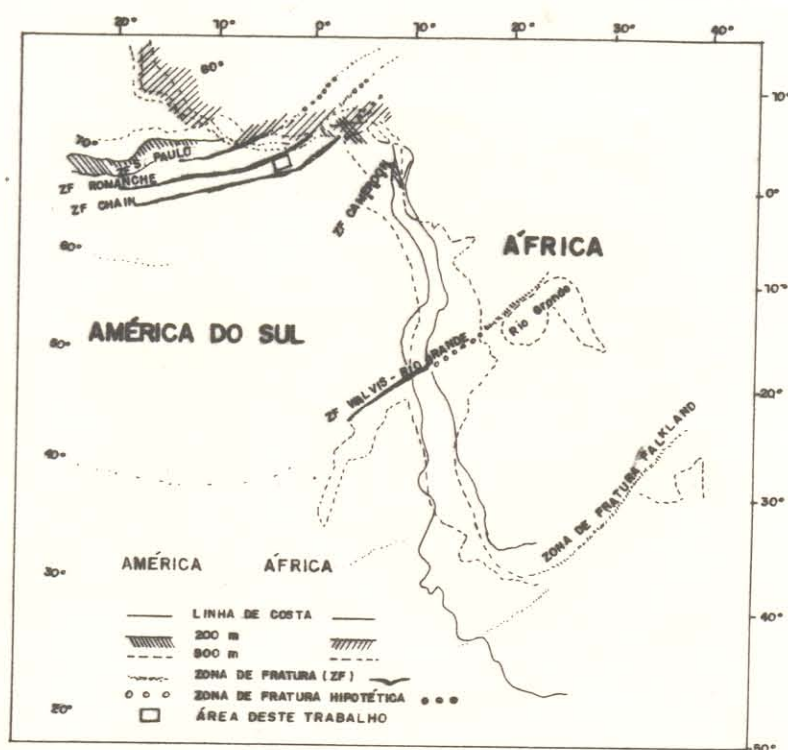


Fig.75. Considerando o modelo de Le Pichon e Hayes (1971) a evolução tectono-sedimentar das regiões nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão estaria diretamente ligada ao desenvolvimento das Zonas de Fraturas São Paulo, Romanche e Chain.

A evolução normal das zonas de fraturas com suas cadeias sísmicas, assísmicas, extenso vulcanismo e prolongamento para o continente, não foram comprovados na região nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão. Deste modo, ainda que não se descarte a importância da Zona de Fraturas Romanche na evolução dos lineamentos da borda externa da Plataforma do Pará e Maranhão, considera-se que sua atuação foi mais de efeito do que de causa na abertura do Atlântico Equatorial.

A situação estrutural das Bacias de Bragança-Viseu e São Luís, em relação às Zonas de Fraturas propostas, deveria refletir-se num preenchimento sedimentar (e ígneo) extremamente complicado, caso estas bacias estivessem delimitadas e/ou fortemente controladas pela evolução daquelas zonas de fraturas, o que não ocorre.

5.3.2 Modelo de Rotação

a) Anti-horária do Continente Africano;

b) Horária da Placa Sul-Americana.

Uma discussão detalhada sobre estes dois modelos foi efetuada por Caputo (1988), denotando de imediato tratar-se de somente um, apenas com variação no referencial.

O modelo de rotação anti-horária do Continente Africano foi proposto por Rabinowitz e Labrecque (1979) para explicar diversas feições estruturais eo e neocretácicas na Venezuela e na Costa da Guiana Francesa. Concordando com aqueles autores, apenas mudando o referencial, Szatmari et al. (1987) propuseram o modelo de rotação horária da placa Sul-Americana para explicar o processo de abertura do Atlântico Equatorial e, consequentemente, as formas romboédricas das bacias costeiras do norte do Brasil, a movimentação dos blocos, incluindo as origens dos Arcos do Guamá, Ferrer - Urbano-Santos, entre outros (Fig. 76).

Dentre as principais inconsistências para aplicação desses modelos na evolução da região destacam-se as seguintes: 1) ausência de grandes rejeitos de falhas inversas devido a esforço compressivo; 2) presença de uma cordilheira de montanhas (ainda que pequena) que justifique uma compressão entre mega-placas (Africana x Sul-Americana); 3) ausência do encurtamento crustal de 100 km, como sugerido por Rabinowitz e Labrecque (1979); 4) a compressão N-S, que gerou o Arco Ferrer segundo Szatimari et al. (1987), deveria formar, consequentemente grandes cavalgamentos com vergência para sul, os quais não estão presentes nas seções sísmicas nem foram mapeados na área estudada;

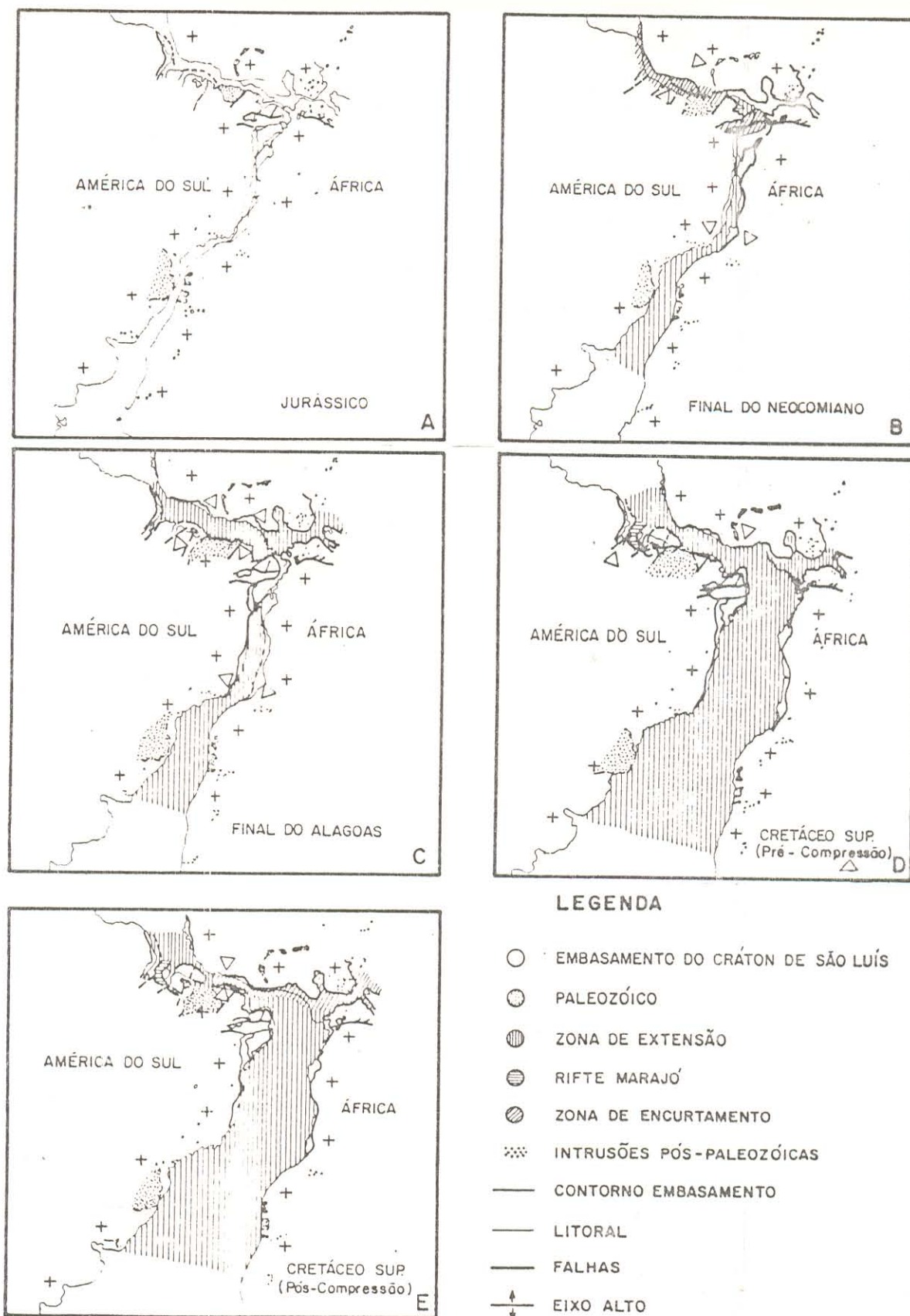


Fig.76. Modelo de rotação horária da placa Sul-Americana segundo Szatmari et al. (1987) para abertura do Atlântico Equatorial.

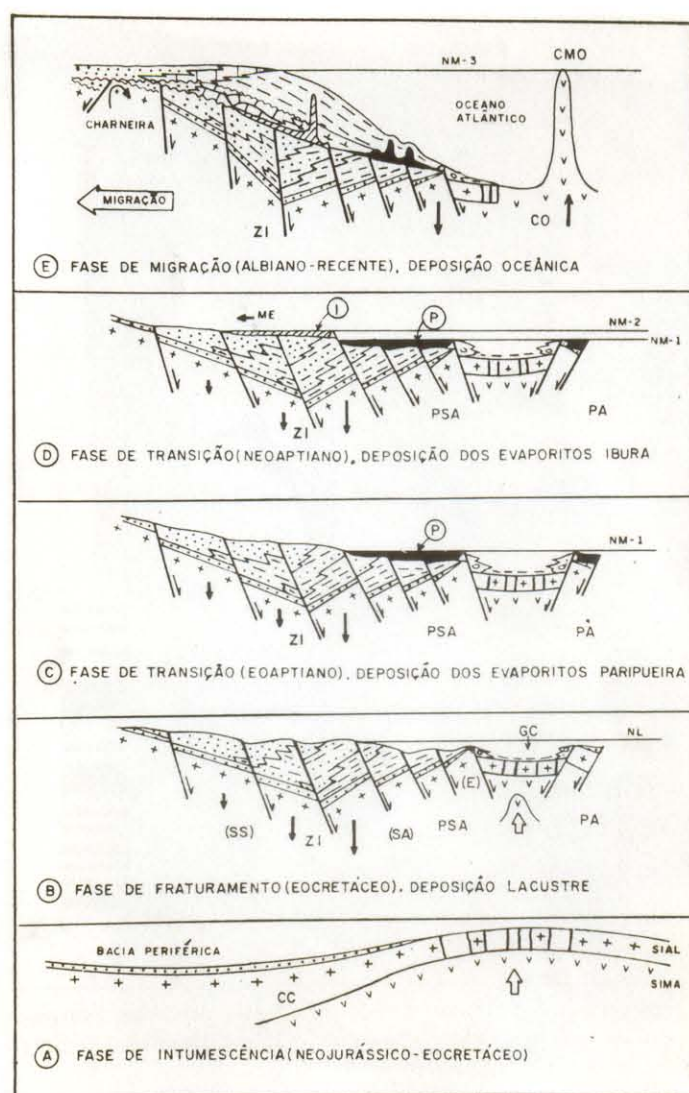
5) a migração tectônica de abertura ("rifting"), a partir de um determinado ponto a oeste da cidade de Fortaleza, não pode ser admitida, pois é evidente um sincronismo estratigráfico entre as unidades deposicionais das bacias; 6) a movimentação lateral dextral transtensional, ocorrida entre Albiano e o Campaniano, ao longo dos lineamentos NW-SE, é possível de ter ocorrido, porém numa dimensão incompatível com uma transcorrência continental, que requer rejeitos muito mais extensos.

5.3.3 Modelo de Intumescência e Fraturamento

Ojeda (1981) a partir de estudos paleogeográficos, paleoambientais, litológicos, paleontológicos e geoquímicos, estabeleceu quatro fases tectono-sedimentares para a origem e evolução da margem continental brasileira: 1) Fase de Intumescência (Jurássico Superior - Cretáceo Inferior), caracterizada por soerguimento crustal, formação de bacias periféricas e deposição de seqüências continentais; 2) Fase "rift" (Neocomiano - Barremiano), desenvolvimento de intensa atividade tafrogênica com formação de um graben simétrico central e sistemas de "rift valley", onde ocorreram deposições de seqüências flúvio-deltáicas e lacustres; 3) Fase Transicional (Aptiano), quando ocorreram dois ciclos evaporíticos; 4) Fase "drift" (Albiano - Recente) com desenvolvimento de charneiras, plataformas rasas, homoclinais extensos com espessas seqüências clásticas e carbonáticas que propiciaram diapirismo de sal e folhelho (Fig. 77).

Fig.77. Modelo de evolução tectono-sedimentar da Margem Continental Brasileira de Ojeda (1981). A intumescência e o fraturamento são pré-requisitos fundamentais na evolução das margens continentais passivas segundo o Modelo de McKenzie (1978), mas que não explica as assimetrias das costas opostas, antigas e atuais.

SS- Sistema de blocos falhados com basculamento sintético; SA- Sistema de blocos falhados com basculamento antitético; E- Alto externo; GC- Gráben central; Z- Zona de inversão; CC- Crosta continental; CO- Crosta oceânica; CMO- Cadeia Meso-Atlântica; PA- Placa Africana; PSA- Placa Sul-Americana; I- Evaporitos; NM- Nível do mar; e ME- Migração de ambientes evaporíticos.



O trabalho de Ojeda (1981), em que pese a abrangência continental, constitui uma síntese coerente com a evolução tectono-sedimentar das bacias marginais brasileiras nos seus aspectos gerais. Os modelos mais recentes de gênese e desenvolvimento de margens continentais passivas (Lister et al., 1986), revelaram, porém, inconsistências do modelo "tradicional" de McKenzie (1978) - intumescência e fraturamento - sobre o qual se baseou Ojeda (1981) (Fig. 78).

O modelo de Lister (op. cit.), baseado em cisalhamento simples e deformação heterogênea, preconiza a assimetria entre as costas opostas e, deste modo, aproxima-se muito mais da realidade geométrica das bacias marginais passivas.

O problema central do estudo da evolução tectono-sedimentar da costa brasileira na região Norte é que, com relação às bacias de Bragança-Viseu e São Luís, estas localizam-se distantes da faixa principal de movimentação tectônica e, por isso, fora da região de influência da falha de descolamento principal ("detachment"). Embora exista um sincronismo tectono-sedimentar entre as bacias, as unidades e mesmo as seqüências sedimentares são diferentes daquelas geradas na zona principal de movimentação tectônica.

Características peculiares das bacias de Bragança-Viseu e São Luís já foram tratadas anteriormente nos capítulos de estratigrafia e tectônica. Aspectos complementares sobre a evolução tectono-sedimentar serão desenvolvidos no item do modelo proposto para a área estudada.

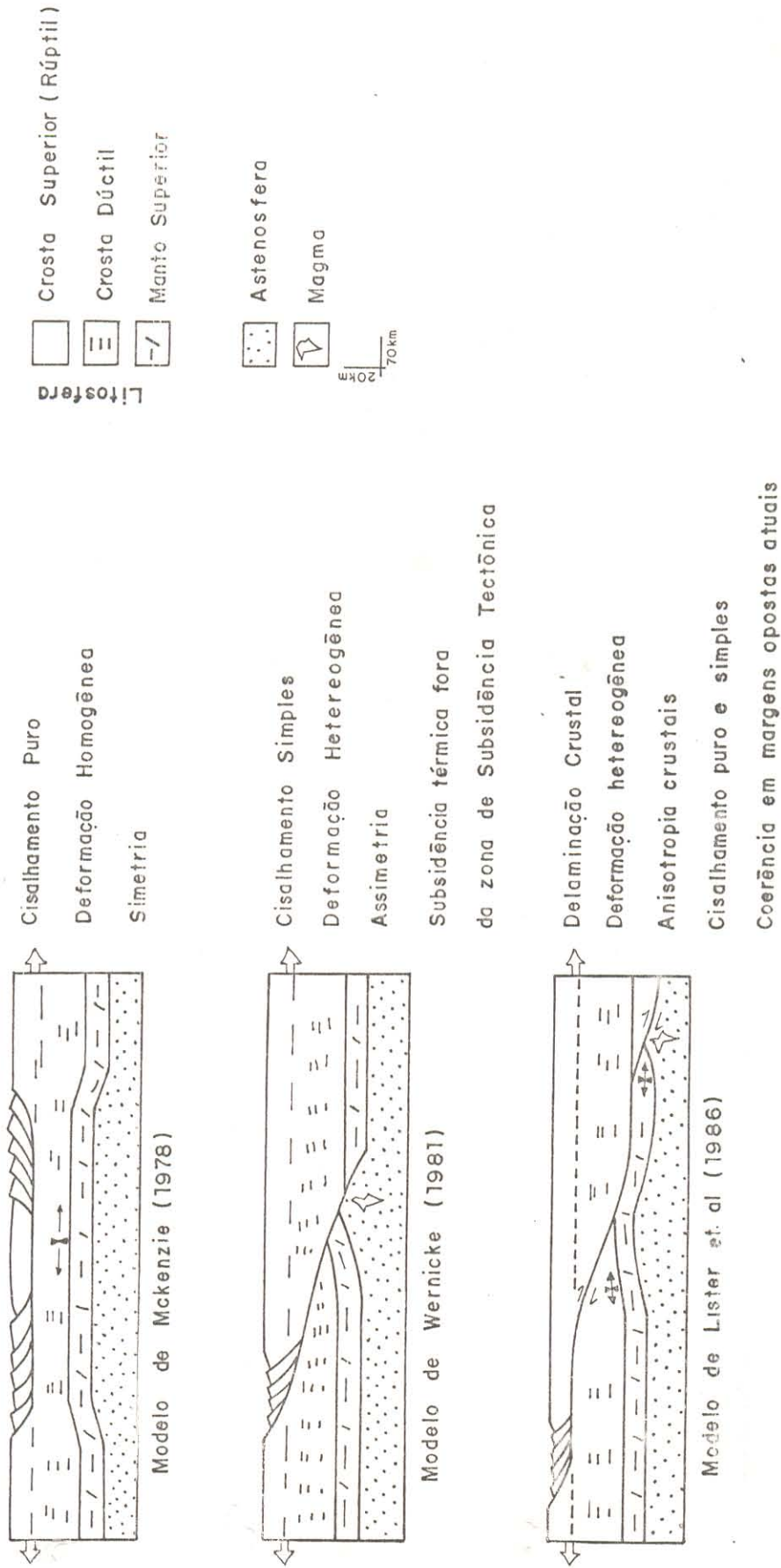


Fig.78. Modelos de evolução geotectônica de margens continentais passivas. Observar que a simetria, a deformação homogênea e o cisalhamento puro incluem processos e consequências contestadas por diversos autores, por não responderem pelos mecanismos e configurações antigas e atuais da crosta e das costas continentais.

5.3.4 Modelo de Cisalhamento

O modelo de cisalhamento proposto por Marinho e Mascle (1987) para a abertura do Atlântico Equatorial, é aqui considerado como um detalhamento do Modelo de Le Pichon e Hayes (1971), destacando a atividade tectônica da Zona de Fratura da Guiné.

A figura 79 sintetiza as quatro etapas principais da evolução do Atlântico Equatorial, conforme a proposição de Marinho e Mascle (op. cit.), a qual será discorrida a seguir:

No início do Cretáceo ocorreu uma abertura precoce no Atlântico Central, margeada pela região Guiné-Demerara, cujos dados geológicos e geofísicos confirmaram sua conexão anterior (Mesojurássico - 175 Ma.), com a parte oeste da Flórida.

Os primeiros movimentos cisalhantes no Atlântico Equatorial, provavelmente durante o Barremiano (116 Ma.), atingiram a região Guiné-Demerara - Flórida, a qual começou a se dividir. O progresso da movimentação promoveu o deslizamento do platô de Demerara, ao longo da Zona de Fratura da Guiné, gerou um sistema complexo de falhas profundas em ambas as margens continentais e permitiu um abundante magmatismo.

Os movimentos transcorrentes e oblíquos ao eixo do Atlântico favoreceram a divergência para oeste da margem do platô de Demerara, que progressivamente se afastou da margem continental da Serra Leoa (África).

No final do Albiano e início do Cenomaniano (100 Ma.), com a expansão do Atlântico Sul, teve início a formação do assoalho oceânico entre Demerara e Guiné, ocorrendo o relaxamento das tensões cisalhantes e a diminuição (ou estacionamento) das ati-



Fig.79. Modelo de cisalhamento (Marinho e Mascle, 1987) para abertura do Atlântico Equatorial. Aqui considerado um detalhamento do Modelo de Zonas de Fraturas de Le Pichon e Hayes (1971), aplicado na Zona de Fratura da Guiné. Foram consideradas 4 etapas evolutivas principais: (A) - Neocomiano (135 Ma.) - Abertura inicial do Atlântico Central. (B) - Barremiano (116 Ma.) - Primeiros movimentos cisalhantes na Região Guiné/Demerara - Flórida. (C) - Cenomaniano (100 Ma.) - Formação do assoalho oceânico entre Demerara e Guiné. (D) - Santoniano (80 Ma.) - Subsidência no setor ocidental e erosão no setor meridional da Margem Continental da Guiné. ○ Área deste trabalho; // Cadeia médio-oceânica e Zona de fratura.

vidades tectônicas.

Desde o Santoniano (80 Ma.), a margem continental da Guiné tem sido submetida apenas à subsidência no setor ocidental (progradações e deslizamentos) e, principalmente, erosão na extremidade meridional.

Observa-se que as forças cisalhantes do modelo de Marinho e Mascle (1987) equivalem às forças de restrições intrazonas de fraturas devido aos contornos irregulares das placas no modelo de Le Pichon e Hayes (1971).

As direções estruturais deste modelo, à semelhança dos demais, são compatíveis com as encontradas na região estudada. As quatro etapas apresentadas divergem muito pouco daquelas estabelecidas por Ojeda (1981), confirmando, assim, o sincronismo tectono-sedimentar. Entretanto, a direção de migração tectônica, de sul para norte, discorda frontalmente com as estabelecidas por Szatmari et al. (1987) (bipolar - a partir de oeste da cidade de Fortaleza).

5.3.5 Modelo de Transcorrência Transtensiva

O modelo de transcorrência transtensiva para a fase inicial (Neojurássico - Eocretáceo) da abertura do Atlântico Equatorial, foi defendido por Caputo (1988). Este modelo baseia-se na afirmativa de que o "rift" de Benuê originou-se com a bipartição da Placa Africana, cuja porção meridional rotacionou 80° no sentido anti-horário, sendo que no final da deposição dos sedimentos eocretácicos, cessou a abertura do "rift", iniciando-se (Albiano - 108 Ma.) a separação da América do Sul do Continente Africano.

O modelo de transcorrência encontra muitos argumentos favoráveis nos trabalhos de Zalan (1984) e Zalan e Warne (1985), na Bacia do Ceará.

Os efeitos da movimentação horizontal são facilmente observáveis nas Bacias de Bragança-Viseu e São Luís, entretanto, as dimensões dos rejeitos são muito pequenas para justificar deslocamentos transcorrentes que correspondam à um processo de magnitude continental como a separação da África e América do Sul. A distância destas bacias da zona principal de tectonismo direcional parece ter diminuindo seus efeitos. Por outro lado, a posição posterior à plataforma continental também contribuiu para a atenuação daquela fase tectônica.

5.3.6 Modelo de Distensão Oblíqua (proposto)

Os estudos da evolução das margens passivas progrediram extraordinariamente nesses últimos cinco anos. O modelo aqui proposto está baseado fundamentalmente nos processos tectônicos iniciais de abertura continental estabelecidos por Wernicke (1981) e Coward (1986), nos modelos de "rifteamento" de Scott e Rosendahl (1989), nos princípios da evolução estrutural para bacias extensionais marginais de Gibbs (1984) e, também, no modelo geométrico para os processos extensionais na crosta superior de Lister e Davis (1989).

A nova visão tectono-sedimentar de bacias relacionadas ou não a uma margem passiva, está fundamentada, principalmente, na história do estiramento como fator diretor, implicando não só na origem da bacia como também nas características dos prismas sedimentares e no empilhamento estratigráfico como um todo. Com o

conhecimento de que uma litosfera estirada 100% (fator de estiramento $\beta = 2$) resulta numa seção estratigráfica completa, (Lyster et al. 1986) ou seja, um prisma sedimentar relacionado à fase de "rift" ativo e outro ligado à fase termal ("rift" passivo), é possível a proposição de um modelo que reúna dentro de um mesmo processo evolutivo extensas áreas de margens passivas das placas. A subsidência da fase "rift" ativo (tectônica "violenta", considerada linear) difere da subsidência da fase de "rift" passivo (tectônica mais lenta, considerada exponencial), e os produtos sedimentares de ambas podem ser influenciados pelas variações do nível do mar como acontece nas bacias marginais. Para se efetuar uma avaliação dos processos tectono-sedimentares, num determinado tempo de uma margem passiva, deve-se analisar a subsidência (ativa/passiva ou tectônica/termal) em combinação com a variação eustática do nível do mar, no decorrer do tempo geológico. Grande parte desses estudos, para as seqüências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira já foram efetuados por Chang e Kowsmann (1987).

A evolução tectônica, o clima e o sistema deposicional são fatores fundamentais nas características estratigráficas e sedimentares de qualquer bacia. Nas bacias mesozóicas brasileiras, a ocorrência de sedimentos evaporíticos e carbonáticos demonstra que estas foram fortemente influenciadas por fatores ambientais e climáticos, porém, no caso dos sedimentos clásticos, estes fatores podem ser considerados menos importantes que a evolução tectônica. Ao se analisar conjuntamente a subsidência composta (subsidência tectônica e variação eustática do nível do mar) e

a paleogeografia (fator principal na deposição dos sedimentos químicos), é possível prever-se o tipo de sequência estratigráfica, ambiente deposicional, as características sedimentológicas e, inclusive, a paleobatimetria de um determinado nível cronoestratigráfico (Fig. 80).

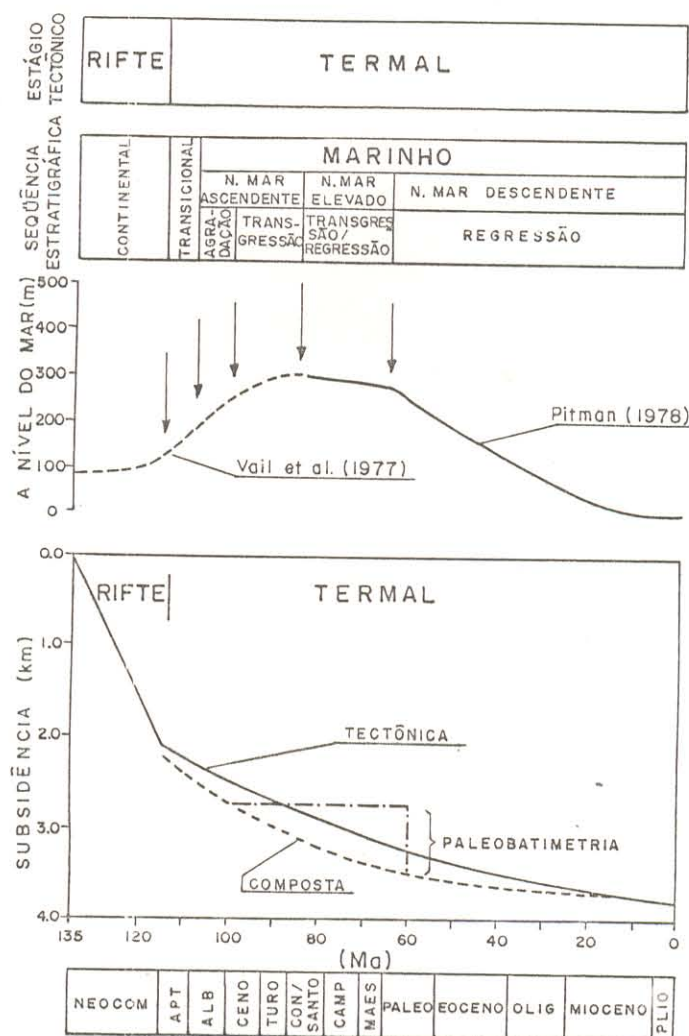


Fig.80. Curvas de subsidência e de variação eustática do nível do mar e suas relações com as sequências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira (Chang e Kowsmann, 1987). Devido ao sincronismo no processo de estiramento crustal no Atlântico Equatorial, em particular, com as bacias da Foz do Amazonas e Pará-Maranhão, a evolução tectono-sedimentar das bacias de Bragança-Viseu e São Luís, podem ser correlacionadas com os eventos maiores, embora ocorram alguns processos peculiares em consequência de suas localizações paleogeográficas.

No caso das bacias de Bragança-Viseu e São Luís, o posicionamento intraplaca e a influência do estiramento crustal foram determinantes, na deposição das seqüências sedimentares. Desta forma, a análise das características sedimentológicas e estratigráficas pode ser simplificada por não haver grandes restrições e/ou influências de ordem climática e ambiental. As seqüências mesozóicas dessas bacias são quase exclusivamente clásticas, e esses fatores influenciaram apenas na distribuição de fácies e na composição mineralógica.

O estágio inicial de abertura do Atlântico Equatorial ocorreu posteriormente a formação da parte sul do Atlântico Norte (Bacia Orange - Costa Ocidental da África, 190-160 Ma., Scrutton, 1973). Durante o período compreendido entre o Mesozóico e o Aptiano (160-113 Ma.), o Atlântico Equatorial deve ter adquirido a configuração de uma depressão relativamente larga com a extensão maior na direção WNW-ESE, reflexo do estiramento e adelgaçamento inicial da crosta na região. Devido as inclinações tectônicas das falhas mestras (NW), os padrões deposicionais das Bacias de Bragança-Viseu e São Luís devem ter sido regidos por um sistema flúvio-lacustre lateral (de alto e baixo gradiente) acompanhado da preponderância de um sistema de transporte fluvial axial.

O sistema lateral desenvolveu-se na direção NE e SW com tendência a ser perpendicular à direção da falha principal. No sistema lateral de baixo ângulo (declive tectônico), as seqüências dominantes são de granodecrescência ascendente como reflexo de uma drenagem em regime de curso anastomosado. São Comuns are-

nitos com estratificação cruzada de médio porte associadas à migração de barras no sistema fluvial. No sistema lateral de alto ângulo, do lado mais íngreme dos blocos, desenvolveram-se leques aluviais com granodecrescência descendente. Neste último sistema predominam os conglomerados, a imbricação, estratificações cruzadas de grande e médio portes, com razão areia/argila superior as taxas do lado oposto.

Os canais que sustentaram os sistemas laterais se desenvolveram nas falhas transferentes (NE-SW). Os poços, a sismoestratigrafia e a paleogeografia (Parrish et al., 1982 e Borges et al., 1990) indicam uma predominância dos sistemas fluviais anastomosados, que caracterizam a base da Sequência Itapecuru Inferior, não aflorantes, mas, provavelmente, similares aqueles da Unidade Barreiras (Fig. 81).

O progresso do estiramento deve ter propiciado o desenvolvimento de um gráben assimétrico, composto por blocos de falhas que se inclinariam conforme a disposição da falha de descolamento ("detachment") para SW (Margem brasileira) ou para NE (Margem africana). A borda original do sistema de falhas deve ter começado a dividir a região de subsidência contínua da região de soerguimento, devendo ser alternadas por uma falha transferente, função da rotação conforme o desenvolvimento da falha de descolamento (placa superior x placa inferior - Lister e Davis, 1989) (Fig. 82a). Neste estágio, a subsidência seria distribuída mais ou menos equalitariamente em função do número de falhas que definiriam os blocos basculados. As regiões de eixos de subsidência (direção principal NW) tenderiam a alternarem-se para norte



Fig.81. Sistema de leques aluviais típicos da Sequência Pirabas-Barreiras, peculiar da borda de bacia com alto gradiente tectônico. Margem sul da Bacia de Bragança-Viçeu, km 220 da rodovia BR-316. (A) - Seção transversal do leque mostrando o paralelismo das camadas do sistema prográdante, resultando no tipo divergente de padrão de configuração sísmica (interior da bacia), revelando clinoformes oblíquos paralelos que significam o basculamento progressivo do substrato da bacia. (B) - Detalhe do afloramento, destacando as truncações erosionais de borda; e uma estrutura em flor negativa numa pequena falha transferente, revelando o tectonismo sindeposicional.

e para sul, inclusive para além da calha estirada inicial. Isto originaria megablocos falhados, na África, correspondendo a semigrábens para sul, atingindo áreas além do Arco Ferrer - Urbano Santos, já dentro da Bacia Paleozóica do Parnaíba. Neste caso, a estratigrafia é caracterizada por prismas em estilo de cunhas clásticas, resultantes das deposições fluviais que migrariam de ambos os lados dos semigrábens (Fig. 82b).

As discordâncias angulares indicam um deslocamento rotacional abrupto dos blocos e o período de grande desenvolvimento dos "detachments", cortando a primitiva calha estirada. Em alguns blocos da Bacia de São Luís, em função do maior estiramento e de grandes anteparos ("Montanhas ante-rift" - Scott e Rosendahl, 1989), resultantes dos blocos rotacionados, existem registros de sedimentação lacustre, considerando a presença de camadas de pelíticos com microlaminação horizontal na Sequência Itapecuru Inferior.

No período do Barremiano ao Albiano (118-110 Ma.), o registro deposicional das bacias do Atlântico Equatorial é caracterizado pelas primeiras incursões do mar. No esquema evolutivo de Scott e Rosendahl (op. cit.), a ativação deste estágio se inicia com a diminuição da subsidência ao longo da borda original do sistema primitivo de falhas (BOSF - Fig. 83). A geometria revela um pseudograben inteiro com um alto axial. A região central pode tornar-se um bloco livre. A atividade tectônica desse estágio cria uma nova geração de falhas no prisma sedimentar que se encontra em discordância angular com o anterior. Esta proposta é válida para a região pesquisada considerando a Plataforma Conti-

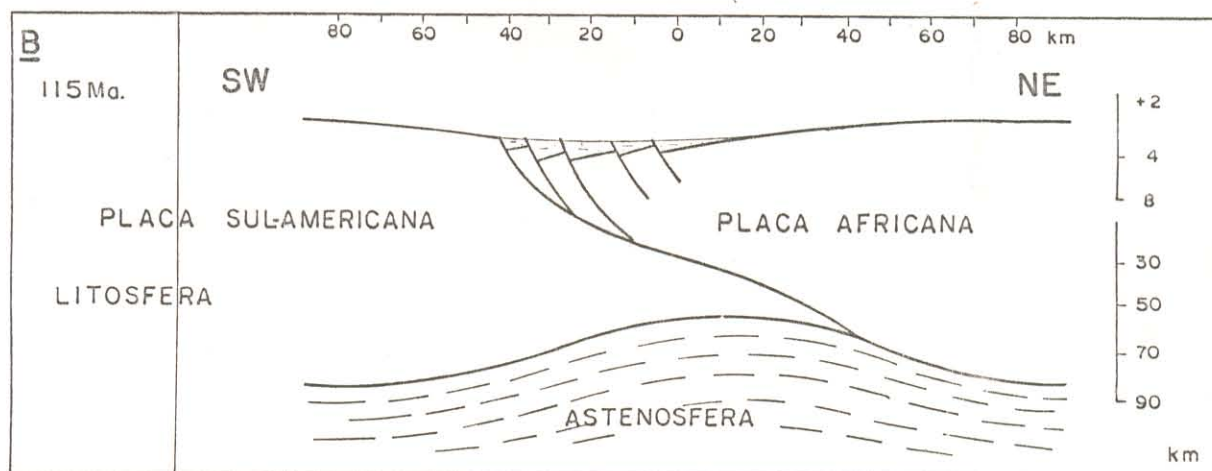
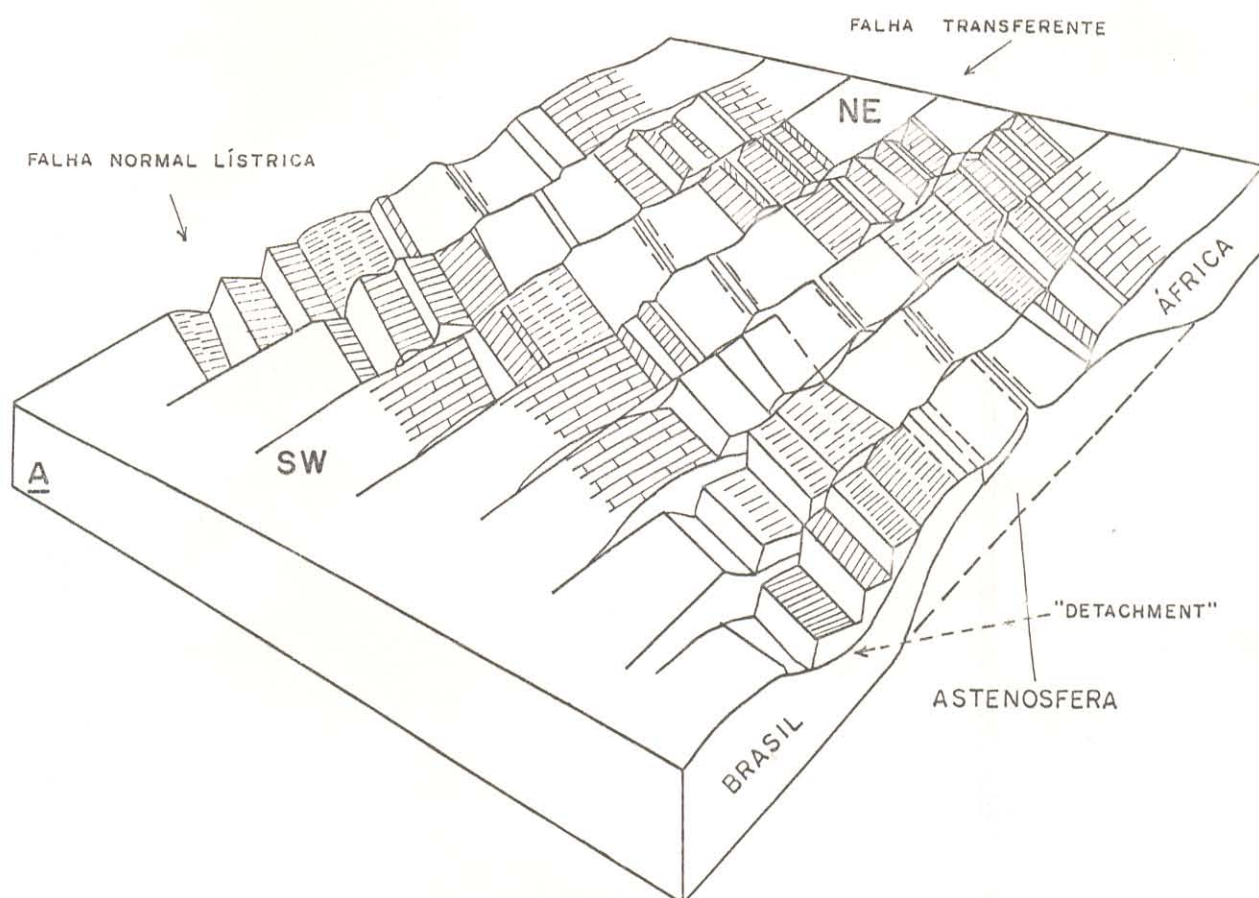


Fig.82. (A)- Modelo de desenvolvimento da costa equatorial em distensão oblíqua, baseado na vergência alternada e complementar das falhas de descolamento ("detachment") de Lister e Davis (1989). (B)- Fase inicial de estiramento na separação das Placas Sul-Americana e Africana no tempo da deposição da Sequência Itapecuru Inferior (Cretáceo Inferior).

nental como uma microplaca ou um platô marginal (segundo a evolução das margens continentais passivas de Lister et al. 1986). A sequência Itapecuru Superior mostra alterações na atividade tectônica nas bacias de Bragança-Viseu e São Luís, principalmente nas vizinhanças da zona compartimental ou tectonodivisor do Gurupi (Igreja, 1985), o qual se prolonga para norte, segmentando a Microplaca de Ilha de Santana e bipartindo a Bacia Pará-Maranhão.

Os padrões deposicionais na Sequência Itapecuru Superior, são essencialmente uma continuação do anterior. Entretanto, é de se esperar importantes mudanças nas regiões externas à Microplaca de Ilha de Santana e, também, naquelas bacias em que as taxas de estiramento foram superiores as das Bacias Bragança-Viseu e São Luís (Fig. 83).

No Cretáceo Superior, admite-se que durante o processo evolutivo ocorreu a predominância do sistema de transporte flúvio-lacustre axial, com uma potência superior ao sistema lateral, obedecendo aproximadamente a direção E-W (Fig. 84).

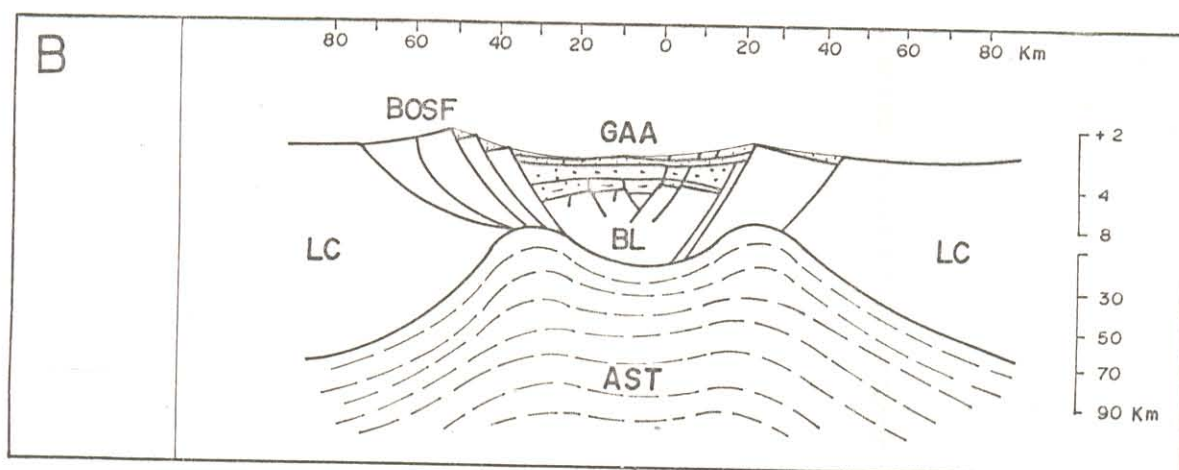
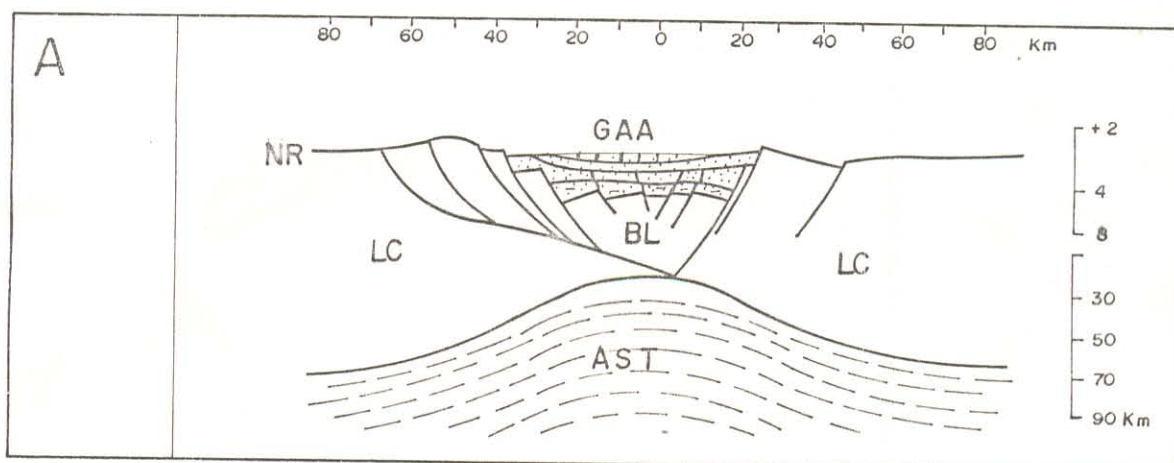


Fig.83. Modelo de evolução tectono-sedimentar para o Atlântico Equatorial no Albiano (A) (105 Ma.) e no Cenomaniano (B) (94 Ma.). Idades baseadas na litoestratigrafia da Bacia Pará-Maranhão de Cainelli et al. (1985). NR- Nível de referência; BOSF- Borda original do Sistema de Falha; GAA- Gráben aparentemente assoreado; BL- Bloco livre; LC- Litosfera continental; AST- Astenosfera.

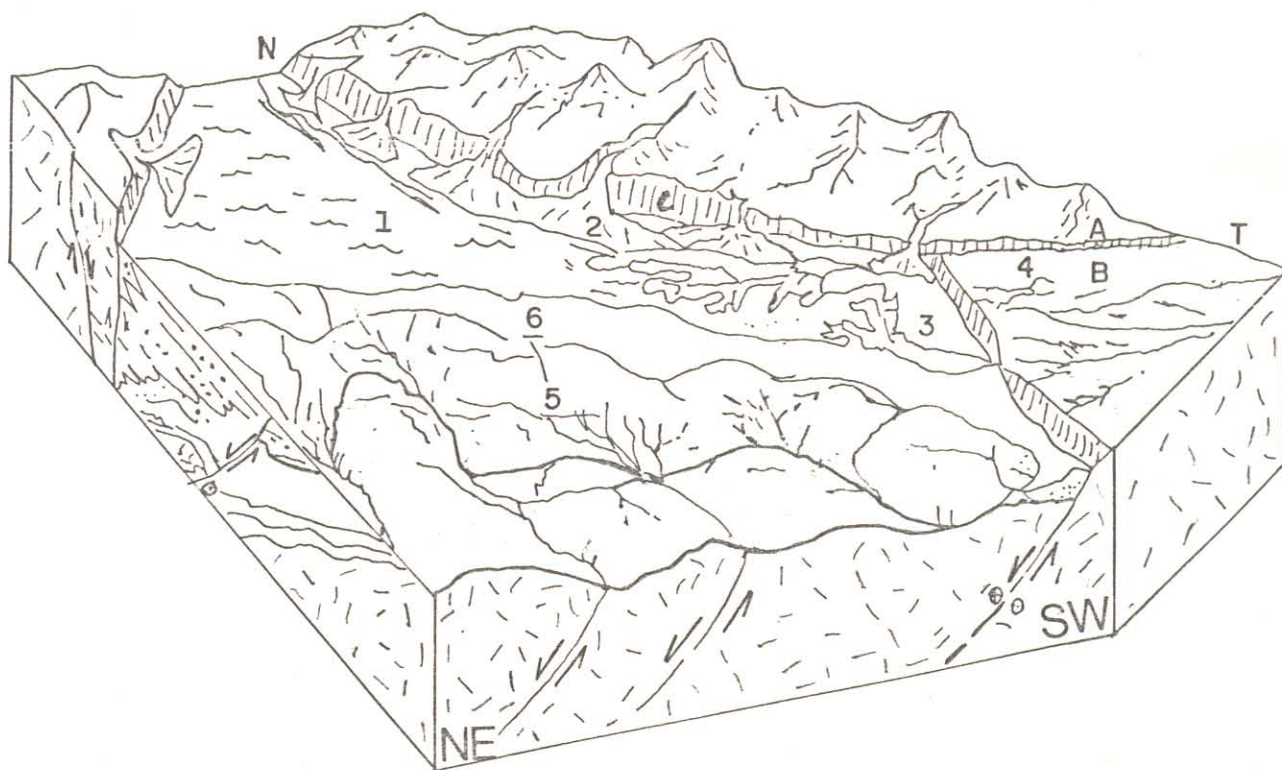


Fig.84. Modelo tectono-sedimentar para as seqüências Itapecuru Inferior e Itapecuru Superior. Não foi considerada a discordância Neoaptiana (107 Ma.) devido os sistemas deposicionais terem sido essencialmente os mesmos, embora os leques alongados (mais argilosos) predominem na unidade Superior. O período de peneplanização durante o Albiano e Cenomaniano coincide com o início da subsidência termal e as primeiras ingressões marinhas no extremo nordeste da Bacia de São Luís. Baseado em Hooke (1972) e Bridge e Leeder. (1979). 1- Lago; 2- Leque aluvial; 3- Leque alongado; 4- Vale fluvial; 5- Leque deltaico proximal; 6- Leque deltaico distal. A- Bloco alto de falha; B- Bloco baixo de falha; C- Escarpa de falha; N- Falha normal; T- Falha transferente.

Ojeda (1981) denominou de protoceânico esse estágio das bacias marginais brasileiras e as demais fronteiriças, atualmente emersas. As principais unidades estratigráficas diagnósticas dessa fase, no desenvolvimento do Atlântico Equatorial são a Formação Açu, na Bacia do Ceará, Formação Santana na Bacia de Araripe, e Formação Codó na Bacia do Parnaíba. Scott e Rosendahl (1989) denominam esse estágio de bacia oceânica juvenil, o qual é caracterizado por um conjunto de bacias simultaneamente ativas e separadas por blocos livres. Um bloco central poderia se tornar completamente isolado, formando uma microplaca, provavelmente soerguida, separada por falhas transformantes. Essa microplaca estaria, ainda, passível de nova deformação, erosão e re-trabalhamento da pilha sedimentar.

Essas proposições são válidas para as regiões nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão, considerando a microplaca de Ilha de Santana como o "bloco livre", delimitado pelas zonas de fratura Romanche (ao norte) e Chain (ao sul). As bacias de Bragança-Viseu e São Luís não apresentam as seções evaporíticas características desse estágio, porém, não podem ser descartadas ocorrências para NW, em direção a Foz do Amazonas e para NE, possivelmente nas proximidades do Gráben de Turiaçu.

O Atlântico Equatorial, a partir do final do Albiano (± 110 Ma.), deve ter expandido-se, progressivamente, com a deriva continental América do Sul x África, uma vez que todas as bacias marginais do norte e nordeste do Brasil registram processos sedimentares predominantemente marinhos Ojeda (1981) denominou este estágio de Fase Oceânica, e Scott e Rosendahl (1989) de Sis-

tema de Espalhamento Evoluido. A expansão do Atlântico Equatorial prosseguiu através da abertura crescente de um conjunto de bacias oceânicas juvenis, podendo ter ocorrido, consequentemente, a permanência das bacias Bragança-Viseu e São Luís sob condições intraplaca.

Estas bacias devem ter permanecido ativas até o Santoniano ($\pm 87,5$ Ma.), a partir de quando sofreram assoreamento e passaram a ser submetidas, conjuntamente, a um soerguimento lento e contínuo, resultado do ajustamento geostático da borda continental, o qual pode ser associado, ainda, à grande regressão marinha do final do Cretáceo. O comportamento "de continente" da região estudada, a partir do início do Santoniano(?), preconiza a ocorrência de bacias com prismas sedimentares espessos, sobrepostos a um embasamento resultante de uma litosfera acrecionada.

Desta maneira, admite-se que a Plataforma Continental adjacente assumiu o comportamento de um "fragmento flutuante" comportando estruturas "rift" e, dependendo das oscilações a que foi submetida, uma geradora de importantes estruturas tectônicas (Fig. 85).

A obliquidade existente entre as direções das falhas mestras (NW-SE) e as falhas de transferência principais (NE-SW), é considerada aqui com a principal responsável pela compartimentação tectônica em blocos rômnicos com os eixos de estiramento atuando preferencialmente na direção ENE, a qual suporta o modelo de distensão oblíqua proposto. A configuração deste modelo também pode ser aplicada para as outras bacias e sub-bacias, da margem equatorial brasileira, demonstrando a importância dos li-

neamentos pré-cambrianos que originalmente deram forma aos blocos do embasamento cristalino.

O desenvolvimento das falhas de transferências (NE-SW), durante as fases de preenchimento das bacias, pode ser considerado como um dos elementos responsáveis por mudanças faciológicas importantes inter e intrabacinais.

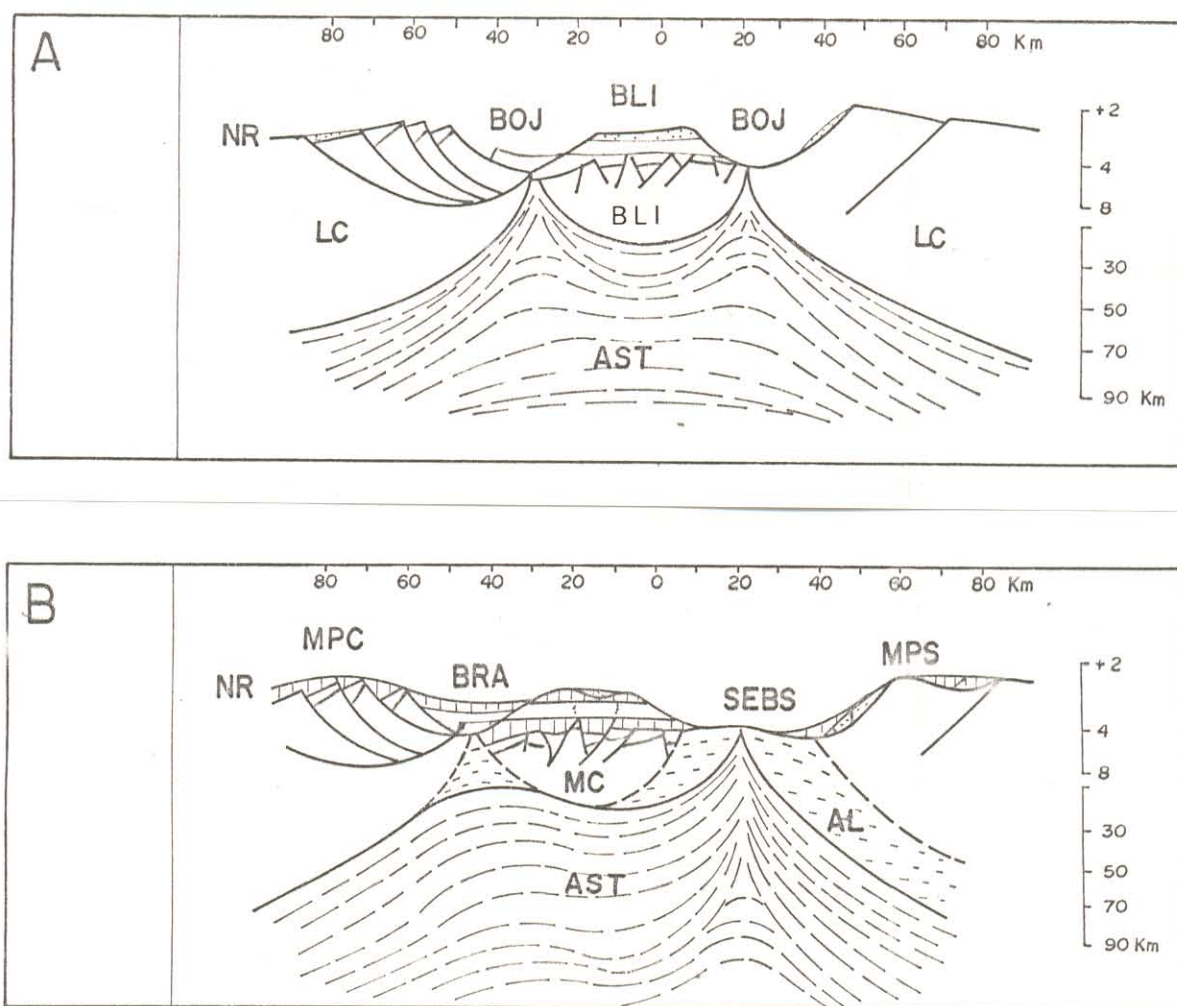


Fig.85. Modelo tectono-sedimentar para o Atlântico Equatorial no Turoniano (A) (91 Ma.) e Santoniano (B) (83 Ma.). NR- Nível de referência; BOJ- Bacia oceânica juvenil; BLI- Bloco livre isolado; LC- Litosfera continental; AST- Astenosfera; MPC- Margem passiva complexa; MPS- Margem passiva simples; BRA- Bacia "rift" abandonado; MC- Microcontinente; SEBS- Sistema de espalhamento bem-sucedido; AL- Litosfera acrescida.

5.4 Evolução Cenozóica

A movimentação epirogênica positiva do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão, evidenciada pela regressão marinha a partir do Santoniano (Pitman, 1978), é considerada como promotora de um período erosional com duração aproximada de 58 Ma., que abrangeu todo o Paleogeno.

Um fenômeno contemporâneo muito importante dessa fase, registrado na plataforma continental, foi o magmatismo intrusivo-efusivo félsico, representado por vulcanitos nos Altos do Atlântico e do Ceará, que de acordo com Zalan e Warne (1985) parecem indicar a extensão continental da Zona de Fratura Romanche.

Sial (1976a), ao estudar os centros de intrusões e emissões vulcânicas na Bacia Potiguar, relacionou esse magmatismo ao alinhamento Macau-Queimadas (posição submeridiana). Os estudos efetuados por esse autor levaram-no a admitir a possibilidade de que as zonas de fraqueza, por onde fluíram os magmas mantélicos, teriam se formado na borda do continente, em consequência do "drift" da Placa Sul-Americana para oeste.

Almeida et al. (1988) ao afirmar que esse magmatismo não apresenta "quaisquer relações aparente com as estruturas pré-cambrianas", considera que a mudança da velocidade de espalhamento do assoalho oceânico, concomitantemente com a Orogenia Andina, poderia ser responsável por reajustamentos na Placa Sul-Americana e, aí sim, originar as atividades magmáticas registradas.

Assim, a transgressão marinha miocênica, o magmatismo paleogênico e a reativação de lineamentos mesozóicos no Brasil po-

dem ser considerados como reflexos importantes dessa Orogenia.

Deste modo, o ápice da Orogenia Andina, as mudanças nas direção e velocidade de expansão do assoalho oceânico, a colisão da África com a Europa são fenômenos interrelacionados e comuns à uma nova dinâmica das Placas Sul-Americana e Africana a partir do Neogeno.

As seqüências Pirabas-Barreiras e Pará mostram, aparentemente, os mesmos controles tectônicos do Mesozóico. Entretanto, as direções de transferência NNE (Falha do rio Gurupi) e NE (Falha do rio Piriá) devem ter se comportado como verdadeiros anteparos para a deposição da Seqüência Pirabas-Barreiras na Bacia de S. Luís e da Unidade Carbonática na parte oriental da Bacia Bragança-Viseu.

O modelo tectono-sedimentar para a Seqüência Pirabas-Barreiras pode ser analisado através da conjugação das falhas normais com direções preferenciais NW-SE, e falhas de transferência NE-SW. Ao longo dos blocos com gradientes mais íngremes e próximos da costa, o controle tectônico foi responsável pela deposição mais acelerada produzindo seqüências mais espessas e constituídas de intercalações de sedimentos terrígenos (fácies proximal) e carbonáticas (distal). Os fácies Capanema e Baunilha Grande da Formação Pirabas (Ferreira, 1980/82) podem ser considerados representativos destas condições tectono-sedimentares.

Nas regiões mais distantes da costa, entretanto mais rasas devido ao gradiente mais suave, a deposição dos carbonatos, incluindo faixas recifais, reflete uma subsidência mais lenta acompanhada do basculamento e rotação do bloco tectônico (Fig.

86). Os calcários bioclásticos e bioermas do fácies Castelo de Ferreira (1980/82) são considerados aqui produtos diretos deste ambiente tectono-sedimentar da plataforma continental miocênica.

A presença conjunta de fósseis originados de subambientes distintos da plataforma, em uma mesma sequência (miscelânea), tanto no fácies Capanema como no Castelo, indicam, provavelmente, ora a interferência mais marcante de fluxos fluviais na sedimentação proximal ora o retrabalhamento dos calcários e recifes anteriormente formados na plataforma intermediária. O aporte intermitente de leques aluviais através das charneiras peribaciais poderiam concorrer, também, para eventos catastróficos de extinção, além da incorporação de material clástico silicoso e organismos (plantas p.e.) de ambiência salobra e/ou continental (Fig. 86).

Afloramentos da Sequência Pirabas na região litorânea atual, especialmente em frente à cidade de Salinópolis, mostram a configuração rômbrica dos blocos devido a conjugação das falhas normal e transferente (Fig. 87).

Na escala regional, os blocos com basculamento em sinistral, progressivamente para oeste e para sul, respondem pela ausência da Unidade Carbonática, para leste do lineamento do rio Piriá, e importantes ocorrências (subsuperfície) a sul da cidade de Belém.

A progressiva migração da Placa Sul-Americana por sobre a faixa equatorial e a regressão do mar miocênico propiciaram o desenvolvimento de sistemas de leques aluviais, que constituem a base da unidade predominantemente clástica da Sequência Bar-

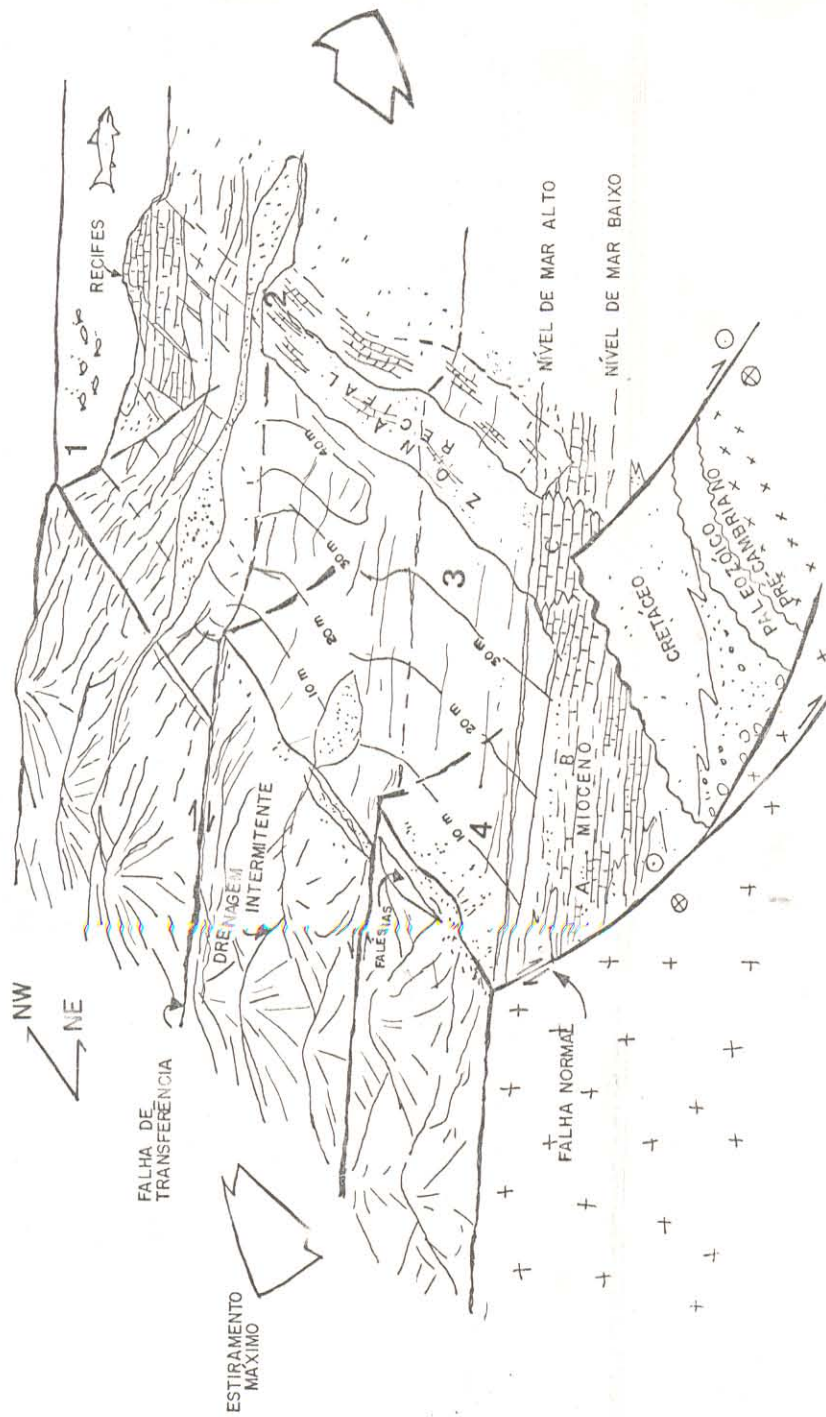


Fig. 86. Modelo tectono-sedimentar da Sequência Pirabas-Barreiras para o Mioceno. (A) - Fácies Capanema; (B) - Baunilha Grande; (C) - Castelo (Ferreira, 1980/82). - 10 m = Cotas batimétricas estimadas de acordo com os estudos de Fernandes (1988). Situação aproximada das cidades de Belém (1), Salinópolis (2), Bragança (3), Capanema (4), respectivamente. Observar a direção de estiramento máximo no processo de distensão simples.

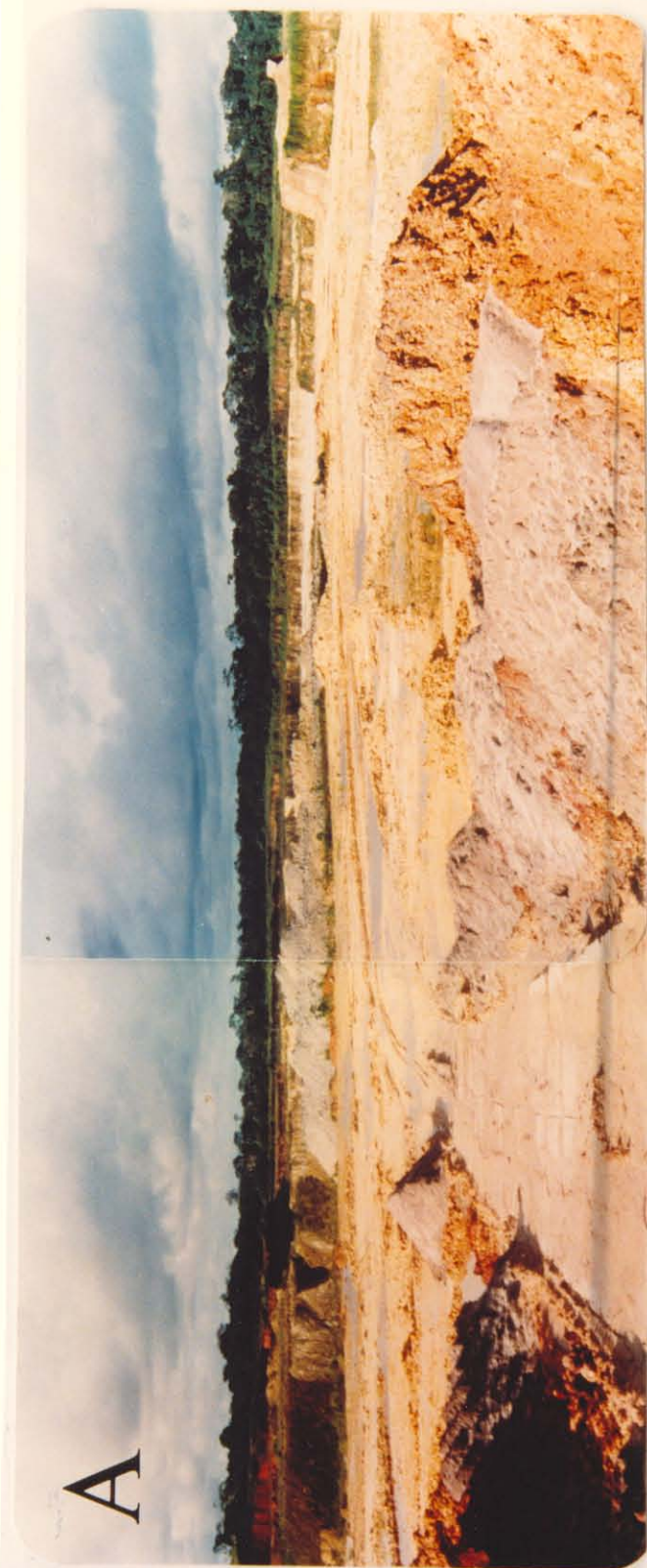


Fig. 87. Alguns aspectos dos afloramentos da Sequência Pirabas-Barreiras. (A) - Jazida de calcário da Companhia de Cimento - CIBRASA - no Município de Bonito, mostrando o contato relativamente brusco da Unidade Carbonática (transição fácies Capanema e Bauhinha Grande) com a Unidade Sílica Clástica. (B) - Blocos rômnicos resultantes, provavelmente, da atividade neotectônica na Unidade Carbonática (Fácies Castelo) no litoral da cidade de Salinópolis (Praia do Atalaia).

reiras. A interrupção abrupta da Unidade Carbonática, a norte da cidade de Bragança, e o espessamento da sequência clástica a partir desta região, em direção à cidade de Salinas, demonstram um importante controle estrutural na direção NNW, no decorrer da deposição da parte superior da Sequência Pirabas-Barreiras (Fig. 88).

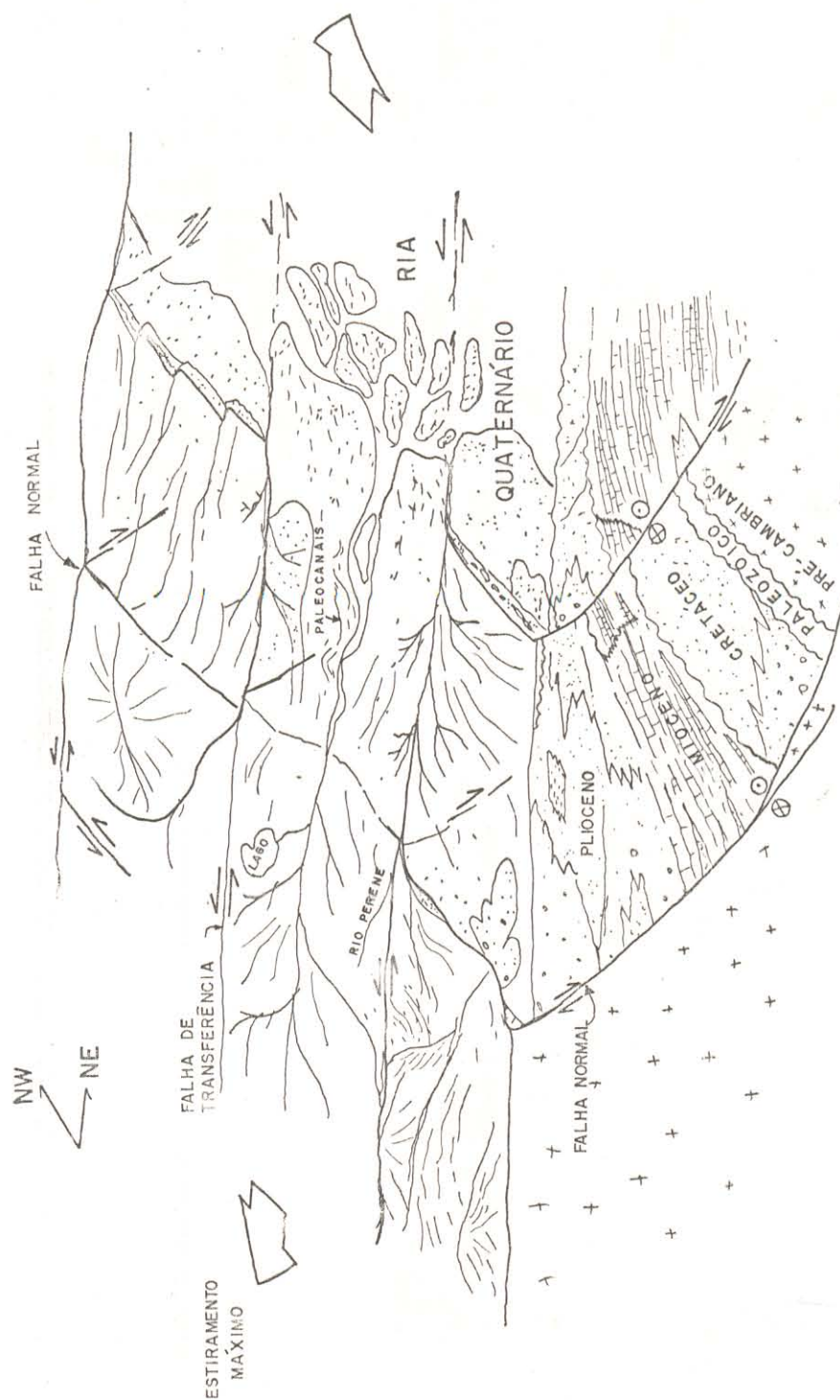


Fig. 88. Modelo tectono-sedimentar (Plioceno-Quaternário) para a Bacia Bragança-Viçosa.

Igreja et al. (1990) ao realizarem estudos sobre a neotectônica da margem direita do estuário do rio Pará (Belém-Ilha do Mosqueiro), propuseram que os clásticos terciários (Unidade Sílicli-Clástica-Barreiras) e os sedimentos quaternários da Sequência Pará, encontram-se tectonicamente controlados por falhas normais e de transferência, num padrão distensivo oblíquo, cujo eixo principal de estiramento obedece a direção NW-SE no sentido da Ilha de Marajó (Fig. 70). Neste trabalho um padrão distensivo similar foi interpretado para a deposição terciária e quaternária (litorânea) para a região estudada. Contudo, o eixo principal de estiramento, interpretado a partir dos elementos morfo-estruturais regionais, apresenta a direção NE-SW, resultando assim numa importante mudança na direção e velocidade da movimentação dos blocos tectônicos em atividade na região nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão. Uma primeira hipótese decorrente das proposições de Almeida et. al. (1988) e que poderia explicar as diferentes direções, seria a de que a partir do Mioceno, com a reorganização neotectônica do assoalho oceânico e relaxamento da Placa Sul-Americana, antes submetida ao esforço compressivo da Orogenia Andina, originaram-se diversas microplacas e blocos marginais periféricos à margem continental em franca atividade tectônica de ajuste (e/ou acomodação), que reativaria "trends" considerados de pouca importância, desde o Paleozóico, como é o caso da direção NNW (Fig. 89).

Costa et al. (1991) concluíram a partir de estudos sobre a neotectônica da Região do Salgado, do nordeste do Estado do Pará que um sistema direcional dextral E-W explicaria o arranjo mor-

fo-estrutural e lineamentos, cuja movimentação deslocou os estratos da Sequência Pirabas-Barreiras, controlando inclusive as erosões e deposições atuais do topo da Sequência Pará.

Hasui (1991) propõe um sistema geodinâmico que configuraria um binário dextral E-W para a Placa Sul-Americana.

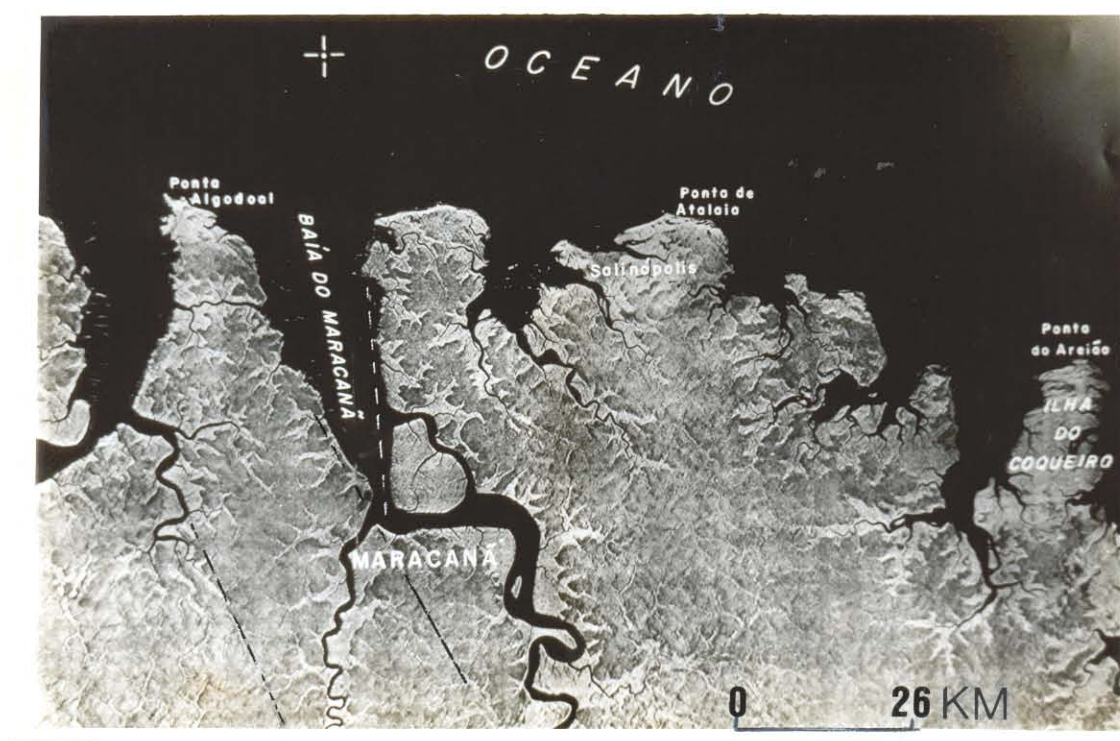


Fig.89. Lineamentos NNW paleozóicos e mesozóicos, provavelmente reativados durante o Quaternário, representando falhas transferentes no sistema distensivo oblíquo (Igreja, et. al. 1990) ou sintéticas e antitéticas no sistema direcional dextral E-W (Costa, et. al., 1991), (comparar com a Fig.07).

CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES

Os estudos dos aspectos tectono-sedimentares do Fanerozóico do nordeste Estado do Pará e Noroeste do Estado do Maranhão, permitiram delinear as seguintes conclusões:

- 1- As duas bacias sedimentares investigadas resultaram da articulação de nove grandes blocos do embasamento cristalino que aflora a sudoeste e nordeste da área estudada, aqui denominados de Núcleo Gurupi e Núcleo Cândido Mendes, respectivamente.
- 2- Nessas bacias e nas bordas dos núcleos pré-cambrianos foram definidas cinco seqüências sedimentares: A - Seqüência Piriá-Camiranga (Paleozóico Inferior); B - Seqüência Itapecuru Inferior (Cretáceo Inferior); C - Seqüência Itapecuru Superior (Cretáceo Superior); D - Seqüência Pirabas-Barreiras (Neogênica); E - Seqüência Pará (Quaternária).
- 3- As interpretações de mapas e perfis geológicos e geofísicos (gravimétricos, magnetométricos e sísmicos) dentro e fora das bacias, forneceram um grande número de elementos estruturais distensivos, compressivos e direcionais, dos quais foram considerados somente àqueles principais na evolução tectono-sedimentar fanerozóica.
- 4- As análises tectônicas, paleoambientais e paleogeográficas integradas com as áreas adjacentes forneceram os seguintes modelos tectono-sedimentares:

A- A Seqüência Piriá-Camiranga resulta de processos deposicionais flúvio-glaciais a marinho raso, cambro-ordovicianos (transgressivo) e silurianos (regressivo), no arcabouço estrutu-

ral de um sistema direcional sinistral (E-W), transtensivo (Paleozóico Inferior) e transpressivo (Paleozóico Superior), relacionáveis com a evolução do Atlântico I, no ciclo geotectônico ("Herciniano") de geração do Pangea.

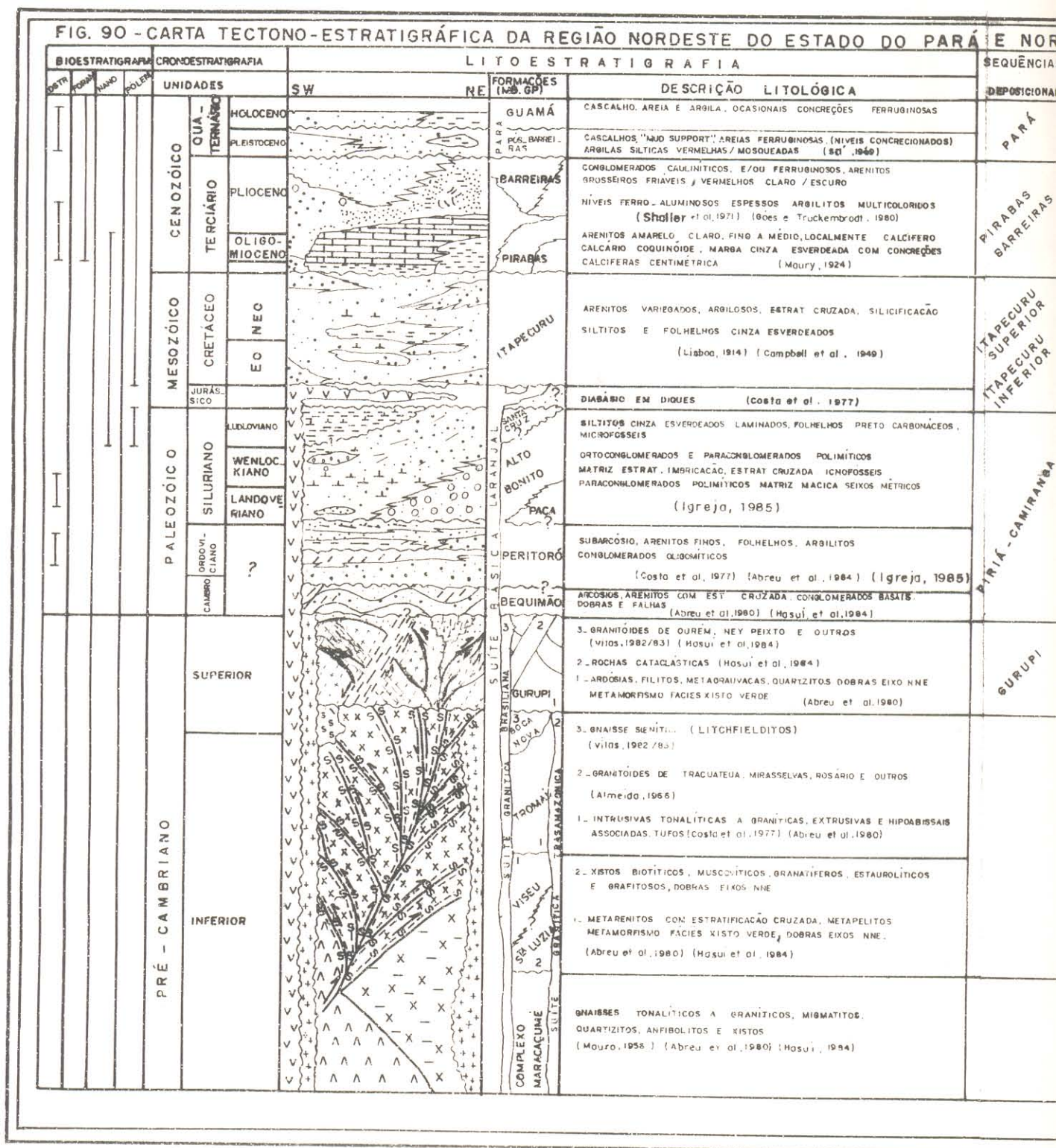
B- As Sequências Itapecuru Inferior e Itapecuru Superior resultaram de sistemas deposicionais flúvio-lacustres a deltáicos desenvolvidos num sistema distensivo oblíquo (NW-SE/NE-SW), respectivamente, nas fases de "rift" ativo (Cretáceo Inferior) e "rift" passivo (Cretáceo Superior), relacionados a evolução Mesozóica de geração do Atlântico (II) Equatorial e separação das Placas Sul-Americana e Africana.

C- As Sequências Pirabas-Barreiras e Pará representam o estabelecimento de sistemas deposicionais fluviais a marinhos rasos, desenvolvidos principalmente na Bacia de Bragança-Viseu, controlados por um sistema distensivo oblíquo, com as mesmas direções estruturais do Mesozóico, e relacionados à um evento neotectônico de rearranjo das placas continentais e oceânicas a partir do Mioceno.

4- Os modelos tectono-sedimentares propostos são condizentes com a evolução fanerozóica das Placas Sul-Americana e Africana, que no processo migratório de deriva (polo-equador) remanesceram registros paleoambientais que permitem o estabelecimento de correlação locais, regionais e continentais.

5- Este trabalho de síntese do Fanerozóico é pioneiro na região e resultou numa carta tectono-sedimentar cujo detalhamento das direções estruturais e fácies sedimentares poderá vir a ser muito importante na prospecção de petróleo, gás, fosfatos, bauxita,

caulim, ouro, diamante, calcário, água e materiais para construção (Fig. 90).



o, água e materiais para constru...

LITOESTRATIGRAFIA DA REGIÃO NORDESTE DO ESTADO DO PARÁ E NOROESTE DO MARANHÃO

FORMAÇÕES (M.B. GP)	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA	SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS	AMBIENTE	CLIMA	SISTEMA TECTÔNICO	OBSERVAÇÃO
GUAMÁ	CASCALHO, AREIA E ARGILA, OCASIONAIS CONCREÇÕES FERRUGINOSAS	PARÁ	FLUVIAL TRANSICIONAL MARINHO	TROPICAL	DISTENSIVO OBLÍQUO OU TRANSTENSIVO DEXTRAL	OSCILAÇÕES GLACIAIS
BARREIRAS	CASCALHOS, "AND SUPPORT", AREIAS FERRUGINOSAS, (NÍVEIS CONCRECIONADOS) ARGILAS SILTICAS VERMELHAS / MOSQUEADAS (SIL, 1949)	PARÁ	EROSÃO	SEMI-ÁRIDO	SOERGUMENTO QUIESCÊNCIA	
PIRABAS	CONGLOMERADOS CAULINITICOS, E/OU FERRUGINOSOS, ARENITOS GROSSIEIROS FRIÁVEIS / VERMELHOS CLARO / ESCURO	PIRABAS BARREIRAS	FLUVIAL TRANSICIONAL MARINHO	SEMI-ÁRIDO	DISTENSIVO FRONTAL	DERIVA CONTINENTAL
ITAPECURU	NÍVEIS FERRO-ALUMINOSOS ESPessos ARGILITOS MULTICOLORIDOS (Shaller et al, 1971) (Oões e Truckenbrodt, 1980)	ITAPECURU SUPERIOR	EROSÃO	SEMI-ÁRIDO	SOERGUMENTO SUBSIDÊNCIA TERMAL	DIAPIRISMO
	ARENITOS AMARELO, CLARO, FINO A MÉDIO, LOCALMENTE CALCIFERO CALCARIO COQUINOIDE, MARGA CINZA ESVERDEADA COM CONCREÇÕES CALCIFERAS CENTIMÉTRICA (Moury, 1924)	ITAPECURU INFERIOR	FLUVIAL TRANSICIONAL MARINHO	SEMI-ÁRIDO	DISTENSIVO FRONTAL	FASE PÓS-RIFT
	ARENITOS VARIEGADOS, ARGILOSOS, ESTRAT. CRUZADA, SILICIFICAÇÃO SILTITOS E FOLHELOS CINZA ESVERDEADOS (Lisboa, 1914) (Campbell et al., 1949)	ITAPECURU INFERIOR	EROSÃO	SEMI-ÁRIDO	DISTENSIVO OBLÍQUO	DISPERSÃO CONTINENTAL
	DIABÁSIO EM DIQUES (Costa et al., 1977)	ITAPECURU INFERIOR	FLÚVIO-LACUSTRE	SEMI-ÁRIDO	DISPERSÃO OBLÍQUO	OCEANO ATLÂNTICO II
ALTO BONITO	SILTITOS CINZA ESVERDEADOS LAMINADOS, FOLHELOS PRETO CARBONACEOS, MICROFOSSEIS	PIRÁ-CAMIRANGA	EROSÃO	SEMI-ÁRIDO	SUBSIDÊNCIA TECTÔNICA DIRECIONAL TRANSPRESSIVO	FASE RIFT
PACA	ORTOCONGLOMERADOS E PARACONGLOMERADOS POLIMITICOS	PIRÁ-CAMIRANGA	MARINHO	SEMI-ÁRIDO	DIRECIONAL TRANSTENSIVO SINISTRAL	PANGEA
PERITORÓ	MATRIZ ESTRAT. IMBRICAÇÃO, ESTRAT. CRUZADA ICNOFOSSEIS	PIRÁ-CAMIRANGA	FLUVIAL DELTÁICO	SEMI-ÁRIDO	DIRECIONAL TRANSTENSIVO SINISTRAL	DISPERSÃO CONTINENTAL
BEQUIMÃO	PARACONGLOMERADOS POLIMITICOS MATRIZ MACICA SEIXOS MÉTRICOS (Igreja, 1985)	PIRÁ-CAMIRANGA	MARINHO	SEMI-ÁRIDO	DIRECIONAL TRANSTENSIVO SINISTRAL	OCEANO ATLÂNTICO I
	SUBARCÓSO, ARENITOS FINOS, FOLHELOS, ARGILITOS CONGLOMERADOS OLIGOMITICOS	PIRÁ-CAMIRANGA	MARINHO	SEMI-ÁRIDO	DIRECIONAL TRANSTENSIVO SINISTRAL	GONDWANA
	(Costa et al., 1977) (Abreu et al., 1984) (Igreja, 1985)	PIRÁ-CAMIRANGA	MARINHO	SEMI-ÁRIDO	DIRECIONAL TRANSTENSIVO SINISTRAL	GONDWANA
	ARCOSIOS, ARENITOS COM EST. CRUZADA, CONGLOMERADOS BASALTS DOBRAS E FALHAS (Abreu et al., 1980) (Mogui, et al., 1984)	PIRÁ-CAMIRANGA	EROSÃO	SEMI-ÁRIDO	SOERGUMENTO	
	3. GRANITÓIDES DE DUREM, NEY PEIXO E OUTROS (Vilos, 1982/83) (Mogui et al., 1984)	GURUPI	MARINHO(?)	SEMI-ÁRIDO	DIRECIONAL SINISTRAL	ZONA DE CISALHAMENTO TENTUGAL
	2. ROCHAS CATACLÁSTICAS (Mogui et al., 1984)	GURUPI	MARINHO(?)	SEMI-ÁRIDO	DIRECIONAL SINISTRAL	ZONA DE CISALHAMENTO TENTUGAL
	1. ARDÓBIAS, FILITOS, METAGRAUÍVACAS, QUARTZITOS DOBRAS EIXO NNE METAMORFISMO FÁCIAS XISTO VERDE (Abreu et al., 1980)	GURUPI	MARINHO(?)	SEMI-ÁRIDO	DIRECIONAL SINISTRAL	ZONA DE CISALHAMENTO TENTUGAL
	3. GNÁISSE SIENÍTICO (LITCHFIELDITOS) (Vilos, 1982/83)	GURUPI	MARINHO(?)	SEMI-ÁRIDO	DIRECIONAL SINISTRAL	ZONA DE CISALHAMENTO TENTUGAL
	2. GRANITÓIDES DE TRACATEUA, MIRASSELVAS, ROSÁRIO E OUTROS (Almeida, 1966)	GURUPI	MARINHO(?)	SEMI-ÁRIDO	DIRECIONAL SINISTRAL	ZONA DE CISALHAMENTO TENTUGAL
	1. INTRUSIVAS TONALÍTICAS A GRANÍTICAS, EXTRUSIVAS E HIPOABISSAIS ASSOCIADAS, TUFOS (Costa et al., 1977) (Abreu et al., 1980)	GURUPI	MARINHO(?)	SEMI-ÁRIDO	DIRECIONAL SINISTRAL	ZONA DE CISALHAMENTO TENTUGAL
	2. XISTOS BIOTÍTICOS, MUSCOVÍTICOS, GRANATÍFEROS, ESTAUROLÍTICOS E GRAFITOSOS, DOBRAS EIXOS NNE	GURUPI	MARINHO(?)	SEMI-ÁRIDO	DIRECIONAL SINISTRAL	ZONA DE CISALHAMENTO TENTUGAL
	1. METARENITOS COM ESTRATIFICAÇÃO CRUZADA, METAPELITOS METAMORFISMO FÁCIAS XISTO VERDE, DOBRAS EIXOS NNE. (Abreu et al., 1980) (Mogui et al., 1984)	GURUPI	MARINHO(?)	SEMI-ÁRIDO	DIRECIONAL SINISTRAL	ZONA DE CISALHAMENTO TENTUGAL
	GNÁISSES TONALÍTICOS A GRANÍTICOS, MIGMATITOS, QUARTZITOS, ANFIBOLITOS E XISTOS (Mouro, 1958) (Abreu et al., 1980) (Mogui, 1984)	GURUPI	MARINHO(?)	SEMI-ÁRIDO	DIRECIONAL SINISTRAL	ZONA DE CISALHAMENTO TENTUGAL

7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. 1990. Evolução geotectônica do Pré-Cambriano da Região Meio Norte do Brasil e sua correlação com a África Ocidental. Tese de Doutorado, CPGG, UFPA, Belém, 436p.
- ABREU, F.A.M. & LESQUER, A. 1985. Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sul-sudoeste do Cráton São Luís. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, 1985. Anais... Belém, SBG. V.1, p.7-21.
- ABREU, F.A.M.; LESQUER, A.; BYAMUNGU, B.R. 1984. A estruturação setentrional do Brasil segundo a gravimetria. Ciências da Terra, 10: 10-13.
- ABREU, F.A.M.; VILLAS, R.N.; HASUI, Y. 1980. Esboço estratigráfico do Pré-Cambriano da região do Gurupi, Estado do Pará e Maranhão. In: CONGR. BRAS. GEOL., 31, Camboriú, 1980. Anais...Camboriú, SBG, V. , p.647-698.
- ALMEIDA, F.F.M. 1960. Quelques aspects sous-marins au large de la côte brésilienne. In: INTERN. GEOL. CONGR., 21, Norden. Rapports... Copenhagen. Part 10. p.23-28. (Submarine Geology).
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R.; MACHADO, Jr., D.L.; DEHIRA, L.K. 1988. Magmatismo pós-paleozóico no nordeste oriental do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 18(4): 451-462.
- ALMEIDA, F.F.M.; MELCHER, G.C.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; VANDOROS, P. 1969. Radiometric age determinations from northern Brazil. Bol. Soc. Bras. Geol., 17(1): 3-14.

- AMARAL, G. 1974. Geologia Pré-Cambriana na região amazônica. São Paulo, 212p. (Tese Livre Docência - USP/IG).
- ARAI, M.; UESUGUI, N.; ROSSETTI, D.F.; GÓES, A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. V.2, p.738-752.
- ARANHA, L.G. de F.; LIMA, H.P.; SOUZA, J.M.P.; MAKINO, R.K.; FIGUEIRAS, A.J.M. 1988. Evolução tectônica e sedimentar das bacias de bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. V. 6, p.2487-2490.
- ARANTES, J.L.G.; DAMASCENO, B.C.; KREBS, A.S. 1972. Projeto Argila - Belém. Belém, DNPM/CPRM. 2V. (Rel. final).
- BADHAM, J.P.N.; HALLS, C. 1975. Microplates tectonics, oblique collisions, and evolution of the hercynian orogenic systems Geology, 3, p.373-376.
- BARBOSA, G.V.; PINTO, M.N. 1973. Geomorfologia do Folha SA.23, São Luís e parte da Folha SA.24, Fortaleza. In: BRASIL.MME, Projeto RADAM, Rio de Janeiro, DNPM. Levantamento de Recursos Naturais, V.3, p.3-26.
- BEURIEN, G. & REGALI, M.S.P. 1987. O cretáceo da plataforma continental do Maranhão e Pará, Brasil: bioestratigrafia e evolução paleoambiental. Petrobrás, Boletim de Geociências, 1(2): 135-155.

- BOND, G.C.; NICKELSON, P.A.; KOMENZ, Ma. 1984. Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth and Planetary Science Letters*, 70: 325-345.
- BORGES, M.S.; ANGÉLICA, R.S.; COSTA, M.L. 1988. Contribuição à geologia dos arredores da Vila de Santa Luzia (Ourém-PA). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. V.6, p.2689-2698.
- BORGES, M.S.; IGREJA, H.L.S.; COSTA, J.B.S.; HASUI, Y. 1990. Faciologia e Tectônica da Formação Urucua na Região de Dianópolis, Sudeste do Estado de Tocantins. São Paulo, UNESP, Geociências. (No prelo)
- BRAZIL, I.R. 1989. O potencial petrolífero e as perspectivas exploratórias da Bacia do Solimões. In: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 1, Angra dos Reis, 1989. Anais... Rio de Janeiro. p.3-12.
- BRIDGE, J.S. e LEEDER, M.R. 1979. A Simulation Model of Alluvial Stratigraphy. *Sedimentology*, 26: 617-44.
- BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A.; CORDANI, U.G.; THOMAZ F, A. 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basin of Brazil: A case of tectonic heritage. *Journal of Geodynamics*, 1:495-510.
- BULLARD, E.C.; EVERETT, J.E.; SMITH, A.G. 1965. Fit of continents around atlantic, In: BLACKETT, P.M.S.; BULLARD, E.C.; RUNCORN, S.K. eds. Título...London, Phil. Trans. Roy. Soc. V.258, p.41.

- CAINELLI, C.; MORAES Jr, J.J. 1986. Preenchimento sedimentar da Bacia de Pará-Maranhão, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG. V.1, p.131-144.
- CAMPBELL, O.F.; ALMEIDA, L.F.; SILVA, S.O. 1949. Relatório preliminar sobre a Geologia da Bacia do Maranhão. Rio de Janeiro, Cons. Nac. Petr. 60p. (Boletim nº 1).
- CAPUTO, M.V. 1988. Análise do modelo geotectônico de Rabinowitz e Labrecque. In: Petrobrás/Sedes. Origem e evolução das bacias sedimentares, Rio de Janeiro, cap. 2., p.1-17.
- CAPUTO, M.V. 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basin of Brasil. Santa Barbara, 586p. (Tese de Doutorado - Univ. California).
- CAVALCANTI, A.R.S.; FERREIRA, R.F.; VAN DERVEN, P.H. 1989. Geologia e exploração da Bacia de Sirte - Líbia. In: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 1, Angra dos Reis, 1989. Anais... Rio de Janeiro, p.117-126.
- CHANG, H.K. & KOWSMANN, R.O. 1987. Interpretação genética das seqüências estratigráficas das bacias da margem continental brasileira. Revista Brasileira de Geociências, 17(2): 74-80.
- COOK, T.D. & BALLY, A.W. 1975. Stratigraphic atlas of North and Central America. Princeton, N.J., Princeton University Press.
- COSTA, J.B.S.; BORGES, M.S.; BEMERGUY, R.L.; IGREJA, H.L.S.; PINHEIRO, R.V.L. 1991. Aspectos da Tectônica Cenozóica na Região do Salgado, Litoral NE do Estado do Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, Belém... Anais, p. 156-165.

- COSTA, J.B.S.; IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; HASUI, Y. 1991. Aspectos estruturais da tectônica mesozóica na região Centro-Norte do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Rio Claro, 1991. Resumo... Rio Claro, SBG. V.3, p.
- COSTA, J.B.S.; PASTANA, J.M.N.; COSTA, E.J.S.; JOÃO, X.S.J. 1988. A faixa de cisalhamento Tentugal na Folha SA.23.Y-B. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, SBG. V.5, p.2257-2261.
- 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. Belém, Convênio DNPM/CPRM. V.1 (Relatório final de etapa).
- COSTA, M.L. 1985. Petrologia e Geoquímica dos Xistos Carbonosos de Santa Luzia (Ourém-Pa). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, 1985. Anais...Goiânia, SBG. V.2, p.18-32.
- COUTINHO, L.F.C. 1988. Análise da Evolução Tectônica da Bacia do Pará-Maranhão durante o Mesozóico. Ouro Preto, 204p. (Tese de Mestrado da Univ. Fed. Ouro Preto).
- COWARD, M.P. 1986. Heterogeneous Stretching, Simple Shear and Basin Development. Earth and Planetary Science Letters. 80 (1986), p.325-336.
- DELLA FAVERA, J.C. e POSSATO, S. 1985. The use of depositional sequences as a tool for oil exploration in Brazilian basins. Proc. 2 and. Geological Congress on the Middle East (GEOCOME II), Baghdad, 1984, p. 65-75.

- EMERY, K.O.; UCHUPI, E.; PHILLIPS, J.D.; BOWIN, C.O.; BUNCE, E. T.; KNOTT, S.T. 1970. Continental rise off eastern north america. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 54:44-108.
- FERNANDES, J.M.G. 1988. Bioestratigrafia da Formação Pirabas, Estado do Pará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais...Belém, SBG. V.6, p.2376-2382
- FERREIRA, C.S. 1980. Correlação da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) N e NE do Brasil com as Formações Chipola e Tampa da Península da Flórida, USA. In: CONG. LATINOAMERICANO DE PALEONTOLOGIA, Bueno Aires, 1980. Actas... V.3, p.49-55.
- FERREIRA, C.S. 1982. Notas estratigráficas sobre o Cenozóico Marinho do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. Anais... Belém, SBG. p.84-88.
- FERREIRA, J.B. 1979. Métodos Geofísicos aplicados ao mapeamento geológico numa área da Região Bragantina - Pará. Belém, 88p. (Tese de Mestrado UFPa).
- FIGUEREDO, A.M.F.; TEIXEIRA, J.; CARMINATTI, M. 1982. Projeto Barreirinhas: reavaliação da Bacia Cretácea, áreas terrestre e marítima. Rio de Janeiro, Petrobrás/Depex. p.103-239 (Relatório interno)
- FOLK, R.L.; WARD, W.E. 1957. Brazos river bar.; a study in the significance of grain size parameters. Jour. Sed. Petrol., 27: 3-26.
- FRANCISCO, B.H.R.; LOEWNSTEIN, P.; SILVA, D.F.; SILVA, G.G. 1971. Contribuição a geologia da Folha São Luís (SA-23) no Estado do Pará. Belém, Mus. Paraense Emílio Goeldi - Série geologia. 48p. (Boletim nº 17)

- GALLOWAY, W.E. 1989. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I. Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units. AAPG Bull. V. 73 N 2: p. 125-142.
- GAMA JR., E.G. 1985. Estratigrafia genética e classificação global da Bacia Potiguar (RN) e ambiente do petróleo nas Bacias Mesozóicas do Nordeste brasileiro. Rio Claro, 133p. (Tese de Livre Docência do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP)
- GIBBS, A.D. 1987. Development of extension and mixed-mode sedimentary basins. In: COWARD, M.P. et al. (1987). Continental extensional tectonics. London: Geological Society of London. Special Publication, N 28: p. 29-34.
- GIBBS, A.D. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. J. Geol. Soc. London, 141: 609-620.
- GÓES, A.M. 1981. Estudo Sedimentológico dos sedimentos Barreiras, Ipixuna e Itapecuru no nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão. Belém, 55p. (Tese de Mestrado NCGG/UFPa)
- GÓES, A.M. & TRUCKENBRODT, W. 1980. Caracterização faciológica e interpretação ambiental dos sedimentos Barreiras da região Bragantina, nordeste do Pará. In: XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. Anais... Camboriú, SBG. p.766-771.
- GÓES, A.M.; SOUZA, J.Ma.; TEIXEIRA, L.B. 1989. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. In: SEMINÁRIO DE INTERPRETAÇÃO EXPLORATÓRIA, 1, Angra dos Reis, 1989. Anais.... Rio de Janeiro. p.25-34.

- HALLAM, A. 1977. Secular changes in marine inundation of USSR and North America through the Phanerozoic. *Nature* V.269: p.769-772.
- HASUI, Y. 1990. Neotectônica e tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA NO SUDESTE DO BRASIL, 1, Belo Horizonte. Anais...Belo Horizonte, SBG. (No prelo)
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M.; VILLAS, R.N.N. 1984. Província Parnaíba, In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. (eds.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blucher. 378p.
- HOOKE, R. LEB. 1972. Geomorphic for late-wisconsinian and Holocene Tectonic deformation, Death Valley, California. *Bull. Geol. Soc. Am.* V. 83: p.2073-98.
- HUBBARD, R.J.; PAPE, J.; ROBERTS, D.G. 1985. Depositional sequence mapping as technique to establish tectonic and stratigraphic framework and evaluate hydrocarbon potential on a passive continental margin, In: BERG, O.R. and D.G. Woolverton eds. *Seismic stratigraphy II: An integrated approach to hydrocarbon exploration: AAPG Memoir m.39*, p.79-92.
- IGREJA, H.L.S. 1985. Estudo Geológico da sequência Camiranga - nordeste do Pará. Belém, 85p. (Tese de Mestrado, UFPA).
- IGREJA, H.L.S.; BORGES, M.S.; ALVES, R.J.; JÚNIOR, P.S.C.; COSTA, J.B.S. 1990. Estudos Neotectônicos nas Ilhas de Duteiro e Mosqueiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais... Natal, SBG. V.5, p.2110-2123.

- JANSONIUS, J. 1970. Classification and stratigraphic application of the chitinozoa. In: Quadros, L.P. Distribuição bioestratigráfica dos chitinozoa e acritarchae na Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. p.76 (Série Ciência-Técnica-Petróleo. Seção Exploração de Petróleo nº 12).
- KINGMA, J.T. 1958. Possible Origin of Piercement Structures, Local Unconformities, and Secondary Basins in the e Astern Geosyncline, New Zealand, N.Z. Journ. Geol. Geophys, V. 1: p. 74-269.
- KRUMBEIN, W.C.; SLOSS, L.L. 1963. Stratigraphy and Sedimentation 2 Ed. San Francisco, Freeman, 660p.
- LEEDER, M.R.; GAWTORPE, R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt - block/half - graben basins. Geological Society Special Publication, N. 28: p. 139-152.
- LE PICHON, X. & HAYES, D.E. 1971. Marginal off sets, fracture zones and the early opening of the south atlantic. Jour. Geophys. Res., 76(26): 6285-6293.
- LINK, M.H. 1984. Fluvial fácies of the Miocene Ridge Route Formation, Ridge Basin, California. In: Nilsen, T.H. ed. Fluvial Sedimentation and Related Tectonic Framework. Western North America: Special Issue of Sedimentary Geology. V.38. p.263-285.
- LISTER, G.S. & DAVIS, G.A. 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado river region, U.S.A. Journal of Structural Geology, 11 (1/2): 65-94.

- LISTER, G.S.; ETHERIDGE, Ma.; SYMONDS, P.A. 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. *Geology*, 14: 246-250.
- LOCZY, L. 1984. Aspectos geotectônicos da África Ocidental a leste do Golfo da Guiné com referências às conexões estruturais e litológicas entre Brasil e África. *Revista Brasileira de Geociências*, 14(1): 47-53.
- MARINHO, M. & MASCLE, J. 1987. Evolução estrutural do platô marginal da Guiné e sua relação com a formação do oceano atlântico Centro - Equatorial. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2): 111-117.
- MAURY, C.J. 1924. Fósseis terciários do Brasil e descrição de novas formas cretáceas. *Monogr. Serv. Geol. Min. (Monografia N. 4)*.
- MCCAMMON, R.B. 1962. Efficiencies of percentile measurements for rescribing the mean size and sorting of sedimentary particles. *Journal of Geology*, 70: 453-465.
- MCKENZIE, D.P. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett*, V. 40, N. 1, p. 25-32.
- MITCHUM, R.M. JR. 1977. Glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: DAYTON, C.E. (ed.). *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*. Oklahoma, American Association of Petroleum Geologists. p.205-212 (Memoir 26)

- MIURA, K. & BARBOSA, J.C. 1972. Geologia da plataforma continental do Maranhão, Piauí, Ceará e Rio Grande do Norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26, Belém, 1972. Anais. .. Belém, SBG. V.2, p.57-66.
- MOLNAR, A.B.; URDININEA, I.S.A. 1966. Reconhecimento geológico entre as Bacias do Amazonas e Maranhão. Rio de Janeiro, Petrobrás - Renor. (Rel. Interno)
- MOURA, P. de. 1936. Notas sobre a campanha do Gurupi. Rio de Janeiro, A. Serv. Min. nº 78, p.66. (Relatório)
- 1938. Ouro no Gurupi. Revista Mineração e Metalurgia. Rio de Janeiro 1(1). p.9-13.
- NASCIMENTO, D.A. de; GAVA, A.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W. 1981. Geologia da Folha SA.24 Fortaleza: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial. In: BRASIL/MME, Projeto RADAM. Rio de Janeiro, DNPM. Levantamento de Recursos Naturais, V.21, p.9-212.
- NUNES, A.B.; BARROS FILHO, C.N.; LIMA, R.F. 1973. Folhas SA-23 São Luís e parte da Folha SA-24 Fortaleza. In: BRASIL/MME, Projeto RADAM, Rio de Janeiro, DNPM. Levantamento de Recursos Naturais. V.3, parte I.
- OJEDA, H.A.O. 1980. Arcabouço estrutural, estratigrafia e evolução tectono-sedimentar da margem continental brasileira. Rio de Janeiro, Petrobrás/Dexpro/Direx/Supex. (Rel. Interno)
- OJEDA, H.A.O. 1981. Estrutura, estratigrafia e evolução das bacias marginais brasileiras. Rev. Bras. Geoc., 11(4): 257-273.

- OLIVEIRA, A.I. & LEONARDOS, O.H. 1943. Geologia do Brasil. Rio de Janeiro, Serv. inf. agric., 813p.
- OLIVEIRA, N.P. de. 1977. Fosfatos da Região de Santa Luzia, Nordeste do Estado do Pará. Belém, 74 p. (Tese de Mestrado, UFPA).
- PARRISH, J.T.; ZIEGLER, A.M.; SCOTSESE, C.R. 1982. Rainfall patterns and the distribution of coals and evaporites in the Mesozoic and Cenozoic. *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol.*, 27:1-23.
- PETRI, S.; FÚLFARO, V.I. 1983. Geologia do Brasil (Fanerozóico). São Paulo, Universidade de São Paulo, 631p.
- PITMAN, W.C. 1978. The relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89(9): 1389-1403.
- RABINOWITZ, P.D.; LA BREQUE, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margin. *Journal of Geophysical Research*, 84(B11): 5973-6002.
- RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I. 1987. The techniques of modern structural geology. Folds and fractures. Academic press., V.2.
- READING, H.G. 1980. Characteristics and recognition of strike-slip fault systems. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* (1980) 4, 7-26.
- REZENDE, W.M. de. 1964. Bacia do Maranhão - Estudos dos processos de intrusões e extrusões de magmas básicos. Rio de Janeiro, Petrobrás/Depex, 23p.

- REZENDE, W.M. & PAMPLONA, H.R.P. 1970. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano Santos. Bol. Tec. Petrobrás. 13(1/2): 5-14.
- SÁ, J.H. 1969. Contribuição a geologia dos sedimentos terciários e quaternários da Região Bragantina. Bol. Geol., 3: 21-36.
- SADOWSKI, G.R. 1987. A possible relation between pluses of plataform activation and plate kinematics. Tectonophysics, 143: 43-57.
- SANTOS, E.J. & BRITO NEVES, B.B. 1984. Província Borborema. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. coords. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher. p.123-186.
- SCHALLER, H.; VASCONCELOS, D.N.; CASTRO, J.C. 1971. Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar da Foz do Rio Amazonas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. Anais... São Paulo, SBG. V.3, p.189-202.
- SCOTT, D.L. & ROSENDAHL, B.R. 1989. North viking graben: An east african perspective. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, V. 73, N. 2, p. 155-165.
- SCRUTTON, R.A. 1973. The age relationship of igneous activity and continental break Up. Geol. Mag. V.110. p.227-234.
- SEYFERT, C.K. & SIRKIN, L.A. 1979. Earth history and plate tectonics 2^o Ed. Nova York, Harper e Row, 600p.
- SIAL, A.N. 1976. The post - paleozoic volcanism of northeast brazil and its tectonic significance. An. Acad. Bras. Ciên., 48(supl.): 299-311.

- SILVA, O.B. 1987. Análise da Bacia do Solimões (Revisão Litestratigráfica, Magmatismo e Geoquímica). Ouro Preto, UFOP/Deptº de Geologia, 1987. 181p. (Dissertação de Mestrado).
- SLOSS, L.L. & SPEED, R.C. 1974. Relationships of cratonic and continental margin tectonic episodes, In: DICKINSON, W.R. ed. Tectonics and sedimentation. SEPM spec. publ. N. 22, p. 98-119.
- SMITH, A.G.; HURLEY, A.M.; BRIDEN, J.C. 1982. Palaeokontinentale weltkarten des phanerozoikum. Stuttgart, F. Enke, 102p.
- SUGUIO, K. 1982. Rochas Sedimentares, Propriedades - Gênese - Importância Econômica. 2 ed. São Paulo. Edgar Blücher. 500p.
- SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J.B.L.; ZANOTTO, O.; WOLFF, S. 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. Revista Brasileira de Geociências, 17(2): 180-188.
- TRUCKENBRODT, W. 1985. Micro. Marcas onduladas em sedimentos paleozóicos da Bacia do Parnaíba e da Região do Gurupi (NE do Estado do Pará). Rev. Bras. Geoc., 15 (aceito para a publicação).
- TRUCKENBRODT, W.; CORREA, J.A.M. 1985. Estudo petrológico de arenitos arcoseanos da Formação Piriá, Pré-Siluriano, Região do Gurupi/Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2, Belém, 1985. Anais... Belém, SBG. V.2, p.159-167.
- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B. 1980. Gênese da argila de Belterra, Terciário Superior, Região Amazônica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. Resumos... Camboriú, SBG. Bol. n. 2, p.418.

- TRUCKENBRODT, W.; KOTSCHOUBEY, B.; GÓES, A.M. 1982. Considerações a respeito da idade das bauxitas na parte leste da região amazônica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. Anais ... Belém, SBG. V.2, p.201-208.
- VAN WAGONER, J.C.; MITCHUM, R.M. Jr.; POSAMENTIER, H.W.; VAIL, P.R. 1987. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 2, key definitions of sequence stratigraphy. In: A.W. Bally, (ed.). Atlas of seismic stratigraphy. V.1: AAPG Studies in Geology 27, p. 11-14.
- VENKATAKRISHAN, R. & CULVER, S.J. 1989. Tectonic fabric of Sierra Leone, West Africa: implications for Mesozoic continental breakup. Journal of the Geological Society of London, V. 146: p. 991-1002.
- VILLAS, R.N.N. 1982. Intrusões ígneas brasileiras na Bacia do Rio Guamá, nordeste do Estado do Pará. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1, Belém, 1982. Anais... Belém, SBG. V. 1, p.233-247.
- WERNICKE, B. 1981. Low angle normal faults in the basin and range province - Nappe tectonics in an extending orogen. Nature, 291: 645-648.
- WILSON, J.T. 1966. Did the Atlantic close and then reopen?. Nature, 211(5050): 676-681.
- WISE, D.U.; DUNN, D.E.; ENGELDER, J.T.; GEISER, P.A.; HATCHER, R.D.; KISH, S.A.; ODOM, A.L. SCHAMEL, S. 1984. Fault-related rocks: Suggestions for terminology. Geology, 12: 391-394.

- ZALAN, P.V. 1984. Tectonics and sedimentation of the Piauí-Camocim sub-basin, Ceará Basin, offshore Northeastern Brasil. Golden, Colorado, 133p. (Ph. D. Thesis), Colorado school of mines).
- ZALAN, P.V. & WARME, J.E. 1985. Tectonics and sedimentation of the Piauí - Camocim sub-basin, Ceará Basin, offshore Northeastern Brazil. Rio de Janeiro, Petrobrás/Cenpes. (B. Cien. Tec. Petróleo N. 17). 71 p.